

УДК 504+550+551+552+624

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

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів і студентів.

Видання індексується в наукометричній базі даних Academic Resource Index ResearchBib.

Published are the results of geological, stratigraphic, paleontological, hydrogeological, geophysical and geoinformation research.

For scientists, professors, graduate and postgraduate students.

Jornal is indexed in Academic Resource Index ResearchBib.

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

Для преподавателей, научных сотрудников, аспирантов и студентов.

Издание индексируется в наукометрической базе данных Academic Resource Index ResearchBib.

Відповідальний за випуск О.І. Меньшов

ВІДПОВІДАЛЬНИЙ РЕДАКТОР**РЕДАКЦІЙНА
КОЛЕГІЯ**

В.А. Михайлов, д-р геол. наук, проф.

І.М. Безродна, канд. геол. наук, с.н.с. (заст. відп. ред.); О.І. Меньшов, канд. геол. наук (відп. секр.); С.А. Вижва, д-р геол. наук, проф.; З.О. Вижва, д-р фіз.-мат. наук, проф.; В.М. Гулій, д-р геол. наук, проф.; М.Н. Жуков, д-р геол. наук, проф.; В.М. Загнітко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.М. Іванік, д-р геол. наук, доц.; 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, д-р геол. 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.; О.В. Митрохин, д-р геол. наук, доц.; П.О. Міненко, д-р фіз.-мат. наук; В.А. Нестеровський, д-р геол. наук, проф.; В.В. Огар, д-р геол. наук, доц.; М.І. Орлюк, д-р геол. наук, с.н.с.; 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.; В.В. Шевчук, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; С.Є. Шнюков, д-р геол. наук, доц.; Т.В. Пастушенко, канд. філол. наук, доц.; Т.А. Мірончук, канд. філол. наук, доц.

Іноземні члени редакційної колегії:

М. Бур'яник, Шелл Глобал Солюшн Інтернешнл, Нідерланди; Л. Верник, Нафтова корпорація Маратон, США; А. Веснавер, Італійський національний інститут океанографії та прикладної геофізики, Італія; К. Зенг, Китайський геологічний університет; Китай, М. Короновський, Московський державний університет імені М.В. Ломоносова; Росія, Д. Ленц, Університет Нью-Брансвік, Канада; К. Лі, Китайський геологічний університет, Китай; М. Олівія, Лісабонський університет, Португалія; П. Перейра, Університет Миколаса Ромеріса, Литва; В. Портнов, Карагандинський Державний Технічний Університет, Казахстан; Д. Робертс, Стаффордширський університет, Велика Британія; С. Спассов, Геофізичний центр Доурбес, Бельгія; М. Феді, Неапольський Університет Федеріко II, Італія; О. Ханчук, Далекосхідний геологічний інститут, Росія

Адреса редколегії

03022, Київ-22, вул. Васильківська, 90, ННІ "Інститут геології",
☎ 380442597030, електронна адреса: geolvisnyk@ukr.net

Затверджено

Вченою радою ННІ "Інститут геології"
6 квітня 2015 року (протокол № 9)

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 31 72, 239 32 22; факс 239 31 28

UDC 504+550+551+552+624

Published are the results of geological, stratigraphic, paleontological, hydrogeological, geophysical and geoinformation research.

For scientists, professors, graduate and postgraduate students.

Journal is indexed in Academic Resource Index ResearchBib.

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

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів і студентів.

Видання індексується в наукометричній базі даних Academic Resource Index ResearchBib.

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

Для преподавателей, научных сотрудников, аспирантов и студентов.

Издание индексируется в наукометрической базе данных Academic Resource Index ResearchBib.

Chief publication manager O. Menshov

Formatting and adjustment by Yu. Tymchenko

EXECUTIVE EDITOR**V. Mykhailov, Dr. Sci. (Geol.), Prof.****EDITORIAL BOARD****Ukrainian members:**

I. Bezrodna, Cand. Sci. (Geol.), Senior Researcher (Deputy Executive Editor); O. Menshov, Cand. Sci. (Geol.), (Executive Secretary); S. Vyzhva, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; Z. Vyzhva, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Assoc. Prof.; V. Guliy, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; M. Zhukov, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; V. Zagnitko, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; O. Ivanik, Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.; O. Karpenko, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; M. Korzhnev, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; I. Korchagin, Dr. Sci. (Phys.-Math.); O. Koshliakov, Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.; V. Kurganskyi, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; O. Lukienko, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; B. Maslov, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.; O. Mytropolskyi, Corr. NAS Ukraine, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; O. Mytrokhyn, Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.; P. Minenko, Dr. Sci. (Phys.-Math.); V. Nesterovskyi, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; V. Ohar, Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.; M. Orluk, Dr. Sci. (Geol.), Senior Researcher; V. Pavlyshyn, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; G. Prodaivoda, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.; M. Tolstoy, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; V. Shevchuk, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; S. Shniukov, Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.; T. Pastushenko, Cand. Sci. (Phil.), Assoc. Prof.; T. Mironchuk, Cand. Sci. (Phil.), Assoc. Prof.

Foreign members:

M. Burianyk, Shell Global Solutions International, Netherlands; L. Vernik, Marathon Oil Company, USA; A. Vesnaver, Italian National Institute of Oceanography and Applied Geophysics, Italy; Q. Zeng, China University of Geosciences, China; M. Koronovskiy, Lomonosov Moscow State University, Russia; D. Lentz, University of New Brunswick, Canada; Q. Liu, China University of Geosciences, China; M. Olivia, University of Lisbon, Portugal; P. Pereira, Mykolas Romeris University, Lithuania; V. Portnov, Karaganda State Technical University, Kazakhstan; D. Roberts, Staffordshire University, Great Britain; S. Spassov, Geophysical Center of Dourbes, Belgium; M. Fedi, University of Naples Federico II, Italy; O. Khanchuk, Far East Geological Institute, Russia.

Address

Institute of Geology, 90 Vasylkivska Str., Kyiv, Ukraine, 03022,
tel. +3804425970306, e-mail: geolvisnyk@ukr.net

Approved by the

Academic Council of the Institute of Geology
April 6, 2015 (Minutes # 9)

Certified by the

Higher Attestation Board
(the State Commission for Academic Degrees and Titles), Ukraine
Edict # 1-05/6 issued on 12.06.2002

Certified by the

Ministry of Justice of Ukraine
State Certificate # 16181-4653P issued on 25.12.2009

Founded and published by

Taras Shevchenko National University of Kyiv,
Kyiv University Publishing
State Certificate # 1103 issued on 31.10.2012

Address:

Office 43, 14 Shevchenko Blvd, Kyiv, 01601
☎ (38044) 239 31 72, 239 32 22; Fax 239 31 28

ЗМІСТ

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

Лазарук Я. Тангенціальні рухи Дніпровсько-Донецької западини як один з чинників формування нафтогазоносних структур.....	6
Попова Л., Огієнко О., Сокольський Т. Викопні еласмобранхії та стратиграфія крейдових відкладів Канівщини.....	10
Огієнко О. Розподіл комплексів діатомових водоростей у поверхневому шарі донних відкладів північно-західної частини Антарктичного півострова за морфоструктурними зонами шельфу.....	14
Мадьяр А., Ковач М., Варга Г., Радванські Б., Фабіан С., Іжак Т., Плачковська Е., Тимченко Ю. Зв'язок між рослинністю і схиловими процесами на високих надзаплавних берегах Пакш-Дунакемледа.....	21

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

Шнюков С., Лазарєва І., Никанорова Ю. Фенітові ореоли лінійних карбонатитових масивів: мінерало-геохімічні критерії ідентифікації та встановлення геологічної будови.....	26
Лазарєва І. Геохімія та забарвлення природних флюоритів: ефективність і простота застосування в практиці мінералого-геохімічних досліджень	32

ГЕОФІЗИКА

Малицький Д., Назаревич А., Микита А., Асташкіна О., Коваль Ю., Махніцький М. Геоакустичні спостереження на пункті "Яноші" у Закарпатті	39
Кузьменко Т. Синтетичне сейсмічне моделювання відкладів осадового чохла Каркінітського прогину	44

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

Карпенко О., Михайлов В., Карпенко І. До прогнозу освоєння вуглеводневих ресурсів східної частини ДДЗ	49
Дячков Б., Матайбаєва І., Черненко З., Теут Є. Геологічна позиція і рудоносність гранітоїдних поясів Великого Алтаю	55

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

Кошлякова Т., Кошляков О., Долін В., Скрипкін В. Оцінка інтенсивності водообміну в сеноман-келовейському водоносному комплексі на території м. Київ в умовах техногенного впливу	66
Бровко А., Бровко Г. Гідродинамічний режим підземних вод в районі Рівненської АЕС	70
Бойко К. Методика оцінки ризику виникнення новітніх зсувів південно-західного берегу Криму.....	76

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

Малицький Д., Муйла О., Грицай О., Кутнів О., Обідіна О. Визначення тензора сейсмічного моменту з хвильових форм	80
Міненко Р., Міненко П., Мечніков Ю. Сучасний стан проблеми стійких розв'язків обернених лінійних задач гравіметрії.....	86

CONTENTS

GENERAL AND HISTORICAL GEOLOGY

Lazaruk Ya. Tangential movements of Dniپر-Donets Depression as one of the factors of formation of oil- and gas-bearing structures	6
Popova L., Ogienko O., Sokolskiy T. Fossil Elasmobranchs and Stratigraphy of Cretaceous Deposits, Kaniv	10
Ogienko O. Diatom Assemblages in the Upper Layer of Bottom Deposits: Distribution over Morphostructural Shelf Zones of the North-Western Antarctic Peninsula	14
Magyar Á., Kovács M., Varga G., Radvánszky B., Fábrián Sz., Izhak T., Platskovska E., Tymchenko Yu. Linking Vegetation and Mass Movements on the High Bluff at Paks-Dunakömlöd	21

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY

Shnyukov S., Lazareva I., Nykanorova Yu. Fenite Halos of Linear Carbonatite Massifs: Identification Criteria and Determination of Geological Structure	26
Lazareva I. Geochemistry and Color of Natural Fluorites: Efficiency and Simplicity of Practical Application in Mineralogical and Geochemical Studies	32

GEOPHYSICS

Malytskyy D., Nazarevych A., Mykyta A., Astashkina O., Koval Yu., Makhnitskyy M. Geoacoustic Emission at Yanoshi Observation Point, Transcarpathians	39
Kuzmenko T. Sedimentary Cover of Karkinitzka Depression: Synthetic Seismic Modelling	44

MINERAL RESOURCES

Karpenko O., Mykhailov V., Karpenko I. Eastern Dnieper-Donets Depression: Predicting and Developing Hydrocarbon Resources	49
Diachkov B., Mataybaeva I., Chernenko Z., Teut E. Geological Position of Ore-bearing Granitoid Belts in the Great Altai	55

HYDROGEOLOGY, ENGINEERING AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY

Koshliakova T., Koshliakov O., Dolin V., Skrypkin V. Man-made Impact and Water Cycle Rates in Cenomanian-Callovian Groundwater Complex (Kyiv)	66
Brovko A., Brovko G. Hydraulic Groundwater Regimes on Rivne NPP Impact	70
Boyko K. New Landslides on South-Western Crimean Seacoast: Risk Assessment and Landslide Control Techniques	76

GEOLOGICAL INFORMATICS

Malytskyy D., Muyla O., Hrytsaj O., Kutniv O., Obidina O. Moment Tensor Inversion of Waveforms	80
Minenko R., Minenko P., Mechnikov Yu. Inverse Linear Problems in Gravimetry: in Search of Sustainable Solutions	86

СОДЕРЖАНИЕ

ОБЩАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Лазарук Я. Тангенциальные движения Днепровско-Донецкой впадины как один из факторов формирования нефтегазоносных структур	6
Попова Л., Огиенко О., Сокольский Т. Ископаемые эласмобранхии и стратиграфия меловых отложений Каневщины	10
Огиенко О. Распределение комплексов диатомовых водоростей в поверхностном слое донных отложений северо-западной части Антарктического полуострова по морфоструктурным зонам шельфа	14
Мадьяр А., Ковач М., Варга Г., Радвански Б., Фабиан С., Ижак Т., Плачковска Э., Тимченко Ю. Связь между растительностью и склоновыми процессами на высоких надпойменных берегах Пакш-Дунакемледа	21

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

Шнюков С., Лазарева И., Никанорова Ю. Фенитовые ореолы линейных карбонатитовых массивов: минерало-геохимические критерии идентификации и установление геологического строения	26
Лазарева И. Геохимия и окраска природных флюоритов: эффективность и простота использования в практике минералого-геохимических исследований	32

ГЕОФИЗИКА

Малицкий Д., Назаревич А., Мыкита А., Асташкина О., Коваль Ю., Махницкий М. Геоакустические наблюдения на пункте "Яноши" в Закарпатье	39
Кузьменко Т. Синтетическое сейсмическое моделирование отложений осадочного чехла Каркинитского прогиба	44

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Карпенко А., Михайлов В., Карпенко И. К прогнозу освоения углеводородных ресурсов восточной части ДДВ	49
Дьячков Б., Матайбаева И., Черненко З., Теут Е. О геологической позиции и рудоносности гранитоидных поясов Большого Алтая	55

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ И ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Кошлякова Т., Кошляков А., Долин В., Скрипкин В. Оценка интенсивности водообмена в сеноман-келовейском водоносном комплексе на территории г. Киев в условиях техногенного влияния	66
Бровко А., Бровко Г. Мониторинг режима подземных вод в районе Ровенской АЭС	70
Бойко Е. Методика оценки риска возникновения новейших оползней юго-западного берега Крыма	76

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИКА

Малицкий Д., Муйла О., Грицай О., Кутнив О., Обидина О. Определение тензора сейсмического момента из волновых форм	80
Миненко Р., Миненко П., Мечников Ю. Современное состояние проблемы устойчивых решений обратных линейных задач гравиметрии	86

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 551.242.11(477.4/5)

Я. Лазарук, д-р геол. наук, пров. наук. співроб.,
Інститут геології і геохімії горючих копалин
Національної академії наук України,
вул. Наукова, 3а, м. Львів, Україна, 79060
E-mail: lazarusk_s@i.ua

ТАНГЕНЦІАЛЬНІ РУХИ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ ЯК ОДИН З ЧИННИКІВ ФОРМУВАННЯ НАФТОГАЗОНОСНИХ СТРУКТУР

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

Традиційно вважається, що сучасна структура Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) сформувалася в результаті вертикальних диференційованих рухів блоків фундаменту та соляної тектоніки. У запропонованій статті обґрунтовано ще один чинник формування структури регіону – горизонтальні тангенціальні рухи земної кори. Реконструйовано схему ймовірних тангенціальних напруг, які разом з вертикальними рухами фундаменту та соляною тектонікою привели до формування сучасного структурного плану осадового чохла. У палеозої на фоні поперечного розтягування в ДДЗ проявилися тангенціальні рухи, зумовлені регіональним правостороннім зсувом. У полі тангенціальних напруг у грабені сформувалася система кулісно згрупованих складок першої генерації, розташованих під кутом приблизно 30° до осі западини. У тому ж полі напруг основного зсуву, але згідно з напрямком дії максимальних дотичних напруг, утворилися спряжені системи структур сколювання: синтетичні, орієнтовані під кутом 10-15° до осі западини, та антитетичні, розміщені під кутом 75-80° до осі регіону. Це системи структур другої генерації, які проявилися у вигляді відповідно право- та лівокулісної груп складок. У межах північного борту ДДЗ низки структур орієнтовані теж під кутом до простягання регіону і співпадають з напрямком основних максимальних напруг.

Ключові слова: геодинаміка, тектоніка, розломи, локальні структури, складки, тангенціальні напруги.

Постановка проблеми. Сучасну структуру ДДЗ прийнято вважати результатом взаємодії двох основних чинників – вертикальних диференційованих блоків фундаменту та соляної тектоніки. Відомо також, що ДДЗ – структура розтягування, однак у такому трактуванні незрозумілий факт поздовжнього та діагонального орієнтування структурних ліній осадового чохла стосовно простягання регіону, оскільки за умови розтягування ДДЗ у напрямку північний схід – південний захід низки локальних структур мали бути орієнтованими вхрест простягання западини, тобто паралельно до напрямку дії сил розтягування. Ця обставина наводить на думку про те, що крім вертикальних структуроформуючих рухів на осадовий чохол діяли інші сили, які в значній мірі визначили його будову, і, зокрема, орієнтування та взаємовідношення локальних структур.

Аналіз останніх досліджень та публікацій. Дніпровсько-Донецький авлакоген сформувався впродовж неогену в умовах функціонування мантийного плюму – важливого енергетичного фактора, що призвів до розтягування частини Східноєвропейської плити і утворення грабена [14]. Різні варіанти відображення згаданого вище процесу описані для Передуралля [17], Середземномор'я [19], Бразильського щита [20], Тайваню [21], Передзагор'я [18]. Проникнення плюму в астеносферу стало основним чинником тангенціальних напруг, які відокремили Український щит від Східноєвропейського кратону. Вісь максимального розтягування при цьому була орієнтована в напрямку північний схід – південний захід. За результатами досліджень В.П. Лебеда [11] абсолютна величина поперечного розсуву ДДЗ складає від 1,5 км на північному заході до 6,5 км на південному сході регіону.

В.Г. Бондарчуком [2] було висловлене припущення про те, що Український кристалічний масив у палеозої зазнавав обертового руху в напрямку проти годинникової стрілки. До подібного висновку стосовно Приазовського масиву, який межує з ДДЗ на півдні, прийшов і А.В. Чекунов [16]. Суттєва роль тангенціальних рухів у формуванні палеозойської структури сусіднього з ДДЗ регіону – Донбасу відображена в пізніших працях. Це перш за все фундаментальна монографія В.В. Лукінова та Л.І. Пимоненко [12], а також інші публікації [5, 10, 13].

З аналізу матеріалів, представлених згаданими дослідниками, випливає, що на фоні загального розсування западини в напрямку північний схід – південний захід, південний її борт повинен був піддаватися тангенціальним зусиллям у перпендикулярному напрямку, тобто південний схід – північний захід. Разом з вектором реактивної сили, яка діяла в межах південного борту западини у зворотному напрямку, вони складали головну пару тангенціальних сил – правий зсув (рис. 1). Як буде показано далі, цій парі сил належить важлива роль у формуванні структури регіону, ускладненої проявами соляної тектоніки, скидовими рухами в зонах крайових порушень ДДЗ, а також рядом інших чинників.

Виділення невирішених частин проблеми. Головна увага приділена реконструюванню схеми ймовірних тектонічних напруг, які призвели до формування сучасного структурного плану ДДЗ, що дає змогу підійти до загального розуміння механізму утворення локальних структур осадового чохла – основних нафтогазоносних об'єктів. Для цього проаналізована геологічна інформація про рисунок структурних ліній регіону та їх просторове взаємовідношення з одного боку, і теоретичні викладки стосовно механіки формування розривів та локальних структур з другого боку.

Мета роботи. У статті зроблено спробу пояснити формування загальної структури осадового чохла ДДЗ з врахуванням не лише вертикальних рухів блоків фундаменту та соляної тектоніки, а й тангенціальних горизонтальних напруг і дати, з одного боку, інтерпретацію взаємовідношень структурних ліній регіону, а з другого – основних структур у межах цих ліній.

Результати досліджень. З досвіду вивчення деформацій [4, 15] відомо, що зсувні напруги реалізуються утворенням стійких комбінацій закономірно пов'язаних між собою диз'юнктивних та плікативних структур. Відповідно до розподілу нормальних напруг у зоні горизонтального зсуву формується система кулісно згрупованих складок першої генерації, розташованих під кутом приблизно 30° до осі зсування. Залежно від напрямку зсування розрізняють право- та лівокулісні системи складок. У тому ж полі напруг основного зсуву, але згідно з напрямком дії найбільших дотичних напруг, формуються спряжені системи структур сколювання – син-

тетичні, орієнтовані під кутом 10-15° до осі зсування та односпрямовані з ними, і антитетичні, які розміщені під кутом 75-80° до осі зсування і протилежні йому за зна-

ком руху. Це системи структур другої генерації, які в нашому випадку повинні проявлятися у вигляді відповідно право- та лівокулісної груп складок.

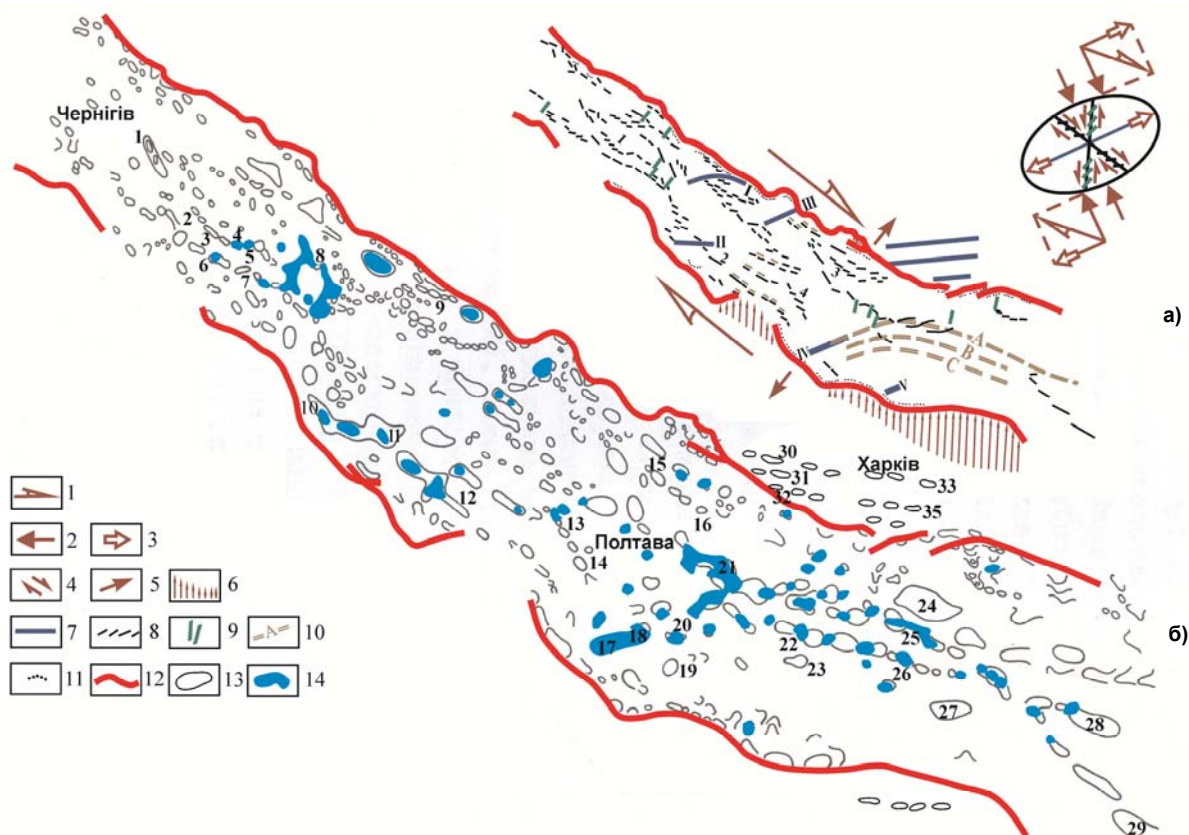


Рис. 1. Схема формування структур осадового чохла ДДЗ (а) та їх розташування на території регіону (б):

- 1 – пара сил регіонального зсування; 2 – осі максимальних і 3 – мінімальних нормальних напруг;
4 – спряжені пари сил максимальних дотичних напруг у полі основного зсуву; 5 – вектори сил загального розтягування;
6 – розподіл векторів сил з боку Українського кристалічного щита; 7 – осі структурних ліній першої генерації в полі напруг основного зсуву, часто недорозвинені; осі структур другої генерації, пов'язаних зі спряженими парами сил: 8 – правокулісних, 9 – лівокулісних; 10 – структури стиснення у полі бокового тиску; 11 – структури, генетично пов'язані з крайовими розломами; 12 – крайові розломи; 13 – локальні підняття: грабена (1 – Анисівське, 2 – Лихачівське, 3 – Західноніжинське, 7 – Хомівське, 8 – Рожнівське, 9 – Великобубнівське, 12 – Ярмківське, 13 – Гоголівське, 14 – Семенцівське, 15 – Котелівське, 16 – Степове, 19 – Новогригорівське, 23 – Кобзівське, 24 – Шебелинське, 27 – Новомечибилівське, 28 – Слов'янське, 29 – Головний антиклінал Донбасу), північного борту (30 – Скворцівське, 31 – Юліївське, 32 – Ракитнянське, 33 – Базалівське, 34 – Хмарівське, 35 – Чкалівське); 14 – соляні штоки (4 – Ніжинський, 5 – Хіморябушинський, 6 – Кропивнянський, 10 – Каплинцівський, 11 – Позняківський, 17 – Новосанжарський, 18 – Малоперещепинський, 20 – Андріївський, 21 – Розпашнівський, 22 – Соснівський, 25 – Олексіївський, 26 – Біляївський)

Значний інтерес викликає питання про будову зон зчленування складок другої генерації. У загальному випадку при підставлянні ліній правого орієнтування вправо виникає структура стискування, при підставлянні вліво – ромбоподібна структура розтягування [4].

Структури першої генерації в осадовому чохлі ДДЗ проявляються слабо, оскільки ширина зони між основною парою сил правого зсуву (тобто в межах ширини всієї западини) складає 80–100 км, а достатньо пластичні породи осадового чохла передають тангенціальні напруги на віддалі лише у декілька кілометрів [3]. Такі структури можуть виникати тільки в прибортових частинах западини, швидко згасаючи у напрямку до приосової її частини – Ярошівсько-Великобубнівська (I), Каплинцівсько-Позняківська (II), Новосанжарсько-Малоперещепинська (IV) та інші (рис. 1а). Виникають вони і на бортах, на невеликій відстані від крайових розломів, про що буде сказано далі. Жорсткі породи фундаменту добре передають тангенціальні напруги, які реалізуються зсувними зміщеннями блоків по синтетичних та антитетичних площинах сколювання. Над синтетичними розривами фундаменту в пластичних верствах чохла формуються

правокулісні низки структур другої генерації, над антитетичними – лівокулісні низки (на рис. 1а позначені арабськими цифрами). Середній азимут простягання правокулісних систем коливається від 140–150° на північному заході регіону до 125–140° на його південному сході, лівокулісних систем – від 205° на північному заході до 180° на південному сході. Як випливає з рисунка, лівокулісні низки структур в ДДЗ мають обмежене поширення. Це цілком узгоджується з положеннями теоретичної механіки про те, що "...тривалість дії максимальних дотичних напруг на площадках, перпендикулярних до зсування, значно менша, ніж на площадках, паралельних зсуванню" [4], а слід врахувати, що ДДЗ – регіон з тривалим та успадкованим розвитком.

Теоретично структури другої генерації повинні групуватися в низки кулісоподібно, як це, наприклад, характерно для Лихачівсько-Західноніжинської (1), Котелівсько-Степової (3), Гоголівсько-Семенцівської (4) структурних ліній (рис. 1а), хоч на практиці це зустрічається не завжди. Можливо, кулісоподібність цих елементів завуальована проявами галокінезу, який перетворив низку структур в єдиний соляний вал з ундуляцією шарніру.

Як уже згадувалося, при зчленуванні правокулісних низок позитивних піднять другої генерації, у випадку підставлення їх вправо, виникають додатні структурні форми, прикладом яких можуть бути Хомівська і Рожнівська структури, Кропивнянський і Ніжинсько-Хіморябушинський штоки в північно-західній частині ДДЗ, серія трьох великих складок, ускладнених соляними діпірами, які розташовані між Розпашнівським та Олексіївським штоками в південно-східній частині западини та інші. У випадку підставлення правокулісної низки структур вліво, що в умовах ДДЗ відзначається набагато рідше, можуть виникати характерні ромбоподібні прогини, як це, наприклад, спостерігається на південь від Анисівської структури. Цілком ймовірно, що у таких ромбоподібних прогинах, які є структурами розтягування, а, значить, і ослабленими зонами, згодом можуть зароджуватися соляні структури.

У центральній та південно-східній частинах ДДЗ простежуються структурні лінії, орієнтування яких відрізняється від напрямку структурних елементів як першої, так і другої генерації (на рис. 1а позначені подвійним коричневим пунктиром). Не виключено, що згадані дислокації своїм формуванням зобов'язані боковому стискуванню, яке виникло в результаті дії двох виступів південного борту западини. Виступи генетично пов'язані з древніми глибинними структурами, які перетинають грабен у меридіональному напрямку – Криворізько-Кременчуцькою в центральній його частині та Оріхово-Павлоградською – в південно-східній частині регіону. В зонах їхнього перетину з крайовими порушеннями грабена фіксується явне зміщення останніх. У випадку чистого стискування складки повинні були б простягатися перпендикулярно до векторів діючих сил, проте в даній ситуації проявляється суміщення двох полів тангенціальних напруг – локального стискування та регіонального зсуву, тому характер та орієнтування структурних ліній залежить від співвідношення величин напружень вказаних полів на кожній конкретній ділянці. Судячи зі ступеня порушення лінійності крайових розломів грабена, бокове стискування в південно-східній частині западини було більш інтенсивним, ніж в центральній її частині. З цієї причини структурні лінії центральної частини ДДЗ були закладені тангенціальними напругами основного зсуву (праві куліси другої генерації), а напруги бокового тиску бортів сприяли лише загальному повертанню цих елементів. Ймовірна величина відхилення низок структур другої генерації від початкового положення за рахунок вказаного фактора складає кут близько 15-20°.

Низки структур, які тільки частково попадають в зону дії бокового тиску, вигинаються до півночі, наприклад, східне закінчення Каплинцівсько-Позняківської структурної лінії (рис. 1б).

У південно-східній частині регіону сили бокового стискування домінували над силами зсування. Тут сформувалися переважно складки стискування, розташовані трьома концентричними дугами, які позначені латинськими буквами – Новосанжарсько-Олексіївсько-Слов'янська (А), Андріївсько-Соснівсько-Біляївська (В) та найменше виражена Новогригорівсько-Кобзівсько-Мечибилівська (С). Вони облямовують периферію згаданого виступу південного борту. Амплітуди локальних піднять, які складають вказані дуги, суттєво більші від амплітуд структур північно-західної і центральної частини западини. Очевидно, це пов'язано з активними проявленнями галокінезу в потужних надсольових товщах.

Найсуттєвіші дислокації відзначені на північно-західних закінченнях структурних дуг, де їх простягання співпадає з напрямком Новосанжарсько-Малоперещепинського (IV) валу першої генерації (рис. 1а). Таким

чином тут відбувається сумування структуроформуючих напруг регіонального зсування, бокового стискування та гравітаційного спливання солі.

У ДДЗ відомий ще один тип структур, у формуванні яких тангенціальні напруги проявляються лише опосередковано. Генетично вони пов'язані з ділянками суттєвого збільшення товщин одновікових відкладів (особливо в зонах крайових розломів), розташовуються в їхніх опущених крилах та мають аналогічне з розривами простягання. Питання формування цих структур вже обговорювалися в попередніх публікаціях автора [1, 6, 8, 9]. Згадані дислокації мають типово гравігенну природу.

Переконаливим аргументом впливу зсувних тангенціальних рухів на формування структурних ліній є дислокації добре вивченого бурінням та сейсморозвідкою північного борту ДДЗ в межах Харківського мегаблока. Тут низки структур простягаються під кутом до простягання регіону, на загальне співпадаючи з напрямком основних максимальних напруг. До найбільш виражених і протяжних низок локальних піднять входять Скворцівсько-Роганська, Юлівсько-Васищівська, Ракитнянсько-Денисівська, Платівсько-Чкалівська (рис. 1б). Однак основна роль у формуванні цих структур належить все-таки силам розтягування, внаслідок дії яких над незгідними розломами фундаменту в осадовому чохла утворилися дві системи розломів: субвертикальні відривання і пологі дугоподібні сколювання, які перетинаються між собою під кутом 35-40° над краями піднятих блоків фундаменту [7]. Скиди відривання прямолінійні, а скиди сколювання криволінійні як у розрізі, так і в плані. Підняття розташовані над блоками фундаменту і є структурами облягання. На території мало вивченого південного борту відомо лише декілька локальних структур, орієнтування яких на загальне співпадає з простяганням регіону. Очевидно, це пов'язано зі згаданим вище впливом тиску з боку Українського кристалічного щита.

Висновки, наукова новизна, практична значущість.

За результатами досліджень встановлено, що структура осадового чохла ДДЗ формувалася не лише внаслідок вертикальних диференційованих рухів фундаменту та галокінезу, а й під впливом тангенціальних напруг правого зсуву, які існували під час утворення та розвитку Дніпровсько-Донецького авлакогену. Тому низки локальних структур та й самі структури мають орієнтування, яке відрізняється від регіонального простягання ДДЗ.

Принципова схема формування структури ДДЗ під впливом тангенціальних напруг запропонована для регіону вперше. Звичайно, її не варто розглядати як альтернативну, що повністю відкидає роль вертикальних структуроформуючих рухів, оскільки вертикальні та горизонтальні тектонічні рухи є двома нерозривно пов'язаними сторонами одних і тих же тектонічних процесів. Конкретний вираз цього зв'язку має багато варіантів і завжди складний.

Закономірності, встановлені за результатами досліджень, доцільно використовувати для прогнозування локальних структур геологічними методами, яке передувало б сейсморозвідувальним роботам. У кінцевому варіанті такого аналізу повинні бути оцінені приблизні розміри, особливості орієнтування та морфології структур. Для цього необхідне чітке уявлення про поля древніх напруг, їх динаміку, відносні величини, співвідношення напруг різного характеру та виділення домінуючих з них у межах кожної конкретної ділянки прогнозування.

Список використаних джерел

1. Бабадаглы В.А., Кучерук В.В., Кельбас Б.И., Лазарук Я.Г., (1981). Особенности геологического строения зоны мелкой складчатости Северного Донбасса. Геология нефти и газа, 1, 34-39.
- Babadagly V.A., Kucheruk V.V., Kelbas B.I., Lazaruk Ya.G., (1981). Osobennosti geologicheskogo stroenija zony melkoj skladchatosti Severnogo Donbassa. Geologija nefi i gaza, 1, 34-39. (In Russian).

2. Бондарчук В.Г., (1955). Очерк тектонического строения территории Украинской ССР. Геологический журнал, 15, 3, 27-32.
- Bondarchuk V.G., (1955). Ocherk tektonicheskogo stroenija territorii Ukrainskoj SSR. Geologicheskij zhurnal, 15, 3, 27-32. (In Russian).
3. Бронгулеев В.В., (1951). Мелкая складчатость платформ. М.: Изд. МОИП, отд. геол., 161 с.
- Bronguleev V.V., (1951). Melkaja skladchatost platform. Moscow, Izd. MOIP, otd. geol., 161 p. (In Russian).
4. Гзовский В.М., (1957). Основы тектонофизики. М.: Наука, 536 с.
- Gzovskij V.M., (1957). Osnovy tektonofiziki. Moscow, Nauka, 536 p. (In Russian).
5. Кабышев Б.П., (1968). Механизм формирования приразломных конседиментационных структур (на примере Донбасса). Геотектоника, 1, 85-89.
- Kabyshev B.P., (1968). Mechanizm formirovanija prirazlomnyh konsedimentacionnyh struktur (na primere Donbassa). Geotektonika, 1, 85-89. (In Russian).
6. Лазарук Я.Г., (2001). Роль розривних порушень у формуванні і збереженні покладів вуглеводнів у межах північного борту Дніпровсько-Донецької западини. 36. наук. праць УкрДГРІ, 1-2, 126-131.
- Lazaruk Ya.H., (2001). Rol rozryvnykh porushen u formuvanni i zberezhenni pokladiv vuhlevodniv u mezhakh pivnichnoho bortu Dniprovsko-Donetskoy zapadyny. Kyiv, Zb. nauk. prats UkrDGRI, 1-2, 126-131. (In Ukrainian).
7. Лазарук Я.Г., (2007). Про формування незгідних скидів північного борту Дніпровсько-Донецької западини. Геологія і геохімія горючих копалин, 4, 33-40.
- Lazaruk Ya.H., (2007). Pro formuvannya nez-hidnykh skydiv pivnichnoho bortu Dniprovsko-Donetskoy zapadyny. Geolohiya i geokhimiya goryuchykh kopalin, 4, 33-40. (In Ukrainian).
8. Лазарук Я.Г., (2012). Тектонічні чинники формування родовищ нафти і газу на території північного борту Дніпровсько-Донецької западини. Нафтова і газова промисловість, 4, 8-11.
- Lazaruk Ya.H., (2012). Tektonichni chynnyky formuvannya rodovysykh nafty i hazu na terytoriji pivnichnoho bortu Dniprovsko-Donetskoy zapadyny. Naftova i hazova promyslovisht, 4, 8-11. (In Ukrainian).
9. Лазарук Я.Г., Крейденков В.Г., (1995). Новый тип пасток вуглеводнів у відкладах карбону Дніпровсько-Донецької западини. Мінеральні ресурси України, 3-4, 42-46.
- Lazaruk Ya.H., Krejdenkov V.H., (1995). Novyy typ pastok vuhlevodniv u vidkladakh karbonu Dniprovsko-Donetskoy zapadyny. Mineralni resursy Ukrainy, 3-4, 42-46. (In Ukrainian).
10. Лазарук Я.Г., Попадюк І.В., (1985). Роль тангенціальних движень в формуванні структур осадочного чехла ДДВ. Матер. 12-й конф. молодих учених і спеціалістів УкрНИГРІ, Львів – Деп. в УкрНИНТИ 07.01.1987, № 256-УК 87, 17-24.
- Lazaruk Ja.G., Popadjuk I.V., (1985). Rol tangencialnyh dvizhenij v formirovanii struktur osadochnogo chehla DDV. Materialy 12-j konferencii

molodyh uchenykh i specialistov UkrNIGRI, Lvov, Dep. v UkrNIINTI 07.01.1987, № 256-UK 87, 17-24. (In Russian).

11. Лебідь В.П., (2007). До проблеми нафтогазоносності виступів фундамента Дніпровсько-Донецького розсуву. Мінеральні ресурси України, 4, 34-38.

Lebid V.P., (2007). Do problemy naftogazonosnosti vystupiv fundamentu Dniprovsko-Donetskoho rozsuvu. Mineralni resursy Ukrainy, 4, 34-38. (In Ukrainian).

12. Лукинов В.В., Пимоненко Л.И., (2008). Тектоника метаноугольных месторождений Донбасса. К.: Наук. думка, 352 с.

Lukinov V.V., Pimonenko L.I., (2008). Tektonika metanougolnyh mestorozhdenij Donbassa. Kyiv, Nauk. Dumka, 352 p. (In Russian).

13. Павлов И.О., Бурлуцкий М.С., (2003). Сдвиги и сдвиговые зоны Донецко-Макеевского района. Уголь Украины, 7, 37-39.

Pavlov I.O., Burluckij M.S., (2003). Sdvigi i sdvigovye zony Donecko-Makeevskogo rajona. Ugol Ukrainy, 7, 37-39. (In Russian).

14. Паталаха Є.І., (2006). Український щит як архітектурна споруда неогену. Геологічний журнал, 1, 7-12.

Patalakha Ye.I., (2006). Ukrainyjskyy shchyt yak arkhitekturna sporuda neoheyu. Geologichnyy zhurnal, 1, 7-12. (In Ukrainian).

15. Пейве А.В., (1963). Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: АН СССР, 80, 274 с.

Pejve A.V., (1963). Razlomy i gorizontallye dvizheniya zemnoj kory. Moscow, AN SSSR, 80, 274 p. (In Russian).

16. Чекунов А.В., (1976). О раздвижении и вращении блоков земной коры при формировании Днепровско-Донецкого авлакогена. Геологический журнал, 1, 36, 123-127.

Chekunov A.V., (1976). O razdvigani i vrashhenii blokov zemnoj kory pri formirovanii Dneprovsko-Donetskogo avlakogena. Geologicheskij zhurnal, 1, 36, 123-127. (In Russian).

17. Чувашов Б.И., (2000). Структуры форебальдж в Предуральском краевом: принципы диагностики, краткая характеристика, история развития, перспективы на полезные ископаемые. Докл. РАН, 5, 374, 660-666.

Chuvashov B.I., (2000). Struktury forebaldzh v Preduralskom kraevom: principy diagnostiki, kratkaja harakteristika, istoriya razvitiya, perspektivy na poleznye iskopaemye. Dokl. RAN, 5, 374, 660-666. (In Russian).

18. Alavi V., (2004). Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust of Iran and its proforeland evolution. Amer. J. Sci., 304, 4, 1-20.

19. Jolsvet L., Faccenna C., (2000). Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. Tectonics, 19, 6, 1095-1106.

20. Ussami N., Shiraiwa S., Dominiques J.-M.-L., (1999). Basement reactivation on a sub-Andean foreland flexural bulge: The Pantanal wetland SW Brasil. Tectonics, 18, 1, 25-39.

21. Zhou D., Yu H.-S., Xu H.-H., Shi X.-B., Chou Y.-W., (2003). Modelling of thermo-reological structure of lithosphere under the foreland basin and mountain belt of Taiwan. Tectonophysics, 374, 3-4, 115-134.

Надійшла до редколегії 25.02.15

Ya. Lazaruk, Dr. Sci. (Geol.), Leading Research Associate
Institute of Geologie and Geochemistry of Combustible Minerals
of National Academy of Sciences of Ukraine,
3a, Naukova Str., Lviv, Ukraine, 79060
E-mail: lazaruk_s@i.ua

TANGENTIAL MOVEMENTS OF DNIPER-DONETS DEPRESSION AS ONE OF THE FACTORS OF FORMATION OF OIL- AND GAS-BEARING STRUCTURES

The modern structure of the Dnieper-Donets Depression (DDD) has been formed as a result of vertical differential movements of the basement blocks and under the influence of salt tectonics. We propose new factor of the formation of the region structure. This approach substantiated the horizontal tangential movements of the earth crust. We reconstructed a scheme of possible tangential stresses. This scheme together with vertical movements of the basement and salt tectonics have led to the formation of the modern structural layout of DDD. Tangential movements caused by regional right-handed displacement have been manifested on the background of transverse strain during Paleozoic in DDD. A system of echelon folding of the first generation located at angle of about 30° to the axis of depression has been formed in the field of tangential stresses in graben. Conjugated systems of the structure splitting have been formed in the field of stress in the main displacement according to the direction of the effect of maximum tangential stresses. Synthetic ones were orientated at angle of 10-15° to the axis of the depression and antisyntetic ones located at angle of 75-80° to the axis of the region. These are systems of structures of the second generation manifested in the form of right-echelon and left-echelon groups of folds. Within the northern edge of DDD a number of structures also is oriented at angle to the region's strike and coincides with the direction of the main maximum stresses.

Keywords: geodynamics, tectonics, fractures, local structures, folds, tangential stresses.

Я. Лазарук, д-р геол. наук, вед. науч. сотр.
Институт геологии и геохимии горючих ископаемых
Национальной академии наук Украины,
ул. Научная, 3а, г. Львов, Украина, 79060,
E-mail: lazaruk_s@i.ua

ТАНГЕНЦИАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ КАК ОДИН ИЗ ФАКТОРОВ ФОРМИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СТРУКТУР

Традиционно считается, что современная структура Днепровско-Донецкой впадины (ДДЗ) сформировалась в результате вертикальных дифференцированных движений блоков фундамента и соляной тектоники. В предлагаемой статье обосновано еще один фактор формирования структуры региона – горизонтальные тангенциальные движения земной коры. Реконструирована схема вероятных тангенциальных напряжений, вместе с вертикальными движениями фундамента и соляной тектоникой привели к формированию современного структурного плана осадочного чехла. В палеозое на фоне поперечного растяжения в ДДЗ проявились тангенциальные движения, обусловленные региональным правосторонним смещением. В поле тангенциальных напряжений в грабенном сформировалась система кулисно сгруппированных складок первого поколения, расположенных под углом примерно 30° к оси впадины. В том же поле напряжений основного сдвига, но по направлению действия максимальных касательных напряжений, образовавшихся сопряженные системы структур скальвания: синтетические, ориентированные под углом 10-15° к оси впадины и антисинтетических, размещенные под углом 75-80° к оси региона. Это системы структур второго поколения, которые проявились в размере соответственно право- и левокулисно групп складок. В рамках северного борта ДДЗ ряда структур ориентированы тоже под углом к простиранию региона и совпадают с направлением основных максимальных напряжений.

Ключевые слова: геодинамика, тектоника, разломы, локальные структуры, складки, тангенциальные напряжения.

УДК 567.31+551.763 / (477.46)

Л. Попова, канд. геол. наук, ст. наук. співроб.
E-mail: popovalv@mail.ru;О. Огієнко, асист.
E-mail: ogienko@univ.kiev.uaКиївський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, УкраїнаТ. Сокольський, учень,
E-mail: kyivshark@gmail.com,
гімназія № 178,
пр. Повітрофлотський, 22, м. Київ, Україна

ВИКОПНІ ЕЛАСМОБРАНХІЇ ТА СТРАТИГРАФІЯ КРЕЙДОВИХ ВІДКЛАДІВ КАНІВЩИНИ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. В.В. Огарем)

Вивчено розрізи крейдових відкладів південної частини території Канівських дислокацій. Розрізи містять фауну еласмобранхій, приурочену до малопотужних прошарків кварц-глауконітових гравелітистих пісків. Видовий склад цієї фауни відповідає альб-сеноману (тафоценоз Холодного яру) і сеноману (два костеносні гравелітисті прошарки яру Меланчин потік). Крім зубів акул, костеносні прошарки містять також рештки, явно перевідкладені з підстилаючих відкладів. Імовірність і масштаби перевідкладення решток еласмобранхій зменшуються в ряду "Холодний яр" - "Меланчин потік, нижній шар" - "Меланчин потік, верхній шар". Цьому відповідають і отримані на основі комплексу видів можливі стратиграфічні інтервали: ширший (альб і сеноман) для Холодного яру, вузьчий (сеноман) для нижнього і верхнього горизонтів гравелітистих пісків Меланчиного потоку.

Формування цих гравелітистих прошарків було результатом трансгресивно-регресивних подій. Море, що наступало, розмивало відклади з флорою і фауною, які існували раніше. При цьому перевідкладені рештки сортувалися і зазнавали обкатування в результаті встановлення типового для літоралі хвильового гідродинамічного режиму. Змішаний тафоценоз, що формувався таким чином, доповнювався фауною, що існувала в трансгресуючому морському басейні (тафоценоз нижнього гравелітистого горизонту Меланчиного потоку і тафоценоз Холодного яру). Іноді розмив міг бути настільки потужним, що сумішувалися тафоценози двох трансгресивно-регресивних циклів (ситуація, імовірна для тафоценозу Холодного яру). Самі ці трансгресивні події в деяких випадках виглядають достатньо швидкими (літоральні і субліторальні відклади, багаті викопними рештками, різко змінюються більш глибоководними, практично палеонтологічно німими), так що наступний регресивно-трансгресивний цикл вже приводить до формування гравелітистого прошарку з незмішаним, хронологічно однорідним тафоценозом (Меланчин потік, верхній костеносний шар). Загалом сеноманський палеорельєф був, очевидно, більш вирівняним, ніж рельєф альбського часу. В альбі існували острови з багатомезофітною рослинністю і значною різноманітністю фізико-географічних умов, тоді як сплюснені низькі береги сеноманських островів не сприяли розвитку деревної рослинності.

Ключові слова: еласмобранхії, альб, сеноман, Канівські дислокації.

Постановка проблеми. Геологічна будова території Канівських дислокацій привертає до себе увагу в багатьох аспектах: як предмет дискусії про чинники виникнення дислокацій [1], як проблемний терен для геологічного картування [5], як геологічна пам'ятка і перспективний об'єкт геологічного туризму [3, 6], як унікальне місце знаходження викопних решток середньоруської [6], ранньокрейдової [2, 7, 8, 9] і палеогенової [3] фауни і флори. Нарешті, тут проходить частина першої навчальної геологічної практики студентів ННІ "Інститут геології".

Наявність надійних стратиграфічних реперів є необхідною умовою для успішної діяльності за всіма цими напрямками. Нижня, юрська, частина розрізу, багата на рештки ортостратиграфічних груп макрофауни, ще більш-менш забезпечена в цьому відношенні, але розчленування і кореляція крейдових і палеогенових відкладів проблематичні. В літологічному відношенні названі відклади одноманітні, а використання структурних методів внаслідок дислокованості території надзвичайно обмежене. Мікропалеонтологічні методи також дають дуже сумнівні результати, оскільки четвертинна тектонічна активність у поєднанні з розвитком флювіогляціальних процесів у середньому плейстоцені, за умови розрізу, складеного пухкими пористими породами (слабозцементовані пісковики, тріщинуваті пісковики, піски), надзвичайно сприяє перевідкладенню мікрофосилій. Тому особливу цікавість викликають знахідки хребетних (переважно, еласмобранхій), приурочені до різнозернистих пісків та гравелітів, що з розмивом залягають на альбських пісковиках у деяких ярах Канівщини.

Таксономія, систематика і діагностика крейдових представників підкласу еласмобранхій останнім часом активно розробляються [10-12]. Оскільки видовий склад еласмобранхій протягом крейди істотно оновлювався (примітивні *Hybodontiformes* витісняються, натомість

з'являються майже всі ряди сучасних неоселяхій), за комплексом видів еласмобранхій можливе визначення віку крейдових відкладів з точністю до під'ярусу [10].

Геологічна будова території. Вся верхня частина розрізу території дислокацій представляє собою алохтон, утворений насувами, що складають систему поворотного і накладеного лускування північно-західного простягання [4]. Але власне на дослідженій ділянці луски-скиби орієнтовані субмеридіонально, що помітно навіть по закладанню ярів (рис. 1а), значна частина яких тягнеться вздовж міжскибових депресій. Зокрема, в точках відбору решток іхтіофауни (Холодний яр і відвершок Меланчиного потоку) спостерігається істотна різниця в будові розрізу правого й лівого бортів, тому що у лежачому і висячому плечі насуву відкриваються, відповідно, більш давні і більш молоді верстви і борт яру, що відповідає лежачому плечу, нижчий. Додатково ускладнюють геологічну будову території прояви глиняного діапїризму, внаслідок чого насуви мають бути віднесені до насувів витискання (в ярі Меланчин потік великий діапір юрських глин спостерігається нижче за течією, в 50 м на північ від відвершку, в якому відбиралася іхтіофауна). Крім того, звернені до Дніпра ділянки ускладнені зсувними терасами (уступами характерної будови, відділеними від основної території сідловидними пониженнями, з падінням пластів у напрямку, протилежному береговому обриву). Подібні структури описані О.В. Іванніковим біля гирла Холодного яру (тобто, поблизу від одного з досліджуваних відслонень), причому рельєф вододілу також характеризується чергуванням знижених і припіднятих ділянок, які відповідають насувним структурам [4].

Зведений розріз крейдових відкладів території описувався таким чином: верхні верстви представлені глауконітовою крейдою з *Actinacamax plenus*, вниз перехо-

дять у мергелистий пісковик з *Pecten asper* та *Exogyra conica*, нижче – глауконітові піски з кременистим пісковиком, також з *Exogyra* sp. і *Schloensbachia inflata*. До цих глауконіт-кварцових пісків з пісковиками приурочені знахідки викопної флори [2, 8]. Але на теперішній час верхня частина розрізу крейди не відслонюється і нових знайодок зональних видів головоногих (*Actinocamax*, *Schloensbachia*) на цій території не було, щонайменше, понад 30 років. Тільки рештки вищих рослин дають пе-

вну біостратиграфічну інформацію щодо крейдових відкладів, оскільки свідчать про виразно мезофітний характер цієї флори. Перехід між мезофітом і кайнофітом приурочений якраз до межі альбу і сеноману; сеноманські флори по всьому світу вже мали кайнофітний вигляд (містили значну кількість покритонасінних). У складі ж канівської флори нічого специфічно кайнофітного ніколи не було виявлено [2, 9].

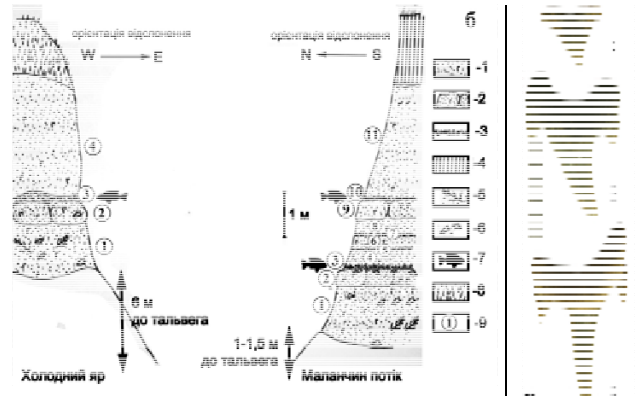


Рис. 1. Місцезнаходження викопної іхтіофауни на території Канівського заповідника (а), будова досліджених розрізів (б) і рештки найбільш стратиграфічно значущих еласмобранхій із них (с).

Б: 1 – пісковики зеленувато-сірі, кварц-глауконітові, слабоццеменовані, з окремими стягненнями таких самих пісковиків міцно ццементованих, з кремнеземистим цементом; 2 – пісковики зеленувато-сірі, кварц-глауконітові, добре ццеменовані; 3 – піски кварц-глауконітові гравелітисті різнозернисті; 4 – лесоподібні суглинки, залягають на підстилаючих породах з розмивом; 5 – знахідки флори; 6 – численні двостулкові молюски (переважно, роду *Exogyra*); 7 – знахідки хребетних (переважно, зуби акул); 8 – задерновані поверхні, 9 – номери шарів. В: 1 – *Heterodontus upnikensis* Dalinkevicius 1935 (Меланчин потік, нижній шар); 2 – *Roulettia* sp. (Меланчин потік, нижній шар); *Pseudoscapthorhynchus* sp. (Меланчин потік, верхній шар). Масштабна лінійка – 10 мм

Досліджені об'єкти. Іхтіофауна відбиралася в двох відслоненнях: у лівому борті правого відвершку Холодного яру (далі – відслонення Холодний яр) і в лівому борті правого відвершку яру Меланчин потік (відслонення Меланчин потік) (рис. 1а). Детальну будову розрізу в точках відбору іхтіофауни наведено на рис. 1б. Рештки містилися в малопотужних, але добре витриманих по розрізу, прошарках і лінах кварц-глауконітових гравелітистих різнозернистих пісків горизонтально- або слабохвилястошаруватих (шар 3 розрізу Холодний яр; шари 3, 10 розрізу Меланчин потік). Протилежний борт яру (висяче крило насуву) в обох випадках мав зовсім іншу будову, повністю складений слабоццементованими пісковиками з рештками альбської флори, аналогічними таким шару 1 на рис. 1б.

Мета роботи – на основі дослідження фауни еласмобранхій, а також супутньої фауни та флори, визначити вік та умови формування гравелітистих прошарків, наявних у верхній частині розрізу крейдових відкладів у деяких ярах на території Канівських дислокацій і з'ясувати можливість використання цих прошарків як стратиграфічних реперів. Імовірними видаються такі інтерпретації: ♦ це відклади літоралі чи верхньої субліторалі, свідчення мінливості фаціальних умов альбського чи сеноманського морського басейну; ♦ це свідчення про наявність деякої стратиграфічної перерви в альб-сеномані; ♦ це базальний горизонт палеогенового морського басейну. Нижче наведено тестування цих припущень на основі аналізу комплексу палеонтологічних решток.

Методи. Зуби еласмобранхій і супутня фауна вилучалися з породи шляхом промивки на ситах з діаметром 1 мм. Вік досліджених тафоценозів визначався за стратиграфічним інтервалом, у якому, виходячи з даних попередніх досліджень (а у випадку викопних еласмобранхій це були дані Guinot et al [10], Vullo et al

[11], Welton, Farish [12]), можливе сумісне існування всіх таксонів, виявлених у складі даного тафоценозу.

Внесок кожного з авторів. Визначення еласмобранхій проводилося Т.Г. Сокольським, а відбір решток – протягом польового сезону 2013 р – Т.Г. Сокольським при участі Л.В. Попової, протягом сезону 2014 р – Т.Г. Сокольським самостійно. Визначення віку й умов формування досліджених відкладів здійснено Л.В. Поповою та О.С. Огієнком з використанням як польових спостережень Т.Г. Сокольського, так і результатів власних польових досліджень у різні роки.

Результати. Видовий склад фауни еласмобранхій у всіх досліджених горизонтах виявився досить подібним (табл. 1). Крім еласмобранхій прошарки гравелітистих пісків яру Холодний (шар 3 рис. 1б) містили ядра ювенільних фоладоміїд (які є звичайною складовою альбської фауни дослідженої території) і уламки черепашок екзогір. Там же було виявлено фрагменти панцирів крабів, пателліформну гастроподу, зуби морських рептилій, залишки панцира черепахи, гальку з відбитками араукарії. В підстилаючих відкладах (шар 1) виявлено численні *Exogyra* та поодинокі *Trigonidae*, *Pectenidae*, пагони хвойних та окремі зуби еласмобранхій (*Archaeolamna* sp.) і невизначених хребетних. У відкладах, що перекривають костеносний шар, викопні рештки відсутні.

У відслоненні Меланчин потік у нижньому шарі гравелітистих пісків (шар 3), крім зубів еласмобранхій, виявлено невеликі (до 2-3 см) уламки скреміної деревини з ознаками обкатаності, численні уламки черепашок екзогір. Численні цілі черепашки екзогір і поодинокі *Lingula* в різні роки було виявлено в пісковиках шарів 1 і 2 даного відслонення. В інших верствах даного розрізу, за винятком того, що слабоццементовані пісковики шарів 4, 6, 8 густо пронизані нірками риючих організмів, фауна не виявлена навіть при промивці на ситах.

Обговорення. Як видно з табл. 1, більшість таксонів, виявлених у досліджених тафоценозах, відомі в досить широкому стратиграфічному інтервалі. Вік нижнього гравелістистого прошарку відслонення Меланчин потік визначається нами як сеноманський завдяки присутності *Roulettia* sp. та *Dalasiella* sp.; для верхнього гравелістистого прошарку Меланчиного потоку на сеноманський вік тафоценозу вказує знахідка *Pseudoscaphanorhinus* sp. Для Холодного яру не ви-

ключений (з меншою імовірністю) також і альбський вік (більшість присутніх у складі цієї фауни таксонів еласмобранхій відомі і з альбу, і з сеноману, але для *Johnlongia*, *Cretoxyrhina denticulata* (табл. 1) досеноманське існування – тільки припущення [10-12]. Тобто, якщо оперувати тільки строго доведеними стратиграфічними інтервалами таксонів, то гравелістисті піски з фауною слід було б датувати сеноманом також і для Холодного яру.

Таблиця 1

Таксономічний склад еласмобранхій досліджених відслонень і стратиграфічне поширення даних таксонів, за [10-12]

турон	сеноман	альб	апт	Холодний яр	Маланчин потік, нижній шар	Маланчин потік, верхній шар
				<i>Eosriatolamia</i> sp.	<i>Eosriatolamia</i> sp.	<i>Eosriatolamia</i> sp.
				<i>Archaeolamia koprigensis</i>	<i>A. koprigensis</i>	<i>A. koprigensis</i>
				<i>Cretilamia appendiculata</i>	<i>Cretilamia</i> sp.	<i>Cretilamia</i> sp.
				<i>Scapanorhynchus preraphidon</i>	<i>S. preraphidon</i>	<i>S. preraphidon</i>
				<i>Squatina</i> sp.	<i>Squatina</i> sp.	<i>S. cf. raphidon</i>
				<i>Cederstroemia</i> sp.	<i>Cederstroemia</i> sp.	<i>Cederstroemia</i> sp.
				<i>Protosqualus sigei</i>	" <i>C. amonensis</i> "	" <i>Carcharias amonensis</i> "
				<i>Squalirhina</i> sp.	<i>P. sokolovi</i>	<i>P. sokolovi</i>
				<i>Johnlongia</i> sp.	<i>L. macrorhiza</i>	<i>L. macrorhiza</i>
				<i>Protolamia sokolovi</i>	<i>C. denticulata</i>	<i>C. denticulata</i>
				<i>Leptostyrax macroniza</i>	<i>Synechodus</i> sp.	<i>Synechodus</i> sp.
				<i>Cretoxyrhina denticulata</i>	<i>Paraorthacodus</i> sp.	<i>Paraorthacodus</i> sp.
				<i>Synechodus</i> sp.	<i>Scyllorhinidae</i> indet.	<i>Scyllorhinidae</i> indet.
				<i>Paraorthacodus</i> sp.	<i>H. uprikensis</i>	<i>H. uprikensis</i>
				<i>Turolabatis</i> sp.	<i>H. cf. canaliculatus</i>	<i>C. venator</i>
				<i>Scyllorhinidae</i> indet.	<i>Cardabodon venator</i>	<i>Roulettia</i> sp.
				<i>Heterodontus uprikensis</i>	<i>Roulettia</i> sp.	<i>Dalasiella</i> sp.
				<i>Anacoracidae</i> indet.	<i>Dalasiella</i> sp.	<i>Anacoracidae</i> indet.

Післяальбський вік обох досліджених місцезнаходжень еласмобранхій додатково підтверджується тим, що шари з акулами знаходяться в розрізі над типовими альбськими відкладами з флорою. Крім зубів еласмобранхій, у нижньому шарі гравелістистих пісків яру Меланчин потік і в єдиному такому шарі Холодного яру містяться ще рештки, перевідкладені з відкладів, що залягають нижче (дрібні уламки деревини, ядра фолодоміїд, уламки черепашок бівальвій), що свідчить про розмив підстилаючих альбських відкладів і сортування й перевідкладення решток, що містилися в них. Особливо важливою є раніше згадана знахідка гальки з пагоном араукарії, яка свідчить про те, що на час формування досліджених тафоценозів альбська флора вже була фосилізована.

Не можна виключити, що принаймні частина зубів акул також перевідкладена з підстилаючих альбських відкладів. Можливе перевідкладення, однак, не впливає на наведені датування, оскільки визначення віку гравелістистих прошарків Меланчиного потоку базується на присутності прогресивних сеноманських таксонів (*Roulettia* sp., *Dalasiella* sp., *Pseudoscaphanorhinus* sp.) [10, 11]. А в Холодному ярі таксони, що з'являються не раніше сеноману, відсутні. Тобто, комплекс видів так чи інакше не дозволяє визначити вік гравелітів Холодного яру більш точно, ніж альб-сеноман.

Щодо ймовірності перевідкладення зубів еласмобранхій, то для тафоценозу Холодного яру вона вища, оскільки там поодинокі рештки іхтіофауни виявлено й у підстилаючих відкладах. Для тафоценозу нижнього костеносного шару Меланчиного потоку ймовірність перевідкладення решток акул із альбських відкладів, в принципі, існує, а для верхнього шару відслонення Меланчин потік перевідкладення практично виключене (підстилаючі відклади дрібнозернистих кварц-глауконітових пісків не містять палеонтологічних решток, тільки сліди риття).

Формування прошарків гравелістистих пісків з фауною було зумовлене трансгресивно-регресивними подіями. Більш давня з таких подій сформувала нижній гравелістистий прошарку яру Меланчин потік і має бути від-

несена до сеноману (скоріше за все, – раннього). Наступний розмив (верхній костеносний шар гравелістистих пісків відслонення Меланчин потік) міг бути сеноманським або навіть палеогеновим. Останній варіант, однак, набагато менш можливий, оскільки в такому випадку відклади сеноману, що залягають вище, (глауконітова крейда, мергелистий пісковик [8]) мали бути повністю зруйновані цим розмивом, а набагато менш цільні кварц-глауконітові слабозцементовані пісковики залишилися. А названі верхні, карбонатні, верстви сеноману, хоча на сьогодні не відслонюються, але розвинуті на даній території. На це вказує знахідка білого мергелю в заповненні морозобійного клину четвертинного віку, виявленого в тому ж ярі Меланчин потік. Крім того, відсутні й будь-які знахідки, що свідчили би про палеогеновий вік гравелітів.

Виходячи зі складу фауни, костеносні гравеліти всіх досліджених відслонень достатньо близькі за віком, але для їхньої достовірної кореляції існуючих даних недостатньо. Тафоценоз Холодного яру може відповідати нижньому прошарку яру Меланчин потік, тоді відклади, що відповідали би верхньому гравелістистому прошарку Меланчиного потоку, в Холодному ярі відсутні. Або гравелістисті піски, відповідні нижньому прошарку Меланчиного потоку, були тут повністю розмиті в ході наступного трансгресивно-регресивного епізоду, а фосилії, як більш важкі, залишилися на місці. Тоді костеносні відклади яру Холодний відповідають нижньому і верхньому костеносним прошаркам Меланчиного потоку разом. Склад фауни дозволяє обидві інтерпретації.

Різна кількість прошарків гравелістистих пісків у різних точках спостереження пояснюється нестабільними палеогеографічними умовами сеноманського басейну, в якому неодноразові трансгресії і регресії сприяли активізації гідрологічного режиму (течіям, тимчасовим потокам, розмиванню раніше утворених осадів та їх перевідкладенню, утворенню ділянок суходолу) [5]. Зокрема, цитовані автори реконструюють для нижнього сеноману єдиний обширний суходіл приблизно в 20 км

на південь від дослідженої території. Під час регресивних етапів ця відстань могла ще зменшуватись. Загалом сеноманський палеореєльсф тут мав бути більш вирівняний, ніж у альбський час, коли існували численні острови з багатою мезофітною флорою, за якою реконструюється значна різноманітність фізико-географічних умов, що, очевидно, відповідало різниці гіпсометричних відміток [9]. Можливо, відсутність сеноманської викопної флори на дослідженій території як раз пояснюється цим одноманітним сплосченим рельєфом, в якому острови представляли скоріше відмілини, де умови не сприяли розвитку деревної рослинності.

Висновки. З певністю можна стверджувати наявність мінімум двох етапів розмиву крейдових відкладів дослідженої території в післяальбський час. Розмиви супроводжувалися формуванням горизонтів конденсації решток, представлених малопотужними горизонтально- і хвилястошаруватими гравелістичними кварц-гלאуконітовими пісками. Характер збереженості решток і часткове їх перевідкладення із нижчезалягаючих відкладів свідчить, що причиною розмивів було встановлення типового для літоралі хвилювального гідродинамічного режиму в умовах трансгресії. Таким чином, можна очікувати деякої латеральної витриманості даних горизонтів, хоча більша або менша інтенсивність розмиву в різних ділянках палеобасейну, в принципі, могла в деяких місцях призводити до знищення попереднього в часі горизонту. За комплексом решток елазмобранхій ці горизонти відповідають альб-сеноману (Холодний яр) і сеноману (Меланчин потік).

Подяки. Автори вдячні А. Чабанюк, А. Чорномиз і А. Морозу, на той час студентам, а нині випускникам геологічного факультету, за участь у роботі з вивчення геологічної будови Канівського полігону практики впродовж польового сезону 2009 р, а також Г.В. Сокольському, за участь у зборі матеріалів щодо викопної іхтіофауни впродовж польових сезонів 2013 і 2014 рр.

Список використаних джерел

1. Гожик П.Ф., Чуğunный Ю.Г., (2008). Еще раз о происхождении Каневских дислокаций. Геол. журн., 4, 123-129.
2. Gozhik P.F., Chugunnyi Yu.G., (2008). Once again about the origin of Kaniv dislocations. Geological journal, 4, 123-129. (In Russian).
3. Долуденко М.П., Костина Е.И., Шилкина И.А., (1992). Позднеальбская флора Канева. М., ГИН РАН, 126.

L. Popova, Cand. Sci. (Geol.), Senior Researcher
E-mail: popovalv@mail.ru;

O. Ogienko, Assistant
E-mail: ogienko@univ.kiev.ua
Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasyliivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine,

T. Sokolskiy, Student
E-mail: kyivshark@gmail.com
gymnasium № 178
22 Povitroflotskiy Ave., Kyiv, Ukraine

FOSSIL ELASMOBRANCHS AND STRATIGRAPHY OF CRETACEOUS DEPOSITS, KANIV

A study into the sections of the Cretaceous deposits at the Southern Kaniv dislocation revealed teeth of fossil Elasmobranchs in thin quartz-glaucconitic gravel interlayers. The species composition of the fauna is associated with the Albian-Cenomanian (for a single gravelly interlayer of Kholodnyi Yar taphocoenoses) and the Cenomanian (two fossiliferous gravelly interlayers at Melanchin Potik). Along with elasmobranchs, fossiliferous gravel sands contain remains obviously redeposited from the more ancient strata. The probability and scope of redeposition decrease from the Kholodnyi Yar taphocoenosis, through the Melanchin Potik lower layer, to the Melanchin Potik upper layer. The stratigraphic intervals are assumed to be wider for Kholodnyi Yar (the Albian-Cenomanian) and narrower for Melanchin Potik (the Cenomanian).

The fossiliferous gravelly interlayers resulted from transgressive-regressive events. With the transgressing sea eroding the previously formed deposits containing fauna and flora remains, the latter were redeposited, sorted and waterworn due to the tidal zone hydrodynamics. The conditions described account for mixed taphocoenoses (those of the Melanchin Potik lower layer and Kholodnyi Yar). Besides, a more powerful reworking may have affected a previously gravelly interlayer, which is likely for Kholodnyi Yar. The transgressive events seem to have been rather dynamic: deep-water deposits containing no fossils rapidly replaced the litoral and sublitoral ones. The following regressive-transgressive cycle therefore resulted in the formation of unmixed taphocoenoses in the basal horizon. In general, the Cenomanian palaeolandscapes of the study area were more even than the Albian ones. The Albian islands were characterized by a great variety of mesophite flora and physiographic conditions. On the contrary, low flattened shores of the Cenomanian islands did not favour the development of tree vegetation.

Keywords: Elasmobranchii, Albian, Cenomanian, Kaniv dislocations.

Doludenko M.P., Kostina E.I., Shilkina I.A., (1992). Late Albian flora of Kaniv. Moscow, Geological Institute of RAS, 126 p. (In Russian).

3. Зосимович И.Ю., (2011). Геологические памятники Киевско-Каневского Приднепровья. Вісник Національного науково-природничого музею, 9, 31-36.

Zosimovich I.Yu., (2011). Geological heritage of the Kiev-Kaniv Dnieper Area. Herald of National Museum of Natural History of the National Academy of Sciences of Ukraine, 9, 31-36. (In Russian).

4. Іванніков О.В., (1966). Геологія району Канівських дислокацій. К.: Наук. думка, 96.

Ivannikov O.V., (1966). Geology of the area of Kaniv dislocations. Kyiv, Naukova Dumka, 96. (In Ukrainian).

5. Іщенко І.І., Якушин Л.М., (2008). Палеогеографія території платформи України у сеноманський час. Геол. журн., 1, 38-47.

Ischenko O.V., Yakushin L.M., (2008). Palaeogeography of the area of the platform Ukraine during the Cenomanian time. Geological journal, 1, 38-47. (In Ukrainian).

6. Киселев Д.Н., Ипполитов А.П., (2011). Новые данные о стратиграфии нижнего келловоя Каневских дислокаций. Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Четвертое Всероссийское совещание. 26-30 сентября 2011 г., Санкт-Петербург. Научные материалы. СПб.: Изд-во ЛЕМА, 103-106.

Kiselev D.N., Ippolitov A.P., (2011). New data on stratigraphy of the Low Cretaceous of Kaniv dislocation area. Jurassic system of Russia: problems of stratigraphy and palaeogeography. Forth All-Russian conference. 26-30 sept. 2011, St Petersburg. Scientific materials. St. Petersburg, Ed. LEMA, 103-106. (In Russian).

7. Крочак М.Д., Менасова А.Ш., (2011). Геологические памятники района Каневских дислокаций (Черкасская область) и их современное состояние. Вісник Національного науково-природничого музею, 9, 37-42.

Krochak M.D., Menasova A.Sh., (2011). Geological heritage of the Area of Kaniv dislocation. Herald of National Museum of Natural History of the National Academy of Sciences of Ukraine, 9, 37-42. (In Russian).

8. Пименова Н.В., (1939). Ценоманская флора окрестностей г. Канева. Геол. журн., 6: 1-2, 229-243.

Pimenova N.V., (1939). Cenomanian flora of the vicinities of Kaniv town. Geological journal, 6: 1-2, 229-243. (In Russian).

9. Попова Л.В., Мороз А.В., (2010). Деревина Taxodiaceae з альбських відкладів Канівщини. Вісник Київського університету. Геологія, 48, 9-13.

Popova L.V., Moroz A.V., (2010). Wood of Taxodiaceae from the Albian deposits of Kaniv area. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology, 48, 9-13. (In Ukrainian).

10. Guinot G., Underwood Ch.J., Cappetta H., Ward D.J., (2013). Sharks (Elasmobranchii: Euselachii) from the Late Cretaceous of France and the UK. Journal of Systematic Palaeontology, 11: 6, 589-671.

11. Vullo R., Cappetta H., Néraudeau D., (2007). New sharks and rays from the Cenomanian and Turonian of Charentes, France. Acta Palaeontologica Polonica, 52 (1), 99-116.

12. Welton B.J., Farish R.F., (1993). The Collector's Guide to Fossil Sharks and Rays from the Cretaceous of Texas. Lewisville, Texas: Berore Time, 223.

Надійшла до редколегії 15.03.15

Л. Попова, канд. геол. наук, ст. науч. сотруд.

E-mail: popovalv@mail.ru;

О. Огієнко, асист.

E-mail: ogienko@univ.kiev.ua

Київський національний університет імені Тараса Шевченка, УНІ "Інститут геології",
ул. Васильківська, 90, г. Київ, 03022, Україна,

Т. Соколовський, учаснийся

E-mail: kyivshark@gmail.com

гимназія № 178

пр. Воздухофлотский, 22, г. Киев, Украина

ИСКОПАЕМЫЕ ЭЛАСМОБРАНХИИ И СТРАТИГРАФИЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАНЕВЩИНЫ

Изучены разрезы меловых отложений южной части территории Каневских дислокаций. Разрезы содержат фауну эласмобранхий, приуроченную к маломощным прослоям кварц-глауконитовых гравелитистых песков, соответствующую альб-сеноману (тафоценоз оврага Холодный яр) и сеноману (два гравелитистых прослоя оврага Меланчин поток). Кроме зубов акул, гравелиты содержат также остатки, явно переотложенные из подстилающих отложений. Вероятность и масштабы переотложения остатков эласмобранхий уменьшаются в ряду "Холодный яр" – "Меланчин поток, нижний слой" – "Меланчин поток, верхний слой". Этому соответствуют и полученные на основе комплекса видов акул возможные стратиграфические интервалы (более широкий – альб или сеноман для Холодного яра, более четкий – для нижнего и верхнего горизонтов с фауной в овраге Меланчин поток).

Формирование гравелитистых прослоев было результатом трансгрессивно-регрессивных событий. Наступающее море размывало ранее сформированные отложения с фауной и флорой. Палеонтологические остатки сортировались и подвергались окатыванию в результате установления типичного для литорали волнового гидродинамического режима. Формирующийся таким образом смешанный тафоценоз дополнялся фауной, существовавшей в наступающем морском бассейне (тафоценоз нижнего горизонта с фауной в Меланчином потоке и тафоценоз Холодного яра). Иногда размытые могли быть настолько мощными, что совмещались тафоценозы, соответствующие двум трансгрессивно-регрессивным циклам (ситуация, вероятная для тафоценоза Холодного яра). Сами эти трансгрессивные события представляются достаточно быстрыми и резкими. Литоральные и сублиторальные отложения, богатые ископаемыми остатками, быстро сменяются более глубоководными, практически лишенными фауны. После этого следующее трансгрессивное событие приводило уже к формированию гравелитистого прослоя с несмешанным, хронологически однородным, тафоценозом (Меланчин поток, верхний слой с фауной). В целом, можно предположить, что сеноманский палеорельеф был здесь более выровненным, чем в альбское время. В альбе существовали острова с богатой мезофитной флорой и значительным разнообразием физико-географических условий, тогда как плоские низменные берега сеноманской суши не благоприятствовали развитию древесной растительности.

Ключевые слова: эласмобранхии, альб, сеноман, Каневские дислокации.

УДК 561.261+551.35+551.462.32+551.89(292.33)

О. Огієнко, асист.

E-mail: ogienko@univ.kiev.ua,

Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська 90, м. Київ, 03022 Україна

РОЗПОДІЛ КОМПЛЕКСІВ ДІАТОМОВИХ ВОДОРОСТЕЙ У ПОВЕРХНЕВОМУ ШАРІ ДОННИХ ВІДКЛАДІВ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ АНТАРКТИЧНОГО ПІВОСТРОВА ЗА МОРФОСТРУКТУРНИМИ ЗОНАМИ ШЕЛЬФУ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. В.В. Огарем)

У статті наведено результати вивчення комплексів морських діатомових водоростей із поверхневих відкладів шельфу північно-західної частини Антарктичного півострова. Залежно від особливостей видового складу, екологічної структури досліджених комплексів та закономірностей їхнього поширення у морфоструктурних зонах шельфу, виділено п'ять кластер-груп діатомових комплексів. Проаналізовано фактори, що впливають на особливості складу комплексів та поширення груп.

Як показав аналіз матеріалу, у досліджуваному районі в діатомових асоціаціях переважають морські антарктичні планктонні та кріофільні види, значно збільшуючи свою кількість у зонах внутрішнього шельфу, відокремлених від океану великими островами. Відсоток океанічних субантарктичних видів закономірно зростає у бік відкритого океану (зовнішній шельф). У мілководних приострівних ділянках помітно збільшується число напівбентосних та бентосних форм діатомових.

Вперше виділено і простежено залежність таксономічного складу та екологічної структури діатомових комплексів та їхнього поширення у поверхневих морських відкладах північно-західної частини Антарктичного півострова від морфоструктурних зон шельфу, що може слугувати підґрунтям для палеогеографічних реконструкцій в регіоні.

Ключові слова: діатомові водорості, морські донні відклади, морфоструктурні зони шельфу, Антарктичний півострів.

Вступ, актуальність і постановка завдання. Для виділення та характеристики фаціальних зон дна та зональності поверхневих вод Світового океану активно використовуються біомаркери. Діатомові водорості є домінуючою групою мікропланктону, яка дуже чутлива до змін різноманітних океанографічних умов. Тому вони якнайкраще підходять для вирішення цих питань. Комплекси діатомових водоростей з морських донних відкладів успішно використовуються як основа для палеогеографічних реконструкцій в Антарктичному регіоні та хронології кліматичних подій кайнозою [11]. Різноманітні, таксономічно багаті та екологічно різноманітні діатомові Антарктики є цінним матеріалом для статистичної обробки [6, 11].

Основою палеогеографічних та палеокліматичних реконструкцій є аналіз зв'язку прижиттєвого поширення

діатомей з їх розподілом у сучасних осадах та визначення факторів, що впливають на видовий склад комплексів. Більшість морських видів діатомових мають чітке зональне поширення і набувають масового розвитку в тій географічній зоні, де даний вид знаходиться в оптимальних умовах. Це ті види, що найбільш чутливі до зміни солоності, температури, глибини басейну, освітленості, гідродинаміки, трофності та до інших фізико-хімічних параметрів, і є чудовими видами-індикаторами середовища існування та його окремих характеристик, або біомаркерами. В наш час проводяться інтенсивні геологічні та палеогеографічні дослідження Південного океану, але дані про особливості поширення діатомових комплексів у товщі донних відкладів залишаються фрагментарними і недостатньо вивченими [5, 7, 10].

Мета робіт – дослідити видове різноманіття та екологічну структуру діатомових комплексів із морських поверхневих відкладів північно-західної частини шельфу Антарктичного півострова, виявити закономірності їх розташування залежно від морфологічно-структурної зональності шельфу, проаналізувати фактори, що впливають на формування діатомових комплексів у донних відкладах району досліджень.

Матеріали і методи дослідження. Нами було досліджено 23 зразки порід із поверхневого шару морських осадів, відібраних під час Українських Антарктичних Експедицій співробітниками Інституту геологічних наук В.П. Вернігоровим, Г.П. Орловським та співробітниками Київського національного університету імені Тараса Шевченка А.В. Омельчуком, В.Р. Морозенком за допомогою прямої ударно-грунтової трубки. Станції **04-52, 04-60, 04-61, 04-63, 04-65, 04-67** розташовані у протоці Пенола (Penola), що розділяє архіпелаг Аргентин-

ські о-ви (Islas Argentina) та Антарктичний півострів; **04-59** – у затоці Уїгінс (Wiggins); **04-57** – у затоці Жирард (Girard); **04-51** – у протоці Ламієр (Lamaiere); **04-64** – у протоці Грандідьєр (Grandidier); **04-53** – у Французькому каналі. Станції **04-54, 04-55, 04-56** віддалені від основного куща в бік відкритого океану. Станції **04-45, 04-46, 04-47, 04-48** розташовані в протоці Жерлаш (Gerlache), між Антарктичним п-вом та о-вами Анверс (Anvers) і Брабант (Brabant). Станції **04-68** та **04-71** знаходяться в затоці кальдери о-ву Десепшн (Deception). Глибини моря в районах розташування більшості станцій змінюються в діапазоні 150-740 м. Станції **K97-05, K97-06, K97-07** розташовані в межах мілководних міжострівних акваторій архіпелагу Аргентинські о-ви: **K97-05** – на північному схилі архіпелагу, **K97-06** – на вході в протоку між о-вом Галіндес та о-вами Грото-Корнер, **K97-07** – між трьома о-вами – Бархани, Коваля та Шелтер-1. На цих станціях глибини моря становлять 33-47 м (рис. 1).

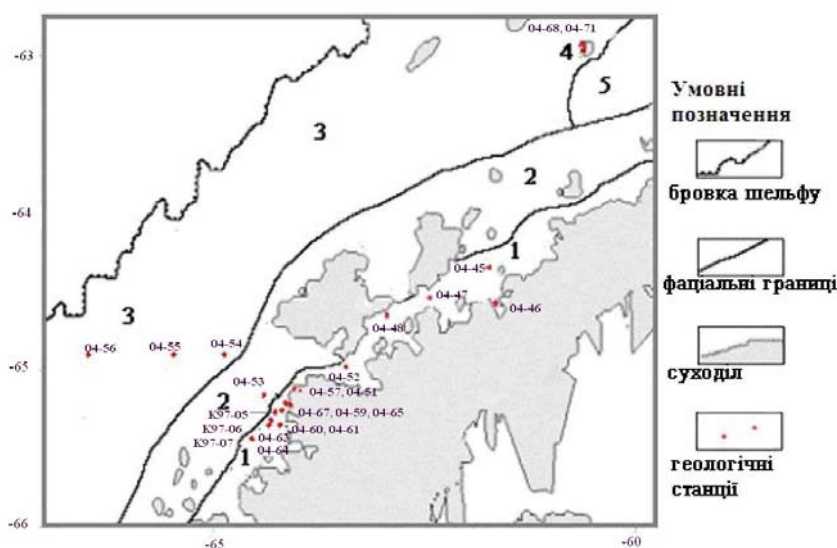


Рис. 1. Морфоструктурна зональність північно-західного шельфу Антарктичного півострова [2]:

1 – внутрішній шельф, 2 – середній шельф, 3 – зовнішній шельф, 4 – затока кальдери вулкана Десепшн, 5 – протока Брансфілд

Майже всі поверхневі проби представлені однорідними зеленими та зеленувато-сірими алевритистими глинами, глинистими алевритами, карбонатними та слабокарбонатними, з домішками піщано-жорствяно-гравійного матеріалу льодовикового походження та черепашок двостулкових молюсків. Осадки зі станцій **04-68** та **04-71** – темно-бурого кольору через домішки органічної речовини. Зразки порід зі станцій **K97-05, K97-06, K97-07, 04-68** та **04-71** – бескарбонатні.

Для вилучення панцирів діатомових водоростей породи оброблялися за стандартною методикою В.П. Гричука і А.П. Жузе з використанням важкої рідини [1]. Постійні препарати виготовлені на контрастній синтетичній смолі NAPHRAX з коефіцієнтом заломлення світла 1,74.

Вивчення діатомових проводилось за допомогою світлового мікроскопу Olimpus CX4 при збільшеннях 600-1200x та скануючого електронного мікроскопу JEOL NeoScan JSM-5000 за сприянням офіційного представника фірми TOKYO BOEKI в Україні. Підрахунок кількості стулок проводився до 600-800 екземплярів на препарат з подальшим визначенням відсоткової частки кожного виду у складі комплексу.

Статистичний аналіз здійснено із застосуванням кластерного аналізу за допомогою програми STATISTICA 7. Дані для статистичної обробки були виражені у вигляді таблиці відсоткового співвідношення кількості стулок видів діатомових у комплексах кожної

станції. До матриці включались види, кількість яких в одному з комплексів була не меншою за 1%.

Виклад основного матеріалу та обговорення. Поверхневі морські відклади району робіт містять значну кількість решток діатомових водоростей, що свідчить про продуктивність повеневої морської водної маси у весняно-літній сезон. Комплекси діатомових, досліджені з донних відкладів північно-західної частини Антарктичного п-ова, мають схожий таксономічний склад, відрізняються лише кількісним співвідношенням видів діатомових, домінують приблизно 20 видів. Усього визначено 129 видів та різновидів діатомових, що належать до 46 родів.

Основу екологічної структури більшості комплексів складають планктонні діатомові (80-90%), зменшуючись до 50% у мілководних приострівних комплексах (станції **K97-05, K97-06, K97-07**). Зі значною перевагою домінує холодноводний морський планктон з кріофілами [4], складаючи 50-70% від загальної кількості стулок. Більшість із цих діатомових вегетує при низьких температурах від $-1,5^{\circ}\text{C}$ до $+2,5^{\circ}\text{C}$ і їх поширення на північ обмежене границею дрейфуючої криги. Такі види діатомових-індикаторів використовуються для реконструкцій льодового морського режиму в минулому, як то: положення крижаної кромки, наявність дрейфуючої криги, тривалість сезонів [5]. Це – холодноводний різновид *Thalassiosira antarctica* Comber, *Porosira glacialis* (Grun.) Jörg. та *P. pseudodenticulata* (Hust.) Jouse, *Actinocyclus*

actinochilus (Ehr.) Sim., *Stellarima microtrias* (Ehr.) Hasle & Sims, *Fragilariopsis curta* (V. Heurck) Hust. та *F. cylindrus*, представники роду *Chaetoceros* та ін. Інші холодноводні та крижані діатомові представлені: *Eucampia antarctica* var. *recta* (Margin) Fryx. & Prasad, *Podosira stelligera* (Bailey) Mann, дуже різноманітним видовим складом роду *Fragilariopsis*.

Домінантним видом більшості комплексів є прибережно-морський *T. antarctica*, кількість якого складає в середньому 40-45%, з мінімальною позначкою 15% ступок у комплексах. Він представлений, переважно, холодолюбивим різновидом [11]. Теплолюбивий різновид *T. antarctica* [6, 9] складає незначну частку комплексів.

Види *P. glacialis* та *P. pseudodenticulata* мають схожі екологічні умови існування, вони тягнуться до зон поширення пакової криги [5]. У комплексах частка обох видів у сумі складає 5-10%.

Частка неритичного *A. actinochilus* в середньому становить 3-5%, хоча в деяких пробах його кількість зменшується до 1% або збільшується майже до 10%. Це ще один з таксонів-індикаторів льодового режиму. Присутність ступок цього виду у комплексах свідчить про тривалий крижаний морський покрив протягом зими, наявність дрейфуючої криги влітку та низькі температури поверхневої морської води протягом сезону вегетації [5].

Вид *S. microtrias* наявний у діатомових комплексах донних відкладів у кількості 2-3%, що свідчить про тривалу крижану обстановку [5].

Рід *Chaetoceros* представлений гіпноспорами, котрих 5-10%, поодинокі вегетативні клітини у препаратах спостерігаються лише у станціях, наближених до океану. Ці види найбільш поширені та численні серед діатомових водоростей сучасного океану. Вони швидко розмножуються і утворюють перший весняний пік цвітіння планктонних діатомових у Південному океані [5].

Як правило, *Eucampia antarctica* (Castr.) Mangin існує в субантарктичних океанічних водах. У холодних морських крижаних водах присутній її різновид *E. antarctica* var. *recta*. Довжина подібної до ланцюжка колонії цієї планктонної діатомової безпосередньо залежить від температури оточуючого середовища, що й обумовлює використання даного виду як палеоіндикатора температур [8].

Дрібні пенатні діатомові *F. curta* та *F. cylindrus* відомі тим, що існують в морській воді біля крижаної кромки і можуть розвиватися безпосередньо на поверхні морської криги [5]. Їхня кількість у комплексах в сумі складає 1-2%. Інші кріофільні представники цього роду, при незначній кількості їх у комплексах, представлені різноманітно: *Fragilariopsis obliquecostata* (Van Heurck) Heiden, що розвивається в морській воді під суцільним крижаним покривом, *F. separanda* Hust., *F. rhombica* (O'Meara) Hust., *F. ritscheri* Hust., *F. sublinearis* (Van Heurck) Heiden & Kolbe та *F. vanheurckii* (Perag.) Hust.

Відкритоморські та океанічні види мають підпорядковане значення, складаючи 5-15%, збільшуючись до 25-35% у комплексах станцій 04-54, 04-55, 04-56, розташованих ближче в бік океану. Температура вегетації субантарктичного планктону становить в середньому від +1°C до +8°C. Це, перш за все, види, відомі як антагоністи крижаних умов: *Thalassiosira lentiginosa* (Jan.) Fryx., *Fragilariopsis kerguelensis* (O'Meara) Hust., що використовуються для ідентифікації позбавленого криги морського середовища. Вони мають товсті ступки й є основним постачальником біогенного опалу у відклади Південного океану [7].

Інших океанічних видів 1-3%, таких як: *Odontella weisflogii* (Jan.) Grun., *Thalassiosira gracilis* (Karsten) Hust., *Thalassiothrix antarctica* Schimper & Karsten. У не-

значній кількості зустрічаються *Thalassionema nitzschioides* (Grun.) Mereschk., *Trichotoxon reinboldii* (Van Heurck) Reid & Round, *Thalassiosira oliveriana* (O'Meara) Makarova & Nikolajev.

Максимальної чисельності діатомові роду *Rhizosolenia* у Антарктиці набувають північніше зимової границі поширення крижаного покриття, пік їхнього розвитку припадає на літній час [7]. Найбільш поширені в районі досліджень *R. styliformis* Bright. та *R. antenatta* (Ehr.) Brown, з холодноводною формою *R. antenatta* f. *antenatta*. Кількість ступок *Rhizosolenia* в донних відкладах різних зон шельфу дуже різняться і напряму залежить від близькості станції спостереження до відкритого океану.

Кількість у комплексах тихоокеанічних діатомових, представлених морським субліторальним видом *Paralia sol* (Ehr.) Cawf., та епіфітів, представлених, як правило, родом *Cocconeis*, котрі можуть зустрічатися й у планктоні, сильно коливається від часток відсотка у комплексах станцій, розташованих ближче до океану, до майже 18% в сумі у мілководних приострівних ділянках. Рід *Cocconeis* представлений домінуючими видами *C. fasciolata* Ehr. та *C. costata* Greg., інші представлені одиночними ступками: *C. antiqua* Tempere & Brun, *C. californica* var. *kerguelensis* Heiden & Kolbe, *C. infirmata* Mang., *C. scutellum* Ehr., *C. distans* Greg.

Така сама закономірність – збільшення кількості діатомових зі зменшенням глибини басейну – спостерігається й у представників бентосу, від повної відсутності до 30%. Ця група представлена родами *Amphora*, *Diploneis*, *Grammatophora*, *Licmophora*, *Navicula*, *Pinnularia*, *Pleurosigma*.

Кластерний аналіз ефективно використовується для опису розподілу діатомових у поверхневих відкладах Антарктики [6, 11] Вже під час підрахунку видового співвідношення діатомових у асоціаціях, стала очевидною можливість об'єднання окремих комплексів у групи. Використання статистичних методів збільшує надійність висновків і зменшує суб'єктивну похибку.

Проведений екологічний аналіз комплексів діатомових водоростей, виділених з поверхневих донних осадків, дозволив визначити їхні групи, характерні для окремих фаціальних зон досліджуваного району (рис. 2).

У групі станцій кожної зони визначено домінантні види, що дозволило порівняти групи між собою, а на біо-екологічному рівні охарактеризувати зони шельфу, виділені на морфоструктурній основі. У структурній будові континентальної окраїни Антарктичного п-ова виділяють три зони: внутрішній, середній та зовнішній шельф, котрі мають свої геоморфологічні особливості [2].

На представленій кластерній дендрограмі (рис. 2) виділяються п'ять груп діатомових комплексів (кластер-груп), площинне розташування котрих є закономірним, відповідно до морфоструктурних зон північно-західної частини шельфу (рис. 3). Антарктичного п-ова. Кожна кластер-група має спільні риси у видовому складі, у співвідношенні видів та екологічній структурі комплексів.

Найбільш чисельна кластер-група № 1. Включає діатомові комплекси із поверхневих донних відкладів станцій: 04-51, 04-52, 04-53, 04-57, 04-59, 04-60, 04-63, 04-64, 04-65, 04-67. Станції розташовані у зоні внутрішнього та, частково, середнього шельфу (станція 04-53). Ця зона відкрита до океану або прикрита дрібними островами, які не можуть бути суттєвою перепорою на шляху водних мас. Глибини станцій знаходяться в межах 225-450 м.

Основу комплексів складають представники холодноводного морського планктону та діатомові-кріофіли, кількість ступок у комплексах сягає 70-75%. Домінує *T. antarctica* - 43-50% і, як було зазначено вище, майже

повністю представлена холодноводним морфотипом. У сумі стулки *P. glacialis* та *P. pseudodenticulata* у комплексах даної кластер-групи становлять 5-10% з перевагою *P. glacialis*. *S. microtrias* наявна у кількості 2-4%. Частка *A. actinophilus* становить у комплексах близько 4%. У зразках зі станцій, розташованих на відкритій до океану

зоні внутрішнього шельфу, рід *Chaetoceros* представлений гіпноспорами в кількості 5-9%. Частка різновиду *E. antarctica* var. *recta* у досліджених комплексах становить 0,5-3%. *F. curta* та *F. cylindrus* у комплексах цієї кластер-групи – 1-3%, *F. obliquecostata* – до 1%, інших представників цього роду в сумі не більше 1%.

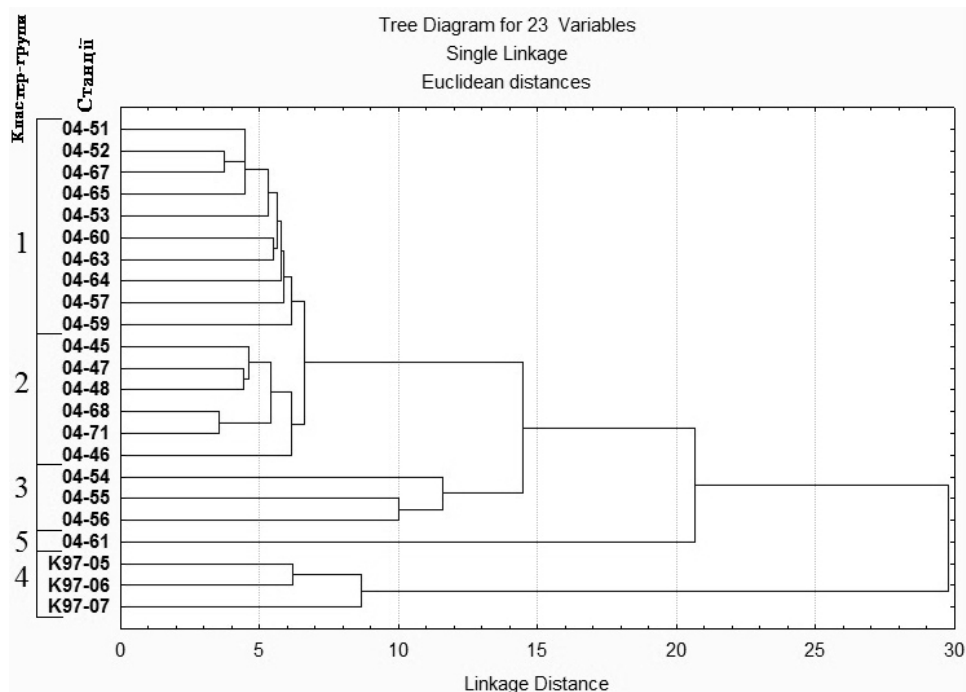


Рис. 2. Дендрограма результатів кластерного аналізу коефіцієнтів подібності видового складу діатомових комплексів поверхневих донних відкладів станцій, розташованих у різних морфоструктурних зонах північно-західної частини шельфу Антарктичного п-ова, з утворенням окремих кластер-груп

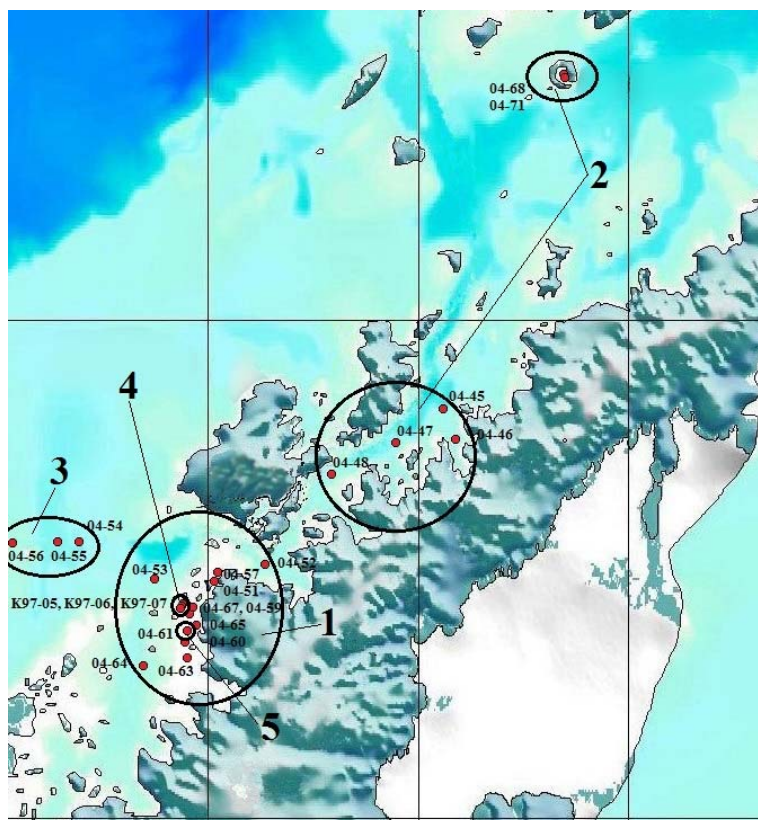


Рис. 3. Розподіл кластер-груп діатомових комплексів з донних відкладів на північно-західному шельфі Антарктичного п-ова:

1 – внутрішнього та середнього шельфу, відкритих до океану, 2 – внутрішнього шельфу, прикритого від океану та кальдери вулкану Дешпандх, 3 – зовнішнього шельфу, 4 – мілководного чокола (внутрішній шельф), 5 – приострівних ділянок Аргентинських о-вів

Кількість відкритоморських та океанічних видів серед діатомових із відкладів внутрішнього шельфу становить 7-15%. Це, перш за все, субантарктичні *T. lentiginosa*, кількість стулок якої у зразках описаної кластер-групи 1,5-5%, та *F. kerguelensis*, частка якого сягає 0,5-2,5%. Холодноводний океанічний вид *T. gracilis* складає 1-2%, більш теплолюбивий *Thalassiothrix antarctica* – 1-3%. Представники роду *Rhizosolenia* майже відсутні, оскільки притаманні океанічним водам, лише в пробі зі станції 04-57 у кількості 2,4% присутні стулки *R. styliformis*.

Епіфіти представлені широким видовим різноманіттям роду *Cocconeis*, у загальній кількості до 3-7%. Домінують *C. fasciolata* Ehr. та *C. costata* Greg. Як оброщувачі макроводоростей ці види можуть зустрічатися й у планктоні. Тихопелагічні діатомові представлені морською *P. sol* у кількості 0,5-2%. Бентосні діатомові в сумі складають частку 2-5%.

Кластер-група № 2. Об'єднує діатомові комплекси із поверхневих морських відкладів станцій 04-45, 04-46, 04-47, 04-48, розташованих у прибережній зоні північно-західного шельфу Антарктичного п-ова, відокремлених від океану о-вами Бабант, Анверс, та станцій 04-68 і 04-71, що розташовані у напівзакритій затоці затопленої кальдери вулкану Десепшн. Глибини моря біля узбережжя Антарктичного п-ова сягають 464-590 м; у кальдері о-ву Десепшн – 157 м.

Ця група за видовим складом та співвідношенням видів у комплексах схожа на описану вище кластер-групу № 1. Так само домінують холодноводні морські планктонні та кріофільні діатомові, котрі мають чисельність 80-85%. *T. antarctica* складає приблизно половину стулок у комплексах, *P. glacialis* та *P. pseudodenticulata* – 6-14%, *S. microtrias* – 4-9%, *A. actinophilus* – 4-5,5%. *F. curta* і *F. cylindrus* в сумі 0,5% біля узбережжя Антарктичного п-ова та 2-2,5% у затоці кальдери о-ву Десепшн. Інших кріофільних представників цього роду незначна кількість. Значно збільшилася частка спор *Chaetoceros* – до 10-15% у прибережних комплексах та 7% у кальдері. Вид *Eucampia antarctica* var. *recta* зазвичай притаманний відкритим водам, тому тут майже відсутній.

Кількість відкритоморських та океанічних видів у діатомових комплексах кластер-групи № 2 становить 5-7%. Більше одного відсотка складають стулки *T. lentiginosa* – 1-1,5% та *F. kerguelensis* – 1-2%. Інших видів, притаманних відкритим морським та океанічним водам, не більше 1%, або вони представлені у комплексах одиничними стулками.

Збільшення глибини басейну впливає і на зменшення кількості діатомових, чия життя пов'язане з субстратом. Епіфітів роду *Cocconeis* – 2,5-5%, тихопелагічної морської *P. sol* – 0,5-1,5%. Бентосних діатомових у осадах вздовж Антарктичного п-ова незначна частка – 1,5-2,5%, у затопленій кальдері вулкану Десепшн більше – 3-4%.

Кластер-група № 3. Об'єднує діатомові комплекси зі станцій 04-54, 04-55, 04-56, розташованих на захід від Аргентинських о-вів у бік океану і приурочених до зовнішнього шельфу північно-західної частини Антарктичного п-ова. Глибина моря в місцях відбору проб – 465-740 м. У осадах відмічається суттєво менша кількість теригенного матеріалу, стулки діатомових добре збережені, часто зберігаються цілі панцири.

Ця група характеризується зменшенням кількості холодноводного морського планктону до 55-60%, збільшенням частки океанічних видів до 27-35% та майже

повною відсутністю бентосних видів (0-1,76%), тихопелагічних та епіфітів (0,65-2,5%).

Серед холодноводного морського планктону та кріофілів кількість *T. antarctica* становить 20-30%, *P. glacialis* та *P. pseudodenticulata* – до 4%, *S. microtrias* – 3,5-4,5%, *A. actinophilus* – 5-5,5%, *F. curta* та *F. cylindrus* – 2-5,5%, *E. antarctica* var. *recta* – 4-7%. Окрім гіпноспор роду *Chaetoceros*, котрих присутньо 5-8%, зустрічаються одиничні стулки вегетативних клітин, діагностованих як *C. criophilum* Castr., *C. dichæta* Ehr.

Збільшилась, порівняно з іншими кластер-групами, кількість відкритоморських та океанічних видів. Кількість океанічної *T. lentiginosa* становить 2-4%. У бік океану відмічається збільшення кількості стулок у відкладах *F. kerguelensis* з 3% до 10%. Відносно інших кластер-груп, збільшується кількість *T. gracilis* – 3%. Суттєво зростає частка *Rhizosolenia* – до 4,5-7,5%, представлених видами *R. antennata* та *R. styliformis*. Майже відсутній у зразках з інших станцій океанічний вид *O. weissflogii*, тут сягає максимальної позначки 6%. Теплолюбивий *Thalassiothrix antarctica* становить 2,5-3,5%, *T. nitzschoides* – 1-1,2%. Зафіксовано одиничні стулки океанічних діатомових роду *Asteromphalus*.

Кластер-групу № 4 представляють діатомові комплекси зі станцій K97-05, K97-06, K97-07, розташованих у межах внутрішнього шельфу на мілководних морських приотрівних ділянках Аргентинських о-вів. Глибини станцій 33-47 м.

Як і у інших кластер-групах, приурочених до внутрішнього шельфу, в даній домінують холодноводні морські планктонні діатомові та кріофіли, хоча й у дещо меншій кількості – 44-48%. Натомість, число діатомових, що тяжіють до прибережної пакової криги, залишилось незмінним або дещо збільшилось: наприклад, кількість у комплексах *P. glacialis* складає 8-11%. Кількість планктонних холодноводних видів дещо зменшилася. Кількість *T. antarctica* в середньому складає 20%, *Chaetoceros* – 3-5%, *A. actinophilus* – 1-1,5%, одиночно зустрічається *S. microtrias* і повністю відсутній *E. antarctica* var. *recta*. Частка *F. curta* та *F. cylindrus* – 0,6-2,5%.

Субантарктичних відкритоморських та океанічних видів зустрінуто 4,5-6,5%.

Значно збільшена кількість діатомових, життя котрих пов'язане із субстратом – 39,5-48%. Серед них тихопелагічний вид *P. sol*, 2-3% від загальної кількості стулок у комплексі, епіфітів *Cocconeis* – 13%, бентосних видів – 25-30%. Серед бентосу домінують представники роду *Amphora* – 15-25%. Серед них морського *A. proteus* Greg. – 2-4%, прісноводних: *A. ovalis* (Kütz.) Kütz. – 10-17%, *A. veneta* Kütz. – 1-3%.

Кластер-групу № 5 представлено лише одним діатомовим комплексом зі станції 04-61, що розташована на південь від Аргентинських о-вів. Територіально вона знаходиться серед станцій кластер-групи № 1, що приурочені до зони середнього та внутрішнього відкритого до океану шельфу, але її розміщення припадає на мілководний міжотрівний цоколь. Глибина станції становить 150 м. Літологічні відмінності: в осадах зі станції відмічається більша кількість піщаного матеріалу, ніж в інших станціях даного району.

Діатомові комплекси зі станції 04-61 та комплекси кластер-групи № 1 за видовим складом майже однакові, але суттєво відрізняється співвідношення видів. Також відмічається погана збереженість діатомових: тонкісні та крупні стулки представлені фрагментарно, грубопанцирні часто обламани по краю, що свідчить про

значну турбулентність води, можливо, внаслідок хвиле-прибійної діяльності.

Більша частка діатомей у комплексах представлена холодноводними морськими планктонними та кріофільними видами – до 57%. Зменшилася частка холодноводного виду *T. antarctica* – 19,3% від загального числа стулок у комплексі. Натомість кількість деяких кріофілів збільшилася: *P. glacialis* та *P. pseudodenticulata* в сумі до 13%, *S. microtrias* – 7%, *A. actinophilus* – до 9,5%. Суттєво збільшилась кількість такої крижаної діатомової, як *P. stelligera*. У комплексах з інших станцій її кількість не перевищувала одного відсотку, а тут зростає до майже 5%.

Гіпноспор *Chaetoceros* присутньо 2,5%, дрібних стулок *F. curta* та *F. cylindrus* – не більше 1%. *E. antarctica* var. *recta* – також 1%.

Кількість відкритоморських та океанічних видів у діатомових комплексах станції 04-61 становить близько 10%. Грубопанцирного *F. kerguelensis* – 1,4%, інших представників антарктичного океанічного планктону не більше 1% кожного виду.

Натомість зменшення глибини станції відбилося на збільшенні чисельності тихопелагічних видів: кількість стулок *P. sol* сягає позначки 7,5%, епіфітів – майже 12,5%, бентосних діатомових – майже 6%.

Як показали дослідження, для діатомових комплексів із поверхневих відкладів північно-західної частини Антарктичного п-ова характерно домінування холодноводного морського планктону та кріофілів, мала або підпорядкована кількість більш теплолюбивого відкритоморського та океанічного субантарктичного планктону. Кількість видів, розвиток котрих пов'язаний із субстратом (тихопелагічні, епіфіти, бентосні види), контролюється глибинами моря. Слабкі течії у шельфовій зоні північно-західної частини Антарктичного п-ва [3] обумовлюють добру відповідність видового складу викопних комплексів прижиттєвим асоціаціям. За аналізом видового складу діатомових комплексів із морських поверхневих відкладів шельфу північно-західної частини Антарктичного п-ва можна зробити висновки, що під час формування дослідженого поверхневого шару відкладів гідрологічні умови в межах вивчених ділянок були близькими до сучасних.

Аналіз видового складу та екологічної структури діатомових комплексів із осадків досліджених станцій вказує на спільні риси гідрографічних умов під час їх утворення. Проте, варіації у складі діатомових асоціацій свідчать про деякі відмінності гідрографічних умов залежно від зон шельфу.

Висновки. Для поверхневих морських донних відкладів північно-західної частини шельфу Антарктичного п-ва характерні таксономічно різноманітні та кількісно багаті діатомові комплекси, що свідчить про високу продуктивність поверхневих вод, спричинену стратифікацією водної товщі. У комплексах, що формуються на внутрішньому шельфі, домінують морський антарктичний планктон та кріофіти, вказуючи на сувору крижану обстановку: наявність щільного крижаного покриву щонайменше 7-8 місяців на рік, велику кількість дрейфуючої криги в літній сезон. Температура поверхні моря в сезон вегетації від $-1,5^{\circ}\text{C}$ до $+3^{\circ}\text{C}$, з середніми значеннями від $+0,5^{\circ}\text{C}$ до $+1,5^{\circ}\text{C}$. У бік океану температура поверхневої води зростає внаслідок впливу південного відгалуження антарктичної циркумполярної течії. Діатомові свідчать про нормальну солоність морського басейну, але під час танення криги навесні відмічається розпріснення води, що спричиняє утворення пікноклину та стратифікацію водної товщі.

Течії в дослідженому районі слабкі, частково відчувається океанічний вплив. Більш теплі океанічні води проникають до узбережжя півострова по заглиблених ділянках (улоговинах) під час припливів, про що свідчить наявність у комплексах відповідних океанічних видів діатомей. Водобмін прибережних ділянок півострова, відокремлених великими островами, з океанічними, обмежений. Глибини моря у внутрішній частині шельфу доволі значні, як правило, більше 200 м, що відображається на майже повній відсутності бентосних та напівбентосних видів. У мілководних цокольних ділянках відмічається сильна дія хвиль, можливо, часті шторми. Наявність низки дрібних островів впливає на формування комплексів діатомових водоростей з великою кількістю бентосних форм, що розвиваються в захищених від дії хвиль міжострівних акваторіях.

Зона середнього шельфу діатомовими майже не представлена. Діатомові комплекси, скоріше за все, мають перехідний характер від внутрішнього до зовнішнього шельфу. На комплексах, що представляють зовнішній шельф, при домінуванні морського планктону позначається сильний вплив океану, що відбивається на значному збільшенні частки океанічних субантарктичних видів, яка швидко зростає у напрямку океану. Відмічається збільшення температури поверхневої води завдяки близькості південного відгалуження антарктичної циркумполярної течії та значні глибини басейну.

Видовий розподіл діатомових у комплексах донних відкладів північно-західної частини шельфу Антарктичного п-ва контролюється низкою факторів, такими як: відстань від узбережжя, глибина басейну, температура та солоність поверхневої води, крижаний режим, гідродинаміка вод тощо. Основними факторами, що впливають на склад морських діатомових комплексів, є відкритість району до океану (впливає на трофічність середовища), відстань від берега (близькість до океану), глибина басейну. У бік океану температура поверхневої води зростає, тому тут ми спостерігаємо закономірну зміну прибережноморських холодноводних видів на океанічні теплолюбиві. Опріснення води суттєво впливає на мілководні бентосні діатомові асоціації. Місцями в мілководних ділянках, не захищених островами, у складі комплексів віддзеркалюється хвиле-прибійна діяльність.

Список використаних джерел

- Жузе А.П., (1953). К методике технической обработки горных пород в целях диатомового анализа. Диатомовый сборник / Ред. А.И. Прошкина-Лавренко, В.С. Шешукова). Ленинград: Изд-во Ленинградского ун-та, 206-220.
- Jouse A.P., (1953). To a method of technic processing of rocks for a diatom analysis. Diatom review. Ed. A.I. Proshkina-Lavrenko, V.S. Sheshukova. Leningrad, Publishing house of Leningrad university, 206-220. (In Russian).
- Греку Т.Р., (2005). Роль льодового морфогенезу та тектоніки в формуванні західного шельфу Антарктичного півострова. Автореф. еол. Канд. еол. наук: 04.00.10. НАН України, Інститут геологічних наук, Київ, 24 с. (In Ukrainian).
- Греку Т.Р. (2005). Role of ice morphogenesis and tectonics in shaping of Western shelf of the Antarctic Peninsula. Author. Thesis. Candidate. Geol. Sciences: 04.00.10. NAS of Ukraine, Institute of Geological Sciences, Kyiv, p. 24.
- Ломакин П.Д., Саркисов А.А., Усенко В.П., (2005). Характеристика течений, ледовых условий и рельефа дна межостровной зоны архипелага Аргентинские острова (месторасположения станции "Академик Вернадский"). Экологическая безопасность прибрежной та шельфовой зон та комплексное использование ресурсов шельфу: Збірн. наук. праць, Севастополь: МГІ, ІГН, ОФ ІнБПМ НАН України, 12., 307-313.
- Lomakin P.D., Sarkisov A.A., Usenko V.P., (2005). Flow characteristics, ice conditions, and inter-island areas relief bottom Argentine Islands archipelago (location station "Academician Vernadsky"). Ekologichna bezpeka priberezhnoy that shelfovoy areas that complex vikoristannya resursiv shelf, National Academy of Sciences of Ukraine, MGI, IGN, PF ІнБПМ, Sevastopol, 12, 307-313. (In Russian).

4. Усачев П.И., (1949). Микрофлора полярных льдов. *Труды Института океанологии Академии Наук СССР*, 3, 216-259.

Usachyov P. I., (1949). Microflora of polar ices. *Works of institute oceanology of Academy sciences USSR*, 3, 216-259 (In Russian).

5. Armand L., Crosta X., Romero O., Pichon J.-J., (2005). The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean sediments: 1. Sea ice related species. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 223, 93–126.

6. Buffen A., Leventer A., Rubin A., Hutchins T., (2007). Diatom assemblages in surface sediments of the northwestern Weddell Sea, Antarctic Peninsula. *Marine Micropaleontology*, 62, 7–30.

7. Crosta X., Romero O., Armand L., Pichon J.-J., (2005). The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean sediments: 2. Open ocean related species. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 223, 66–92.

8. Kaczmarek I., Barbrick N.E., Ehrman J.M., Cant G.P., (1993). Eucampia Index as an indicator of the Late Pleistocene oscillations of the

winter sea-ice extent at the ODP Leg 119 Site 745B at the Kerguelen Plateau. *Hydrobiologia*, 269/270, pp.103-112.

9. Pike J. et al., (2009). Observations on the relationship between the Antarctic coastal diatoms *Thalassiosira antarctica* Comber and *Porosira glacialis* (Grunow) Jorgensen and sea ice concentrations during the Late Quaternary. *Marine Micropaleontology*, 73, 14–25.

10. Romero O.E., Armand L.K., Crosta X., Pichon J.-J., (2005). The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean surface sediments: 3. Tropical/Subtropical species. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 223, 49-65.

11. Taylor F., Whitehead J., Domack E., (2001). Holocene paleoclimate change in the Antarctic Peninsula: evidence from the diatom, sedimentary and geochemical record. *Marine Micropaleontology*, 41, 25-43.

Надійшла до редколегії 07.02.15

O. Ogienko, Assistant

Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv,

90 Vasylkivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine,

E-mail: ogienko@univ.kiev.ua

DIATOM ASSEMBLAGES IN THE UPPER LAYER OF BOTTOM DEPOSITS: DISTRIBUTION OVER MORPHOSTRUCTURAL SHELF ZONES OF THE NORTH-WESTERN ANTARCTIC PENINSULA

This paper presents the results of research into marine diatom assemblages in surface shelf deposits of the North-Western Antarctic Peninsula area. Five clusters of diatom assemblages have been identified, according to their taxonomic composition, ecological structure, and distribution in different morphostructural shelf zones. We have considered the factors that affect the assemblage composition and distribution.

In the study area, the dominant diatom species are the antarctic marine planktonic and cryophilic ones, their number increasing considerably in the inner shelf zone due to a natural barrier of big islands. The share of oceanic subantarctic species grows toward the open ocean (in the external shelf). The number of semibenthic and benthic diatoms is substantially larger in the shallow near island waters.

The originality of the investigation is in identifying regular patterns in the diatom taxonomy and ecology depending on their distribution in the surface deposits associated with different morphostructural shelf zones of the North-Western Antarctic Peninsula. The new data on the diatoms may be of use in backstripping analysis of the Antarctic area.

Keywords: diatoms, marine bottom deposits, morphostructural shelf zones, Antarctic Peninsula.

O. Огиенко, ассист.

E-mail: ogienko@univ.kiev.ua,

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, УНИ "Институт геологии",

ул. Васильковская 90, г. Киев, 03022 Украина

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ ДИАТОМОВЫХ ВОДОРОСЛЕЙ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АНТАРКТИЧЕСКОГО ПОЛУОСТРОВА ПО МОРФОСТРУКТУРНЫМ ЗОНАМ ШЕЛЬФА

В статье приведены результаты изучения комплексов морских диатомовых водорослей из поверхностных отложений шельфа северо-западной части Антарктического п-ова. В зависимости от особенностей видового состава, экологической структуры исследованных комплексов и закономерностей их распространения по морфоструктурным зонам шельфа, выделено пять кластер-групп диатомовых комплексов. Проанализированы факторы, влияющие на особенности состава комплексов и распространение их групп.

Как показал анализ материала, в исследуемом районе в диатомовых ассоциациях преобладают морские антарктические планктонные и криофильные виды, значительно увеличивая свое количество в зонах внутреннего шельфа, отделенных от океана крупными островами. Процент океанических субантарктических видов закономерно возрастает в сторону открытого океана (внешний шельф). На мелководных приостровных участках заметно увеличивается доля полубентосных и бентосных форм диатомовых.

Впервые выделены и прослежены зависимости таксономического состава и экологической структуры диатомовых комплексов и их распространения в поверхностных морских отложениях северо-западной части Антарктического п-ова от морфоструктурных зон шельфа, что может служить основанием для палеогеографических реконструкций в регионе.

Ключевые слова: диатомовые водоросли, морские донные отложения, морфоструктурные зоны шельфа, Антарктический полуостров.

УДК 551.4:551.79(439-282.243.7)

- А. Мадьяр, студ.
Інститут географії, Пейчський Науковий Університет,
вул. Іфюшаг, 6., Пейч, Н-7624 Угорщина;
- М. Ковач, асп.
E-mail: monyi5@gamma.ttk.pte.hu,
Докторська школа Землезнавчих наук, Пейчський Науковий Університет,
вул. Іфюшаг, 6., Пейч, Н-7624 Угорщина;
- Г. Варга, PhD, викладач
E-mail: gazi@gamma.ttk.pte.hu,
Інститут географії, Пейчський Науковий Університет,
вул. Іфюшаг, 6., Пейч, Н-7624 Угорщина;
- Б. Радванські, PhD, стипендіат-постдокторант
E-mail: radberti@gamma.ttk.pte.hu,
Erasmus Mundus Partnership for Belarus, Ukraine and Moldova (EMP-AIM)
в Київському національному університеті імені Тараса Шевченка,
пр. акад. Глушкова, 2а, м. Київ, Україна;
- С. Фабіан, PhD, викладач
E-mail: smafu@gamma.ttk.pte.hu,
Інститут географії, Пейчський Науковий Університет,
вул. Іфюшаг, 6., Пейч, Н-7624 Угорщина;
- Т. Іжак, PhD, ст. викладач
Закарпатський угорський інститут ім. Ф. Ракоці ІІ
пл. Кошута, 6, м. Берегове, Україна;
- Е. Плачковська, асп.
Інститут географії та просторових наук, Ягеллонський Університет,
вул. Гроноставова, 7, м. Краків, 30-387, Польща;
- Ю. Тимченко, канд. геол. наук, мол. наук. співроб
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

ЗВ'ЯЗОК МІЖ РОСЛИННІСТЮ І СХИЛОВИМИ ПРОЦЕСАМИ НА ВИСОКИХ НАДЗАПЛАВНИХ БЕРЕГАХ ПАКШ-ДУНАКЕМЛЕДА

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

Встановлено, що утворення зсувів змінює рослинний покрив, який, у свою чергу, впливає на подальший розвиток рельєфу. В Угорщині, в долині р. Дунай, зазнають періодичної активізації високі зсувонебезпечні надзаплавні береги, типовим прикладом яких є прибережна частина Пакш-Дунакемледа. Внаслідок дії як антропогенних чинників, так і схилових гравітаційних рухів, на території дослідження природні рослинні угруповання зазнали певних змін, розповсюдилися інвазійні рослини (*Robinia pseudoacacia*, *Ailanthus altissima*) та рослини-космополіти (*Sambucus nigra*, *S. ebulus*). Для оцінки зв'язку між схиловими процесами та рослинністю, останню було класифіковано з виділенням груп. Дослідження дерев відбувалося по квадратах площею 25 м² з визначенням конкретної кількості видів, а для інших рослин, якщо вони були присутні, оцінювалося розповсюдження на елементах високих надзаплавних берегів. Природні деревні угруповання залишилися тільки на похилих ділянках. Біля основи високих надзаплавних берегів, на дні ярів і водотоків оселяються, в основному, азотолюбні види рослин. На територіях, де часто відбуваються поверхневі рухи, рослинна підстилка менш розвинена, характерна волокниста трав'яна рослинність. На активних територіях між появою видів рослин та їхньою кількістю можна виявити певну паралельність. Багаторічні види трав з'являються, переважно, на виступах різної величини, на важкодоступних краях. Рослинність розріджена, з прогалинами, свідчить, що на цих територіях материнською породою є лес, який у багатьох місцях виходить на денну поверхню. ґрунту на таких ділянках практично немає, рослини укорінюються просто в лес, на карбонатність якого вказують деякі види рослин. Поява деревної рослинності частково зупиняє ерозію та гравітаційні порушення високих надзаплавних берегів. Але на території, класифікованих як активні, висота дерев і їхня кількість невеликі. В підсумку можна стверджувати, що мозаїчність рослинності на території дослідження добре узгоджується з класами високих надзаплавних берегів із різною висотою та крутизною схилів.

Ключові слова: гравітаційні схилові процеси, високі надзаплавні береги, зсуви, види рослин, Дунай, Пакш.

Вступ та характеристика досліджуваної території. Гравітаційні схилові рухи є одними з найнебезпечніших сучасних геологічних процесів на території Угорщини, хоча поширені вони тільки на обмеженій, вузькій території [15, 24]. У долинах угорських річок, таких як Гернад, Раба чи Дунай, найхарактернішими є зсуви, осипи та обвали берегів. На південь від Будапешту, безпосередньо на підмитих, активних правих берегах р. Дунай, принаймні на шести ділянках – Ерді, Ерчі, Кульч-Дунайварош, Дунафельдвар-Бельчке, Дунакемлед-Пакш і Бата-Могач – існує загроза зсувів [3, 5]. Упродовж пізнього плейстоцену й голоцену, внаслідок латеральної бічної ерозії Дунаю утворилася берегова стінка приблизно 20–60 м висотою, що складається, в основному, серією лесових палеоґрунтів [1, 14]. На території Карпатського басейну добре відомі сформовані річками високі надзаплавні береги, складені пухкими відкладами [18, 20, 23].

На основі проведених раніше спостережень за сучасними геологічними процесами можна стверджувати,

що крім літологічних, тектонічних, геоморфологічних і гідрологічних факторів на поверхневі рухи також значно впливає покриття території рослинністю [4, 17, 21–22]. Наприклад, рослинність мозаїчного типу, спрямовуючи стік води, визначає місце лінійної ерозії, а з цим і розчленування крутої стінки берега. А зімкнена рослинність зменшує ерозію крутих схилів, поглинаючи воду або уповільнюючи інфільтрацію, а також зберігаючи структурні частини ґрунту [19]. Густа природна деревна рослинність може значною мірою зупинити виникнення неглибоких зсувів [2, 8]. Порушення рослинного покриву, крім того, що сприяє появі нових, інвазійних, видів, призводить до збільшення ризику розвитку ерозії та гравітаційних схилових рухів [6, 10].

Територія, що досліджувалася, – це типові зсувонебезпечні високі надзаплавні береги Дунаю між Дунакемледом і Пакшом. Попередніми гравітаційними поверхневими рухами частково було пошкоджено навколишні населені пункти, головну дорогу № 6, а також залізницю № 42, яка обслуговує Пакшську АЕС [1, 7]. Перші архе-

ологічні знахідки, виявлені на території дослідження, – залишки часів римської доби, оскільки завдяки Імшовській переправі Дунаю ця територія має стратегічне значення вже від стародавніх часів. Луссоніум каструм (*Lussonium castrum*), досліджений у околицях Дунакемледа, був частиною захисної лінії Лімес, що зв'язувала Аквінкум з Мурсою, і функціонував як військова фортеця. На основі археологічних досліджень [25] можна стверджувати, що в результаті відступу берегових стінок на 25–30 м внаслідок бічної ерозії Дунаю значну частину колишньої фортеці було зруйновано. Через інтенсивне суспільно-господарське життя, пов'язане із сучасними населеними пунктами, на початку 80-х років ХХ ст запровадили заборону на забудову околиць високих надзаплавних берегів, а також передбачили відведення джерельних вод, які виступають біля основи високих надзаплавних берегів поблизу головної дороги № 6, за допомогою дренажування й каналів. Тим не менше, основа дороги у багатьох місцях перешкоджає вільному стоку води до базису ерозії, на схід, у бік Дунаю. Через повторюваність поверхневих рухів упродовж останнього десятиріччя, виявилось актуальним досліджувати зміну не тільки геоморфологічних форм поверхні [1], а й місцевої рослинності.

Природна рослинність високих надзаплавних берегів, що обмежують східну окраїну Мезевфельд, відноситься до флористичного регіону Альфельда (*Eupannonicum*), до його дунайського флористичного (*Prematricum*) району [11]. Територія Мезевфельд приблизно на дві третини вкрита лісостепами й суцільними лісами, переважно, на лесових і піщаних (у рівних частинах) материнських породах. Очевидно, що реконструювати особливий природний стан рослинного покриття поверхні важко, практично неможливо. Ясно, що після льодовикового періоду, після ксеротермічної степової фази значний вплив на процес розвитку природного середовища мала діяльність людини. Безпосереднім доказом цього може служити вплив оригінальних пратипів рослинності на динаміку різних початкових чорноземів, які можна розпізнати, хоч і на малих територіях (у т.з. "плямах"), у багатьох місцях [16].

Метою дослідження є вивчення сучасних типів рослинності Пакш-Дунакемледських високих надзаплавних берегів з екологічної точки зору, співставлення їх з потенційними угрупованнями та розкриття їхніх зв'язків з колишніми і сучасними гравітаційними поверхневими рухами.

Методи дослідження. У основу оцінки рослинності було покладено її класифікацію в групи (зони), що враховувала рельєф з поверхневими рухами, розроблену як за власними польовими дослідженнями [1], так і за вивченими літературними джерелами [7]. Береги було умовно поділено на ділянки, віднесені до придорожжів територій і схилів із сучасними, а також їх частин, які стабілізувалися і які є нестабільними. Окрему групу становлять верхні частини стінок берегів, а також обводнені й перезволожені території з особливим видовим складом рослинності (табл. 1). Дослідження деревної рослинності здійснювалося по квадратах з площею 25 м² з визначенням конкретної кількості видів, а для інших рослин, якщо вони були присутні, оцінювали розповсюдження по елементах високих надзаплавних берегів. Під час обходу місцевості метою польових спостережень було визначення покриття певними видами рослин різних частин території та їх процентне порівняння [11].

Результати. Оскільки територія вкрита лесами та родючими ґрунтами, на переважній частині тилових ділянок місця дослідження розташовані розорані землі, виноградники, культивовані або покинуті фруктові сади, а також декілька городів. Внаслідок антропогенної діяльності, поширені різні види бур'янів та їхні угруповання. На всіх категоріях високих надзаплавних берегів з'явилися інвазійні види рослин, наприклад, акація біла

(*Robinia pseudoacacia*) та айлант (*Ailanthus altissima*), які поширюються досить агресивно. Ці види рослин найменше полюбують верхні краї високих надзаплавних берегів, а також ті частини рельєфу, що зазнають поверхневих рухів. Індикаторами порушення природного рослинного покриву є розповсюдження бузини чорної (*Sambucus nigra*) і бузини трав'янистої (*S. ebulus*), але з'являються вони, в основному, тільки у нижніх або перезвожених частинах рельєфу.

Перше серед характерних рослинних угруповань – асоціація прутнякових (*Agropyro-Kochietum prostratae*) на стіноподібних вирвах [16]. Рослинність вкриває поверхню тільки частково, а ґрунт практично нерозвинений [9]. Характерну для неї напівчагарникову турфанську напівпустельну рослину, що дала назву асоціації, – прутняк (*Kochia prostrata*) на нашій території не було виявлено. Також утворює дуже нещільну дернину житняк гребінчастий (*Agropyron kristatum*), який має континентально-євразійське походження і з'являється у багатьох місцях на верхньому краї високих надзаплавних берегів або на активних обвалах. Характерне місцеве масове розповсюдження полинових (*Artemisiaeae*), рослин з високим вмістом ефірних олій, наприклад, полину звичайного (*Artemisia vulgaris* L.), у водотоках або біля основи високих надзаплавних берегів. *Agropyro-Kochietum prostratae* – виключно азональне післяльодовикове реліктове угруповання, яке на нашій території має одне з найзахідніших проявів у Європі.

На майже голому верхньому краї лесової стінки на зміну відкритому рослинному угрупованню з'являється угруповання лук лесового степу (*Salvio-Festucetum sulcatae-Stipetosum*), для якого ступінь ерозії ґрунту вже не такий значний і умови ґрунотворення викликають появу чорнозему. Два найголовніші компоненти угруповання дернини, що мають здатність майже повністю вкривати територію, – костриця борозниста (*Festuca sulcata*) і дводольна шавлія сухостепова (*Salvia nemorosa*); до цього роду ми змогли записати тільки найближчого представника – шавлію лучну (*Salvia pratensis*). Обидва характерні види (*Festuca sulcata*, *Salvia pratensis*) домінують на верхньому краї високого надзаплавного берега, але шавлія лучна (*Salvia pratensis*) може опускатися й на нижні рівні рельєфу до основи високого надзаплавного берега. За ознаками, луки лесового степу багаті на трав'яні рослини, вони у незмінній рослинності Паннонської провінції лісостепової геоботанічної зони контактували з лесовими дібровами з кленом татарським і з ними пов'язаними степовими чагарниками. Характерні й постійні види переважно вказують на євразійські (понтійські) зв'язки, серед них – золотобородник цикадовий (*Chrysopogon gryllus*), який відноситься до однопольних, вид, характерний не тільки для краю високих надзаплавних берегів, але й для території активних поверхневих рухів. У багатовидовій дернині своєю масовою появою, особливо під час цвітіння, більш помітні такі види: у літній період – рокитник австрійський (*Cytisus austriacus*), молочай паннонський (*Euphorbia pannonica*); у осінній період – оман німецький (*Inula germanica*) й айстра ромашкова (*Aster amellus*) та ін. Специфічно до Дунакемледа приурочені всі характерні понтійсько-паннонські флористичні елементи: горлянка Лаксмана (*Ajuga laxmanii*), цибуля волотиста (*Allium paniculatum*), звіробій стрункий (*Hypericum elegans*) [13]. Справжній степовий вид (висотою майже до людського стегна) – льончик Біберштейна (*Linaria bibersteinii* ssp. *strictissima*), який росте тільки на південних схилах долини Верешмалом [26]. На сьогоднішній день інтенсивне сільське господарство настільки знищило колишнє єдине кліматично-зональне бездеревне угруповання, що природоохоронні установи тримають під посиленням контролем навіть його острівні рештки [9].

Однією з найхарактерніших перехідних форм угруповань оригінального лесового лісостепу Мезевфельда – є чагарники мигдалю степового (*Ceraso-Amygdaletum*

lane), які на сьогоднішній день залишилися тільки фрагментарно. Колись вони розташовувались, в основному, на окраїнах лісів лесових степів, але сьогодні їх можна побачити тільки на межах полів, на різновисотних горбах, іноді на інактивних терасах виноградників, разом з вишнею кущовою (*Cerasus fruticosa*) [16]. На досліджуваній території змішались у видовому розмаїтті та фрагментарно утворюють спільні асоціації інші види: гадючник звичайний (*Filipendula vulgaris*), бруслина європейська (*Euonymus europaeus*), шипшина собача (*Rosa canina*), глід одноматочковий (*Crataegus monogyna*) та ін. Більш ксерофітна субасоціація виділяється масовим проявом костриці борознистої й велетенської (*Festuca sulcata et gigantea*), а також елементів степових лук, наприклад, гадючника звичайного (*Filipendula vulgaris*) [9, 12].

Також можна знайти на території дослідження *Aceritatarico Quercetum* – лесову діброву з підліском із клена татарського, яка колись була найголовнішим зональним типом рослинності зонального лісостепу Альфельда, хоча, по суті, можна спостерігати тільки невелику частину її контингенту [16]. Плямисто або точково розташовані рештки лісів, на які ґрунтові води впливають слабо, або майже не впливають, мозаїчно перемішуються з лесовою трав'яною рослинністю. Характерними видами у середньому ярусі дерев з середньою зімкненістю є дуб пухнастий (*Quercus pubescens* ssp. *sessiliflora*) і клен татарський або чорноклен (*Acer tataricum*) [9]. Поряд з ними, зазвичай у нижньому деревному або у верхньому чагарниковому ярусі, спостерігаються клен польовий (*Acer campestre*) і в'яз листуватий (*Ulmus campestris*). У околицях Пакш-Дунакемледа на рівні підстилаючих рослин можна зустріти дводольні рослини: котівника угорського (*Nepeta pannonica*), вайду фарбувальну (*Isatis tinctoria* ssp. *tinctoria*), яка може ся-

гати висоти людини, медунку лікарську (*Pulmonaria officinalis*) та ін. [13, 26], але безпосередньо на високому надзаплавному березі вони не з'являються.

Фітоценоз, який можна назвати вапнолюбними дібровами (*Quercetum-pubescenti petraea-Ometosum*), – переважно зімкнені високостовбурні ліси, але на нашій території ми не очікували їх побачити. Серед характерних елементів присутній тільки дуб пухнастий (*Quercus pubescens* ssp. *sessiliflora*), а дуб скельний (*Quercus petraea*), який є індикатором нейтрального ґрунту, а також дуб австрійський (*Quercus cerris*), – повністю відсутні [9, 16]. Ще деревні види, що часто зустрічаються, – айлант високий (*Ailanthus altissima*), клен польовий (*Acer campestre*) та, іноді, ясен вузьколистий (*Fraxinus angustifolia* ssp. *pannonica*). Листяна крона дерев пропускає значну частину сонячного світла, тому яруси кущів і дернини внутрішньої частини теплих і сухих лісів дуже багаті на види; окрім основних видів дерев присутні бузина трав'яниста (*Sambucus ebulus*) і бузина чорна (*Sambucus nigra*). Для трав'яного ярусу цього угруповання характерний оризопсис або рисовидка (*Oryzopsis, Orizopsys virescens*), а в затінених місцях – однодольна перлівка одноквіткова (*Melica uniflora*) і коротконіжка периста (*Brachypodium pinnatus*), які можуть утворювати суцільну дернину. Масово розповсюджені рослини теплолюбних дібров: дводольні егоніхон (горобейник) пурпурово-голубий (*Lithospermum purpureo-coeruleum*), ясенець білий (*Licetamnus* або *Dictamnus albus*), очиток великий (*Sedum maximum*), смовдь оленяча (*Peucedanum cervaria*) та ін. [9]. Треба зазначити, що характерні елементи трав'яного ярусу цього угруповання на нашій території повністю відсутні.

Таблиця 1

Оцінка розподілу знайдених та ідентифікованих видів дерев, що ростуть між Дунакемледом і Пакшом, по досліджених категоріях ("+" = 10%)

Види рослин	Основа високих надзаплавних берегів	Стабілізована стінка	Територія активних рухів	Верхній край високого надзаплавного берега	Привододільні ділянки
<i>Robinia pseudoacacia</i>	+++	++	+	+	+++
<i>Ailanthus altissima</i>	+++	++	+	+	+++
<i>Sambucus nigra</i>	++++	+	–	–	+++++
<i>Sambucus ebulus</i>	+++++	–	–	–	++++
<i>Acer campestre</i>	+	++++	+++	+	+
<i>Acer tataricum</i>	–	+++++	+++++	–	–
<i>Fraxinus angustifolia</i>	++++	–	–	–	+++++
<i>Ulmus minor</i>	++++	+++	–	–	+++
<i>Quercus pubescens</i>	+++	+++	++	–	++
<i>Quercus robur</i>	+++	–	–	–	+++++
<i>Salix caprea</i>	+++++	–	–	–	+++++
<i>Aesculus hippocastanum</i>	+++	–	–	–	+++++
<i>Juglans regia</i>	+++++	+	–	–	++++
<i>Prunus insititia</i> L.	+++++	–	–	–	++
<i>Salix alba</i>	+++++	–	–	–	++++

Висновки. У результаті тривалого спостереження за територією було визначено, що між рослинним покривом і поверхневими гравітаційними рухами, або їхніми проекціями на поверхню, є тісний зв'язок, тим більше, що внаслідок систематичного руйнування берегів, різних за розміром обвалів, морфологічний вигляд високих надзаплавних берегів поступово змінюється. На сьогоднішній день природні деревні угруповання залишилися тільки на похилих частинах, у результаті чого набагато менше світла доходить до нижнього, підстилаючого, ярусу. Ділянки більш стрімких частин лесових берегів, спочатку вкриті ще суцільним покривом, пізніше поступово вкриваються мозаїчно-переривчастою дерниною. Біля основи високих надзаплавних берегів, на дні ровів і водотоків у їх межах оселяються, в основному, азотолілюбні види, а внаслідок більшого зволоження рослинність густіша. На територіях, де часто відбуваються поверхневі рухи, підстилаюча рослин-

ність менш розвинена. Переважає характерна волокниста трав'яна рослинність, яка утворює нещільну дернину, окрім цього з'являються дводольні, різні однорічні рослини, а деколи й бур'яни. На активних територіях між появою видів рослин та їхньою кількістю можна виявити пряму залежність. Багаторічні трав'яні види з'являються, переважно, на виступах різного розміру, на важкодоступних краях. Рослинність розріджена, з прогалинами, свідчить, що материнською породою є лес, який у багатьох місцях виходить на денну поверхню. ґрунту на таких ділянках практично немає, рослини укорінюються в лес, на вміст карбонатів у якому вказують деякі види рослин, у т.ч., клен татарський і дуб пухнастий. Поява деревної рослинності частково зупиняє руйнування високих надзаплавних берегів, але на територіях, які визначено як активні, висота дерев і їхня кількість невеликі.

Подяки. Автори вдячні за допомогу у дослідженнях професору Б. Кевеї та викладачеві В. Пожар. Свою роботу автори присвячують 650-й річниці створення Пейчського Наукового Університету.

Список використаних джерел

1. Мадьяр А., Фабіан С., Ковач І., Варга Г., Радванські Б., Ковач М., Шобускі М., (2014). Дослідження сучасного розвитку поверхні Пакш-Дунакемледських лесових високих (надзаплавних) берегів. Вісник Київського університету. Геологія, 48, 9-13.
2. Magyar Á., Fábíán S.Á., Kovács I.P., Varga G., Kovács M., Radvánszky B., Sobutcki M., (2014). Analysis of recent surface development on the high bluff between paks and Dunakömlőd. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology, 65(2), 13-18. (In Ukrainian).
3. Balogh J., Jakab G., Szalai Z., Szeberényi J., Viczián I., (2014). Omlás és csúszásveszélyes partfalak állékonyságának komplex biztosítása a dunai magaspartokon – az épített rézsűk erózióvédelme és monitorozása [Strengthening of Potentially Collapsing and Sliding Bluffs Along Danube River – Erosion Prevention and Monitoring of Artificial SCARPS]. In: Jakab G., Szalai Z. (eds.). Talajpusztulás Térben és Időben – Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences: Budapest, 66-82. (In Hungarian).
4. Bugya T., Fábíán S.Á., Görcs N.L., Kovács I.P., Radvánszky B., (2011). Surface changes on a landslide affected high bluff in Dunaszekcső (Hungary). Central European Journal of Geosciences, 3(2), 119-128.
5. Collins D.B.G., Bras R.L., Tucker G.E., (2004). Modeling the effects of vegetation-erosion coupling on landscape evolution. Journal of Geophysical Research-Earth Surface, 109(F3).
6. Fábíán S.Á., (2003). Geomorphological hazards of the lower reaches of Danube in Hungary. Geomorphologica Slovaca, 3(2), 77-80.
7. Fábíán S.Á., Kovács J., Schweitzer F., Varga G., (2007). Natural resources and hazards in Tolna County. In: Pap N. (ed.). Tolna – a rural area in Central-Europe: regional and local development in Tolna county, Hungary. Lomart Kiadó: Pécs, 25-34.
8. Fodor T., Horváth Zs., Scheuer Gy., Schweitzer F., (1981). Dunakömlőd-Paks közötti dunai magaspart mőmőkeológiai térképezése és vizsgálata [Engineering geological mapping and analysis of a Danubian bluff between Dunakömlőd and Paks]. Földtani Közönlőy, 111(2), 258-280. (In Hungarian).
9. Glade T., (2003). Landslide occurrence as a response to land use change: a review of evidence from New Zealand. CATENA, 51(3-4), 297-314.
10. Hortobágyi T., Simon T., (1981). Nővényföldrajz, Társulástan és ökológia [Phytogeography, Phytosociology, Ecology]. Budapest: Tankönyvkiadó. (In Hungarian).
11. Horváth A., (1997). Lőszfalak és szakadópartok növényzete [Semi-desert vegetation on loess cliffs]. In: Gábor F., Zsolt M., Ferenc H., A magyarországi élőhelyek leírása, határozója és a Nemzeti Élőhely-osztályozási Rendszer. – A Nemzeti Biodiverzitás-monitorozó Rendszer Kézikönyvei II. Természettudományi Múzeum: Budapest, 374. (In Hungarian).

12. Kevey B., (2008). Magyarország erdőtársulásai [Forest Associations of Hungary]. Tilia, 14, 3-488. (In Hungarian).
13. Lendvay G., Horváth A., (2011). Adatok a Mezőföld löszflórájához II. [Data to the loess flora of Mezőföld I.]. Kitaibelia, 15(1-2). (In Hungarian).
14. Lendvay G., Horváth A., (1994). Adatok a Mezőföld löszflórájához I [Data to the loess flora of Mezőföld I.]. Botanikai Közlemények, 81(1). (In Hungarian).
15. Lóczy D., Fábíán S.Á., Schweitzer F., (2008). River action and landslides in Hungary. In: Basu S., De S.K. (eds.). Issues in Geomorphology and Environment, ABC: Kolkata, 1-15.
16. Lóczy D., Juhász Á., (1996). Hungary. In: Clifford E., Christine E.-H. (eds.). Geomorphological hazards of Europe. Elsevier: Amsterdam, 243-462.
17. Marosi S., Szilárd J., (1967). A Dunai Alföld [Danubian Lowland]. Magyarország tájféldrajza, Vol. 1., Budapest: Akadémiai Kiadó. (In Hungarian).
18. Marston R.A., (2010). Geomorphology and vegetation on hillslopes: Interactions, dependencies, and feedback loops. Geomorphology, 116(3-4), 206-217.
19. Novković I., Stepić M., Živković N., Tošić R., Dragičević, S., (2013). Consequences of the River Bank Erosion in the Southern Part of the Pannonian Basin: Case Study – Serbia and the Republic of Srpska. Forum geographic, 2013, 12(1), 5-15.
20. Pécsi M., (1991). A magyarországi Duna-völgy teraszai és szintjei [Terraces and levels of the Danube valley in Hungary]. In: Pécsi M. (ed.). Geomorfológia és domborzatminősítés – Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences: Budapest, 36-47. (In Hungarian).
21. Sandu B., Sorin A., Alina V., (2009). The influence of climate on gravitational processes within the Jiu river valley: GIS applications. Central European Journal of Geosciences, 1(3), 303-311.
22. Sandu B., Török-Oance M., Vilcea V., (2013). Deep Seated Landslides of Securile (Getic Piedmont, Romania) and Its Implication for the Settlement. In: Claudio M., Paolo C., Kyoji S. (eds.). Social and Economic Impact and Policies. Springer Verlag: Heidelberg, 113-119.
23. Schwarz M., Preti F., Giadrossich F., Lehmann P., Orb D., (2010). Quantifying the role of vegetation in slope stability: a case study in Tuscany (Italy). Ecological Engineering, 36(3), 285-291.
24. Schweitzer F., Babák K., Fábíán S.Á., Görcs N.L., Kovács I.P., Pozsár V., Radvánszky B., Varga G., Varga Gy., (2012). Geomorfológia [Geomorphology]. In: Dóvényi Z. (ed.). Kárpát-medence földrajza. Akadémiai Kiadó: Budapest, 247-331. (In Hungarian).
25. Szabó J., (1996). Csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi tájak geomorfológiai fejlődésében [The Role of Landslides in the Geomorphological Evolution of Hungarian Landscapes]. Debrecen: Kossuth Egyetemi Kiadó, 223. (In Hungarian).
26. Visy Z., (2000). A ripa Pannonica Magyarországon [The Ripa Pannonica in Hungary]. Budapest: Akadémiai Kiadó. (In Hungarian).
27. Woigt W., Farkas S., (1996). A paksi határ növényvilága [The Flora near Paks]. Paks: Paks város Önkormányzata. (In Hungarian).

Надійшла до редколегії 10.10.14

Á. Magyar, MSc

Institute of Geography, Faculty of Science, University of Pécs
H-7624, 6 Ifjúság Str., Hungary;

M. Kovács, PhD-student

Doctoral School of Earth Sciences, University of Pécs

H-7624, 6 Ifjúság Str., Hungary

E-mail: monyi5@gamma.ttk.pte.hu;

G. Varga, PhD, Adjunct Assistant Prof.

Institute of Geography, Faculty of Science, University of Pécs

H-7624, 6 Ifjúság Str., Hungary

E-mail: gazi@gamma.ttk.pte.hu;

B. Radvánszky, PhD, Post-doctor scholarship-holder

of Erasmus Mundus Partnership for Belarus, Ukraine and Moldova (EMP-AIM)

Faculty of Geography, Taras Shevchenko National University of Kyiv

2A Hluskhova Ave., Kyiv, Ukraine

E-mail: radberti@gamma.ttk.pte.hu;

Sz. Fábíán, PhD, Adjunct Assistant Prof.

E-mail: smafu@gamma.ttk.pte.hu;

I. Kovács, PhD, Adjunct Assistant Prof.

E-mail: vonbock@gamma.ttk.pte.hu;

T. Izsák, PhD, Senior Lecturer,

Department of Geography, Ferenc Rákóczi II. Transcarpathian Hungarian Institute,

6 Kossuth Sq., Beregszász, Ukraine;

E. Placzowska, PhD-student

Institute of Geography and Spatial Management

Jagiellonian University in Krakow

730-387 Gronostajowa Str., Krakow, Poland

E-mail: mateusz.sobucki@gmail.com;

Yu. Tymchenko, Cand. Sci. (Geol.), Research Associate

Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv

90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

LINKING VEGETATION AND MASS MOVEMENTS ON THE HIGH BLUFF AT PAKS-DUNAKÖMLŐD

*Man subserves to emergence of mass movements with radical changing of the natural land cover. The evolution of landslides affects plant cover and the latter reacts to further terrain development. In Hungary, recurring landslides have emerged along the Danube, the Paks-Dunakömlőd embankment representing a classic type of mass movement effects. Anthropogenic pressures and surface movements in the study area have changed the natural associations resulting in an increase in the number of invasive (*Robinia pseudoacacia*, *Ailanthus altissima*) and cosmopolitan (*Sambucus nigra*, *S. ebulus*) species.*

The plant survey was based on classification of zones according to habitat. The tree species were counted in 25 m² rectangular plots, whereas for the other plants – if they were present – the distribution was estimated for different classes of the high bank. Natural woodland associations only survived on the gentler sloping areas. Mainly nitrogen-loving species have settled down at the foot of the bluff and in its gullies. The mosaic discontinuity of the grass cover becomes dominant on the upper and steeper part of the loess bank. Less undergrowth with homogenous filiform grass characterizes the areas affected by surface movements. Parallelism can be discovered here between the appearance of plant species and their number. Perennial grasses tend to appear on larger or smaller ledges or on hard-to-reach edges. The vegetation cover is rare and patchy, with loess bedrock appearing at the surface at many places. There is hardly any soil where plants root in the loess, and calcium-loving plants settle down here as well. Scarce woody plants partially obstruct the failure of bluffs. However, in the active landsliding areas, the number and the size of trees are limited. To conclude, the vegetation pattern of the study area is well suited for different height and shape classes of the bluffs.

Keywords: mass movements, high bluff, landslide, plant species, Danube, Paks.

А. Мадьяр, студ.

Институт географии, Пейчский Научный Университет,
ул.Ифюшаг, 6., Пейч, Н-7624 Венгрия;

М. Ковач, асп.,

E-mail: monyi5@gamma.ttk.pte.hu,

Докторская школа Землеведческих наук, Пейчский Научный Университет,
ул. Ифюшаг, 6., Пейч, Н-7624 Венгрия;

Г. Варга, PhD, преподаватель

E-mail: gazi@gamma.ttk.pte.hu,

Институт географии, Пейчский Научный Университет,
ул. Ифюшаг, 6., Пейч, Н-7624 Венгрия;

Б. Радваньски, PhD, стипендиат-постдокторант

E-mail: radberti@gamma.ttk.pte.hu,

Erasmus Mundus Partnership for Belarus, Ukraine and Moldova (EMP-AIM)

в Киевском Национальном Университете имени Тараса Шевченко,

пр. Акад. Глушкова, 2а, г. Киев, Украина;

С. Фабиан, PhD, преподаватель

E-mail: smafu@gamma.ttk.pte.hu,

Институт географии, Пейчский Научный Университет,
ул.Ифюшаг, 6., Пейч, Н-7624 Венгрия;

Т. Ижак, PhD, ст. преподаватель

Кафедра географии и туризма, Закарпатский венгерский институт им. Ф. Ракоци II,
пл. Кошута, 6, г. Берегово, Украина;

Е. Плачковська, асп.

Институт географии и пространственных наук, Ягеллонский Университет,

ул. Гроностайова, 7, г. Краков, 30-387, Польша;

Ю. Тимченко, канд. геол. наук, млад. науч. сотрудник,

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, УНИ "Институт геологии",

ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

СВЯЗЬ МЕЖДУ РАСТИТЕЛЬНОСТЬЮ И СКЛОНОВЫМИ ПРОЦЕССАМИ НА ВЫСОКИХ НАДПОЙМЕННЫХ БЕРЕГАХ ПАКШ-ДУНАКЕМЛЕДА

Установлено, что образование оползней изменяет растительный покров, в свою очередь, влияющий на дальнейшее развитие рельефа. В Венгрии, в долине р. Дунай, периодически активизируются высокие оползневые надпойменные берега, типичным примером которых является прибрежная часть Пакш-Дунакемледа. Вследствие как антропогенных факторов, так и склоновых гравитационных движений, на территории исследования естественные растительные группировки изменились, разрослись инвазионные растения (*Robinia pseudoacacia*, *Ailanthus altissima*) и растения-космополиты (*Sambucus nigra*, *S. ebulus*). Для оценки связи между склоновыми процессами и растительностью, последняя была классифицирована по группам. Исследования деревьев производилось по квадратам площадью 25 м² с определением конкретного количества видов, а для остальных растений, если такие присутствовали, оценивалось распространение по элементам высоких надпойменных берегов. Естественные древесные группировки остались только на пологих частях склонов. Возле основания высоких надпойменных берегов, на дне рвов и водотоков поселяются, в основном, азотолубивые виды растений. На территориях, где часто происходят поверхностные движения, подстилающая растительность развита меньше, характерна волокнистая травяная растительность. На активных территориях между появлением растительных видов и их количеством можно проследить определенную параллельность. Многолетние виды трав появляются, преимущественно, на выступах различного размера, на труднодоступных краях. Редкая растительность, с прогалинами, свидетельствует о том, что на этих территориях материнской породой является лесс, во многих местах выходящий на дневную поверхность. Почва на таких участках практически отсутствует, растения укореняются прямо в лесс, на карбонатность которого указывают некоторые виды растений. Появление древовидной растительности частично останавливает эрозию и гравитационные нарушения высоких надпойменных берегов. Но на территориях, классифицированных как активные, высота деревьев и их количество невелики. В результате можно утверждать, что мозаичность растительности на территории исследования хорошо вписывается в классы высоких надпойменных берегов с различной высотой и крутизной склонов.

Ключевые слова: гравитационные склоновые процессы, высокие надпойменные берега, оползни, виды растений, Дунай, Пакш.

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

УДК 551.1/.4+550.4

С. Шнюков, д-р геол. наук, доц.
E-mail: shnyukov@mail.univ.kiev.ua;І. Лазарєва, канд. геол. наук, доц.
E-mail: lazareva@mail.univ.kiev.ua;Ю. Никанорова, інж.
E-mail: juliyasos@ukr.netКиївський національний університет імені Тараса Шевченка,
ІНІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна**ФЕНІТОВІ ОРЕОЛИ ЛІНІЙНИХ КАРБОНАТИТОВИХ МАСИВІВ:
МІНЕРАЛО-ГЕОХІМІЧНІ КРИТЕРІЇ ІДЕНТИФІКАЦІЇ
ТА ВСТАНОВЛЕННЯ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ***(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, доц. О.В. Митрохіним)*

Проведено порівняння морфологічних особливостей ореолів фенітизації карбонатитових масивів двох контрастних структурно-морфологічних типів: лінійного – Чернігівський, Дубравинський, Пенченгінський (Український щит, Воронезький кристалічний масив, Єнісейський кряж відповідно) та центрального – Ально, Турій мис (Балтійський щит). Встановлено, що на противагу ізометричним фенітовим ореолам масивів центрального типу, ореоли фенітизації лінійних масивів зазвичай характеризуються нерівномірною потужністю (аж до фрагментарності проявлення) та морфологічною асиметрією, яка найкраще виражена у випадку пологого падіння карбонатитових тіл. Досліджено геохімічні особливості наскрізних акцесорних мінералів (циркон, апатит, сфен) із зональних фенітових ореолів масивів лінійного типу. Встановлені закономірності розподілу елементів-домішок у акцесорних цирконах з утворень фенітового ореолу Чернігівського карбонатитового масиву можуть розглядатися як критерій для віднесення досліджуваних метасоматитів до фенітової групи. Особливості розподілу елементів-домішок в апатитах та сфенах з порід фенітових ореолів дозволяють ідентифікувати типи контрастних за складом вихідних порід, оцінити ступінь їхнього перетворення, а також чітко ілюструють конвергенцію композицій новоутворених акцесорних мінералів. Одержані результати підтверджують доцільність використання даних мікроелементного складу найбільш розповсюджених акцесорних мінералів фенітових ореолів у складі комплексу прогностико-пошукових критеріїв, що дає можливість: уточнення їх морфології, встановлення та картування зональності, оптимізації номенклатури фенітів.

Ключові слова: карбонатити, фенітизація, елементи-домішки, акцесорні мінерали, циркон, апатит, сфен, Український щит, Балтійський щит, Єнісейський кряж, Воронезький кристалічний масив.

Вступ. Карбонатитові масиви складають групу своєрідних ендемічних утворень, з якими пов'язані родовища та прояви широкого переліку рідкісних елементів та іншої сировини (Nb, Ta, REE, Zr, Sr, Ba, Fe, P, флогопіту тощо). З-поміж них виділяють масиви 2-х структурно-морфологічних типів [1, 11], центрального та лінійного, причому до представників останнього відносять дуже незначну їх кількість. Головними відмінностями лінійних карбонатитів є [1, 11]: локалізація у зонах трансрегіональних глибинних розломів у консолідованих ділянках земної кори; більша глибинність формування; лінійна морфологія тіл як карбонатитів, так і споріднених з ними силікатних порід; скорочена асоціація останніх; неповний набір мінеральних типів карбонатитів та відсутність чіткої послідовності їхнього формування. Характерним є більш широкий прояв метасоматичних процесів у формуванні як саме карбонатитів, так і супутніх їм силікатних порід. Спільною ознакою масивів обох типів є наявність екзоконтактних ореолів фенітизації (метасоматичної переробки вміщуючих порід), що завжди супроводжують формування порід (власне карбонатитів і супутніх їм утворень) та мають значну площу розвитку. Такі ореоли зазвичай використовують при пошуках родовищ, пов'язаних з карбонатитовими масивами, у складі комплексу прогностико-пошукових критеріїв. Однак під час ідентифікації приналежності метасоматичних змін до фенітового типу зазвичай застосовують лише петрографічні засоби, що на практиці часто призводить до дискусійності висновків. Залучення даних щодо структурно-геологічних та композиційних (зокрема, геохімічних) особливостей фенітових ореолів дозволить значно збільшити розміри пошукової мішені. Значну перевагу дає застосування даних мікроелементного складу найбільш розповсюджених акцесорних мінералів фенітів, яка полягає у можливості більш однозначної ідентифікації пов'язаних з фенітовими

ореолами геохімічних аномалій, які вказують на наявність карбонатитових масивів, навіть за умови використання розрідженої та нерегулярної сітки точок спостереження (відслонень, свердловин) у межах закритих територій, до яких, наприклад, належить більша частина Українського щита.

Мета даної роботи полягає у: (1) порівнянні морфологічних особливостей фенітових ореолів карбонатитових масивів лінійного та центрального структурно-морфологічних типів; (2) встановленні мінерало-геохімічних критеріїв ідентифікації фенітових ореолів та дослідженні їхніх морфології та внутрішньої будови.

Для досягнення першої частини мети як об'єкти дослідження для характеристики морфологічних особливостей фенітових ореолів обрано типові карбонатитові масиви лінійного (Чернігівський, Дубравинський, Пенченгінський) та центрального (Ально, Тур'єго мису) структурно-морфологічних типів. Виходячи з другого пункту поставленої мети та враховуючи вкрай обмежений у кількісному та якісному відношенні об'єм наявної інформації, зокрема щодо складу акцесорних мінералів з порід фенітових ореолів, розподіл елементів-домішок у акцесорних мінералах досліджено для Чернігівського (циркон, апатит, сфен) та Пенченгінського (apatит) масивів. Методика дослідження включала: загальне мінералогічне вивчення порід; виділення мономінеральних фракцій акцесорних мінералів та їхню типізацію; рентгенофлюоресцентний аналіз з кількісним визначенням концентрацій індикаторних елементів-домішок (Hf, Y, Sr, Th, U, Pb та ін.) у виділених типах. Загальна кількість аналізів становить приблизно 3880 [8, 15-17]. Частина аналізів апатитів та цирконів з альбітітів запозичена з роботи [13].

Геологічна позиція та загальна характеристика досліджених об'єктів. Чернігівський (ЧКМ), Пенченгінський (ПКМ) та Дубравинський (ДКМ) карбонатитові

масиви належать до лінійного структурно-морфологічного типу [1-6, 9, 14-15, 18-19]. Розташовані, відповідно, у межах Приазовського мегаблоку Українського щита, Центрально-Ангарського террейну Єнісейського крижу та докембрійського мегаблоку КМА (Курська магнітна аномалія) Воронежського кристалічного масиву. Складені масиви серіями крутопадаючих тіл різноманітної морфології, що приурочені до зон глибинних розломів. На відміну від ЧКМ та ПКМ, лінійно витягнутих у плані, ДКМ має серпоподібну форму, в чому деякі дослідники вбачають схожість з класичними карбонатитовими комплексами центрального типу [6]. Масиви супроводжуються потужними екзоконтактовими ореолами лужних метасоматитів (фенітів), що розвиваються по різних за складом вихідних породах, які представлені: для ЧКМ – мігматизованими архейськими метаморфітами (амфіболіти, кристалосланці, гнейси), жильними граніт-аплітами та апліто-пегматоїдними гранітами; для ПКМ – протерозойськими породами силікатного (сланці, амфіболіти) та карбонатного (мармури) складу; для ДКМ – мігматизованими архейськими гнейсами та гранітоїдами. Сучасні оцінки віку формування утворень ДКМ та ЧКМ дуже близькі – $\sim 1,9-2,1$ (Pb-Pb метод, по сфенах, цирконах [2]) та $\sim 2,09 \pm 0,015$ млрд р (U-Pb метод, ізохрона по цирконах [19]) відповідно. Більш пізній час формування встановлено для порід Пенченгінського масиву – $0,672 \pm 0,093$ млрд р (Sm-Nd метод, ізохрона по пірохлору, апатиту, амфіболу, валовій пробі карбонатиту [4]).

Карбонатитовий комплекс Альньо – класичний приклад комплексів центрального типу, один з його найбільших за розміром представників (діаметр ~ 5 км). Приурочений до рифтової зони Свекофенського сегменту Балтійського щита. Характеризується кільцевою структурою, формування якої пов'язують з утворенням кальдери колишнього вулкану [20]. Порооди масиву складають штоки, кільцеві дайки, пластові інтрузії та численні маленькі тіла різної морфології. Вміщуючі породи представлені докембрійськими утвореннями фундаменту Балтійського щита – мігматизованими орто- та парагнейсами відносно сталого мінерального складу. В екзоконтактах комплексу вони інтенсивно фенітизовані [23]. Сучасні оцінки віку формування масиву Альньо – 584 ± 13 млн р (Pb-Pb ізохрона по валовій пробі) [24]. До центрального типу належать і масиви Тур'єго мису, які приурочені до підняття у межах Кандалакшського грабену (південний захід Кольського півострова). Три масиви цієї групи мають зональну будову та супроводжуються невеликими сателітами, а також системою дайок та жил. Тіла порід мають штокоподібну форму. Вміщуючі породи – протерозойські гранітоїди та рифейські пісковики, по яких формується фенітовий ореол [7; 21]. Вік формування – $373,1 \pm 5,6$ млн р (ізохрона по валовій пробі) [21].

Морфологія фенітових ореолів. Наявність екзоконтактових ореолів метасоматичного перетворення вміщуючих порід (фенітових ореолів) – характерна ознака карбонатитових масивів як лінійного, так і центрального структурно-морфологічних типів.

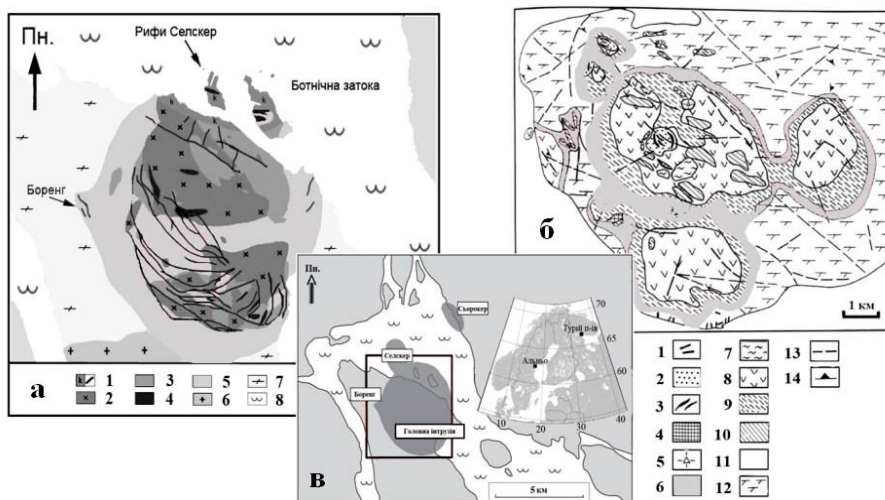


Рис. 1. Схема геологічної будови масивів Альньо (а) та Тур'єго мису (б); в – інтрузії масиву Альньо

Альньо [20]: 1 – карбонатити; 2 – йоліти; 3 – нефелінові сієніти; 4 – піроксеніти; 5 – феніти; 6 – граніти; 7 – мігматити; 8 – Ботнічна затока. Тур'єй мис [21]: 1 – олівінові меланефелініти, меланефелініти, нефелініти й мелілітати; 2 – карбонатити; 3 – фоскорити; 4 – олівін-мельтейгітові порфіри; 5 – еруптивна брекчія; 6 – феніти; 7 – гранат-діопсидові везувіаніти та діопсид-гастингситові породи; 8 – мелілітові породи; 9 – йоліт-мельтейгіти; 10 – піроксеніти та нефелінові піроксеніти; 11 – Біле море; 12 – вміщуючі породи; 13 – розломи; 14 – падіння та простягання шаруватості

Однак, морфологічні особливості ореолів масивів кожного з типів дещо відрізняються. У сучасному ерозійному зрізі обриси карбонатитових масивів центрального типу у плані, при усій складності контуру їх контактів з вміщуючими породами, наближені до ізометричних або еліпсоподібних. Для порід, якими складені масиви, у більшості випадків характерне зонально-кільцеве розташування та специфічна форма тіл – кільцеві дайки, трубки, штоки. Падіння тіл лужних порід та карбонатитів наближується до вертикального або крутого центриклінального, що простежуються за геофізичними даними на значну глибину (на кілька кілометрів) [7]. Фенітові ореоли таких масивів, відповідно, мають ізометричні обриси та досить витриману потужність, що можна про-

стежити на прикладі типових масивів центрального типу: Альньо (рис. 1а), утворень Тур'єго мису (рис. 1б), а також ряду інших [21]. У окремих випадках фенітові ореоли центральних масивів можуть мати деяку локальну асиметричність, що зазвичай пов'язують [7, 12, 22], перш за все, з особливостями будови головної інтрузії. Так, тіло останньої може супроводжуватися апофізами або сателітами, які будуть розташовані на певній відстані від центру головної інтрузії та оточені власним ореолом фенітизації (наприклад, інтрузії Боренг та Сьорокер масиву Альньо (рис. 1в), або ряд сателітів, пов'язаних з масивами Тур'єго мису (рис. 1б)). Однак такі окремі випадки загалом не порушують ізометричну форму фенітового ореолу.

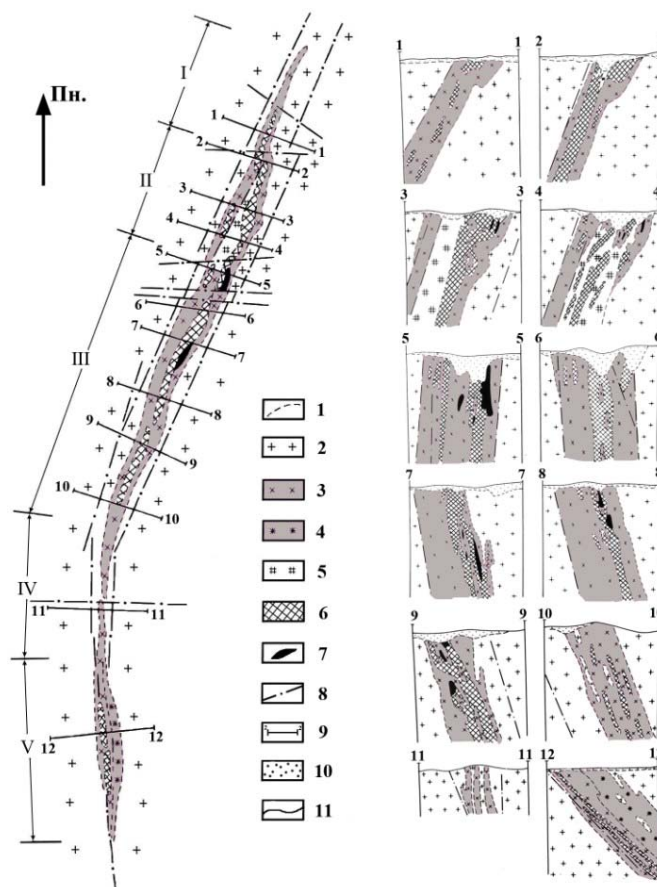


Рис. 2. Схема геологічної будови Чернігівського масиву [15]:

- 1 – границі геологічних тіл; 2 – вміщуючі породи; 3 – фенітизовані вміщуючі породи та сієніт-феніти; 4 – діафорит-феніти;
5 – нефелінові сієніти; 6 – карбонатити; 7 – меланократові породи (піроксеніти); 8 – розривні порушення;
9 – лінії геологічних розрізів та їх номери; 10 – кора вивітрювання; 11 – границя поверхні докембрійського фундаменту

На відміну від масивів центрального типу, лінійні карбонатитові масиви характеризуються значною видовженістю при незначній їх потужності. Тіла порід представлені дайками, жилами, пластовидними утвореннями, орієнтованими вздовж осі масиву, що співпадає з напрямком контролюючої його розташування розломної зони. Особливості тектонічних умов формування лінійних масивів загалом та специфічність будови кожного з них зокрема зумовлюють певну неоднорідність розвитку їхніх фенітових ореолів.

Так, у структурі Чернігівського масиву виділяються [5] два окремі блоки (північний – Новополтавський та південний – Бегім-Чокракський), які, у свою чергу, можуть бути розділені [15] на ряд дрібніших ділянок (рис. 2). Між північним та південним блоками масиву виділяється перехідна зона (рис. 2, ділянка IV), складена лише вузькою (перші десятки метрів) смугою відмінних за складом (суттєво калієвих) фенітів [14, 18]. Структурна та речовинна особливість цієї зони пояснюється [15] її формуванням в умовах тектонічного режиму стищення. Максимальна ширина смуги, яка складена утвореннями ЧКМ, спостерігається у північному блоці і сягає 1 км (рис. 2, ділянка II), поступово зменшуючись у північному та південному напрямках (рис. 2, ділянки I, III). Відповідним чином тут змінюється й потужність фенітового ореолу – максимальна (перші сотні метрів) характерна для центральної частини комплексу, а у напрямку на північ та південь поступово знижується до 100-50 м і менше. Крім того, варіації потужності зони фенітизованих порід (аж до фрагментарності її розвитку) спостерігаються у межах окремих ділянок (див. розрізи на рис. 2). Падіння порід Чернігівського масиву змінюється від західного (на півночі) до вертикального (у центрі) та східного (на півдні) (рис. 2), що пов'язано із

субзгідним заляганням утворень масиву відносно крил антиклінальної складки [15]. Кути падіння тіл варіюють від 60-90° (на півночі та у центрі) до 45° (на півдні), причому простежена у розрізі асиметрія розвитку фенітового ореолу проявлена у зростанні його потужності у висячому боці тіл, особливо у випадку більш пологого їх падіння (рис. 2, ділянка V) [15].

Тіла піроксенітів та карбонатитів Дубравинського масиву приурочені до зони зчленування граніто-гнейсів архею та нижньопротерозойських гранітоїдів атаманського комплексу. У північній частині дуги масиву породи мають круте (75-80°) південно-східне падіння (рис. 3а). Західна частина дуги дещо виположується (до 50-60°) у тому ж напрямку [3]. Як і у випадку з Чернігівським масивом, ореол фенітизації, що розвивається по вміщуючих граніто-гнейсах, характеризується досить перемінною потужністю (від 80 до 200 м) та невтриманістю у плані, а у розрізі спостерігається явно виражена асиметрія зі зростанням потужності у висячому боці тіл (рис. 3а).

Породи Пенченгінського масиву, залягаючи субзгідно з вміщуючими товщами, мають круте східне падіння. У плані на сучасному рівні ерозійного зрізу потужність фенітового ореолу можна вважати витриманою (рис. 3б), але недоступність розрізів та очевидні проблеми з картуванням зовнішньої границі фенітового ореолу (що також має місце на всіх інших комплексах) примушують вважати цей висновок умовним.

Таким чином, порівняння структурно-морфологічних особливостей фенітових ореолів масивів обох типів підтверджує, що у лінійних карбонатитових масивах, на відміну від масивів центрального типу, ореоли фенітизації зазвичай характеризуються нерівномірною потужністю (аж до фрагментарності їхнього проявлення) та морфологічною асиметрією, яка найкраще виражена у

випадку пологого падіння порід комплексу. Враховуючи деякі проблеми, пов'язані з недоступністю чи відсутністю розрізів або недостатньою надійністю картування зовнішньої границі фенітових ореолів, необхідним та доцільним має бути використання комплексу методів, в якому помітне місце займають геохімічні дослідження породного [10] та мінерального рівнів. При цьому, беручи до уваги високу чутливість акцесорних мінералів до зміни складу фенітизуючого флюїду, особливості саме

їхнього домішкового складу можуть надавати додаткову інформацію щодо надійної ідентифікації фенітового типу метасоматитів, уточнення морфології ореолів, встановлення та картування зональності, а також сприяти оптимізації номенклатури фенітів, що зазвичай ускладнено "мозаїчною" будовою зон фенітизації, неоднорідністю складу вихідних порід та вибірковістю метасоматичного перетворення останніх [5, 14-17].

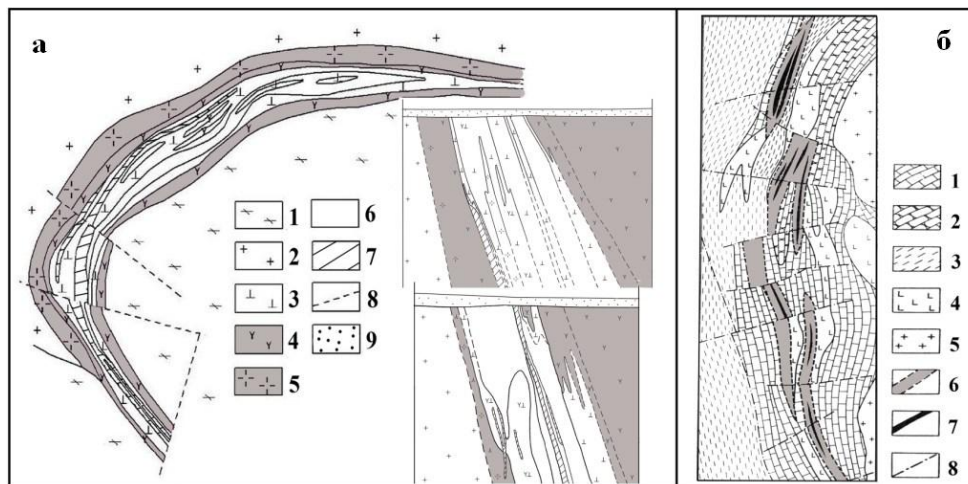


Рис. 3. Схема геологічної будови Дубравинського (а) та Пенченгінського (б) карбонатитових масивів

ДКМ (за даними Белгородської ГРЕ (В.С. Котельников, В.В. Двойнин, В.І. Белих) та [6], з доповненнями): 1 – вміщуючі гнейси; 2 – граніти; 3 – лужні піроксеніти; 4, 5 – феніти (4 – алогнейсові, 5 – апогранітові); 6 – апатит-карбонатно-силікатні породи; 7 – карбонатити; 8 – розривні порушення; 9 – осадовий чохол.

ПКМ [9]: 1-5 – вміщуючі породи (1 – мармури, 2 – кварцитоподібні пісковики, 3 – слюдяні сланці; 4 – амфіболіти, 5 – граніти); 6 – лужні метасоматити (феніти); 7 – карбонатити; 8 – розривні порушення

Елементи-домішки акцесорних мінералів. У ряді попередніх робіт [8, 15-17] було проаналізовано геохімічну інформативність домішкового складу найбільш розповсюджених акцесорних мінералів та запропоновано індикаторні пари ізоморфних елементів-домішок (Hf-Y для цирконів, Sr-Y для апатитів та сфенів), що найбільш доцільно використовувати для геохімічної класифікації цирконів, апатитів та сфенів з провідних типів ендегенних порід та руд.

Апатит та сфен. Варіації складу акцесорних апатиту (ЧКМ, ПКМ) та сфену (ЧКМ) з вміщуючих порід та порід фенітового ореолу добре ілюструються за запропонованою [15-17] індикаторною парою Sr-Y (провідні елементи-домішки цих мінералів) (рис. 4 а, б). Як для апатиту, так і для сфену з контрастних за складом вихідних порід та порід фенітових ореолів спостерігається геохімічна зональність мінерального рівня, виражена у поступовій зміні мікроелементного складу їх новоутворених різновидів згідно із зонами метасоматичної колонки. Існуючі дискримінантні діаграми [15-17] дозволяють ідентифікувати типи контрастних за складом вихідних порід та оцінити ступінь їх перетворення. При цьому чітко спостерігається конвергенція композицій новоутворених акцесорних апатитів та сфенів.

Циркон. Циркон є одним з найбільш розповсюджених акцесорних мінералів ендегенних гірських порід різноманітного складу, зокрема, метасоматитів різних типів. Застосування запропонованої індикаторної пари (Hf-Y) ілюструє особливості домішкового складу цирконів, дозволяючи диференціювати їх на окремі групи, що відповідають вміщуючим циркони породам (рис. 4 в). Це дає можливість чітко відрізняти феніти (принаймні, Чернігівського карбонатитового масиву) від деяких інших метасоматичних утворень з типових районів їхньої локалізації у межах Українського щита, зокрема, від ураноносних альбітітів і метасоматитів, подібних до розвинених у

межах Суцано-Пержанської зони. Виявлені особливості можна розглядати як потенційно надійний мінерало-геохімічний критерій відмінності метасоматитів різної формальної належності та рудної спеціалізації.

Висновки:

1. Порівняння морфологічних особливостей фенітових ореолів карбонатитових масивів лінійного та центрального структурно-морфологічних типів дало можливість встановити, що у лінійних масивах, на відміну від центральних, ореоли фенітизації зазвичай характеризуються нерівномірною потужністю (аж до фрагментарності їх проявлення) та морфологічною асиметрією, яка найкраще виражена у випадку пологого падіння порід комплексу.

2. Дані про домішковий склад акцесорних апатитів та сфенів можуть бути використані для ідентифікації контрастних типів вихідних порід, по яких формується фенітовий ореол, а також для оцінки ступеня їх перетворення та картування зональності ореолу фенітизації.

3. Встановлені закономірності розподілу елементів-домішок у акцесорних цирконах з утворень фенітового ореолу Чернігівського карбонатитового масиву можуть розглядатися як критерій для віднесення досліджуваних метасоматитів до фенітової групи.

Таким чином, одержані дані підтверджують перспективність дослідження домішкового складу найбільш розповсюджених акцесорних мінералів із зональних фенітових ореолів карбонатитових масивів, що полягає у можливості використання їх як мінерало-геохімічного критерію для розмежування та діагностики цих метасоматичних утворень. На думку авторів, актуальним завданням подальших досліджень було би вивчення подібних особливостей для типових лінійних та центральних масивів, що, імовірно, допомогло би не лише ідентифікувати фенітовий тип метасоматитів, а й диференціювати масиви обох типів при виконанні прогнозно-пошукових робіт.

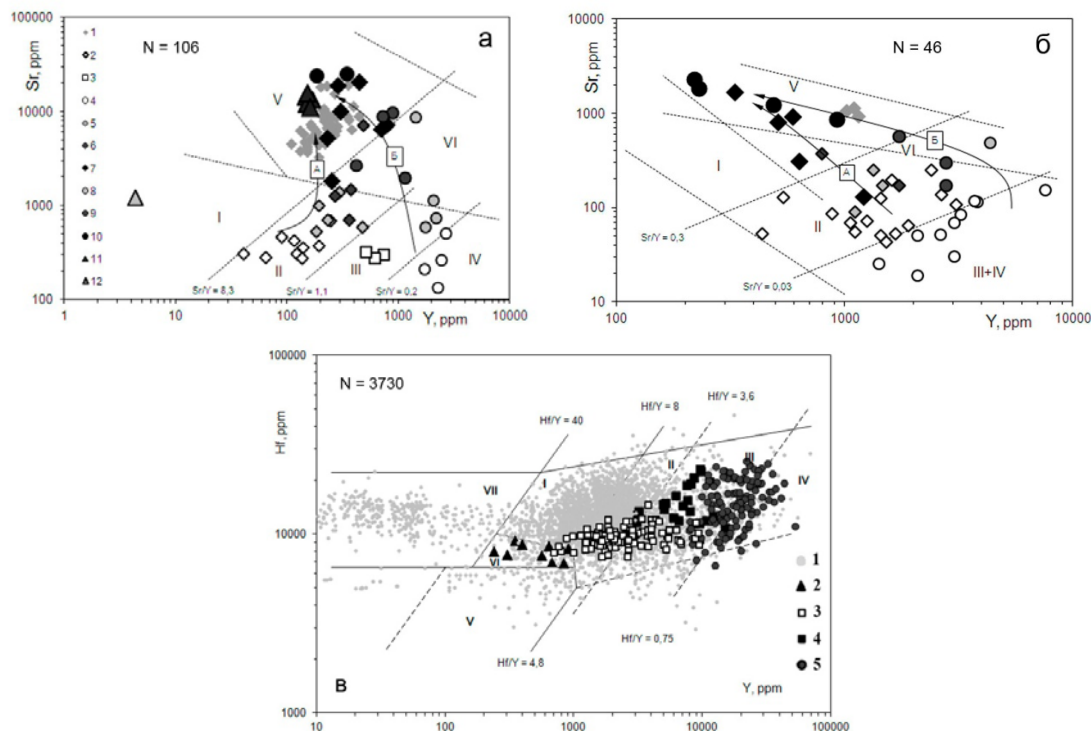


Рис. 4. Варіації складу акцесорних апатитів (а) і сфенів (б) у зональному фенітовому ореолі Чернігівського (а, б) та Пенченгінського (а) масивів та зіставлення домішкового складу акцесорних цирконів з метасоматитів різної формаційної приналежності та вміщуючих їх порід (в)

а, б: 1 – карбонатити ЧКМ; 2-4 – породи вміщуючі ЧКМ гнейсово-мігматитової товщі "базитового" (амфіболіти, кристалосланці, піроксенвміщуючі гнейси) (2) і "гранітоїдного" (біотитові гнейси і апліто-пегматодні граніти, 3 і 4 відповідно) складу; 5-10 – продукти їхнього метасоматичного перетворення (5-7 – слабо-, сильнофенітизовані "базити" й апобазитові феніти; 8-10 – слабо-, сильнофенітизовані "гранітоїди" й апогранітоїдні феніти відповідно). Стрілки – напрямки зміни складу мінералів у апобазитовій (А) і апогранітоїдній (Б) метасоматичних колонках ЧКМ та передбачуваний напрямки зміни в апокарбонатній колонці ПКМ; 11 і 12 – склад апатитів з карбонатитів та мармурів ПКМ відповідно.

Римськими цифрами на дискримінантній діаграмі Sr–Y позначено статистично обґрунтовані поля складу апатитів з: I – метаморфічних карбонатних і силікатно-карбонатних порід; II – порід вапняно-лужного ряду ультраосновного, основного й середнього складу; III – те саме, помірно кременекисли; IV – гранітів підвищеної кременекислотності; V – карбонатитів, лужних порід і асоціюючих з ними метасоматитів (а також лерцолітів мантийних ксенолітів); VI – лужних метасоматитів (включаючи феніти). в: 1 – циркони з метасоматитів різної формаційної приналежності; 2 – циркони з типових фенітів ЧКМ; 3 – циркони з гранітоїдів Коростенського плутону; 4 – циркони з альбітитів центральної частини УЩ (Кіровоградський блок); 5 – циркони з метасоматитів СПЗ (синпетрогенні утворення метасоматитів). Римськими цифрами на дискримінантній діаграмі Hf–Y вказані статистично обумовлені поля складу цирконів з: I – ультраосновних, основних і безкварцових середніх порід; II – кварцвміщуючих порід середнього і помірно кременекислоного складу; III – гранітів підвищеної кременекислотності та їх гідротермально змінених різновидів; IV – грейзенів; V – карбонатитів; VI – лужних порід, фенітів і карбонатитів деяких типів; VII – кімберлітів. N – кількість вивчених зразків

Список використаних джерел

- Багдасаров Ю.А., (1979). Линейно-трещинные тела карбонатитов – новая субформация ультраосновных-щелочных карбонатитовых комплексов. Докл. АН СССР, 248, 2, 412-415.
- Bagdasarov Yu.A., (1979). Linear-fractured carbonatite bodies – the new subformation of ultrabasic-alkaline carbonatite complexes. Reports of the USSR Academy of Sciences, 248, 2, 412-415 (In Russian).
- Багдасаров Ю.А., Вороновский С.Н., Овчинникова Л.В., (1985). Особенности геологического положения и радиологический возраст нового проявления карбонатитов в районе КМА. ДАН СССР, 282, 2, 404-408.
- Bagdasarov Yu.A., Voronovskiy S.N., Ovchinnikova L.V., (1985). Geological position features and radiological age of the new carbonatites occurrence in the KMA Region. Reports of the USSR Academy of Sciences, 282, 2, 404-408 (In Russian).
- Бочаров В.Л., Фролов С.М., (1992). Апатитоносные карбонатиты КМА. Воронеж: Петровский сквер, 123 с.
- Bocharov V.L., Frolov S.M., (1992). Apatite-bearing carbonatites of the KMA region. Voronezh: The Peter's Square, 123 p. (In Russian).
- Врублевский В.В., Покровский Б.Г., Журавлев Д.З., Аношин Г.Н., (2003). Вещественный состав и возраст Пенченгинского линейного комплекса карбонатитов, Енисейский край. Петрология, 11, 2, 145-163.
- Vrublevskiy V.V., Pokrovskiy B.G., Zhuravlev D.Z., Anoshin G.N., (2003). The composition and age of the Penchenga linear carbonatite complex, Yenisei Ridge. Petrology, 11, 2, 145-163 (In Russian).
- Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г., (1981). Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. К.: Наукова думка, 227 с.
- Glevasskiy E.B., Krivdik S.G., (1981). Precambrian carbonatite complex, Pre-Azov Region. Kiev, The scientific thought, 227 p. (In Russian).
- Дунаев В.А., (2006). Геологическое строение и особенности генезиса Дубравинского массива щелочных пород и карбонатитов (КМА). Изв. высших учебных заведений. Геология и разведка, 5, 30-33.

- Dunaev V.A., (2006). Geological structure and genesis features of Dubravinka massif alkaline rocks and carbonatites (KMA). News of higher educational institutions. Geology and exploration, 5, 30-33 (In Russian).
- Евдокимов М.Д., (1982). Фениты Турьинского щелочного комплекса Кольского полуострова. Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 248 с.
- Evdokimov M.D., (1982). Fenites of the Turly alkaline complex of the Kola peninsula. Leningrad, Publishing House of Leningrad University, 248 p. (In Russian).
- Лазарева И.И., (2006). Геохимия процесів формування метасоматитів Суцано-Пержанської зони та їх найбільш розповсюджених акцесорних мінералів (Український щит). Автореф. дис. ... канд. геол. наук. Київ, 22 с.
- Lazareva I.I., (2006). The geochemistry of Suschano-Perzhanska zone metasomatites formation processes and their most common accessory minerals (The Ukrainian Shield). Ph. D. Thesis. Kyiv, 22 p. (In Ukrainian).
- Лапин А.В., Плоско В.В., Малышев А.А., (1987). Карбонатиты зоны Татарского глубинного разлома на Енисейском кряже. Геология рудных месторождений, 1, 30-45.
- Lapin A.V., Ploshko V.V., Malyshev A.A., (1987). The carbonatites of the Tatarska deep-seated fault zone in the Yenisei Ridge. The geology of ore deposits, 1, 30-45 (In Russian).
- Никанорова Ю.Е., Осипенко В.Ю., (2015). Особенности формирования метасоматических ореолов линейных карбонатитовых комплексов Украинского щита, Енисейского края и Воронежского кристаллического массива. Modern Science, 1, 133-141.
- Nykanorova Yu.Ye., Osypenko V.Yu., (2015). Formation features of linear carbonatite massifs metasomatic halos of Ukrainian Shield, Yenisei Ridge and Voronezh crystalline massif. Modern Science, 1, 133-141. (In Russian).
- Самойлов В.С., (1984). Геохимия карбонатитов. М.: Наука, 193 с.
- Samoylov V.S., (1984). The geochemistry of carbonatites. Moscow, The science, 193 p. (In Russian).

12. Сергеев А.С., (1967). Фениты комплекса ультраосновных и щелочных пород. Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 164 с.

Sergeev A.S., (1967). Fenites of the ultrabasic and alkaline rocks complex. Leningrad, Publishing House of Leningrad University, 164 p. (In Russian).

13. Ходоровский М.С. Минералого-геохимическая характеристика ураноносных апогранитовых альбититов гранат-диопсидового типа центральной части Украинского щита: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев, 1992. – 20 с.

Khodorovskiy M.S., Mineralogical-geochemical characteristic of uranium-bearing garnet-diopside type apogranitic albitites of Ukrainian Shield central part. Ph.D. Thesis. Kiev, 20 p. (In Russian).

14. Шнюков С.Е., (1983). Особенности процесса фенитизации Черниговского карбонатитового комплекса Западного Приазовья. Геологический журнал, 43, 4, 52-61.

Shnyukov S.E., (1983). Fenitization process features of Chernigovka carbonatite complex of the West Pre-Azov Region. The geological journal, 43, 4, 52-61. (In Russian).

15. Шнюков С.Е., (1988). Апатиты, цирконы и сфены из околоскарбонатитовых фенитов и щелочных метасоматитов зон диафореза Украинского щита как петрогенетические и геохимические индикаторы. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Львов, 25 с.

Shnyukov S.E., (1988). Apatite, zircon and sphene from fenites associated with carbonatites, and alkaline metasomatic rocks of Ukrainian Shield diaphoresis zones as petrogenetic and geochemical indicators. Ph.D. Thesis. Lvov, 25 p. (In Russian).

16. Шнюков С.Е., (2003). Геохимия элементов-примесей в наиболее распространенных акцессорных минералах. Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Киев, 35 с.

Shnyukov S.E., (2003). The admixture elements geochemistry in the most common accessory minerals. Dr. Sc. Thesis. Kiev, 35 p. (In Russian).

17. Шнюков С.Е., Лазарева И.И., (2003). Элементы-примеси ассоциирующих цирконов, апатитов и сфенов как критерий формационной

принадлежности и зональности метасоматитов. Геологический журнал, 2, 107-112.

Shnyukov S.E., Lazareva I.I., (2003). Admixture elements of associated zircons, apatites, and sphenes as the criteria of the formation type and metasomatic zonation. The geological journal, 2, 107-112 (In Russian).

18. Шнюков С.Е., Щербина Р.Н., (1984). Десилицированные породы Черниговской зоны. Докл. АН УССР. Серия Б, 2, 28-30.

Shnyukov S.E., Scherbina R.N., (1984). Desilicated rocks of the Chernigovska zone. Reports of the Ukrainian SSR Academy of Sciences, B series, 2, 28-30 (In Russian).

19. Щербак Н.П., Загнитко В.Н., Артеменко Г.В., Бартницкий Е.Н., (1995). Геохронология крупных геологических событий в Приазовском блоке УЩ. Геохимия и рудообразование, 21, 112-129.

Scherbak N.P., Zagnitko V.N., Artemenko G.V., Bartnitskiy E.N., (1995). Geochronology of large geological events in Priazovskiy block of USh. Geochemistry and Ore Formation, 21, 112-129 (In Russian).

20. Andersson M., Malehmir A., Troll V.R., Dehghannejad M., Juhlin C., et al., (2013). Carbonatite ring-complexes explained by caldera-style volcanism. Scientific Reports, 3, 1-9.

21. Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Woolley A.R., (1995). Alkaline rocks and carbonatites of the world. Part 2 – Former USSR. London: Chapman & Hall, 226 p.

22. Kresten P., (1976). A magnetometric survey of the Alnö Complex. Geol. Fören. Stockh. Förh., 98, 361-362.

23. Morogan V., (1989). Mass transfer and REE mobility during fenitization at Alnö, Sweden. Contrib. Mineral. Petrol., 103, 25-34.

24. Vuorinen J.H., (2005). The Alnö alkaline and carbonatitic complex, east central Sweden – a petrogenetic study. Dr. Sc. Thesis. Stockholm, University of Stockholm, 130 p.

Надійшла до редколегії 05.01.15

S. Shnyukov, Dr. Sci. (Geol.), Associate Professor

E-mail: shnyukov@mail.univ.kiev.ua;

I. Lazareva, Cand. Sci. (Geol.), Associate Prof.

E-mail: lazareva@mail.univ.kiev.ua;

Yu. Nykanorova, Engineer

E-mail: juliyaos@ukr.net

Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv

90 Vasyliivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

FENITE HALOS OF LINEAR CARBONATITE MASSIFS: IDENTIFICATION CRITERIA AND DETERMINATION OF GEOLOGICAL STRUCTURE

In this paper, there have been contrasted the morphological features of fenite halos associated with the two types of carbonatite massifs: linear – Chernigovka, Dubravinka, Penchenga (Ukrainian Shield, Voronezh crystalline massif and Yenisei Ridge, respectively) and central – Alno, cape Turiy (Baltic Shield). It has been found that, in contrast to the isometric fenite halos of the central type massifs, fenite halos of linear massifs generally show irregular thickness (or even rare occurrence) and morphological asymmetry best expressed in the case of the flat-dipping of carbonatite bodies. There have been determined the geochemical features of the most common accessory minerals (zircon, apatite, sphene) from zonal fenite halos of linear type massifs. The identified distribution patterns for trace elements in accessory zircons from the fenite halo rocks of Chernigovka carbonatite massif may be applied as a criterion when classifying metasomatic rocks as fenites. The distribution features of trace elements in apatites and sphenes from fenite halo rocks are the key to identifying the contrast types of host rocks, as well as estimating their transformation level, and they clearly illustrate the composition convergence of the newly formed accessory minerals. The results obtained provide motivation for the use of data on trace elements composition of the most common accessory minerals from fenite halos in a complex of forecasting and prospecting criteria. These data are essential in describing the morphology of the halos, revealing and mapping their zonation, and optimizing the fenite nomenclature.

Keywords: carbonatites, fenitization, trace elements, accessory minerals, zircon, apatite, sphene, Ukrainian Shield, Baltic Shield, Yenisei Ridge, Voronezh crystalline massif.

С. Шнюков, д-р геол. наук, доц.

E-mail: shnyukov@mail.univ.kiev.ua;

И. Лазарева, канд. геол. наук, доц.

E-mail: lazareva@mail.univ.kiev.ua;

Ю. Никанорова, инж.

E-mail: juliyaos@ukr.net

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, УНИ "Институт геологии",

ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

ФЕНИТОВЫЕ ОРЕОЛЫ ЛИНЕЙНЫХ КАРБОНАТИТОВЫХ МАССИВОВ: МИНЕРАЛО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ИДЕНТИФИКАЦИИ И УСТАНОВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Проведено сравнение морфологических особенностей ореолов фенитизации карбонатитовых массивов двух контрастных структурно-морфологических типов: линейного – Черниговский, Дубравинский, Пенченгинский (Украинский щит, Воронежский кристаллический массив, Енисейский кряж соответственно) и центрального – Альнэ, Турий мыс (Балтийский щит). Установлено, что, в отличие от изометрических фенитовых ореолов массивов центрального типа, ореолы фенитизации линейных массивов обычно характеризуются неравномерной мощностью (вплоть до фрагментарности проявления) и морфологической асимметрией, которая наилучшим образом выражена в случае пологого падения карбонатитовых тел. Исследованы геохимические особенности сквозных акцессорных минералов (циркон, апатит, сфен) из зональных фенитовых ореолов массивов линейного типа. Установленные закономерности распределения элементов-примесей в акцессорных цирконах из образований фенитового ореола Черниговского карбонатитового массива могут рассматриваться в качестве критерия для отнесения исследуемых метасоматитов к фенитовой группе. Особенности распределения элементов-примесей в апатитах и сфенах из пород фенитовых ореолов позволяют идентифицировать типы контрастных по составу исходных пород, оценить степень их преобразования, а также четко иллюстрируют конвергенцию композиций новообразованных акцессорных минералов. Полученные результаты подтверждают целесообразность использования данных микроэлементного состава наиболее распространенных акцессорных минералов фенитовых ореолов в составе комплекса прогнозно-поисковых критериев, что дает возможность: уточнения их морфологии, выявления и картирования зональности, оптимизации номенклатуры фенитов.

Ключевые слова: карбонатиты, фенитизация, элементы-примеси, акцессорные минералы, циркон, апатит, сфен, Украинский щит, Балтийский щит, Енисейский кряж, Воронежский кристаллический массив.

УДК 549.06+549.08+550.4

І. Лазарєва, канд. геол. наук, доц.
E-mail: lazareva@mail.univ.kiev.ua,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

ГЕОХІМІЯ ТА ЗАБАРВЛЕННЯ ПРИРОДНИХ ФЛЮОРИТІВ: ЕФЕКТИВНІСТЬ І ПРОСТОТА ЗАСТОСУВАННЯ В ПРАКТИЦІ МІНЕРАЛОГО-ГЕОХІМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

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

Дослідження щодо індикаторних особливостей флюориту в першу чергу зорієнтовані на з'ясування формаційної приналежності рудопроїв з метою прогнозування та пошуків родовищ плавикового шпату. Зараз з'являються роботи, які розширюють індикаторні можливості властивостей (розподіл REE, ізотопні співвідношення, колір та люмінесцентні властивості і, навіть, морфологія) флюориту. Інформативність перелічених ознак є різною, а поле їхнього застосування має певні обмеження. Мета роботи – з'ясування індикаторних можливостей забарвлення та розподілу найбільш типових елементів-домішок акцесорного флюориту (Sr, Y) для оптимізації методології масового ("рутинного") вивчення мінералу. Об'єктом дослідження слугував великий блок даних щодо мікроелементного складу та кольору зерен флюориту, вилучених з різноманітних метасоматитів Суцано-Пержанської зони (СПЗ) та гранітоїдів Коростенського плутону (КП) Українського щита, з яким вони просторово асоціюють та генетично пов'язані. При цьому розв'язувалися такі задачі: (1) типізація зерен флюориту за геохімічними ознаками; (2) типізація зерен флюориту за забарвленням; (3) геохімічне моделювання мікроелементного складу флюориту з метасоматитів, спрямоване на підтвердження результатів проведеної геохімічної типізації; (4) встановлення парагенетичних відносин між флюоритом та цирконом у різних мінеральних типах метасоматитів; (5) встановлення залежності розподілу Y в парагенних парах флюорит-циркон від температур їх утворення; (6) порівняльна оцінка ступеня інформативності геохімічних ознак та забарвлення флюориту. В результаті встановлено геохімічні типи мінералу, які відображають поліетатність формування СПЗ, та виокремлено той із них, що відповідає головному етапу формування метасоматитів. Результати геохімічної типізації підтверджено шляхом моделювання мікроелементного складу флюориту, що генетично пов'язаний з магматогенно-гідротермальною системою КП. Геохімічне моделювання дозволило: запропонувати критерії вибору парагенних пар флюорит-циркон; встановити лінійну залежність коефіцієнту розподілу ітрію ($\ln K_Y^{F/Zm}$) в обраних парагенезисах від зворотної температури ($1000/T$) та апробувати її шляхом розв'язання зворотної задачі. Доведено, що мінімально достатній набір досліджуваних елементів у флюориті може обмежуватись найбільш типовими елементами-домішками (Sr, Y), які характеризуються простотою аналітичного визначення та потенційно не менш високою генетичною інформативністю, ніж REE. Особливості забарвлення флюоритів загалом підтверджують результати проведеної геохімічної типізації, однак, порівняно з мікроелементним складом, можуть відігравати лише другорядну роль.

Ключові слова: флюорит, індикаторні ознаки, геохімічний тип, метасоматити, геохімічне моделювання, забарвлення.

Вступ. Одним з пріоритетних напрямків прикладних мінералогічних досліджень справедливо вважається пошук та вивчення типоморфних (індикаторних) властивостей мінералів. Як відомо, вони здатні зберігати інформацію про умови рудоутворення, які, в свою чергу, визначають формаційний тип, масштаб, особливості зруденіння та умови його виникнення. На сьогоднішній день виявлено безліч статистично значимих емпіричних залежностей, що, за умови коректного вибору, успішно використовуються як з метою вирішення генетичних завдань, так і в геологорозвідувальній практиці. При виборі ознак, що закладаються в основу комплексу пошукових або дослідницьких заходів (особливо при масових дослідженнях), не останню роль, крім, звичайно, інформативності, відіграють вартість та технологічність одержання інформації.

Дослідження індикаторних особливостей флюориту, в першу чергу, зорієнтовані на з'ясування формаційної приналежності рудопроїв з метою прогнозування та пошуків родовищ плавикового шпату [4, 6, 12, 13, 15, 16, 26 та ін.], який широко використовується в багатьох сучасних галузях народного господарства (металургія, медицина, оптика, атомна енергетика, хімічна промисловість тощо [5 та ін.]). Але дедалі частіше з'являються роботи, які ілюструють можливості застосування властивостей флюориту (розподіл REE [4, 5, 6, 9, 12, 14-16, 26 та ін.], ізотопні співвідношення [8, 9, 25], колір та люмінесцентні властивості [4, 7, 11, 13, 14 та ін.] і, навіть, морфологія [4, 24]) як індикаторів: глибини та температурного режиму утворення родовищ [3, 9, 14], етапності та стадійності їхнього формування [9, 11, 14 та ін.], кислотності-лужності середовища та еволюції флюїдного режиму в процесі мінералоутворення [3, 5, 14, 23 та ін.], характеру та масштабу впливу мантіїної речовини [8, 9, 25 та ін.] тощо. Але проблема полягає в тому, що, на жаль, інформативність перелічених ознак є, безперечно, різною, а поле їхнього засто-

сування має певні обмеження. Так, низька твердість та досконала спайність флюориту практично унеможливають застосування в практиці наукових досліджень та геологорозвідувальних робіт морфологічних критеріїв [3], а питання щодо природи кольору, надійності та односторонності одержаних за цією ознакою висновків поки що залишається відкритим. Геохімічні дослідження у переважній більшості випадків обмежуються детальним вивченням розподілу повного спектра REE [4, 5, 6, 9, 10, 14-16, 26 та ін.]. Такий підхід загалом дає надійні результати, але його застосування при масових дослідженнях обмежується високою вартістю відповідних аналітичних методів. Названі причини зумовлюють відсутність комплексу характеристик флюориту, оптимального для практичних досліджень. Ця робота спрямована на часткове вирішення сформульованої проблеми щодо акцесорного флюориту.

Мета роботи: з'ясування індикаторних можливостей забарвлення та розподілу найбільш типових елементів-домішок акцесорного флюориту (Sr, Y) для оптимізації методології масового ("рутинного") дослідження цього мінералу.

Об'єктом дослідження слугував великий блок даних щодо мікроелементного складу та кольору зерен флюориту, вилучених з різноманітних метасоматитів Суцано-Пержанської зони (СПЗ) та гранітоїдів Коростенського плутону (КП) Українського щита, з яким вони просторово асоціюють та генетично пов'язані [10, 20].

При цьому розв'язувалися **такі задачі:** (1) типізація зерен флюориту за геохімічними ознаками; (2) типізація зерен флюориту за забарвленням; (3) геохімічне моделювання мікроелементного складу флюориту з метасоматитів, спрямоване на підтвердження результатів проведеної геохімічної типізації; (4) встановлення парагенетичних відносин між флюоритом та цирконом у різних мінеральних типах метасоматитів; (5) встановлення залежності розподілу Y в парагенних парах флюорит -

циркон від температур їх утворення; (6) порівняльна оцінка ступеня інформативності геохімічних ознак та забарвлення флюориту.

Методика досліджень. Застосовано комплекс методів і методик одержання первинних мінералогічних та мінерало-геохімічних даних:

1. Методики підготовки та вивчення репрезентативних мінерало-геохімічних проб, які, за рахунок застосування магнітогідростатичної сепарації та сучасних інструментальних діагностичних засобів (електронно-зондовий мікроаналіз, рентгено-флуоресцентний (XRF) та рентгеноструктурний (XRD) аналізи), забезпечили: надійну діагностику фаз, мінімальні втрати акцесорних мінералів при виділенні мономінеральних фракцій, відбір репрезентативних вибірок зерен та мінімізацію зараження їх домішками (Bg, Tl), що заважають елементному аналізу. Колір зерен досліджувався стандартними методами оптичної мікроскопії;

2. Методи дослідження елементного складу акцесорних мінералів. Кількісне визначення концентрацій го-

ловних індикаторних елементів-домішок у поодиноких зернах флюориту ($n=390$), а також циркону ($n=554$) та монациту ($n=602$), проводилось за допомогою спеціалізованого варіанту енергодисперсійного рентгено-флуоресцентного методу [1, 19] (milliprobe/single grain X-ray fluorescence analysis: XRF-MP/SG).

Геохімічна типізація флюоритів. Флюорит у складі метасоматично змінених порід СПЗ розповсюджений досить широко. Цей мінерал спостерігається в кожному з розглянутих мінеральних типів метасоматитів СПЗ переважно у досить значних концентраціях (у ppm: "пержанські граніти" – 491, "пержанські граніти" з накладеними змінами – 2065, "пержанські граніти" зі зливним кварцом – 133, кварц-польовошпатові метасоматити – 1490, альбітити – 131, сидерофіліт-польовошпатові метасоматити – 592, сидерофілітові метасоматити – 70897). Геохімічну типізацію вилучених з кожного мінерального типу метасоматитів зерен флюориту здійснено в координатах Sr-Y (рис. 1, а-г), що привело до виділення трьох дискретних композиційних груп [10].

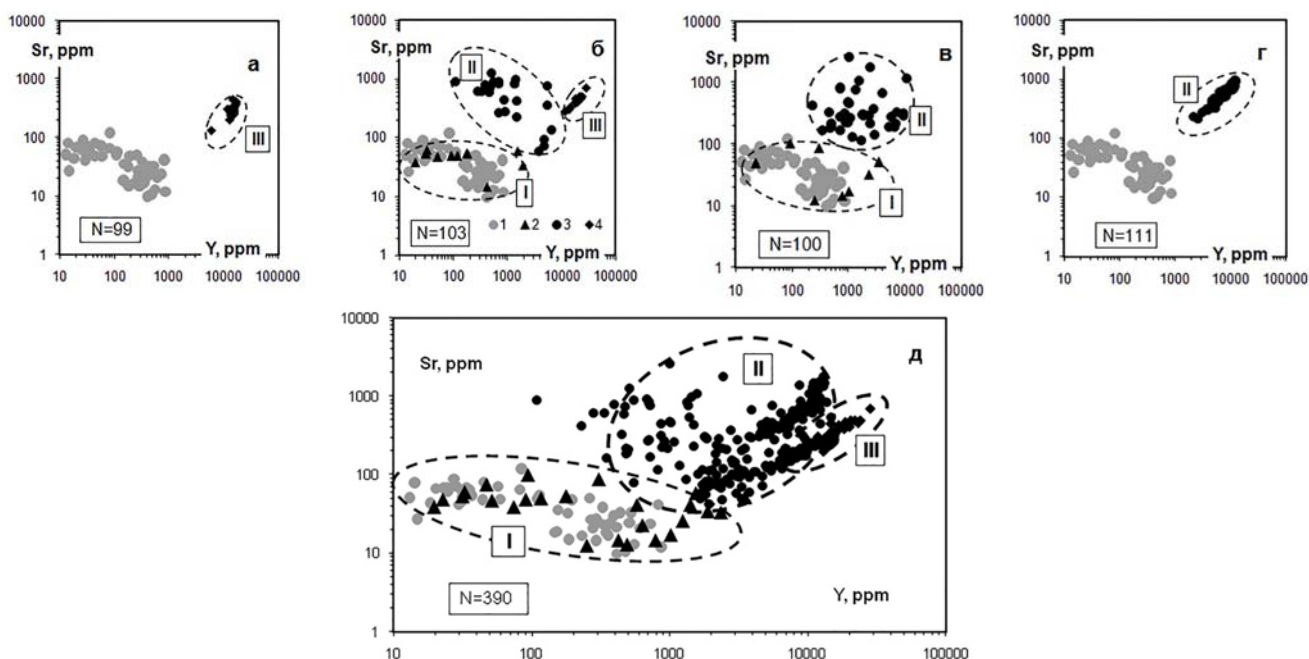


Рис. 1. Геохімічна типізація флюоритів з метасоматитів СПЗ у координатах Sr-Y:

а – "пержанські граніти" з накладеними змінами; б – кварц-польовошпатові; в – сидерофіліт-польовошпатові;

г – сидерофілітові метасоматити; д – повна вибірка всіх вивчених флюоритів.

Умовні позначки: 1 – флюорити з гранітоїдів КП; 2, 3 та 4 – флюорити, віднесені до I, II, та III геохімічних типів відповідно.

Пунктирними лініями обмежено композиційні поля виділених геохімічних типів

Паралельно з дослідженнями зерен флюориту, проводились аналогічні дослідження зерен монациту та циркону [10], вилучених з тих самих мінеральних типів метасоматитів. Проведена для них геохімічна типізація привела до виділення трьох геохімічних типів кожного мінералу. Для кожного з виділених типів монациту методом "загального свинцю" [1] одержано орієнтовні оцінки віку. Вони підтвердили результати геохімічної типізації й складають: I геохімічний тип – 1850 ± 80 та 2000 ± 60 млн р (реліктові); II – 1675 ± 20 та 1660 ± 60 млн р (відповідає віку утворення СПЗ [21]); III – 1540 ± 20 млн р ("пержанські граніти" з накладеними змінами) [10]. Достатня для виконання геохімічної типізації зерен коректність оцінок віку підтверджується відповідністю оцінки, одержаної для монациту з гранітоїдів КП тим самим методом (1770 ± 30 млн р), результатам ізотопного датування (1770 ± 15 млн р, U-Pb метод по циркону) [21]. Оцінки віку зерен цирконів кожного геохімічного типу методом "загального свинцю" не є однозначними внаслідок високого ступеня порушеності їхніх Th-U-Pb систем. Однак, спостерігається за-

кономірне зниження вікових оцінок у ряду I-II-III тип [10]. Виділені геохімічні типи монациту та циркону корелюють між собою і відповідають різним етапам мінералоутворення. При цьому циркони та монацити II геохімічного типу можна вважати синпетрогенними по відношенню до метасоматитів.

Як видно з рис. 1, серед досліджених вибірок флюориту з різних мінеральних типів метасоматитів спостерігається наявність окремих груп зерен, що істотно відрізняються за складом і утворюють композиційні поля у вказаних координатах. Аналогічно попереднім розглянутим випадкам (монацит, циркон), до першого геохімічного типу віднесено флюорити, що за складом відповідають флюоритам з гранітоїдів КП. Композиційне поле третього геохімічного типу відповідає складу зерен, що присутні серед "пержанських гранітів" із накладеними змінами (рис. 1а). Для цих порід дослідження монациту й циркону вже продемонструвало [10] значний вплив етапів подальшої активізації СПЗ на вже сформовану асоціацію акцесорних мінералів. Другий тип

відповідає композиції флюоритів з тих різновидів метасоматитів, у яких не зафіксовано присутності зерен монациту та циркону третього типу (рис. 1в, г). Звичайно, така типізація не може вважатися однозначною, оскільки навіть приблизні оцінки віку флюориту одержати на сьогодні неможливо. Але вона прийнята у роботі, оскільки підтверджується результатами подальшого геохімічного моделювання. В узагальненому вигляді результати типізації репрезентовані на рис. 1д для всіх **трьох геохімічних типів** мінералу, які, ймовірно, **відповідають різним етапам мінералоутворення** (I – об'єднує реліктові зерна; II – відповідає провідній стадії формування метасоматитів; III – відповідає етапам активізації зони) та синхронні за часом утворення відповідним типам циркону та монациту.

Моделювання мікроелементного складу флюориту. Вихідні дані для моделювання складу рудоносних гідротермально-метасоматичних утворень надала геохімічна модель формування гранітоїдної серії КП (Український щит) [17], в якій за основний механізм магматичної еволюції прийнято фракційну кристалізацію гранітоїдного розплаву в глибинній магматичній камері. Використано також: (1) дані про розподіл петрогенних і мікроелементів у серії гранітоїдів КП; (2) експериментальні дані щодо розчинності апатиту, циркону й монациту, а також H_2O у розплавах [22, 24, 27]; (3) температурну залежність [18] розподілу Y між парагенними апатитом і цирконом. У процесі моделювання оцінено: ефективні комбіновані

коефіцієнти розподілу кристалізація/розплави для більшості мікроелементів, температурний та флюїдний (H_2O) режими магматичної еволюції, умови відокремлення магматогенного флюїду, значення коефіцієнтів розподілу флюїд/розплави ($K_i^{F/L} = C_i^F / C_i^L$, де C_i^F і C_i^L – концентрації елемента i у флюїді та розплаві відповідно) для мікроелементів [20]. У результаті розраховано повний склад модельного флюїду, а також модельні концентрації мікроелементів у продуктах функціонування магматогенно-гідротермальної системи КП (метасоматитах і акцесорних мінералах [20]). Зіставлення модельних і модальних композицій флюориту (рис. 2а) дало позитивний результат – до модельного поля потрапили лише зерна його II геохімічного типу, які вважаються синпетрогенними метасоматитам СПЗ. Це свідчить про коректність та ефективність запропонованої процедури геохімічної типізації зерен флюориту та підтверджує наявність генетичного зв'язку метасоматитів СПЗ з магматогенно-гідротермальною системою КП. Застосування запропонованого комплексу процедур і для інших наскрізних акцесорних фаз даної мінеральної асоціації дозволяє також впевнено встановлювати парагенетичні взаємовідносини між ними, що буде продемонстровано на прикладі пари флюорит – циркон для різних мінеральних типів метасоматитів СПЗ.

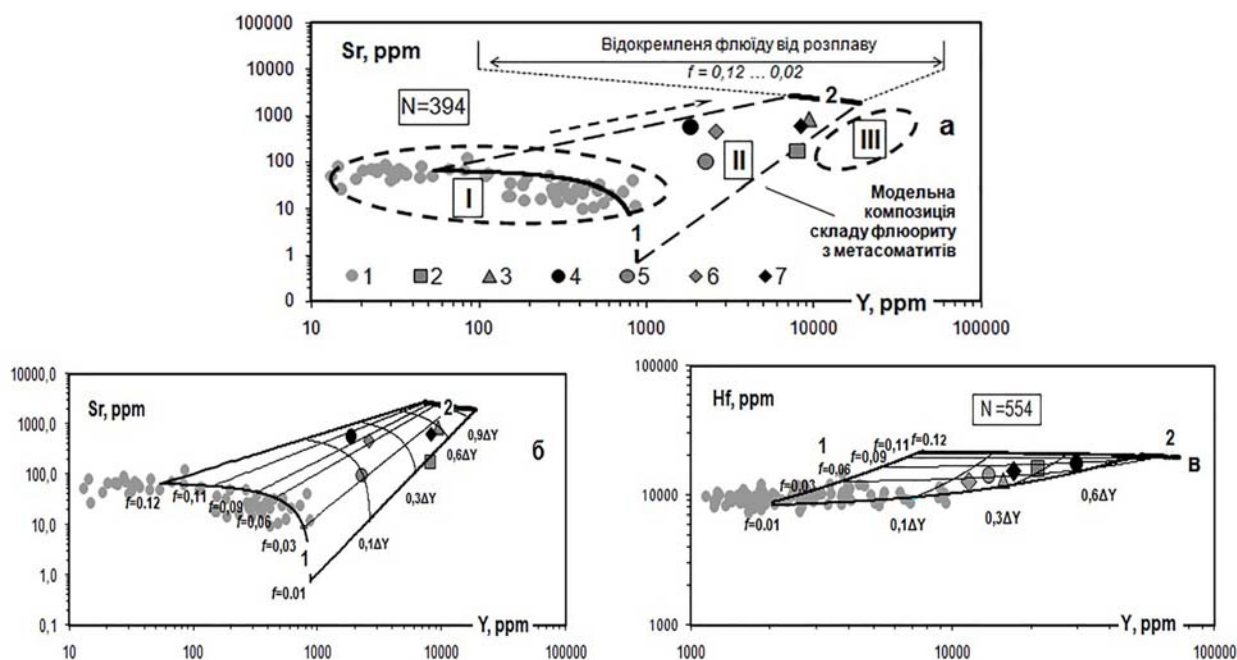


Рис. 2. Зіставлення модальних композицій досліджених флюоритів (СПЗ, КП) (а, б) та цирконів (в) з розрахованими композиціями цих мінералів як продуктів функціонування модельної магматогенно-гідротермальної системи КП у координатах Sr-Y (а, б) та Hf-Y (в)

Розташування середніх композицій модальних флюориту (б) та циркону (в) II (синпетрогенного) геохімічного типу в умовних координатах $[f]$ – [частка ΔY] модельного композиційного поля.

Мінерали з: 1 – гранітоїдів КП; 2-7 – відповідно, "пержанських гранітів", "пержанських гранітів" з накладеними змінами, кварц-польовошпатових, польовошпатових, слюдисто-польовошпатових та сидерофілових метасоматитів.

Лінії 1 та 2 – графіки зміни модельного складу мінералів з високо- та низькотемпературних метасоматитів відповідно виокремлюють модельні поля складу мінералів, які генетично пов'язані з магматичною системою КП та є синпетрогенними СПЗ.

f – частка залишкового розплаву в магматичному осередку. Стрілка показує напрямок зниження температури формування метасоматитів. Овалами обмежені композиційні поля цирконів I та III геохімічних типів

Виявлення парагенетичних відносин між флюоритом і цирконом. Розглянемо розподіл Y між флюоритом і цирконом (моделювання мікроелементного складу циркону попередньо проведено в координатах Hf – Y [20]) II геохімічного типу. Обидва мінерали присутні в кожному з вивчених мінеральних типів метасома-

титів. Завдання полягало у визначенні тих мінеральних типів метасоматитів СПЗ, де б мало місце синхронне формування та рівноважний розподіл елементів між названими мінералами II геохімічного типу. Для цього застосовано такий штучний прийом: модельні композиційні поля кожного з мінералів розглянуто як умовні

координати, де однією з осей слугують лінії 1 і 2 (тренди змінення модельного складу мінералу з високо- та низькотемпературних метасоматитів у процесі їх формування відповідно; для кожної точки на кожному з них відомі значення частки залишкового розплаву в магматичному осередку – f , яке й приймається як умовна одиниця), а другою – лінії, що поєднують модельні графіки 1 і 2. Умовною одиницею в останньому випадку слугує $0, n \times \Delta Y$, де ΔY – різниця між концентраціями Y , що задані кривими 1 і 2 для заданого значення f (рис. 2б, в). Свідченням парагенності має бути повний збіг (близька відповідність) значень цих параметрів. У розглянутому випадку зіставлення одержаних значень f та $0, n \times \Delta Y$, які відповідають середнім модальним композиціям флюориту та циркону II типу з одного

й того ж мінерального типу метасоматитів, наведено на рис. 3а, б. Як видно, для трьох випадків відповідність є дуже високою (з урахуванням похибок виміру й моделювання – фактично ідеальне). Для двох випадків спостерігається принципова невідповідність за обома параметрами, що дозволяє зробити висновок про відсутність парагенетичних взаємовідносин у даному випадку. Третій випадок характеризується близькою відповідністю за параметром f , однак помітні відмінності для параметра $0, n \times \Delta Y$. Однак, автор вважає, що спостережені відмінності за параметром $0, n \times \Delta Y$ не надто значимі, щоб умовно не віднести цю асоціацію до категорії парагенетичних. Таким чином, 4 парні композиції флюориту й циркону можна вважати такими, що пройшли тест.

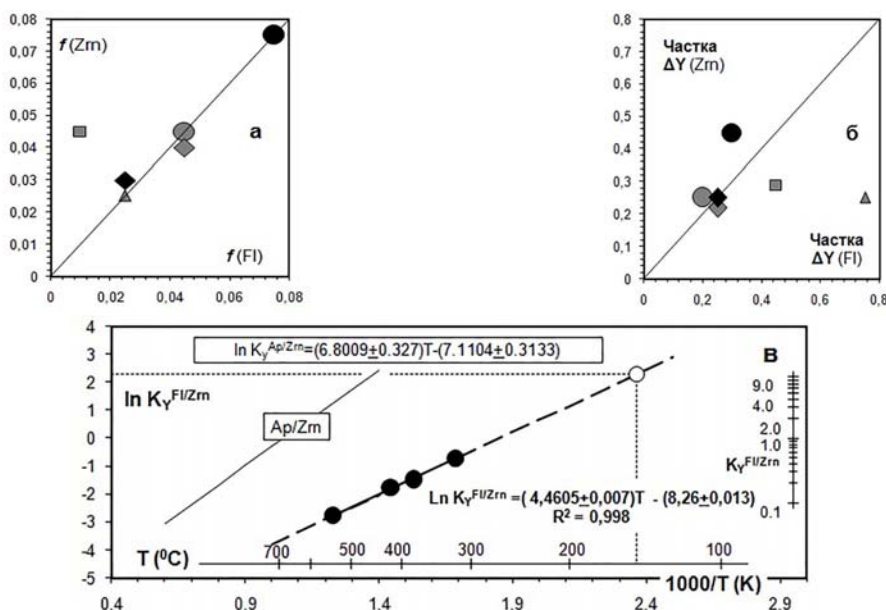


Рис. 3. Зіставлення значень f (а) і частки ΔY (б), які відповідають середнім модальним композиціям флюориту та циркону II типу з одного й того самого мінерального різновиду метасоматитів СПЗ (умовні позначки див. на рис. 2), та залежність $\ln K_{Fl/Zrn} - 1000/T$ (в) для парагенетичних, згідно з результатами моделювання,

пар FI – Zrn II геохімічного типу (чорні позначки)

Крупні позначки (а, б) відповідають парам мінералів, що розглядаються далі як парагенні.

Біла позначка на рис. 3в відповідає парі флюорит–циркон третього геохімічного типу з "пержанських гранітів" з накладеними змінами. Ap/Zrn – аналогічна залежність для коефіцієнта розподілу Y між апатитом і цирконом [18 та ін.]

Температурна залежність розподілу Y в парагенній парі флюорит – циркон. Як відомо, коефіцієнти розподілу мікроелементів між парагенними мінералами ($K_i^{Min1/Min2} = C_i^{Min1} / C_i^{Min2}$, де C_i^{Min1} і C_i^{Min2} – концентрації елемента i в мінералах 1 і 2) залежать від температури їх кристалізації (T) [18 та ін.], при цьому залежність $\ln K_i^{Min1/Min2} - 1/T$ часто має лінійний характер.

Для проб, в яких одержані дані дозволяють припустити синхронне формування сингенетичних флюоритів і цирконів II типу (за розташуванням у модельних полях), побудовано графік (рис. 3в) у координатах $\ln K_{Fl/Zrn} - 1000/T$ (FI – флюорит, Zrn – циркон). При цьому використано незалежні оцінки температур мінералоутворення для метасоматитів СПЗ за даними досліджень газопо-рідинних включень [2 тощо]. Як бачимо, ця залежність має лінійний характер, що підтверджує коректність виконаних модельних побудов і дозволяє використовувати одержану залежність для вирішення зворотного завдання. Так, зроблено спробу оцінки температури мінералоутворення для пари флюорит-циркон

третього геохімічного типу, що утворився на етапі пізнішої гідротермальної переробки порід. Одержана оцінка – $\approx 150^\circ\text{C}$ (рис. 3в) – узгоджується з термобарогеохімічними дослідженнями температури кристалізації алюмофторидів ($150-200^\circ\text{C}$) і флюориту ($140-170^\circ\text{C}$) з метасоматитів СПЗ, що може розглядатися як підтвердження поліетапності її формування [2 та ін.].

Типізація зерен флюориту за особливостями забарвлення. Враховуючи низьку стійкість флюориту в умовах механічної обробки проб, дослідження морфології зерен мінералу не проводились. Флюорити з метасоматитів СПЗ, так само, як і циркони, не виявляють жодних ознак фотолюмінесценції, крім невеликої кількості зерен (приблизно 20%), віднесених до першого геохімічного типу, для яких характерною є фотолюмінесценція блакитного кольору, подібна до флюоритів з гранітоїдів КП. Спостереження ж особливостей забарвлення виділених груп флюориту (рис. 4) загалом підтверджує висновки, одержані в результаті проведеної геохімічної типізації (природа кольору не досліджувалась):

1. Флюорити першого геохімічного типу та флюорити з гранітоїдів КП за кольором подібні. В них загалом переважають зерна фіолетового кольору різної інтенсив-

ності (58 та 67% відповідно). В значній кількості (відповідно, 34 та 20%) присутні також безбарвні зерна. Зерна, забарвлені в інші кольори (рожевий, жовтий та сірий), у сумі складають не більше 18%.

2. Серед новоутворених зерен (II і III геохімічні типи) переважають незабарвлені (55 і 89% відповідно). Зерна фіолетового кольору не характерні для флюориту III

геохімічного типу (1,7%), тоді як серед флюоритів II типу (синпетрогенних СПЗ) вони складають близько 30%. Крім того, серед зерен III типу (новоутворених) збільшується відсоток жовтих та рожевих флюоритів (по 3% замість 1 та 0,4% відповідно серед зерен II типу) та з'являються індивіди зеленого кольору (1%).

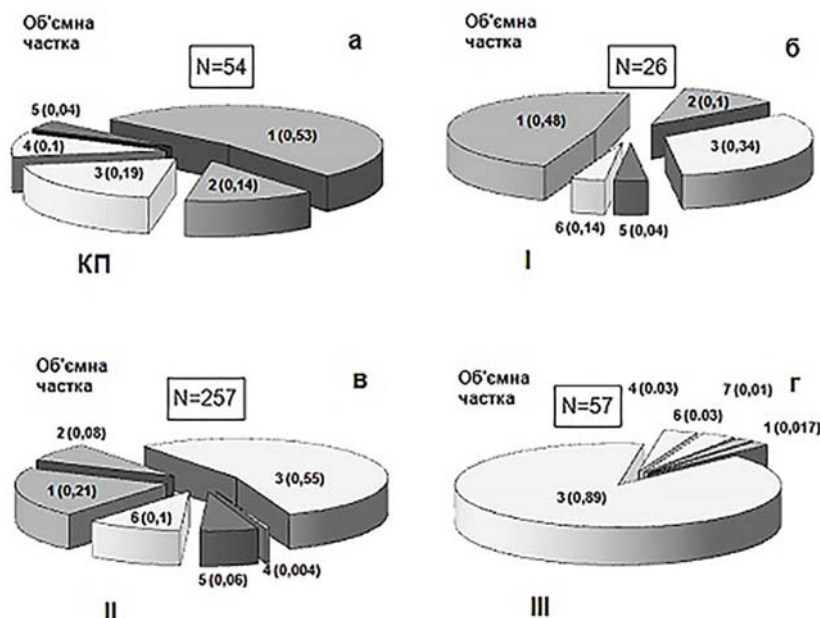


Рис. 4. Зіставлення зерен флюориту, що належать до виділених геохімічних типів (КП, I, II, III) за особливостями забарвлення (1 – блідо-фіолетові; 2 – насичено-фіолетові; 3 – безбарвні; 4 – рожеві; 5 – сірі; 6 – жовті; 7 – зелені): а – зерна з гранітоїдів КП; б, в та г – зерна I, II та III геохімічних типів відповідно. В круглих дужках наведено об'ємні співвідношення

Висновки:

1. Розроблені критерії геохімічної типізації флюоритів дозволили встановити геохімічні типи мінералу, які відображають поліетапність формування метасоматитів СПЗ (рис. 1). Виокремлений II геохімічний тип флюориту за співвідношенням найбільш типових елементів-домішок (Sr, Y), з урахуванням результатів досліджень мікроелементного складу та вікових оцінок інших акцесорних мінералів (циркону та монациту), слід вважати синпетрогенним по відношенню до метасоматитів СПЗ, тобто таким, що відповідає головному етапу їх формування.

2. Результати геохімічної типізації зерен флюориту і, насамперед, виділення їх II геохімічного типу дозволили залучити до оцінки інформативності запропонованих геохімічних ознак процедуру геохімічного моделювання мікроелементного складу флюориту, який генетично пов'язаний з магматогенно-гідротермальною системою КП. Позитивні результати зіставлення модельних і модальних композицій флюориту (рис. 2) підтверджують результати геохімічної типізації та конкретизують генетичний зміст виділених за геохімічними ознаками типів мінералу.

3. Виконане геохімічне моделювання дозволило не тільки показати генетичний зв'язок метасоматитів СПЗ з магматогенно-гідротермальною системою КП, але й: запропонувати критерії вибору парагенних пар для флюориту й циркону (рис. 3а, б); встановити для обраних парагенних пар лінійну залежність $\ln K_Y^{Fl/Zm} - 1000/T$; провести апробацію встановленої температурної залежності (рис. 3в) на прикладі вирішення зворотного завдання для низькотемпературних (накладених) генерацій циркону та флюориту (III геохімічний тип).

4. Спостереження за особливостями забарвлення виділених груп флюориту (рис. 4) загалом підтверджує

висновки, одержані в результаті проведеної геохімічної типізації.

Отже, автор вважає, що при дослідженні метасоматично змінених порід обов'язковим є позернове вивчення елементного складу великих за обсягом статистичних вибірок флюориту та інших наскрізних акцесорних мінералів. При цьому мінімально достатній набір досліджуваних елементів у флюориті може обмежуватись найбільш типовими елементами-домішками (Sr, Y), які характеризуються простотою аналітичного визначення та потенційно не менш високою генетичною інформативністю, ніж REE. Як додатковий засіб при масових рутинних дослідженнях може бути застосовано типізацію за візуально спостереженими ознаками (у випадку флюориту – забарвлення). В перспективі подібні дослідження доцільно провести на прикладі метасоматитів різних типів (феніти, альбітиту тощо). Це дозволить розробити критерії зональності, визначити етапи формування та умови утворення метасоматитів, а також остаточно прояснити питання про ступінь інформативності деяких типоморфних ознак, що спостерігаються візуально.

Список використаних джерел:

1. Андреев А.В., (1992). Современные возможности метода общего свинца в радиогеохронологических исследованиях. Геол. журнал, 6, 125–130.
2. Андреев А.В., (1992). Modern opportunities of general lead method in geochronological research. Geol. zhurn., 6, 125–130. (In Russian).
3. Вынар О.Н., Разумеева Н.Н., (1972). Особенности образования гидротермальной минерализации Сушано-Пержанской зоны. Минералогич. сб. Львовск. ун-та, 2, 26, 197–206.
4. Вынар О.Н., Разумеева Н.Н., (1972). Suschano-Perzhansk zone hydrothermal mineralization generation features. Mineralogich. sb. Lvovsk. un-ta, 2, 26, 197–206. (In Russian).
5. Гликин А.Э., (2004). Полиминерально-метасоматический кристаллогенез. М.: Изд-во РФИ, 300 с.

- Glikin A.E., (2004). Polymineral-metasomatitecrystalgenesis. Moscow, Izd-vo RFFI, 300 p. (In Russian).
4. Глухов Ю.В., (1998). Спектр рентгенолюминесценции Gd³⁺ как индикатор механизмов гидротермальной кристаллизации флюорита в карбонатных отложениях Пай-Хоя и Таймыра. Тр. Ин-та геологии Коми научного центра Уро РАН., Сыктывкарский минералогический сборник, Сыктывкар, 98, 27, 110–124.
- Gluhov Yu.V., (1998). Gd³⁺ X-ray luminescence spectre as an indicator of hydrothermal crystallization of fluorite in carbonate sediments of Pai-Hoi mechanisms. Tr. In-ta geologii Komi nauchnogo tsentra Uro RAN. Syktyivkarskiy mineralogicheskii sbornik, Syktyivkar, 98, 27, 110–124. (In Russian).
5. Гореликова Н.В., Бортников Н.С., Гоневчук В.Г., Коростелев П.Г., Семеняк Б.И., Горбачева С.А., (2010). Редкометалльные элементы в минералах как индикаторы условий минералообразования. Современная минералогия от теории к практике: XI Съезд Российского минералогического общества и Федоровская сессия, Санкт-Петербург, Россия, 169-171.
- Gorelikova N.V., Bortnikov N.S. et al., (2010). Rare metals in minerals as indicators of mineralogenetic conditions. Modern mineralogy from theory to practice: XI congress of Russian mineralogical society and Fedorovskaya session, Sankt-Peterburg, Russia, 169-171. (In Russian).
6. Гусев А.И., (2013). К геохимии флюорита горного Алтая. Успехи современ. естествознания, 11, 103-107.
- Gusev A.I., (2013). Geochemistry of Altai fluorite. The success of modern science, 11, 103-107. (In Russian).
7. Красильщикова О.А., Тарашан А.Н., Платонов А.Н., (1986). Окраска и люминесценция природного флюорита. К.: Наукова думка, 224.
- Krasilschikova O.A., Taraschan A.N., Platonov A.N., (1986). Color and luminescence of natural fluorite. Kiev, Naukova dumka, 224. (In Russian).
8. Куприянова И.И., Беляцкий Б.В., Шпанов Е.П., Кукушкина О.А., Кувшинова К.А., Рассулов В.А., (2004). Роль типоморфизма минералов в интерпретации изотопных данных (на примере флюорита Вознесенского рудного района). Петрология, 12, 5, 530-546.
- Kupriyanova I.I., Belyatskiy B.V. et al., (2004). Role of the minerals typomorphism in interpretation of isotopic data (at example of Voznesensk ore district). Petrologiya, 12, 5, 530-546. (In Russian).
9. Куприянова И.И., Кукушкина О.А., Шпанов Е.П., Skorobogatova N.B., (2008). Типоморфизм минералов и геологические коллекции как вещественные модели месторождений бериллия. Типоморфные минералы и минеральные ассоциации – индикаторы масштабыности природных и техногенных месторождений и качества руд: Матер. Всероссийской науч. конф., Екатеринбург, Россия (16-18 окт.), 60-63.
- Kupriyanova I.I., Kukushkina O.A., Shpanov E.P., Skorobogatova N.V., (2008). Typomorphism of minerals and geological collections as beryl deposits material models. Typomorphic minerals and associations of minerals – indicators of natural and technogenic deposits scale and ore quality: Materials of All-Russian scientific conference annual assembly RMO, Ekaterinburg, Russia (16-18 Oct. 2008), 60-63. (In Russian).
10. Лазарева И.И., Шнюков С.Е., Андреев О.В., Морозенко В.Р., (2006). Элементы-домішки цирконів, монацитів, флюоритів з метасоматитів Суцано-Пержанської зони (північно-західна частина Українського щита). Геохімія та рудоутворення, 24, 95-102. (In Ukrainian).
- Lazareva I.I., Shnyukov S.E., Andreev O.V., Morozenko V.R., (2006). Metasomatite zircons, monocytes and fluorites trace elements composition of Suschano-Perzhanska zone (north-western part of Ukrainian shield). Geohimiya ta rudoutvorenniya, 24, 95-102. (In Ukrainian).
11. Лупашко Т.Н., Тарашан А.Н., Ильченко Е.А., Гречановская Е.Е., Дерский Л.С., Вишневыский А.А., (2013). У-флюорит – индикатор дифференцированности рудных компонентов Пержанского фенакит-гентгельвинового месторождения (Украинский щит). Юшкинские чтения, ИнГео Коми НЦ Уро РАН, Сыктывкар, 228-231.
- Lupashko T.N., Taraschan A.N., Ilchenko E.A., Grechanovskaya E.E., Derskiy L.S., Vishnevskiy A.A., (2013). U-fluorite – indicator of ore components differentiation of Perzhansk phenacite-gentgelvin field (Ukrainian shield). Yushkinskie chteniya, InGeo Komi NTs Uro RAN, Syktyivkar, 228-231. (In Russian).
12. Моргунов К.Г., Быкова В.Г., (2009). Термодинамическое моделирование распределения редкоземельных элементов между флюоритом и рудообразующим флюидом в постмагматических месторождениях западного Забайкалья. Геология и геофизика, 50, 7, 778-785. (In Russian).
- Morgunov K.G., Bykova V.G., (2009). Thermodynamic modeling of REE distribution between fluorite and ore-forming fluid in western Baikal postmagmatic deposits. Geology and geophysics, 50, 7, 778-785. (In Russian).
13. Морозов М.В., (1998). Элементы-примеси и оптически активные центры флюорита как генетические индикаторы (на примере грейзеновых месторождений вольфрама и олова): автор....канд. геол.-мин. наук: 27.03.1998. Санкт-Петербург, 22.
- Morozov M.V., (1998). Trace elements and optical active fluorite centers as genetic indicators (at example of greisen tungsten and tin deposits): abstract cand. Sci. (Geol.-Min.): 27.03.1998. Sankt-Peterburg, 22. (In Russian).
14. Попов М.П., (2014). Геолого-минералогические особенности редкометальной минерализации в восточном экзоконтакте Адуйского массива в пределах уральской изумрудноносной полосы: научная монография. Урал. гос. Горный ун-т. Екатеринбург: Изд-во УГТУ, 136.
- Popov M.P., (2014). Geologic-mineralogical features of rare metal mineralization in eastern exocontact of Adui massive within Ural emerald band: scientific monography. Ural. gos. Gorniy un-t. Ekaterinburg: Izd-vo UGGU, 136. (In Russian).
15. Файзиев А.Р., (1989). Иттрий во флюорите из эндогенных проявлений СССР (Забайкалья, Приморья, северо-востока СССР, Якутии и других). Геохимия, 7, 1037-1042.
- Fayziev A.R., (1989). Yttrium in fluorites from endogenic deposits of USSR (Baikal, Primorye, north-eastern USSR, Yakutia etc.). Geochemistry, 7, 1037-1042. (In Russian).
16. Файзиев А.Р., (2002). Элементы-примеси как индикаторы генезиса флюоритов. Душанбе: Изд-во Деваштич, 185 с.
- Fayziev A.R. (1989). The elements-impurities as indicators of the genesis of fluorite. Dushanbe, Izd-vo Devashtich, 185 p. (In Russian).
17. Шнюков С.Е., (2002). Геохимические модели эволюции магматических систем и земной коры: потенциальный источник петрофизической и рудогенетической информации. Геофиз. журнал, 24, 6, 201-219.
- Shnyukov S.E., (2002). Geochemical models of magmatic systems and Earth's crust evolution: potential source of petrophysical and mineralization information. Geophysical journal, 24, 6, 201-219. (In Russian).
18. Шнюков С.Е., (2001). Распределение иттрия в апатит-цирконовых парагенезисах: зависимость от температуры и возможность ее использования в геохимическом моделировании магматических процессов. Кристаллогенез и минералогия (памяти проф. Г.Г. Леммлейна): Матер. междунар. конф. (Санкт-Петербург, Россия, 17-21 сент. 2001 г.), 352.
- Shnyukov S.E., (2001). Yttrium distribution in apatite-zircon parageneses: dependence from temperature and its application ability in magmatic processes geochemical modeling. Crystallogenesis and mineralogy (memory of Prof. G.G. Lemmlein): international conference materials (Sankt-Peterburg, Russia, 17-21 Sept. 2001), 352. (In Russian).
19. Шнюков С.Е., Андреев А.В., Белоусова Е.А., Савенок С.П., (2002). Рентгено-флуоресцентный анализ микроколичеств вещества в геохимии акцессорных минералов: исследовательские возможности в сопоставлении с локальными аналитическими методами. Минерал. журн., 1, 80-95.
- Shnyukov S.E., Andreev A.V., Belousova E.A., Savenok S.P., (2002). Microquantity matter XRF analysis in geochemistry of accessory minerals: research opportunities in correlation with local analytical methods. Mineral. zhurn., 1, 80-95. (In Russian).
20. Шнюков С.Е., Лазарева И.И., (2004). Модельна оцінка мікроелементного складу акцесорних мінералів метасоматитів, пов'язаних з магматичними комплексами. Зб. наук. праць УкрДГРІ, 2, 116-122.
- Shnyukov S.E., Lazareva I.I., (2004). Model evaluation of trace elements composition of metasomatic through accessory minerals connected to magmatic complexes. Zb. nauk. prats UkrDGRI, 2, 116-122. (In Ukrainian).
21. Щербак Н.П., Артеменко Г.В., Лесная И.М., Пономаренко А.Н., Шумлянский Л.В., (2008). Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой. К.: Наук. думка, 239.
- Scherbak N.P., Artemenko G.V., Lesnaya I.M., Ponomarenko A.N., Shumlyanskij L.V., (2008). Early Precambrian Ukrainian shield geochronology. Proterozoic. Kiev, Nauk. Dumka, 239 p. (In Russian).
22. Harrison T.M., Watson E.B., (1984). The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. Geochim. et Cosmochim. Acta, 8, 7, 1467-147.
23. Hartman P., (1974). On the crystal habit of fluorite. Minerogenezis [Минерогенезис]. Sofiya: Izd-vo Blg. AN – София: Изд-во Блг. АН, 111-117.
24. Montel J.M., (1993). A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. Chemical Geology, 110, 127-145.
25. Salle R., Moritz R., Fontignie D., (2000). Fluorite ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and REE constraints on fluid-melt relation, crystallization time span and bulk D of evolved high-silica granites. Tabuleiro granites, Santa Catarina, Brazil. Chem Geol., 164, 81–92.
26. Schonenberger J., Kohler J., Markl G., (2008). REE systematics of fluorides, calcite and siderite in peralkaline plutonic rocks from the Gardar Province, South Greenland. Chem. Geol., 247, 16–35.
27. Watson E.B., Harrison T.M., (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. Earth and Planetary Science Letters, 64, 295-304.

I. Lazareva, Cand. Sci. (Geol.), Associate Prof.

E-mail: lazareva@mail.univ.kiev.ua,

Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv,
90 Vasylkivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

GEOCHEMISTRY AND COLOR OF NATURAL FLUORITES: EFFICIENCY AND SIMPLICITY OF PRACTICAL APPLICATION IN MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL STUDIES

Research on fluorite indicator properties primarily focuses on the formation processes and geological setting of ore occurrences in order to predict fluorspar deposits. Recent papers have suggested new data on fluorite properties (REE distribution, isotopic ratios, color and luminescent properties and even morphology) indicative of mineralization. These properties differ in information value, which limits the range of their application. The objective of the paper was to assess the indicator properties of color and distribution for the most common trace elements in accessory fluorites (Sr, Y) in order to enhance the methodology of extensive mineralogical research. Our study focused on a large set of data on trace-element composition and the color of fluorite grains extracted from various Suschano-Perzhansk zone (SPZ) metasomatites and the Korosten pluton (KP) granitoids of the Ukrainian shield that have spatial association and show genetic affinity. The following tasks have been accomplished: (1) fluorite grain typing based on geochemical characteristics; (2) fluorite grain typing based on color; (3) geochemical modeling of the trace element composition of metasomatic fluorite aimed at confirming the results of the geochemical typing; (4) identifying fluorite-zircon paragenesis in different mineral types of metasomatites; (5) determining the Y relationship for the fluorite-zircon paragenetic pairs and their formation temperatures; (6) analyzing the information value of the fluorite geochemical properties and color. Our research yielded data on the geochemical types of fluorite suggesting the multiphase formation of the SPZ metasomatites. There was also identified the type of fluorite relating to the major metasomatic phase (by the trace element ratios and the age estimation). Results of geochemical typing were confirmed by geochemical modeling of the trace element composition of fluorites that are genetically related to the KP magmatogene-hydrothermal system. Geochemical modeling allowed us to suggest selection criteria for the fluorite-zircon paragenetic pairs; to determine linear dependence for the selected pairs $\ln K_Y^{F/Zr} - 1000/T$; to test the temperature dependence by solving the inverse equation. The minimally sufficient set of the constitutive elements of fluorite under study may be reduced to the most typical trace elements (Sr, Y) characterized by simplicity of analytical assessment and genetic information value which is potentially equal to that of REE. Observations on the selected groups of fluorite color features generally confirm the results of geochemical typing.

Keywords: fluorite, geochemical type, metasomatites, geochemical modeling, indicator properties.

И. Лазарева, канд. геол. наук, доц.

E-mail: lazareva@mail.univ.kiev.ua,

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, УНИ "Институт геологии",
ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

ГЕОХИМИЯ И ОКРАСКА ПРИРОДНЫХ ФЛЮОРИТОВ: ЭФФЕКТИВНОСТЬ И ПРОСТОТА ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В ПРАКТИКЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования индикаторных особенностей флюорита, в первую очередь, ориентированы на выяснение формационной принадлежности рудопроявлений с целью прогнозирования и поисков месторождений плавленого шпата. В настоящее время появляются работы, расширяющие возможности индикаторных свойств (распределение REE, изотопные соотношения, цвет и люминесцентные свойства, морфология) флюорита. Информативность перечисленных свойств различна, а поле их применения до некоторой степени ограничено. Цель работы – выяснение индикаторных возможностей окраски и распределения наиболее типичных элементов-индикаторов акцессорного флюорита (Sr, Y) для оптимизации методологии массового ("рутинного") изучения минерала. Объектом исследования послужил обширный блок данных о микроэлементном составе и окраске зерен флюорита, извлеченного из разнообразных метасоматитов Суцано-Пержанской зоны (СПЗ) и гранитоидов Коростенского плутона (КП) Украинского щита, с которыми они пространственно ассоциируют и генетически связаны. При этом решались следующие задачи: (1) типизация зерен флюорита по геохимическим признакам; (2) типизация зерен флюорита по окраске; (3) геохимическое моделирование микроэлементного состава флюорита из метасоматитов, направленное на подтверждение результатов геохимической типизации; (4) определение парагенетических взаимоотношений между флюоритом и цирконом в разных минеральных типах метасоматитов; (5) установление зависимости распределения Y в парагенетических парах Флюорит – циркон от температур их образования; (6) сравнительная оценка степени информативности геохимических признаков и окраски флюорита. В результате выделены геохимические типы минерала, отображающие полиэтапность формирования метасоматитов СПЗ, и выделен тот из них, который отвечает главному этапу формирования метасоматитов. Результаты геохимической типизации подтверждены путем геохимического моделирования. Предложены критерии выбора парагенетических пар флюорит - циркон, а также установлена линейная зависимость коэффициента распределения иттрия ($\ln K_Y^{F/Zr}$) в выбранных парагенезисах от обратной температуры ($1000/T$). Проведена апробация полученной температурной зависимости на примере решения обратной задачи. Доказано, что минимально достаточный набор исследованных элементов во флюорите может ограничиться наиболее типичными элементами-примесями (Sr, Y). Особенности окраски флюоритов, в целом, подтверждают результаты проведенной геохимической типизации, однако, в сравнении с микроэлементным составом, могут играть лишь второстепенную роль.

Ключевые слова: флюорит, индикаторные особенности, геохимический тип, метасоматиты, геохимическое моделирование, окраска.

ГЕОФІЗИКА

УДК 550.34.038.8+550.343+550.348.4+550.834.8

Д. Малицький, д-р фіз.-мат. наук, проф.
E-mail: dmytro@cb-igph.lviv.ua;А. Назаревич, канд. фіз.-мат. наук, ст. наук. співроб.
E-mail: nazarevych-a@cb-igph.lviv.ua;

А. Микита, пров. інж.;

О. Асташкіна, канд. геол. наук, мол. наук. співроб.
E-mail: sac1@ukr.net;Ю. Коваль, асп.
E-mail: yura1229@gmail.com;М. Махніцький, інж. 2 кат.,
Карпатське відділенняІнституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України,
вул. Наукова, 3-6, м. Львів, 79060 Україна

ГЕОАКУСТИЧНІ СПОСТЕРЕЖЕННЯ НА ПУНКТИ "ЯНОШІ" У ЗАКАРПАТТІ

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

У роботі висвітлено методичні та практичні аспекти реалізації автоматизованої безперервної системи геоакустичних спостережень з метою контролю та прогнозування локальних геодинамічних процесів. З численних наукових джерел достеменно відомо, що генерація сигналів геоакустичної емісії, спостережених у приповерхневій зоні, пов'язана з процесом утворення тріщин при підготовці землетрусів. Тому вивчення емісійного геоакустичного сигналу має практичну цінність з позиції створення недорогої експрес-системи прогнозування сейсмічних подій.

Практичну реалізацію геоакустичних спостережень здійснено авторами за допомогою модифікованої цифрової шахтної апаратури ЗУА-6 (що була удосконалена для розширення частотного спектра реєстрованих сигналів), звукової карти Sound Blaster та ноутбука з програмним забезпеченням "PowerGraph" для реєстрації даних. Методика аналізу отриманого масиву даних полягає в побудові та інтерпретації графіка інтенсивності геоакустичних варіацій (біжучої кількості подій у певному інтервалі часу) та його співставленні із відомостями щодо сейсмічних подій локального масштабу, що відбулися за період геоакустичних спостережень.

За результати аналізу матеріалів геоакустичних досліджень, проведених у 2014 р на пункті "Яноші" біля станції "Берегове", відмічено значні зміни загального рівня локального геоакустичного поля (збільшення добової кількості інтенсивних подій). У часовому ряді помітний пік акустичної активності порід у 20-х числах квітня, а також значне й тривале підвищення такої активності з другої половини травня, яке продовжувалось до початку вересня. Підвищення рівня геоакустичної емісії співпало у часі з невеликим місцевим землетрусом, що відбувся 07.06.2014 р біля с. Форнош, на південь від Мукачева, на відстані приблизно 17 км від пункту спостережень. Наявність кореляції в часовому вимірі між сейсмічними та геоакустичними подіями дозволяє стверджувати про їхній зв'язок та обґрунтовує можливість використання геоакустичних спостережень як сейсмопрогностичні дослідження.

Ключові слова: акустична емісія порід, сейсмопрогностичні дослідження, цифрова геоакустична апаратура, РГС "Берегове".

Вступ. Спеціалістами Карпатського відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України впродовж багатьох років ведуться польові геоакустичні дослідження для контролю сейсмотектонічних процесів, які відбуваються у Закарпатті [1-3]. Для таких досліджень у різний час використовувались різні методики, апаратура та різні пункти спостережень. Останніми роками нами ширше використовується один з недорогих, але достатньо ефективних, геоакустичних методів – геоакустоемісійний, який активно розвивався у рамках спеціальної теми прикладних досліджень [2]. Під час цих робіт було створено дослідні зразки модифікованої аналогової та цифрової геоакустоемісійної апаратури, вивчено просторові особливості розподілу інтенсивності природного геоакустичного поля у зонах ряду кар'єрів Львівщини й Закарпаття, зафіксовано помітне підвищення рівня варіацій природного геоакустичного поля у зонах стінок кар'єрів. Кілька років тому розпочато експериментальні геоакустичні дослідження у штольні на режимній геофізичній станції (РГС) "Берегове" у Закарпатті. Такі дослідження тут проводяться з метою контролю за змінами напружено-деформованого стану масивів гірських порід та місцевим сейсмотектонічним процесом у районі Берегівського горбогір'я. Для спостережень за акустичною емісією використовується серійна аналогова апаратура ЗУА-6, розроблена для контролю стійкості підземних виробок, а також її модифіковані варіанти, адаптовані до вимог сейсмотектонічних досліджень. Під час таких досліджень у 2011 р на РГС "Берегове" було зафіксовано помітне підвищення рівня варіацій природного геоакустичного поля, що може

бути пов'язано з процесами підготовки відчутного ($M=2,4$) місцевого Берегівського землетрусу (який відбувся 10 серпня 2011 р). З метою розширення досліджень геоакустичної емісії у Закарпатті неподалік РГС "Берегове" організовано спеціальний геоакустичний пункт "Яноші".

Метою описаних у роботі досліджень було розробити й застосувати в умовах геоакустичних досліджень на пункті "Яноші" модифікований варіант геоакустичної апаратури ЗУА-6 з цифровою реєстрацією, а також підходи до обробки та аналізу цифрових даних геоакустичної емісії.

Фізичні основи методу. Геоакустоемісійний метод досить широко використовується для досліджень різномасштабних геодинамічних процесів [5-7], зокрема, у гірничій справі для контролю стійкості гірничих виробок [7]. У основі методу лежить явище акустичної емісії гірських порід [6], яке полягає в тому, що при змінах напружено-деформованого стану масивів порід відбувається утворення мікротріщин з випромінюванням імпульсів акустичної емісії. А отже, приповерхневі системи спостережень дозволяють досить ефективно й без особливих витрат отримувати дані для вивчення геодинамічних процесів за допомогою акустичних сигналів.

Методика досліджень. Методика досліджень, закладена у роботу використовуваної нами геоакустичної апаратури ЗУА-6, полягає у моніторингу геоакустичних сигналів порід у діапазоні частот десятки Гц – одиниці кГц. Зонди апаратури розташовуються в спеціальних шурфах у контрольованих зонах породного масиву й апаратурою контролюється рівень акустичної емісії порід у цих зонах. Геоакустичні спостереження на пункті

"Яноші" здійснюються в гідрогеологічній свердловині, на глибині 9 м. Свердловина заповнена водою, що забезпечує надійний акустичний контакт зонда з породою. Для використання в таких умовах зонд апаратури ЗУА-6 було модифіковано для забезпечення герметичності при роботі у воді на глибині до 15-20 м.

Геоакустична апаратура. Функціонально використовується нами геоакустична апаратура ЗУА-6 складається з акустичного зонда (передавача) та приймача й працює на принципі амплітудної модуляції несучої частоти акустичним сигналом з подальшим підсиленням модульованого сигналу, передачею його кабелем від розташованих у шурфах зондів до місця розташування реєструючої апаратури та подальшою селекцією несучої частоти та детектуванням, підсиленням і реєстрацією та індикацією акустичного сигналу для контролю геоакустичної активності та змін напружено-деформованого стану гірських порід [2]. Передавач сконструйований у сталевому корпусі з двома заглушками, усередині є шасі з друкованими платами, на яких розміщені елементи електричної схеми та два сейсмоприймачі. Один сейсмоприймач п'єзоелектричний з частотним діапазоном від 100 Гц до 10 кГц, а другий – електродинамічний, з частотним діапазоном від 100 Гц до 1500 Гц. Конструкцію передавача, як уже зазначалося, нами вдосконалено для забезпечення надійності роботи та герметичності й доброго акустичного контакту з породами з метою досягнення високої чутливості до слабких акустичних імпульсів.

Приймач апаратури ЗУА-6 складається з перетворювача, підсилювача високої частоти, блока живлення, підсилювача низької частоти, пристрою індикації та контрольного гучномовця.

Сейсмоакустичні явища, які виникають у середовищі, вловлюються електродинамічним сейсмоприймачем і перетворюються в сейсмічні імпульси. Сейсмічні імпульси від сейсмоперетворювача поступають на вхід підсилювача, де підсилюються до рівня, необхідного для нормальної роботи модуляційного каскаду. Напряга несучої частоти формується генератором і подається на вхід модуляційного каскаду. Промодульована несуча частота додатково підсилюється за напругою, в подальшому під-

силюється за потужністю вихідним каскадом і через трансформатор подається в лінію зв'язку по кабелю.

Приймач призначений для частотної селекції, підсилення й детектування модульованого сигналу несучої частоти, який надходить від передавача. Приймач виконаний за супергетеродинною схемою з фіксованою настройкою на визначену несучу частоту та з плавним точним підстроюванням на неї. На вході приймача встановлені два трансформатори, які відсікають завади з частотою понад 200 кГц. Далі сигнал з трансформатора надходить на вхід підсилювача високої частоти, а саме на перший вхід балансного змішувача. На другий вхід балансного змішувача подається сигнал з гетеродина. З балансного змішувача сигнал проміжної частоти надходить на двокаскадний підсилювач. Між каскадами підсилення включено електромеханічні фільтри зі смугою пропускання 6 і 13 кГц для забезпечення оптимальної селективності приймача. Далі сигнал детектується. Демодульований сигнал з виходу детектора надходить на відповідний вхід підсилювача низької частоти, підсилюється за напругою до необхідного рівня й подається на реєстратор, яким у заводському комплекті апаратури є звуковий магнітофон. Паралельно сигнал подається на каскад підсилення й далі на контрольний гучномовець, а також здійснює управління пристроєм індикації.

Отримані дані (величини амплітудного рівня геоакустичного сигналу) зчитувались оператором двічі на добу з шкали індикації приймача та реєструвалися в журналі з подальшою комп'ютерною обробкою та побудовою графіків варіацій рівня геоакустичного поля.

Така методика геоакустичних досліджень не забезпечувала безперервного автоматичного моніторингу варіацій природної геоакустичної активності порід. Тому було проведено роботи з удосконалення методики досліджень та апаратури, зокрема, частотну характеристику геоакустичного каналу розширено у бік нижчих частот – до 10-15 Гц, та доповнення її цифровою системою збору й обробки геоакустичних даних.

Функціонально-структурна блок-схема модифікованої геоакустичної апаратури з цифровою реєстрацією зображена на рис. 1.

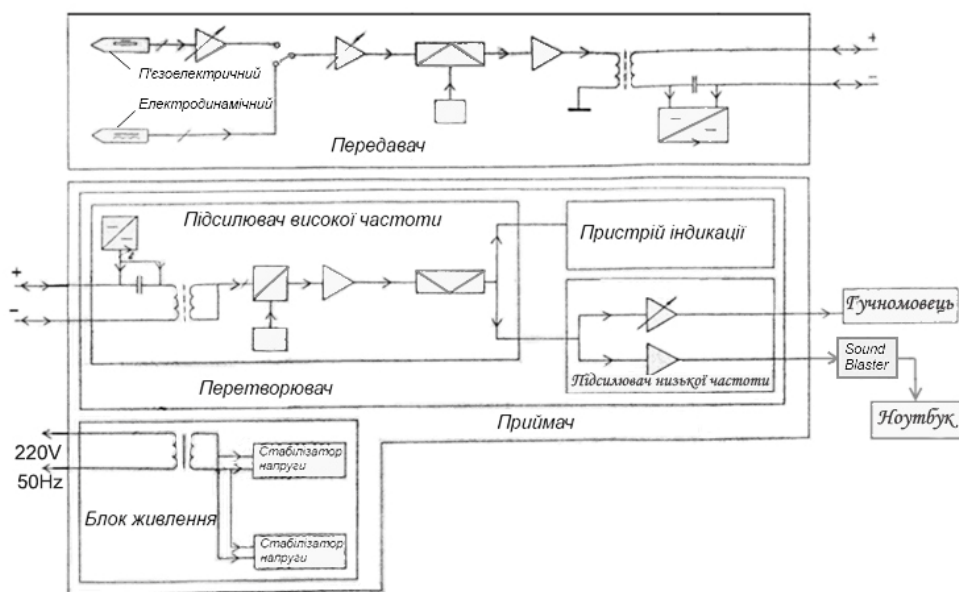


Рис. 1. Функціонально-структурна блок-схема геоакустичної апаратури ЗУА-6 з цифровою системою реєстрації даних

Для перетворення аналогового геоакустичного сигналу у цифрову форму використано звукову карту

Sound Blaster (<http://www.soundblaster.com/>), яку підключено через USB до комп'ютера – ноутбука, що за-

безпечує безперервну цифрову реєстрацію даних. Такий підхід уже використовувався нами раніше для оцифрування та введення у комп'ютер інформації з аналогових каналів апаратури автономного пункту прийому супутникових даних "Уран" [4].

Для забезпечення ефективної взаємодії звукової карти з ноутбуком було вибрано програмне забезпечення **"PowerGraph"** (<http://www.powergraph.ru>), яке, порівняно, наприклад, з програмою **"L-Graph"**, є функціональнішим і зручнішим у використанні. ПЗ **"PowerGraph"** забезпечує збір даних з різних вимірювальних пристроїв і приладів, реєстрацію, візуалізацію та обробку сигналів у режимі реального часу, редагування, математичну обробку, аналіз, зберігання, імпорт і експорт даних. Виходячи з цього, зараз геоакустичні дослідження на геоакустичному пункті "Яноші" організовано таким чином, що на ньому під управлінням ПЗ **"PowerGraph"** працює апаратура у функціональному складі, наведеному на рис. 1, яка у безперервному режимі реєструє цифрові геоакустичні дані на жорсткий диск ноутбука. Періодично ці дані перезаписуються на CD і передаються у Львів для подальшої обробки та аналізу. Таку організацію досліджень зроблено для того, щоб мати повні безперервні багатодобові записи геоакустичних сигналів для їх подальшого всебічного аналізу.

Обробка даних. Подальша обробка та аналіз даних також проводиться за допомогою ПЗ **"PowerGraph"**. При цьому відпадають проблеми з узгодженням чи конвертуванням даних, оскільки файли записуються на пункті спостережень "Яноші" під управлінням такого самого ПЗ і вони вже є у необхідному форматі. Завдяки своїм можливостям ПЗ **"PowerGraph"** дає змогу використовувати персональний комп'ютер як стандартні вимірювальні та реєстраційні пристрої (вольтметри, самописці, осцилографи, спектроаналізатори та ін.), а також має широкі можливості обробки даних. Для проведення різних розрахунків необхідно вибрати функцію математичної обробки, вибрати канал з вхідними даними та вказати, куди слід видавати розрахункові дані.

ПЗ **"PowerGraph"** дозволяє аналізувати й виокремлювати значення та ділянки сигналів, а також проводити додаткові графічні побудови й розрахунки, серед

яких побудова проєкцій на осі часу й амплітуди, побудова спектра сигналу та інше. Крім того, програма здійснює автоматичний запис протоколу використовуваних функцій, які можна зберегти в спеціальному файлі для використання в наступних сеансах роботи. Це дозволяє створювати, редагувати та багаторазово використовувати складні алгоритми обробки даних.

На рис. 2 зображено візуалізований на екрані ноутбука геоакустичний сигнал (фоновий рівень), записаний за допомогою програми **"PowerGraph"** (розгортка по амплітуді 5 мВ, по часу – 50:1).

Результати досліджень. Під час аналізу зареєстрованих у 2014 р на пункті "Яноші" геоакустичних даних виявлено багато часових інтервалів з підвищеним рівнем геоакустичних сигналів – геоакустичних подій. Приклади таких сигналів та їхні спектри наведено на рис. 3. Характеристики цих сигналів детально аналізуються й набираються необхідні статистики. Для аналізу змін у часі варіацій інтенсивності геоакустичних сигналів використано підхід, який вже здавна використовується у гірничій справі [7] – побудовано графік інтенсивності геоакустичних варіацій (біжуча кількість подій за певний інтервал часу) за період спостережень. На рис. 4 наведено часовий ряд змін загального рівня інтенсивності локального геоакустичного поля (добова кількість подій) на пункті "Яноші" за лютий-вересень 2014 р.

Аналізуючи коротко наведені дані, відзначимо помітний пік акустичної активності порід на пункті "Яноші" у 20-х числах квітня, а також значне й тривале підвищення такої активності з другої половини травня, яке продовжується до початку вересня. Зіставляючи ці дані з місцевими сейсмічними подіями (дані відділу сейсмічності Карпатського регіону ІГФ НАНУ), зазначимо, що 07.06.2014 р біля с. Форнош (на південь від Мукачєвого) відбувся невеликий місцевий землетрус. Тому зафіксоване нами на пункті "Яноші" підвищення акустичної активності порід може бути відображенням процесів підготовки саме цього землетрусу та подальшої релаксації напружень і деформацій у цій сейсмогенній зоні, адже відстань від пункту спостережень до епіцентру цього землетрусу становить усього приблизно 17 км.

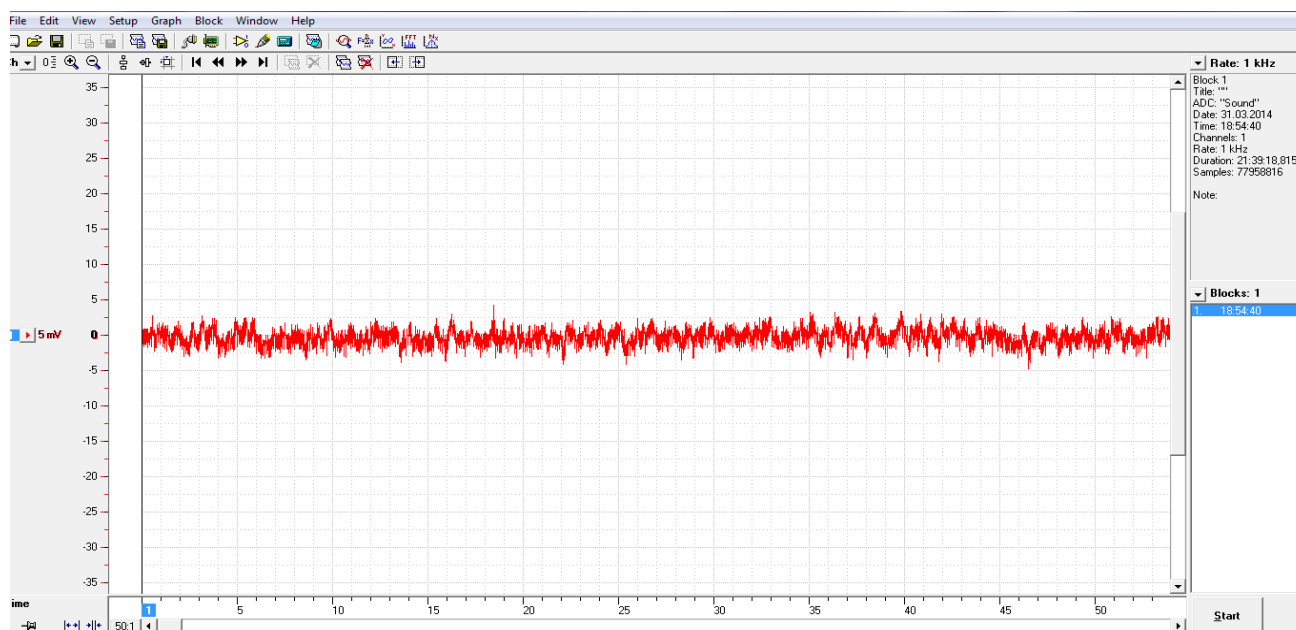


Рис. 2. Геоакустичний сигнал (фоновий рівень), записаний геоакустичною апаратурою на пункті "Яноші", візуалізований на екрані ноутбука за допомогою програми **"PowerGraph"**

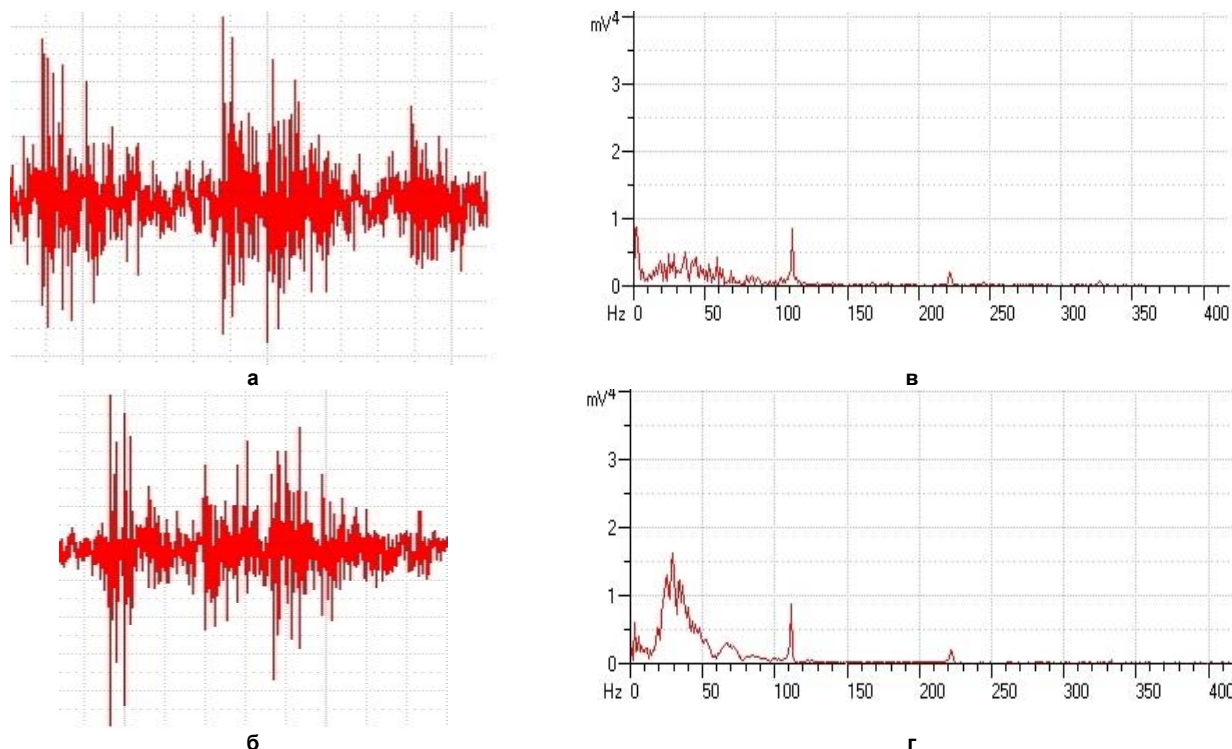


Рис. 3. Приклади геоакустичних подій, зареєстрованих на пункті "Яноші" модифікованою геоакустичною апаратурою ЗУА-6 з цифровою реєстрацією (а, б) та їхні спектри (в, г)

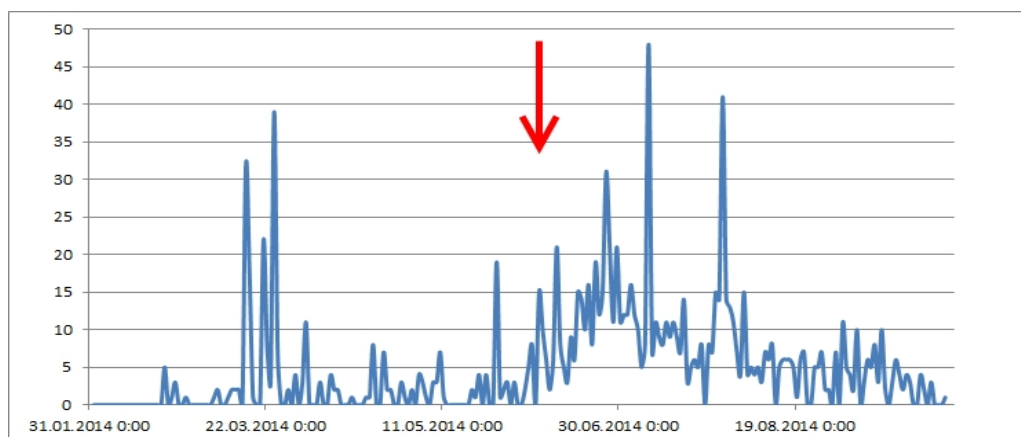


Рис. 4. Зміни загального рівня інтенсивності локального геоакустичного поля (добова кількість подій) на пункті "Яноші" у Закарпатті за лютий-вересень 2014 р (стрілкою позначено Мукачівський землетрус 07.06.2014 р)

Висновки. Розроблено та опрацьовано цифрову геоакустичну апаратуру для сейсмопрогностичних досліджень на базі модифікованої апаратури ЗУА-6, звукової карти **Sound Blaster** та ноутбука з використанням для її роботи та подальшої обробки даних ПЗ **"Power-Graph"**. За даними польових досліджень цією апаратурою на пункті "Яноші" у Закарпатті впродовж 2014 р зареєстровано суттєві зміни рівня геоакустичного фону. Найбільша геоакустична активність тут спостерігалася у травні-серпні 2014 р у період підготовки місцевого мукачівського землетрусу 07.06.2014 р (епіцентрально відстань від пункту спостережень приблизно 17 км).

У подальшому буде проводитись порівняльний аналіз реєстрованих на пункті "Яноші" геоакустичних даних з геоакустичними та сейсмічними даними, зареєстрованими на РГС "Берегове", а також з даними інших геофізичних досліджень на різних пунктах та з сейсмічністю Закарпаття.

Список використаних джерел

1. Вербицький Т.З., Назаревич А.В., (2005). Деформографічні і геоакустичні дослідження у Закарпатті. Дослідження сучасної геодинаміки Українських Карпат. Під ред. В.І. Старостенка. Київ: Наук. думка, 113-131.

Verbitskyi T.Z., Nazarevych A.V., (2005). Deformographic and geoaoustic research in our region. Studies of modern geodynamics Ukrainian Carpathians. Ed. by V.I. Starostenko. Kyiv: Scientific thought, 113-131. (In Ukrainian).

2. Назаревич А.В., (2011). Методико-апаратні проблеми моніторингових геофізичних досліджень та шляхи їх розв'язання (на прикладі геофізичного сейсмопрогностичного моніторингу в Закарпатті). Вісник Київського університету. Геологія, 55, 57-60.

Nazarevych A.V., (2011). Methodological and instrumental problems of monitoring of geophysical research and methods for their solution (for example seismo-prognostic geophysical monitoring in Transcarpathia). Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology, 55, 57-60. (In Ukrainian).

3. Назаревич А.В., Назаревич Л.Є., (2002). Параметричні сейсмогеоакустичні методи і комплексні технології моніторингу природних та техногенних геодинамічних процесів та прогнозу катастроф. Вісник Київського університету. Геологія, 23-24, 43-47.

Nazarevych A.V., Nazarevych L.E., (2002). Parametric seismic geoaoustic methods and complex technologies of monitoring of natural and technogenic geodynamic processes and forecasting disasters. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology, 23-24, 43-47. (In Ukrainian).

4. Починайко Р., Микита А., Лудзян Л., (1996). Прийняття супутникової інформації в системі геодинамічного моніторингу. Геоінформаційний моніторинг навколишнього середовища: 36. тез міжнар. симпозиуму. Алушта-Львів, 16.

Pochynayko R., Nikita A., Ludzyan L., (1996). Acceptance of satellite information in system of geodynamic monitoring. Geoinformation monitoring

of environment: Book of abstracts of the international symposium. Alushta-Lviv, 16. (In Ukrainian).

5. Соболев Г.А., Пономарев А.В., (2003). Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 270.

Sobolev G.A., Ponomarev A.V., (2003). Physics of earthquakes and precursors. Moscow, Science, 270. (In Russian).

6. Соболев Г.А., Пономарев А.В., (1999). Акустическая эмиссия и стадии подготовки разрушения в лабораторном эксперименте. Вулканология и сейсмология, 4-5, 50-62.

Sobolev G.A., Ponomarev A.V., (1999). Acoustic emission and destruction of preparation in the laboratory experiment. Volcanology and Seismology, 4-5, 50-62. (In Russian).

7. Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г., (1985). Прочность горных пород и устойчивость выработок на больших глубинах. М.: Недра, 271.

Stavroghyn A.N., Protosenya A.G., (1985). Durability and stability of the rock mines at great depths. Moscow, Nedra, 271. (In Russian).

Надійшла до редколегії 23.03.15

D. Malysky, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.

E-mail: dmytro@cb-igph.lviv.ua;

A. Nazarevych, Cand. Sci. (Phys.-Math.), Senior Researcher

E-mail: nazarevych-a@cb-igph.lviv.ua;

A. Mykyta, Lead Engineer;

O. Astashkina, Cand. Sci. (Geol.), Research Associate

E-mail: sac1@ukr.net;

Yu. Koval, Postgraduate Student

E-mail: yura1229@gmail.com;

M. Makhnitsky, Engineer

Carpathian Branch of

Subbotin Institute of Geophysics NAS of Ukraine

3-b Naukova St., Lviv, Ukraine, 79060

GEOACOUSTIC EMISSION AT YANOSHI OBSERVATION POINT, TRANSCARPATHIANS

The paper highlights the methodological and practical aspects of the continuous automated system of geoacoustic observations for controlling and predicting local geodynamic processes. It is a well-established scientific fact that geoacoustic emission signal generation observed in the surface area is associated with the formation of cracks relating to the build up of an earthquake. The study of geoacoustic emission signals is therefore of practical value for creating an inexpensive rapid earthquake prediction system.

To make geoacoustic observations we used modified digital mine equipment SCA-6 (which was improved to extend the frequency range of the recorded signals), Sound Blaster sound card and PowerGraph laptop software for data recording. The dataset analysis included creating and interpreting a graph of geoacoustic intensity variation (the number of events in a given time interval) and comparing it with the data on the local scale seismic events that occurred during the observation period.

The geoacoustic research conducted in 2014 at the Yanoshi observation point near Berehove station yielded data on significant changes in the general emission levels associated with the local geoacoustic field (an increase in the number of daily intensive events). In the time series, the acoustic rock activity reached a noticeable peak in the 20th of April, with a further significant and sustained increase in such activity being observed from the second half of May until early September. Increased geoacoustic emissions coincided in time with a small local earthquake that took place on June 7, 2014 near the village of Fornosh, south of Mukachevo, at a distance of approximately 17 km from the observation point. The correlation between the seismic and geoacoustic emission events that occurred close in time suggests their relationship and proves the feasibility of using geoacoustic seismic observations in earthquake prediction studies.

Keywords: rock acoustic emission, seismic hazard studies, digital geoacoustic apparatus, RGS "Berehove".

Д. Малицкий, д-р физ.-мат. наук, проф.

E-mail: dmytro@cb-igph.lviv.ua;

А. Назаревич, канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотр.

E-mail: nazarevych-a@cb-igph.lviv.ua;

А. Мыкита, вед. инж;

О. Асташкина, канд. геол. наук, млад. науч. сотруд.

E-mail: sac1@ukr.net;

Ю. Коваль, асп.

E-mail: yura1229@gmail.com;

М. Махницкий, инж. 2 кат.

Карпатское отделение

Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины,

ул. Научная, 3-б, г. Львов, Украина, 79060

ГЕОАКУСТИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ НА ПУНКТЕ "ЯНОШИ" В ЗАКАРПАТЬЕ

В работе представлены методические и практические аспекты реализации автоматизированной непрерывной системы геоакустических наблюдений с целью контроля и прогнозирования локальных геодинамических процессов. Из многочисленных научных источников известно, что генерация сигналов геоакустической эмиссии, наблюдаемых в приповерхностной зоне, связана с процессом образования трещин при подготовке землетрясений. Поэтому изучение эмиссионного геоакустического сигнала имеет практическую ценность с точки зрения создания недорогой экспресс-системы прогнозирования сейсмических событий.

Практическая реализация геоакустических наблюдений осуществлена авторами с помощью модифицированной цифровой шахтной аппаратуры ЗУА-6 (которая была усовершенствована для расширения частотного спектра регистрируемых сигналов), звуковой карты Sound Blaster и ноутбука с программным обеспечением "PowerGraph" для регистрации данных. Методика анализа полученного массива данных заключается в построении и интерпретации графика интенсивности геоакустических вариаций (изменяющегося количества событий в определенном интервале времени) и его сопоставлении со сведениями о сейсмических событиях локального масштаба, произошедших за период геоакустических наблюдений.

По результатам анализа материалов геоакустических исследований, проведенных в 2014 г. на пункте "Яноши" возле станции "Берегове", отмечены значительные изменения общего уровня локального геоакустического поля (увеличение суточного количества интенсивных событий). Во временном ряду замечен пик акустической активности пород в 20-х числах апреля, а также значительное и длительное повышение такой активности со второй половины мая, которое продолжалось до начала сентября. Повышение уровня геоакустической эмиссии совпало по времени с небольшим местным землетрясением, состоявшимся 07.06.2014 г. возле с. Форнош, к югу от Мукачево, на расстоянии примерно 17 км от пункта наблюдений. Наличие корреляции во временном измерении между сейсмическими и геоакустическими событиями позволяет говорить об их связи и обосновывает возможность использования геоакустических наблюдений в качестве сейсмопрогнозных исследований.

Ключевые слова: акустическая эмиссия пород, сейсмопрогнозные исследования, цифровая геоакустическая аппаратура, РГС "Берегове".

УДК 550.34.013.4

Т. Кузьменко, асп.
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна,
E-mail: kuzmenko_tm@ukr.net, тел.: +38(068)641-70-23

СИНТЕТИЧНЕ СЕЙСМІЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ВІДКЛАДІВ ОСАДОВОГО ЧОХЛА КАРКІНІТСЬКОГО ПРОГИНУ

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

У межах території Каркінітського прогину верхньо- та нижньокрейдові відклади розглядаються як перспективні для пошуків вуглеводнів. Ці стратиграфічні товщі вивчені недостатньо, оскільки, в межах території досліджень, розкриті лише декількома свердловинами.

У роботі розглянуто аспекти побудови геолого-геофізичних моделей родовищ вуглеводнів та окреслено перспективу їхнього застосування в сучасному геологорозвідувальному процесі. Метою роботи є визначення основних напрямків побудови моделі перспективних об'єктів нафти та газу території Каркінітського прогину в межах акваторії Чорного моря на прикладі структури Гордієвича. Особливістю структури Гордієвича є те, що вона не була розбурена, не визначено потенційних продуктивних характеристик покладів.

Дослідження крейдових відкладів методами синтетичного сейсмічного моделювання передбачає можливість визначення основних характеристик розрізу, що впливають на сейсмічне хвильове поле. За допомогою синтетичного сейсмічного моделювання підготовлено сейсмогеологічні моделі структури Гордієвича з різними колекторськими властивостями (пористість, флюїдонасичення). Проаналізовано результати сейсмічних досліджень минулих років. Проведено аналіз сейсмогеологічних умов методами та засобами синтетичного моделювання сейсмічних даних, а саме – співставлення реального хвильового поля, отриманого в результаті польових сейсморозвідувальних робіт, з набором синтетичних хвильових полів (у вигляді ефективних синтетичних моделей), отриманих у результаті сейсмічного моделювання.

За результатами моделювання та їх порівнянням з реальними сейсмічними даними встановлено, що синтетична модель на якісному рівні відображає необхідні параметри хвильового поля, вплив різного відсоткового значення пористості та флюїдонасичення. Найбільше співпадіння проявляється у динамічній подібності відбиваючих горизонтів. Особливо це стосується відкладів нижньої і верхньої крейди.

Ключові слова: сейсмічне моделювання, сейсмогеологічний розріз, синтетичне хвильове поле.

Вступ та постановка проблеми. Північно-західний шельф Чорного моря входить до числа перспективних нафтогазових районів. Незважаючи на значну кількість проведених пошуково-розвідувальних робіт на нафту та газ у цьому регіоні, все ще залишаються слабко вивченими питання розповсюдження та акумуляції промислових скупчень вуглеводнів і, як результат, – достатньо низька реалізація промислового нафтогазового потенціалу порівняно з іншими промисловими родовищами. Основні перспективи Каркінітського прогину і Причорноморсько-Кримської нафтогазової області в цілому, пов'язані з палеогеновими утвореннями, проте достатньо високий вуглеводневий потенціал характерний для верхньо- і нижньокрейдових відкладів, продуктивність яких залишається маловивченою. Як зазначають фахівці нафтогазової промисловості, на більшості площ північно-західного шельфу Чорного моря рекомендується виконання переінтерпретації сейсмічних профілів із застосуванням сучасних методик обробки і, за необхідності, з відпрацюванням нових додаткових сейсмічних профілів з метою підвищення детальності структурних побудов [1].

Породи ранньокрейдового віку в межах північно-західного шельфу Чорного моря у сприятливих умовах поки що не досліджувалися, а на материковій частині – лише на поодиноких площах. За даними А.Т. Богаєць та ін. (1981), М.І. Євдощука (1998), нижньокрейдові відклади розглядаються як один з основних об'єктів для проведення пошуково-розвідувальних робіт у межах шельфу Чорного моря [3]. Продуктивність доведено бурінням у межах рівнинного Криму (родовища Тетянівське й Західнооктябрське газоконденсатне, Октябрське нафтове, по одному покладу в нижній та верхній крейді), північно-західному Передкавказзі та на румунському шельфі Чорного моря [2].

У межах території досліджень відпрацьовано 2D сейсмічні профілі та виконано їхню обробку із застосуванням сучасних програмних продуктів. Проведений аналіз характерних особливостей, наявних польових даних і результатів обробки минулих років засвідчив присутність на первинних сейсмограмах інтенсивних дифрагованих, ревербераційних та інших регулярних

хвиль-завад. Спостерігається значний фон кратних, частково кратних та регулярних хвиль-завад, як на первинних записах, так і на апіорних часових розрізах. Крім того, характер запису на сейсмограмах, навіть у межах одного профілю, досить суттєво змінюється, що засвідчує наявність значних варіацій параметрів хвильового поля в латеральних напрямках.

Такий матеріал слід вважати досить складним з точки зору оптимізації обробки різних за характером сейсмічних хвильових полів та однозначного розв'язання геологічних задач. Тому в процесі виконання обробки необхідно враховувати всі зазначені вище чинники та, поряд із традиційними прийомами обробки сейсмічних даних, впроваджувати в практику робіт нові сучасні підходи та методичні розробки.

Застосування традиційних методик інтерпретації сейсмічних даних довгий час не дозволяло об'єктивно оцінити в повному обсязі розподіл колекторських властивостей перспективних інтервалів геологічного розрізу. Ранні підходи, які працюють виключно на градієнтах зміни амплітуд (типу ПАК – псевдоакустичний каротаж), розглядають хвильове поле як певну математичну трансформанту й досить добре виділяють структурну складову геологічного розрізу. Наявність результату математичної трансформації амплітуд без урахування даних ГДС (геофізичні дослідження свердловин), не можуть бути використані для кількісного прогнозу властивостей геологічного розрізу. Причиною тому є відсутність можливості калібрування сейсмічної складової та даних ГДС. Сучасні технології аналізу геолого-геофізичної інформації дозволяють, з певною часткою ймовірності, комплексно оцінювати параметри геологічного середовища в повному обсязі навіть без використання даних тривимірної сейсморозвідки.

Розрахунок та побудова синтетичних хвильових полів розглядається як інструмент зв'язку між реальними геофізичними даними та "робочою" геологічною моделлю. На основі побудованих синтетичних моделей можливо отримувати додаткову сейсмічну інформацію, яка дозволяє проаналізувати геологічну модель під різними кутами огляду.

Між петрофізичними особливостями розрізу та кінематично-динамічними характеристиками хвиль існують

тісні зв'язки, дослідження яких дозволяє визначити та обґрунтувати властивості порід за даними сейсмічних спостережень і оцінити вимоги для обробки даних. Зв'язок між параметрами середовища та особливостями хвильового поля здійснюється шляхом розв'язання прямої задачі, коли задаються властивості середовища, положення джерел та приймачів, характеристики та параметри сейсмічних хвиль.

Аналіз попередніх досліджень і публікацій. Сейсмічне моделювання є важливою складовою при обробці, необхідною складовою частиною процесу інтерпретації та одним з найбільш потужних засобів вивчення властивостей геологічного розрізу, максимально наближеного до реального геологічного середовища.

Реалізація процесу сейсмічного моделювання на рівні готових математичних продуктів дозволяє впроваджувати його в практичну науково-дослідну та виробничу діяльність. Вагомі результати в галузі моделювання сейсмічних полів пов'язані з працями: З.В. Горняка, О.С. Костюкевича, Ю.К. Тяпкіна, Н.Я. Мармалєвського,

Ю.В. Роганова, В.Г. Тульчинського, А.А. Шевченко, І.Ю. Хромової, Т. Жарнікова, М. Фукухара, П. Краукліса, І.Л. Софронова, Г.Н. Гогоненкова, А.П. Тищенко, П.М. Кузьменка, В.О. Цибульського, Г.Т. Продайводи, М.І. Рискіна, К.Б. Сокуліна, Л.О. Успенської, А.В. Шпильман, С.Ю. Шутько, G. Mavko, T. Mukerji, J. Dvorkin та ін. [4, 6, 7, 8, 9].

Виклад основного матеріалу. Для інтерпретації цінності представляє не модель, що нескінченно наближена до реального середовища, а модель, яка придатна для розв'язання конкретних сейсмогеологічних задач, що відображає тільки ті елементи реальних геологічних середовищ, які достатньо повно пояснюють особливості спостережуваних в експерименті хвильових полів. У результаті виникає необхідність побудови максимально простих моделей, які, з одного боку, дозволяють розв'язувати поставлені задачі, а з іншого, виконати розрахунки хвильових полів, що в найбільшому наближенні відповідають спостереженому полю [5].

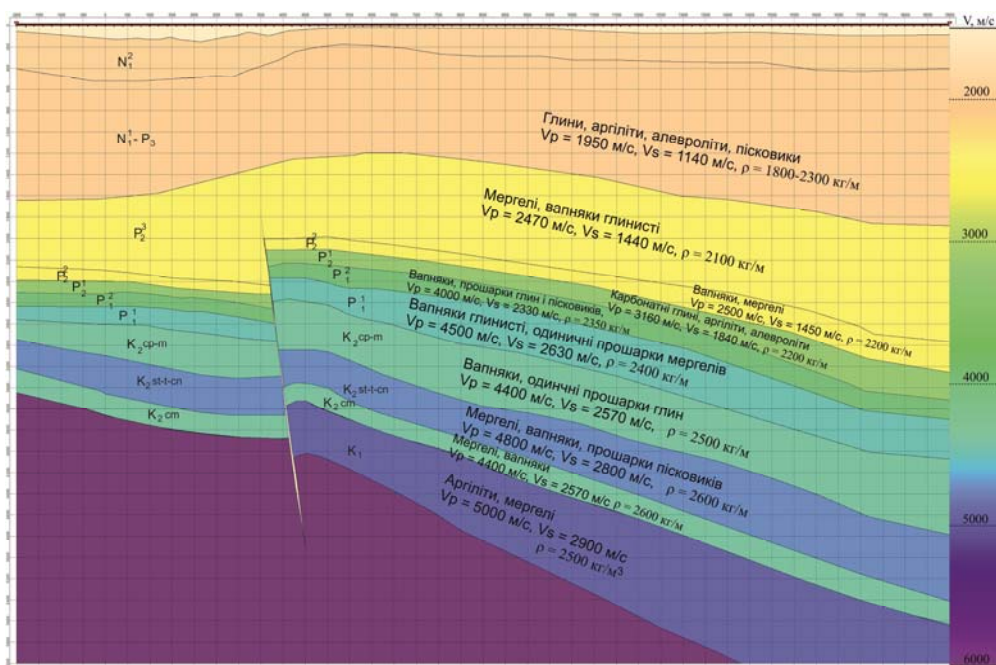


Рис. 1. Глибинна сейсмогеологічна модель структури Гордієвича

Застосування сучасних засобів моделювання (Tesseral 2D, компанії Tesseral Technologies) дає можливість використовувати майже всю наявну геолого-геофізичну інформацію, включаючи складні схеми сейсмічних спостережень, групування джерел збудження та приймачів.

Вибір об'єкту моделювання визначається, виходячи з оцінки геологічної ситуації досліджуваної території, перспективності з точки зору наявності покладів вуглеводнів, геометрії окремих пластів, розподілу пружних і густинних властивостей.

З метою вивчення таких товщ введено поняття ефективної синтетичної моделі як модифікації тонкошаруватого середовища, що містить мінімальну кількість неоднорідностей, де хвильове поле з заданою точністю співпадає з полем, яке згенероване у вихідному середовищі. Аналізується зв'язок параметрів ефективної моделі та характеристик сейсмічного запису, який пояснює шлях підвищення детальності розчленування розрізу.

Моделювання хвильового поля може проводитися методом пружної та акустичної моделі складнобудованого середовища. Програмний пакет дозволяє розраховувати різні хвильові ефекти. Синтетичний хвильовий

розріз порівнюється зі спостереженими даними, при цьому перевіряється дійсна наявність горизонтів та інших особливостей геолого-геофізичної моделі. У системі використовуються такі дані:

1) Сейсмогеологічний розріз – масштабований розріз з горизонтами, пластами та їх фізичними властивостями: а) швидкості (повздовжні, поперечні); б) густина;

2) Часовий розріз: а) первинний; б) мігрований сейсмічний розріз;

3) Розташування сейсмічного профілю (профілів) та система спостережень (пункти збуджень, розташування сейсморейсмерів).

На практиці при виконанні тестування та розробки графів обробки сейсмічних даних, досить часто виникають неоднозначні ситуації у прийнятті рішень про доцільність застосування тих чи інших процедур, або уточнення параметрів цих процедур із урахуванням специфіки конкретних сейсмічних даних [8]. Вагомим чинником у прийнятті таких рішень, на думку автора, є використання результатів моделювання хвильових полів, розрахованих відносно заданої сейсмогеологічної моделі середовища.

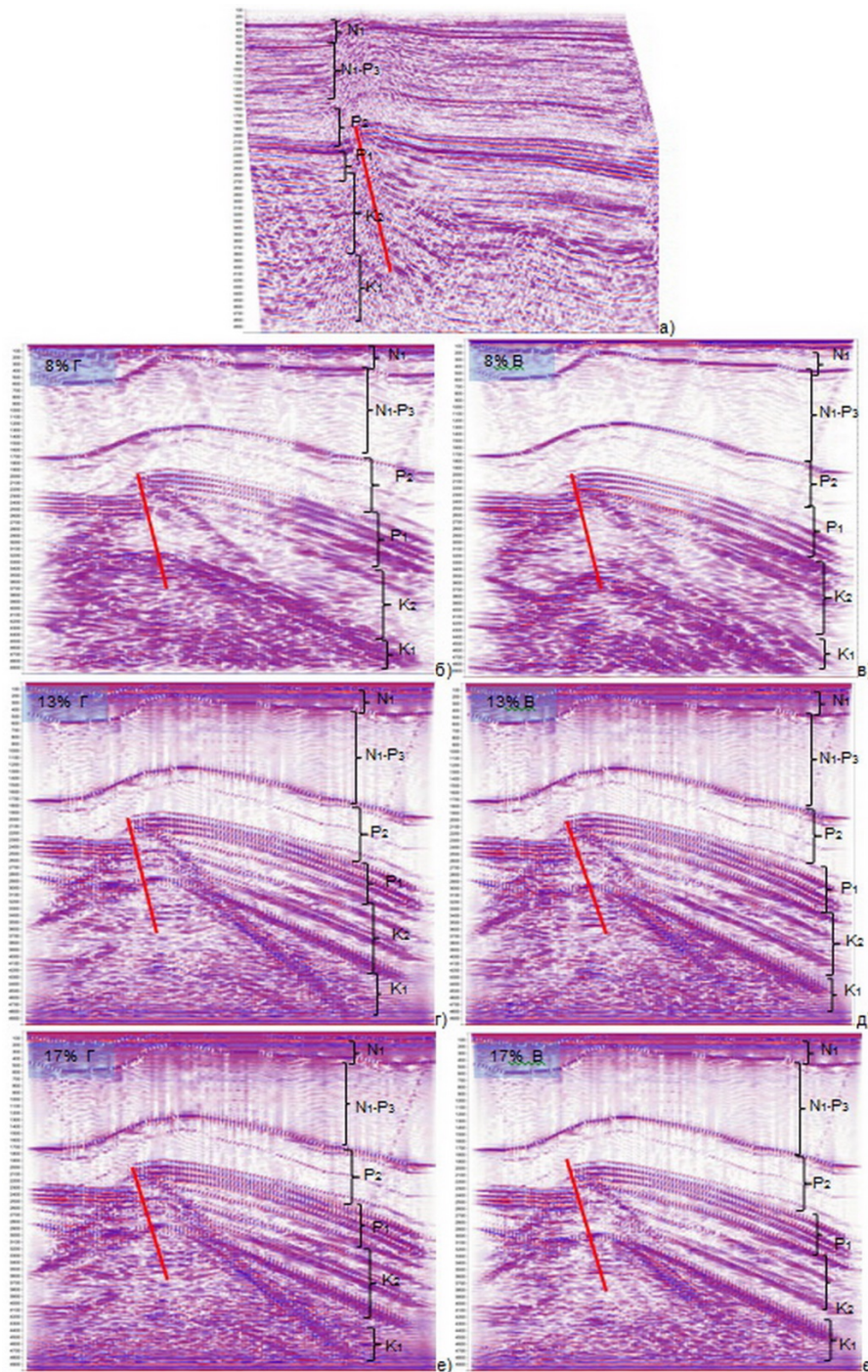


Рис. 2. Синтетичні сейсмічні моделі з реалізаціями відносно зміни пористості – 8%, 13%, 17%:
а – мігрований часовий розріз реальних даних; б, в – мігрований синтетичний розріз, 8% пористості, відповідно, Г – газо- та В – водонасичення; г, д – мігрований синтетичний розріз, 13%, відповідно, Г – газо- та В – водонасичення; е, є – мігрований синтетичний розріз, 17%, відповідно, Г – газо- та В – водонасичення

Побудова синтетичних сейсмічних моделей структури Гордієвича. У роботі наведено результати моделювання синтетичних сейсмограм, розрахованих програмними засобами системи Tesseral на базі реального сейсмічного профілю структури Гордієвича. Результати моделювання можуть бути використані при формуванні детального графу обробки на реальних сейсмічних матеріалах.

На основі швидкісних залежностей підготовлено синтетичну геологічну модель (рис. 1) на прикладі структури Гордієвича для синтетичного сейсмічного моделювання для подальшої побудови ефективної сейсмогеологічної моделі з метою визначення колекторських властивостей. Значення пористості в межах відкладів

нижньої і верхньої крейди Каркінітського прогину, за свердловинними даними, коливаються від 8% – граничне значення пористості для колектора, до 17% – максимальні значення. Моделі були побудовані зі значеннями пористості 8%, 13% та 17% для того, щоби порівнюючи на якісному рівні з реальним розрізом, можна було визначити, з яким значеннями пористості присутні колектори в даному сейсмічному розрізі (рис. 2).

Основні аспекти застосування сейсмічного моделювання перспективних структур північно-західного шельфу Чорного моря:

1) Зміна сейсмічних і геологічних характеристик розрізу по латералі;

2) Моделювання хвильового поля в умовах складнобудованих родовищ вуглеводнів з недостатньою розбуреністю території для проведення традиційних методів пошуку нафти та газу;

3) Літолого-швидкісні дослідження перспективних (крейдових) відкладів – дають можливість визначити просторовий розвиток потенційних порід-колекторів;

4) Виявлення зв'язків між структурними елементами, встановлення кореляції швидкісних параметрів отриманого розрізу і нафтогазоносних колекторів.

За допомогою повнохвильового моделювання, здійснення якого можливе у програмному продукті Tesserat 2D, було отримано 8 моделей структури Гордієвича території Каркінітського прогину (рис. 2).

Дослідження проводилося методом акустичного моделювання. Властивості середовища задаються двома параметрами – швидкістю розповсюдження пружних хвиль $v=v(x_1, x_3)$ і густиною $\rho(x_1, x_3)$ [10].

Для розрахунку синтетичної моделі із подальшим аналізом співпадіння на якісному рівні з реальним сейсмічним розрізом, було визначено такі параметрами для продуктивних горизонтів нижньої та верхньої крейди:

1) **Пружні параметри.** Для верхньої частини розрізу характерні низькі значення швидкостей: 2000-3000 м/с (олігоцен – нижній еоцен); 3100-4500 м/с (верхній палеоцен – нижній палеоцен); 4500-5000 м/с (верхня та нижня крейда). Визначено співвідношення швидкостей поширення повздовжніх і поперечних хвиль V_p/V_s ;

2) **Колекторські властивості.** Густина визначена за допомогою виробничої літератури та поплавових розрахунків за рівнянням Гарднера з коефіцієнтом 0,23. Значення густини менш диференційовані: для пластів глини характерні значення густини 1800-2200 кг/м³, вапнякові пласти мають густину в середньому 2300-2600 г/см³;

3) **Геометричні параметри.** Глибина залягання пластів, їх потужності, кути падіння, приуроченість до тектонічних порушень – ці характеристики визначено на

основі аналізу стратиграфічних відміток свердловинних даних, глибинних розрізів. Товщини: від 58 м (верхній палеоцен) до 1100 м (нижня крейда);

4) **Стратиграфія й тектоніка:** нижньокрейдний комплекс – аргіліти, верхня частина – глинисті мергелі альбського ярусу; верхньокрейдний комплекс – переважно, карбонати, теригенно-карбонатні відклади; грабеніподібна структура ранньої крейди внутрішньоконтинентального рифта. Локальні підняття представлені прирозломними брахіантіклинальними складками, сформованими в крейдово-еоценових відкладах з максимальними амплітудами.

5) **Змінні петрофізичні параметри.** Такі параметри застосовувалися для відкладів нижньої та верхньої крейди: значення пористості колектора 8% (флюїд – водо-, газонасичений), 13% (флюїд – водо-, газонасичений) і 17% (флюїд – водо-, газонасичений). Для виконання всіх необхідних умов для отримання найбільш наближеної до реального середовища моделі було використано такі вхідні дані:

- 2D сейсмічні дані, в тому числі й характеристика сигналу, що визначений на основі реального сейсмічного хвильового поля 2D профілів (рис. 3);

- Структурно-тектонічні побудови території, де розташований об'єкт дослідження;

- Залежність "час-глибина";

- Криві акустичного каротажу.

Аналізуючи мігровані синтетичні сейсмічні дані та порівнюючи їх з реальним сейсмічним розрізом, можна сказати, що найкраще співвідношення (на якісному візуальному рівні) отримали мігровані результати моделювання зі значенням пористості 8%. На жаль, оцінити вплив насичення на даній стадії моделювання не вдалося. Найбільше співпадіння виявляється у динамічній подібності відбиваючих горизонтів. Особливо це стосується відкладів нижньої та верхньої крейди.

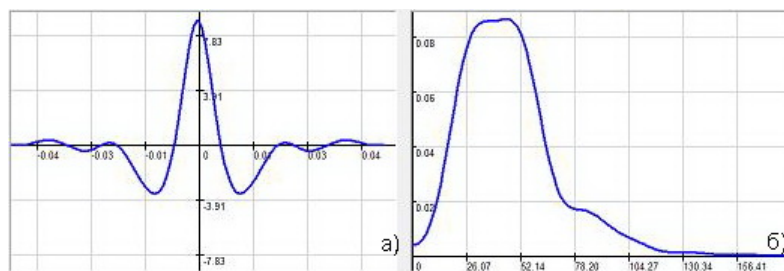


Рис. 3. Характеристика сигналу:
а – форма сигналу, вейвлет; б – частота

Висновки. Побудовано ефективну синтетичну модель олігоцен-палеоценових та крейдових відкладів газоконденсатного (ГК) родовища Голіцина та перспективної структури Гордієвича.

Проведено аналіз сейсмогеологічних умов методами та засобами синтетичного моделювання сейсмічних даних, а саме – співставленням реального хвильового поля, отриманого в результаті польових сейсморозвідувальних робіт, з набором синтетичних хвильових полів (у вигляді ефективних синтетичних моделей), отриманих у результаті сейсмічного моделювання.

На базі швидкісних характеристик побудовано сейсмогеологічну модель фрагмента структури Гордієвича. Змодельоване синтетичне хвильове поле відображає основні аспекти зміни літологічних властивостей порід, які виражені за допомогою зміни швидкостей поширення пружних хвиль і густини гірських порід. Подальший розвиток досліджень відкладів крейди автор пов'язує із

побудовою об'ємної моделі об'єкту та прогнозом колекторських властивостей.

Список використаних джерел

1. Гнідинець В.П., Григорчук К.Г., Захарчук С.М. та ін., (2010). Геологія нижньої крейди Причорноморсько-Кримської нафтогазоної області: Монографія. Львів-Київ, 247.
2. Hnidynets V.P., Hryhorchuk K.G., Zaharchuk S.M. et al., (2010). Geology of the Lower Cretaceous Black sea-Crimean oil and gas area. Lviv-Kyiv, 247. (In Ukrainian).
3. Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Плотнікова Л.Ф. та ін., (2006). Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря. К.: ІГН НАН України, 171.
4. Gozhuk P.F., Maslun N.V., Plotnikova L.F. et al., (2006). Stratigraphy of Mesozoic-Cenozoic deposits of the North-Western shelf of the Black Sea. Kyiv, Institute of Geological Sciences of Ukraine, 171. (In Ukrainian).
5. Мельничук П.М., (2005). Особливості геологічної будови і перспективи нафтогазоносності нижньокрейдних відкладів північно-західного шельфу Чорного моря: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. Івано-Франківськ.
6. Melnychuk M.P., (2005). Features of the geological structure and oil and gas prospects Lower Cretaceous northwestern shelf of the Black Sea: Author thesis candidate, Geol. Science. Ivano-Frankivsk. (In Ukrainian).
7. Радул Р., Карпенко І., Старченко Г., Недосекова І., (2009). Перспективи нафтогазоносності палеогенових відкладів північно-західного

шельфу Черного моря. Азово-Черноморский полигон изучения геодинамики и флюидодинамики формирования месторождений нефти и газа. Крым-2009: Тезисы докл. на VIII Междунар. конф. Ялта, 49-50.

Radul R., Karpenko I., Starchenko G., Nedosekova I., (2009). Oil and gas prospects of Paleogene sediments of northwestern Black Sea shelf. Azov-Black Sea polygon geodynamics and fluid dynamics study of the formation of oil and gas fields. Crimea 2009: Abstracts of the VIII International Conference, Yalta, 49-50. (In Ukrainian).

5. Тищенко А.П., Кузьменко П.М., Коровніченко Є.Є., (2007). Способи побудови сейсмічних моделей геологічних середовищ. Проблеми нафтогазової промисловості: зб. наук. праць, 182–186.

Tyshchenko A.P., Kuzmenko P.M., Korovnichenko E.E., (2007). Methods of seismic models of the geological environment. Problems of Oil and Gas Industry, 182-186. (In Ukrainian).

6. Урупов А.К., (1984). Сейсмические модели и эффективные параметры геологической среды. Москва.

Urupov A.K., (1984). The seismic models, and the effective parameters of the geological environment. Moscow. (In Russian).

7. Успенская Л.А., (2014). Р-Т моделирование упругих свойств пород с учетом литологического состава и типа заполняющего флюида (на

примере месторождений Урненско-Усановской зоны). М.: Московский гос. ун-тет им. М.В. Ломоносова, 123.

Uspenskaya L.A., (2014). Modeling of elastic properties of rocks based on lithology and fluid filling type (for example, deposits of Urnensko-Usanovska zone). Moscow: Lomonosov National University of Moscow, 123. (In Russian).

8. Цибульський В.О., (2012). Комплексна геолого-геофізична модель нижньомайкопських відкладів Прикерченського шельфу: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. К.: Київ. нац. ун-тет ім. Тараса Шевченка, 16.

Tsybul'skyi V.O., (2012). Integrated geological and geophysical model of lower Maikop sediments of Kerch shelf. Thesis for the degree of candidate of geological sciences. Kyiv, Taras Shevchenko National university of Kyiv, 16 p. (In Ukrainian).

9. Mavko G., Mukerji T., Dvorkin J., (2009). The Rock Physics Handbook. Tools for Seismic Analysis of Porous Media, Second Edition. New York: Cambridge University Press.

10. Tesseral 2D, (2012). Master User Manual: Tesseral Technologies, Canada.

Надійшла до редколегії 15.01.15

T. Kuzmenko, Postgraduate Student
Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine
E-mail: kuzmenko_tm@ukr.net, tel.: +38(068)641-70-23

SEDIMENTARY COVER OF KARKINITSKA DEPRESSION: SYNTHETIC SEISMIC MODELLING

The Upper and Lower Cretaceous sediments within Karkinitzka depression are considered to be prospective for hydrocarbons. However, these stratigraphic thicknesses remain insufficiently explored, for only a few wells have been disclosed within the study area.

This paper considers some aspects of building geological and geophysical models of hydrocarbon deposits and provides a perspective on their use in the modern exploration process. The aim of this study is to determine the ways of building the model for oil and gas-bearing deposits within Karkinitzka depression in the Black Sea, in the case of the Gordievich structure. The singularity of the Gordievich structure is in the fact that there have been drilled no wells to evaluate the potential production of the deposits. The exploration for the Cretaceous sediments in the cut aided by synthetic seismic modeling allows for determining their properties that affect the seismic wave field.

Synthetic seismic modeling helps to prepare seismic models of the Gordievich structure, which bears different reservoir properties (porosity, fluid saturation). The paper covers the findings in seismic surveys over the previous years.

There have been analyzed seismic and geological environment based on synthetic modeling of seismic data – namely, on comparing a real wave field resulting from seismic acquisition with a set of synthetic wave fields (in the form of effective synthetic models) derived from seismic modeling.

Comparing simulation data with real seismic data reveals that a synthetic model qualitatively reflects the parameters necessary for the wave field and the effects of dependencies between the cut heterogeneous porosity and fluid saturation. A dynamic similarity of the reflecting horizons is most concurrent for the Lower and Upper Cretaceous layers.

Keywords: seismic modeling, seismogeological cut, synthetic wave field.

Т. Кузьменко, асп.
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
УНІ "Інститут геології", ул. Васильківська, 90, г. Київ, 03022, Україна,
E-mail: kuzmenko_tm@ukr.net, тел.: +38(068)641-70-23

СИНТЕТИЧЕСКОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА КАРКИНИТСКОГО ПРОГИБА

В пределах территории Каркинитского прогиба верхне- и нижнемеловые отложения рассматриваются как перспективные для поисков углеводородов. Данные стратиграфические толщии недостаточно изучены, поскольку в пределах территории исследований, раскрыты лишь несколькими скважинами.

В работе рассмотрены аспекты построения геолого-геофизических моделей месторождений углеводородов и очерчена перспектива их применения в современном геологоразведочном процессе. Целью данной работы является определение основных направлений построения модели перспективных объектов нефти и газа территории Каркинитского прогиба в пределах акватории Черного моря на примере структуры Гордиевича. Особенностью структуры Гордиевича является то, что она не была разбурена, не определены потенциальные перспективные характеристики залежей.

Исследование меловых отложений методами синтетического сейсмического моделирования предусматривает возможность определения основных характеристик разреза, влияющих на сейсмическое волновое поле. С помощью синтетического сейсмического моделирования подготовлены сейсмогеологические модели структуры Гордиевича с различными коллекторскими свойствами (пористость, флюидонасыщение). Проанализированы результаты сейсмических исследований прошлых лет. Проведен анализ сейсмогеологических условий методами и средствами синтетического моделирования сейсмических данных, а именно – сопоставлением реального волнового поля, полученного в результате полевых сейсморазведочных работ, с набором синтетических волновых полей (в виде эффективных синтетических моделей), полученных в результате сейсмического моделирования.

По результатам моделирования и их сравнению с реальными сейсмическими данными установлено, что синтетическая модель на качественном уровне отражает необходимые параметры волнового поля, влияние различного процентного значения пористости и флюидонасыщения. Наибольшее совпадение проявляется в динамическом сходстве отражающих горизонтов. Особенно это касается отложений нижнего и верхнего мела.

Ключевые слова: сейсмическое моделирование, сейсмогеологический разрез, синтетическое волновое поле.

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

УДК 553.981

О. Карпенко, д-р геол. наук, проф.
E-mail: alexbrig@inbox.ru;В. Михайлов, д-р геол. наук, проф.
E-mail: vladvam@gmail.com;Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна;І. Карпенко, здобувач, геолог,
ТОВ "Петроплай Рисерч і Консалтинг",
E-mail: i.karpenko@petroply.com

ДО ПРОГНОЗУ ОСВОЄННЯ ВУГЛЕВОДНЕВИХ РЕСУРСІВ СХІДНОЇ ЧАСТИНИ ДДЗ

(Рекомендовано членом редакційної колегії канд. геол. наук, ст. наук. співроб. І.М. Безродною)

Пріоритетним питанням розвитку нафтогазової галузі в Україні є збільшення обсягів геологорозвідувальних робіт (ГРР), що забезпечуватиме необхідний приріст розвіданих ресурсів вуглеводнів (ВВ). Нажаль, скорочення пошуково-розвідувального буріння впродовж останніх десяти років призвело до зменшення ресурсної бази; кількість виявлених родовищ нафти та газу неухильно скорочується щорічно. За останні 15-20 років на території України не було відкрито родовищ із значними запасами нафти чи газу. В цей період родовища з найбільшими запасами за результатами пошукового буріння було відкрито на території Харківської обл. на глибинах 1900-4300 м. Імовірно, в майбутньому слід очікувати виявлення подібних за запасами, або більших, родовищ ВВ на більших глибинах, а також – при переміщенні вектора ГРР і пошукового буріння в напрямку приосьової частини западини – в південній частині області. Якщо розглядати перспективи Донецької обл., то тут можна очікувати виявлення перспективних об'єктів у відкладах категорій C_1 , C_2 на глибинах понад 4000-5000 м. Нами виконано прогнозні оцінки обсягів буріння пошукових і розвідувальних свердловин на нафту та газ за песимістичним, реалістичним і оптимістичним сценаріями для територій Харківської та Донецької областей.

Розглянуті прогнозні сценарії пошуково-розвідувальних робіт у межах Харківської та Донецької обл. свідчать, що доцільність поступового збільшення обсягів буріння свердловин доволі висока. Вона обумовлена наявністю ресурсної бази, виявленими перспективними об'єктами, вдосконаленням у майбутньому геофізичних, бурових технологій, залученням компаній-інвесторів. Це приведе до закономірного збільшення кількості виявлених родовищ ВВ, приросту розвіданих запасів нафти та газу. Песимістичний сценарій зберігає існуючі тенденції щорічного скорочення обсягів пошуково-розвідувальних робіт. При реалістичному сценарії також буде спостерігатись через деякий час зменшення приростів розвіданих запасів вуглеводнів. Це пов'язано з високим ступенем геологічної вивченості Харківської обл. на предмет наявності родовищ та пасток вуглеводнів. Оптимістичний сценарій орієнтується на виникнення нових високоєфективних пошукових та розвідувальних технологій у близькій перспективі та залученням зацікавлених компаній-інвесторів. Значна частина приросту запасів для території Донецької обл. у майбутньому пов'язується з наявністю ущільнених газонасичених пісковиків; природний газ тут можна отримати в значних кількостях шляхом застосування багатостадійного гідророзриву.

Ключові слова: родовища нафти та газу, прогноз, буріння, Харківська область, Донецька область.

Постановка проблеми. Починаючи з кінця 80-х років в Україні пріоритетним енергоресурсом є природний газ, його частка в енергобалансі держави складає близько 40%. Виходячи з цього, основними шляхами забезпечення енергетичної незалежності України є нарощування власного видобутку вуглеводнів (ВВ), розширення географії джерел постачання нафти та газу, впровадження нових ефективних видобувних технологій.

Постійне зменшення обсягів геологорозвідувальних робіт (ГРР) призвело до того, що за останні 15-20 років на території України не було відкрито родовищ із значними запасами нафти чи газу. Це спричинило ризик диспропорцію між щорічним приростом запасів нафти й газу за рахунок відкриття нових родовищ та їхнім видобутком в Україні.

Для ефективного освоєння нафтогазового потенціалу України було створено в 1998 р Національну акціонерну компанію "Нафтогаз України" (НАК "Нафтогаз України"), яка на теперішній час виконує 96% обсягів пошуково-розвідувального буріння на нафту та газ в Україні й забезпечує 99% приросту розвіданих запасів ВВ. Починаючи з 2007 р, обсяги видобування нафти та газу почали зменшуватися через наростаюче виснаження основних родовищ України, які визначали видобуток ВВ у попередні роки.

Аналіз останніх досліджень та публікацій. Початкові сумарні ресурси ВВ НАК у межах Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) за продуктивними комплексами розподілені нерівномірно. На даний час, за результатами більш, ніж 50-річного періоду проведення пошукових робіт, встановлено, що найбільшу ресурсну базу (49%) має нижньопермсько-верхньокам'яновугільний (P_1+C_3) комплекс – 1721,4 млн туп. (т умовно-

го палива), що обумовлено концентрацією в останньому найзначніших за запасами родовищ ВВ, переважно, газоконденсатних, у т.ч., унікального Шебелинського, на яких веде роботи ДК "Укргазвидобування" [2]. Перспективи розвитку робіт компанії пов'язуються, головним чином, з ще неосвоєним ресурсним потенціалом, який визначають ресурси категорій C_3+D у Східному регіоні. Вони налічують 726,4 млн туп. і можуть упродовж певного періоду забезпечити успішність нафтогазопошукових робіт підприємствам компанії. Територіально їх розподіл визначається щільністю нерозвіданих ресурсів на одиницю площі, а за розрізом – концентрацією у продуктивних комплексах (рис. 1) [2].

Головним пріоритетним, відносно перспектив відкриття родовищ та збільшення видобутку нафти та газу/конденсату, залишається Східний регіон в Україні. Тут зосереджена більша частка родовищ – у межах ДДЗ їхня кількість складає на даний час 214 (на території України зареєстровано близько 350 відкритих родовищ). Що стосується Харківської обл., то тут налічується відкритих 56 родовищ – приблизно 16% розвіданих запасів ВВ, переважно газових і газоконденсатних.

Різними організаціями та окремими фахівцями було зроблено оцінку ресурсної бази ВВ Східного регіону та намічено плани її освоєння на період до 2030-2040 рр. У першу чергу слід відзначити роботи, виконані ДП "Наука нафтогаз" НАК "Нафтогаз України", Чернігівським відділенням УкрДГРІ, ДП "Укрнаукагеоцентр". Ступінь розвіданості окремих територій ДДЗ відносно їхньої нафтогазоносності на даний час явно недостатній для надання достовірних прогнозних оцінок. Тому в роботі наведено авторський погляд на перспективи

пошукового та розвідувального буріння на нафту та газ у Харківській і Донецькій обл., спираючись на результати ГРР у регіоні впродовж останніх десятиліть.

Цілі та задачі. Для оцінки перспектив наращування розвіданих запасів і ресурсів ВВ у регіоні слід визначитись з основними компаніями, що займаються видобуванням і можуть бути головними замовниками та виконавцями ГРР на нафту та газ [7]. На частку ПАТ "Укргазвидобування" та "Укрнафта" припадає майже 86% річного сумарного видобутку природного газу в Україні. Приблизно така сама картина спостерігається й у Східному регіоні. Тому в прогнозних оцінках, на нашу думку, можна спиратись на кількісні дані та іншу інформацію, яка безпосередньо стосується власне цих компаній.

У той же час, суттєво перевищує 78% частка ресурсної бази ВВ, яка оцінена по ділянках, що знаходяться у власності надрокористувачів недержавного сектору. Такими ділянками покрита значна частина території основних нафтогазоносних регіонів України. Дуже перспективними щодо відкриття нових родовищ ВВ (тобто – переведення ресурсів у виявлені та підтверджені запаси) є територія Харківської обл. Проте, обсяги пошуково-розвідувальних робіт, які спрямовані на виявлення нових покладів (або родовищ) нафти та газу як у державних, так і в приватних компаніях, зменшуються з року в рік. Слід відзначити, що в межах обраної території досліджень – в адміністративному плані – в Харківській і північній частині Донецької обл. – встановлено значні обсяги прогнозованих ресурсів та нерозвіданих запасів ВВ. У межах цієї території знаходяться декілька найбільших вузлів нафтогазоносності (за М.І. Павлюком та ін.) в Україні – Західноєфремівсько-Шебелинський, Новогригорівсько-Гнатівський, Зачепилівсько-Шебелинський. У цьому ж районі відмічено також "труби" нафтогазопостачання (імовірні канали надходження глибинних ВВ, термін Г.Ю. Бойко, 1982) – Західнохрещищенський та Шебелинський "канали" [3].

Стрімке скорочення обсягів ГРР на нафту та газ останніми роками (сейсмозрозвідки, магніто- й гравірозвідки, пошукового та розвідувального буріння) ніяк не може бути виправдане тим, що надра в межах ДДЗ давно вже досліджуються та ймовірність приросту запасів стає все меншою рік від року. Думки та численні публікації авторитетних учених – академіка НАН України О.Є. Лукіна, Б.П. Кабишева, І.В. Височанського, В.В. Гладуна та ін. – свідчать, навпаки, що ступінь розвіданості надр у межах ДДЗ не може бути причиною зменшення ГРР, метою яких є виявлення нових родовищ нафти та газу в регіоні.

Нами здійснено аналіз ситуації, яка спричинила скорочення приросту запасів ВВ, на прикладі територій двох адміністративних областей (Харківської та Донецької) з метою зробити ймовірний прогноз подальших перспектив та успішності пошуково-розвідувальних робіт на нафту та газ до 2040 р.

Невирішені раніше задачі та частини загальної проблеми. Однією з головних причин зниження видобутку нафти є недостатня сировинна база, розвитку якої останніми роками приділялося дуже мало уваги. Тому різко знижувалися й прирости запасів. Практика та досвід показують, що для забезпечення стабілізації видобутку нафти та газу щорічний приріст запасів має в 2-3 рази перевищувати рівень видобутку. Нажаль, в Україні цього не відбувалося.

За останніми оцінками фахівців, потенційні нерозвідані ресурси нафти на суходолі складають понад 780 млн т. Це надійна основа для наращування розвіданих запасів нафти, яка дозволяє на базі зазначених ре-

сурсів вирішувати питання якнайшвидшої стабілізації рівнів видобутку нафти в Україні та можливого його зростання. Ці оцінки підтверджують і геологічні передумови.

До важковидобувних відносяться більше 72% запасів нафти й 10-15% запасів природного газу в Україні. 45% газових родовищ мають початкові видобуті запаси менше 1 млрд м³; 88% нафтових родовищ – із запасами менше 1 млн т і за сучасною класифікацією належать до "дуже дрібних". Усе це прямо стосується Харківської, ймовірно – Донецької обл.

На думку фахівців ДП "Науканафтогаз", на середньострокову перспективу (до 2020 р) перспективними видаються кілька основних напрямків збільшення видобутку ВВ. Додаткові ресурси можуть бути отримані, по-перше, із запасів, охоплених дренаванням на діючому фонді свердловин, а також із запасів розроблюваних родовищ, не охоплених дренаванням; по-друге, – з попередньо розвіданих запасів і перспективних ресурсів, не задіяних у розробці; по-третє, – з прогнозних ресурсів нових родовищ, які в цей період передбачається ввести в розробку (відповідно, після виявлення нових покладів нафти та газу).

Реальний щорічний приріст запасів ВВ (без урахування уточнення запасів по виявлених покладах на родовищах, які вже знаходяться на балансі видобувних підприємств) може бути забезпечений шляхом:

1. Відкриття нових родовищ ВВ у результаті буріння пошукових свердловин на вже підготовлених структурах/об'єктах;

2. Відкриття нових, або розширення границь покладів нафти та газу на відомих родовищах, – за результатами буріння пошуково-розвідувальних і пошукових свердловин;

3. У подальшому – за результатами проведення ГРР та пошукового буріння свердловин на територіях, перспективи яких оцінено ресурсною базою за категоріями С₃+Д.

Тобто, для довгострокового прогнозу проведення пошуково-розвідувального буріння на території Харківської та Донецької областей слід провести окремі прогнозні розрахунки за всіма трьома зазначеними вище пунктами.

Результати досліджень. Як уже було підкреслено, останніми роками, внаслідок скорочення обсягів польових геофізичних досліджень, пошукового буріння, фонд підготовлених структур не дає помітних шансів на відкриття значних за запасами родовищ. На рис. 1 наведено розподіл родовищ ВВ за запасами та за роками відкриття на території Харківської обл. у період 1999-2013 рр (2013 р нових родовищ не було відкрито). В середньому за цей період на рік відкривалось 1,3 родовища ВВ у межах Харківської обл.

Середня величина запасів ВВ нових відкритих родовищ за цей період у Харківській обл. склала 3507 тис туп. Без урахування відкритого великого Кобзівського родовища ця величина дорівнюватиме 1067 тис туп. На рис. 2 наведено розподіл нових родовищ у межах Харківської обл. по максимальних глибинах продуктивних покладів. Як видно, за останні 13 років родовища з найбільшими запасами було відкрито на території області на глибинах 1900-4300 м. Імовірно, в майбутньому слід очікувати виявлення подібних за запасами, або більших, родовищ ВВ на більших глибинах, а також, при переміщенні вектора ГРР і пошукового буріння в напрямку приосової частини западини, в південній частині області. Якщо розглядати перспективи Донецької обл., то тут можна очікувати виявлення перспективних об'єктів у відкладах категорій С₁, С₂ на глибинах понад 4000-5000 м [1, 5].

Сумарні запаси, млн т умовного палива

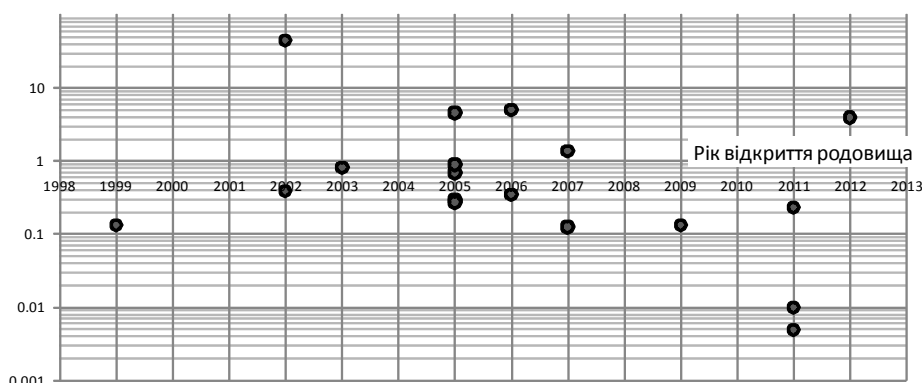


Рис. 1. Розподіл нових родовищ ВВ за запасами й за роками відкриття на території Харківської обл. у період 1999-2013 рр.

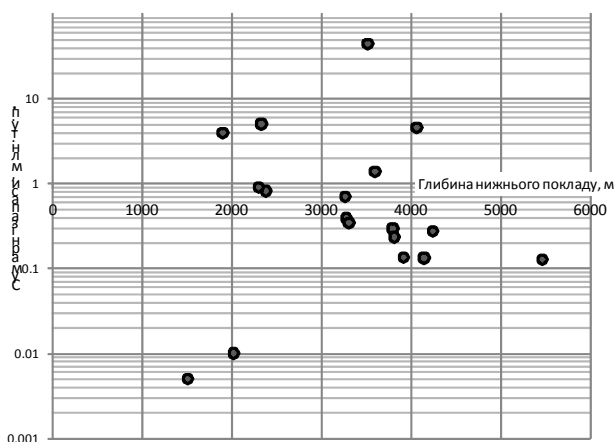


Рис. 2. Розподіл відкритих родовищ ВВ у період 1999-2013 рр у Харківській обл. по максимальних глибинах продуктивних покладів

На рис. 3-4 наведено результати приросту запасів за рахунок пошуково-розвідувального буріння для всіх підприємств НАК "Нафтогаз України". За цими даними отримаємо середній показник приросту запасів ВВ на один метр проходки – 142,4 туп./м. Проте, в приріст розвіданих запасів входять не лише дані про відкриті нові родовища або поклади за результатами пошуково-розвідувального буріння, але й дані, отримані при перерахунках запасів на вже відомих родовищах внаслідок уточнення їхньої геологічної будови, результатів їх промислової експлуатації. В Харківській обл. суттєво

впливають на приріст запасів періодичні перерахунки запасів Шебелинківського газоконденсатного родовища (приблизно, 10 млн туп. на рік).

У середньому, за період між 2003 і 2012 роками приріст розвіданих запасів ВВ склав:

- 142,4 туп./м проходки пошуково-розвідувального буріння для компаній НАК "Нафтогаз України";
- 108,8 туп./м проходки пошуково-розвідувального буріння для всіх компаній-надрокористувачів України.

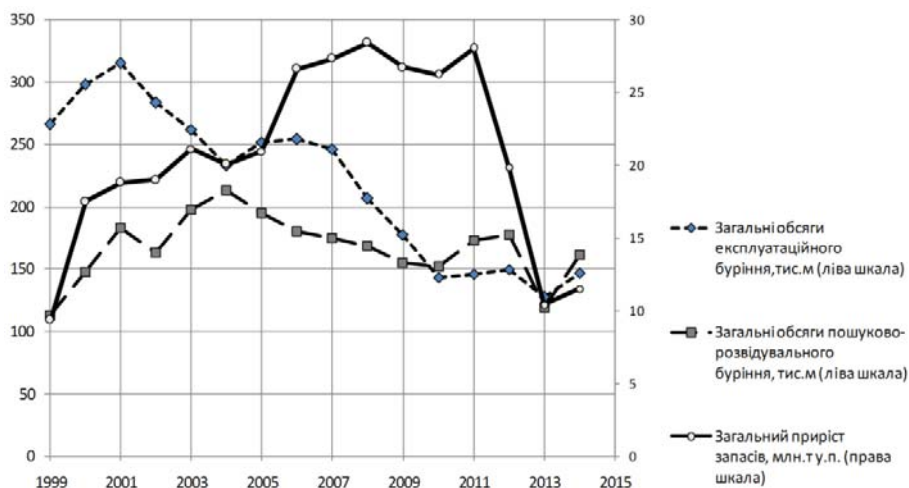


Рис. 3. Динаміка обсягів пошуково-розвідувального, експлуатаційного буріння та щорічного приросту розвіданих запасів ВВ (природний газ, конденсат, нафта) в цілому для НАК "Нафтогаз України" за період 1999-2014 рр (дані НАК "Нафтогаз України")

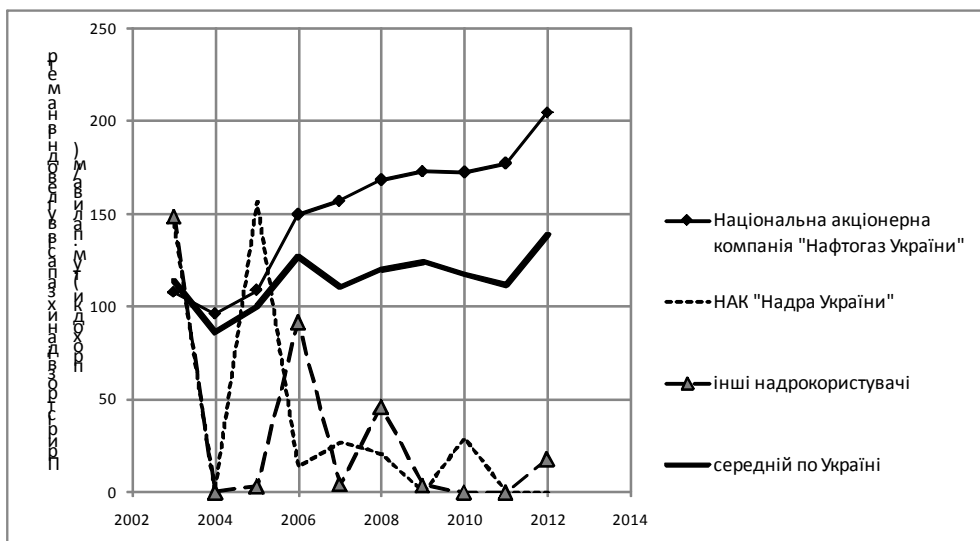


Рис. 4. Приріст розвіданих запасів ВВ на метр проходки, (туп./м) для різних категорій надрокористувачів за роками на період 2003-2012 рр

За даними академіка НАН України О.Ю. Лукіна, за результатами досліджень, виконаних останнім часом фахівцями науково-дослідних організацій, газонасичені слабопроникні породи широко розповсюджені в осадовому чохла в межах ДДЗ. Ще нерозвідані ресурси природного газу, пов'язаного з ущільненими гірськими породами – пісковиками й алевролітами, можуть у перспективі скласти головну частку приросту запасів ВВ у регіоні. Певні перспективи пов'язують зі сланцевазовими товщами у відкладах карбону (частково, – девону), проте оцінити їхню комерційну привабливість можна лише під час активного та тривалого пошуково-розвідувального буріння з одночасним випробовуванням перспективних товщ. Нажаль, основна частка таких відкладів залягає глибше

4,5 км – границі, нижче якої в світі майже не видобувають газ зі сланцевих порід.

Для Харківської обл. та північно-західної частини Донецької обл. нами запропоновано такий сценарій (рис. 5–6) поступового збільшення обсягів буріння свердловин, значною мірою, за рахунок пошуків та розвідки перспективних скупчень нетрадиційного газу (в ущільнених колекторах та покладах центрально-басейнового типу – оптимістичний сценарій). Слід зазначити, що запропоноване буріння вертикальних пошуково-розвідувальних свердловин. Буріння горизонтальних стволів відбуватиметься на етапі буріння розвідувальних свердловин та свердловин під дослідно-промисловою експлуатацією виявлених перспективних об'єктів. Розрахунки мають доволі наближений прогнозний характер.

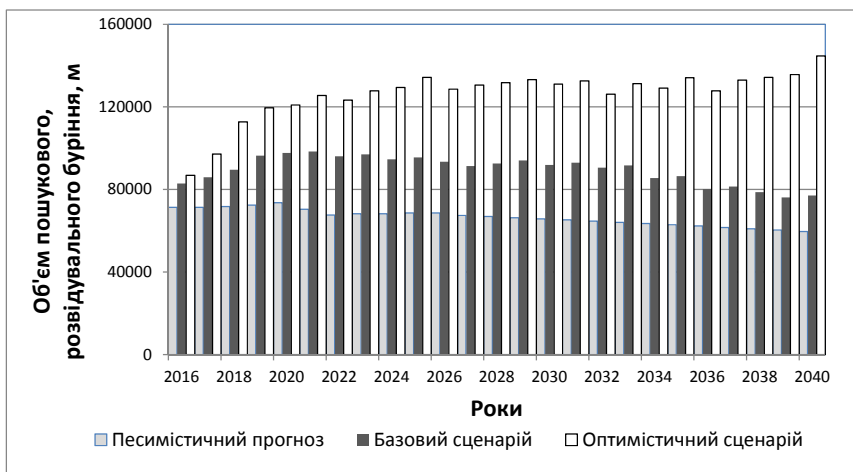


Рис. 5. Прогнозні обсяги буріння пошукових і розвідувальних свердловин за песимістичним, базовим і оптимістичним сценаріями на території Харківської обл. на період 2016–2040 рр.

Розраховано 3 прогнозні сценарії обсягів бурових робіт при пошуках та розвідці покладів нафти та газу (на основі типової послідовності проведення пошуково-розвідувального буріння на перспективних об'єктах різної складності). Враховувались такі фактори, що впливатимуть на перспективи відкриття родовищ ВВ:

- наявність виявлених перспективних структур, частина з яких має високий рейтинг комерційної привабливості;
- встановлений зв'язок приросту запасів та відкриття нових родовищ ВВ з обсягами пошукового та розвідувального буріння;

- наявність встановленої та прогнозованої ресурсної бази ВВ у межах Харківської та Донецької областей;
- збільшення в майбутньому ефективності методів польової геофізики, інших пошукових технологій за рахунок створення нової апаратури та методик обробки даних внаслідок появи нових наукових розробок теоретичного та прикладного характеру;
- вдосконалення технологій буріння глибоких свердловин у майбутньому, розкриття пластів, освоєння свердловин, зменшення вартості проходки;

• суттєве підвищення ефективності методів інтенсифікації розробки нафтогазових родовищ, зокрема, технології гідророзриву пласта.

Внаслідок розробки перспективних геофізичних технологій у майбутньому очікується значне підвищення ефективності пошукового буріння.

На рис. 5 наведено прогнозні обсяги буріння пошукових і розвідувальних свердловин за песимістичним, базовим і оптимістичним сценаріями на території Харківської обл. на період 2016–2040 рр.

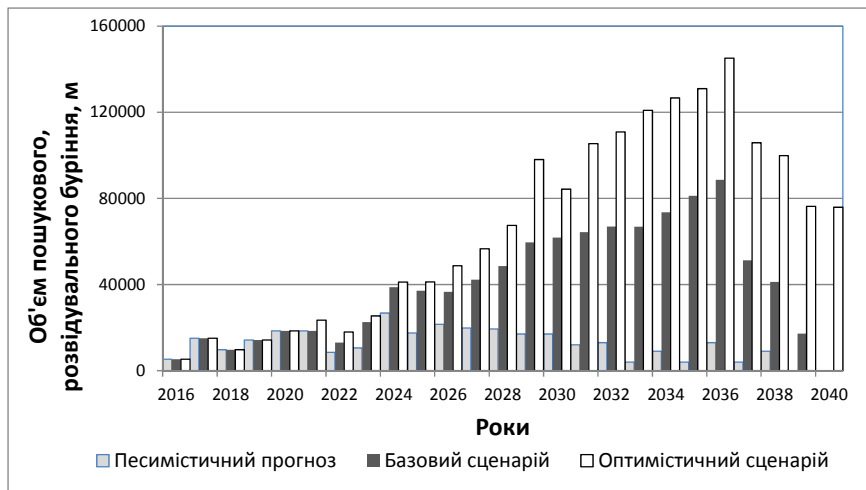


Рис. 6. Прогнозні обсяги буріння пошукових і розвідувальних свердловин за песимістичним, базовим і оптимістичним сценаріями на території Донецької обл. на період 2016–2040 рр.

Песимістичний сценарій зберігає існуючі тенденції щорічного скорочення обсягів пошуково-розвідувальних робіт. При реалістичному сценарії, на нашу думку, також буде спостерігатися через деякий час зменшення приростів розвіданих запасів ВВ. Це пов'язано з високим ступенем геологічної вивченості Харківської обл. щодо наявності родовищ та пасток ВВ. Оптимістичний сценарій орієнтується на появу нових високоефективних пошукових та розвідувальних технологій у близькій перспективі та зацікавлених компаній-інвесторів.

На території Донецької обл. виявлених і прогнозних ресурсів ВВ значно менше, ніж у Харківській; перспективні об'єкти залягають на більших глибинах. Причому частину ресурсів ВВ відносять до так званого "традиційного" типу, частину – до покладів природного газу в ущільнених породах. Детальний опис геологічної будови, ознак газонасності та перспектив вивчення та освоєння конкретних об'єктів наведено, зокрема, в роботах [4-6].

У зв'язку зі складною соціально-політичною ситуацією в регіоні, прогнозування розвитку пошуково-розвідувального та експлуатаційного буріння на території Донецької обл. виконане нами обмежено, в основному, на прикладі виділених 5 об'єктів [5], за песимістичним (варіант 1) і базовим (варіант 2) сценаріями. Значна частина даних для такого прогнозу задіяна з результатів дослідних робіт, викладених у працях [4-6] і, особливо, – в [5]. За песимістичним сценарієм найбільш привабливими об'єктами щодо комерційного освоєння є Слов'янська та Торська площі [5]. В них є перспектива відкриття покладів природного газу й конденсату в колекторах традиційного типу. На Артемівській ділянці прогнозується наявність газу в ущільнених колекторах. За варіантом 2 (базовий сценарій) за результатами пошуково-розвідувального буріння будуть відкриті поклади ВВ на 5 найбільш перспективних ділянках області. За оптимістичним прогнозним сценарієм приріст запасів і видобутку ВВ у перспективі забезпечать як нові родовища "класичного" типу, так і, можливо, виявлені "нетрадиційні" поклади природного газу – газу ущільнених колекторів. У регіоні на даний час підготовлено понад 20 об'єктів, перспективних на природний газ (нафту). За оптимістичним сценарієм пошуково-розвіду-

вальні роботи на частині цих площ завершаться позитивними результатами буріння свердловин. Так, приріст запасів відбудеться за рахунок розбурювання об'єктів, розглянутих у базовому сценарії, додатково – двох перспективних площ – Дубравинської та Західно-Слов'янської, а також – декількох нових площ з покладами традиційного й нетрадиційного (в основному) типів. На рис. 6 продемонстровано обсяги пошуково-розвідувального буріння за 3-ма розглянутими сценаріями для Донецької обл. Слід зазначити, що в прогнозах не враховувались можливі майбутні ГРП при пошуках та розвідці метановміщуючих пластів вугленосних товщ.

Висновки. Розглянуті прогнозні сценарії пошуково-розвідувальних робіт у межах Харківської та Донецької областей свідчать, що доцільність поступового збільшення обсягів буріння свердловин доволі висока. Вона обумовлена наявністю ресурсної бази, виявленими перспективними об'єктами, вдосконаленням у майбутньому геофізичних, бурових технологій, залученням компаній-інвесторів. Це приведе до закономірного збільшення виявлених родовищ ВВ, приросту розвіданих запасів нафти та газу.

Дослідження було здійснене в рамках проекту "Використання водних ресурсів Харківської та Донецької областей в контексті розвитку нафтогазової промисловості України", виконаного компанією "Петроплай Рісєрч і Консалтинг" за підтримки "Українського інституту природного газу нетрадиційних джерел", програми, що реалізується компанією "Шелл" спільно з Британською Радою в Україні.

Список використаних джерел

1. Бойко Г.Е., (1989). Прогнозирование нефтегазоносности по генетическим показателям. К.: Наук. думка, 204 с.
Boyko G.E., (1989). Prohnozyrovanye neftegazonosnosti po henetycheskym pokazatelyam. Kyiv, Nauk. Dumka, 204 p. (In Russian).
2. Гладун В.В., (2012). Основні критерії прогнозування нафти і газу Східного газонафтоносного регіону України: Дис. ... д-ра геол. наук (04.00.17). К., Ін-т геол. наук НАН України.
Hladun V.V., (2012). Osnovni kryteriyyi prohnozuvannya nafty i hazu Skhidnoho hazonaftonosnoho rehionu Ukrainy: Dys. Dr Geol. (04.00.17). Kyiv, Institute of Geological Sciences of Ukraine. (In Ukrainian).
3. Гошовський С.В., Євдошук М.І., Іванюта М.М. та ін., (2000). Наукове обґрунтування нових напрямків підготовки нафтогазових ресурсів України. Мінеральні ресурси України, 2, 2-5.

Hoshovskyi S.V., Yevdoshchuk M.I., Ivanyuta M.M. et al., (2000). Naukove obgruntuvannya novykh napryamkiv pidhotovky naftohazovykh resursiv Ukrainy. Mineralni resursy Ukrainy - Mineral resources of Ukraine, 2, 2-5. (In Ukrainian).

4. Дудніков М.С., (2012). Особливості геологічної будови південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини (Бахмутська котловина). Вісник Київського університету. Геологія, 59, 38–41.

Dudnikov M.S., (2012) Osoblyvosti heolohichnoyi budovy pivdenno-skhidnoyi chastyny Dniprovsko-Donetskoy zapadyny (Bakhmutska kotlovyna). Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology, 59, 38–41. (In Ukrainian).

5. Дудніков М.С., (2012). Перспективи нафтогазоносності Південно-Східної частини Дніпровсько-Донецької западини. Вісник Київського університету. Геологія, 58, 36–39.

Dudnikov M.S., (2012). Perspektyvy naftohazonosnosti Pivdenno-Skhidnoyi chastyny Dniprovsko-Donetskoy zapadyny. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology, 58, 36–39. (In Ukrainian).

6. Дудніков М.С., Паюк С.О., (2013). Геологічна будова та нафтогазоносність південно-східної частини Дніпровсько-Донецької западини. Геолог України, 1(41), 72–77.

Dudnikov M.S., Payuk S.O., (2013) Geolohichna budova ta naftohazonosnist pivdenno-skhidnoyi chastyny Dniprovsko-Donetskoy zapadyny. Geolog Ukrainy, 1(41), 72–77. (In Ukrainian).

7. Топ-20 газодобувачів України, (2015). Наші гроші (04.02.15). [Електронний ресурс]: <http://nashigroshi.org/2015/02/04/top-20-hazodobuvachiv-ukrajiny/>.

Top 20 gazodobuvachiv Ukrainy, (2015). Nashi groshi, 04.02.15. – <http://nashigroshi.org/2015/02/04/top-20-hazodobuvachiv-ukrajiny/>. (In Ukrainian).

Надійшла до редколегії 21.01.15

O. Karpenko, Dr. Sci. (Geol.), Prof.
E-mail: alexbrig@inbox.ru;

V. Mykhailov, Dr. Sci. (Geol.), Prof.
E-mail: vladvam@gmail.com

Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv,
90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine;

I. Karpenko, Postgraduate Student, Geologist
LLC "Petroproly Research & Consulting"
E-mail: i.karpenko@petroproly.com

EASTERN DNIEPER–DONETS DEPRESSION: PREDICTING AND DEVELOPING HYDROCARBON RESOURCES

Increasing geological exploration leads Ukraine's priorities in oil and gas industry with a view to providing production gain in the proven hydrocarbon reserves. Unfortunately, a decrease in exploration drilling has reduced the resource base in the last ten years, ultimately reducing the number of the identified fields. Over the last 15-20 years there have been struck no prospective oil or gas deposits in Ukraine, with an exception of Kharkiv region, where test drilling revealed some in-place reserves at a depth of 1,900 – 4,300 m. In the future, prospective hydrocarbon reserves (of the same or bigger production potential) are likely to be discovered at greater depths, or when moving the vector of exploration drilling southward, towards an axial part of the basin.

Considering the prospects of Donetsk region, prospective pools are likely to be found in the deposits of C_1 , C_2 at depths of 4,000 – 5,000 m. The paper provides pessimistic, realistic and optimistic estimates of exploratory drill footage for oil and gas wells in Kharkiv and Donetsk areas. Predictive calculations of exploratory drilling in Kharkiv and Donetsk areas indicate high economic feasibility of a gradual increase in drill footage. It is caused by the presence of the resource base, discovery of the prospective pools, enhanced geophysical and drilling technologies, and recruitment of the investing companies. This will naturally multiply the number of the identified hydrocarbon deposits and increase the production gain in the proven reserves of oil and gas.

Pessimistic estimates indicate an annual decline in exploration. Realistic estimates also suggest a reduction in the production gain in the proven reserves of hydrocarbons over time. The latter is determined by reconnaissance exploration of the deposits and hydrocarbon traps in Kharkiv region. Optimistic estimates are put down to introducing new high-performance exploration technologies in the short-term outlook, and to attracting investing companies. Much of the further production gain in Donetsk region is linked to the presence of tight gas bearing limestones, where natural gas may be obtained in large quantities by applying multistage fracturing.

Keywords: hydrocarbons, Dnieper-Donets Depression, prospectives.

A. Карпенко, д-р геол. наук, проф.
E-mail: alexbrig@inbox.ru;

V. Михайлов, д-р геол. наук, проф.
E-mail: vladvam@gmail.com;

Київський національний університет імені Тараса Шевченка, УНІ "Інститут геології",
ул. Васильківська, 90, г. Київ, 03022, Україна;

И. Карпенко, соискатель, геолог,
ООО "Петропролай Рисерч і Консалтинг",
E-mail: i.karpenko@petroproly.com

К ПРОГНОЗУ ОСВОЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ РЕСУРСОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ДДВ

Приоритетным вопросом развития нефтегазовой отрасли в Украине является увеличение объемов геологоразведочных работ (ГРП), обеспечивающих необходимый прирост разведанных ресурсов углеводородов (УВ). К сожалению, сокращение поисково-разведочного бурения за последние десять лет привело к сокращению ресурсной базы; ежегодно количество выявленных месторождений нефти и газа неуклонно сокращается. За последние 15-20 лет на территории Украины не было открыто месторождений со значительными запасами нефти или газа. В этот период месторождения с наибольшими запасами по результатам поискового бурения были открыты на территории Харьковской области на глубинах 1900-4300 м. Вероятно, в будущем следует ожидать выявления подобных по запасам, или больших, месторождений УВ на больших глубинах, а также, при перемещении вектора ГРП и поискового бурения в направлении приосевой части впадины, в южной части области. Если рассматривать перспективы Донецкой области, то можно ожидать выявления перспективных объектов в отложениях категорий C_1 , C_2 на глубинах более 4000-5000 м. Нами выполнены прогнозные оценки объемов бурения поисковых и разведочных скважин на нефть и газ по пессимистическому, реалистическому и оптимистическому сценариям для территорий Харьковской и Донецкой областей.

Рассмотренные прогнозные сценарии поисково-разведочных работ в пределах Харьковской и Донецкой областей свидетельствуют, что целесообразность постепенного увеличения объемов бурения скважин достаточно высока. Она обусловлена наличием ресурсной базы, выявленными перспективными объектами, совершенствованием в будущем геофизических, буровых технологий, привлечением компаний-инвесторов. Это приведет к закономерному увеличению количества выявленных месторождений УВ, приросту разведанных запасов нефти и газа. Пессимистический сценарий сохраняет существующие тенденции ежегодного сокращения объемов поисково-разведочных работ. При реалистическом сценарии также через некоторое время будет наблюдаться уменьшение приростов разведанных запасов УВ. Это связано с высокой степенью геологической изученности Харьковской области на предмет наличия месторождений и ловушек УВ. Оптимистический сценарий ориентируется на появление новых высокоэффективных поисковых и разведывательных технологий в ближайшей перспективе и заинтересованных компаний-инвесторов. Значительная часть прироста запасов для территории Донецкой области в будущем связывается с наличием уплотненных газонасыщенных песчанников; природный газ в значительных количествах здесь можно будет получить путем применения многостадийного гидроразрыва. Ключевые слова: месторождения нефти и газа, прогноз, бурение, Харьковская область, Донецкая область.

УДК 553.2 (547.4)

Б. Дьячков, д-р геол.-минералог. наук, проф., акад. НАН РК,
И. Матайбаева, докторан,
З. Черненко, канд. геол.-минералог. наук,
Е. Теут, магистр, ст. науч. сотрудник, инженер-исследователь,
Восточно-Казахстанский государственный технический университет им. Д. Серикбаева,
ул. Д. Серикбаева, 19, г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан,
Email: evika62@yandex.ru

О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ И РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТОИДНЫХ ПОЯСОВ БОЛЬШОГО АЛТАЯ

(Рекомендовано членом редакционной коллегии д-ром геол. наук, доц. О.В. Митрохиным)

В настоящее время в Восточном Казахстане остро стоит проблема воссоздания собственной минерально-сырьевой базы редких металлов, в первую очередь, тантала, ниобия и бериллия, которые широко используются в сфере высоких технологий. Важнейшей фундаментальной задачей является усовершенствование и разработка новых технологий прогнозно-металлогенических работ с целью создания научной основы восполнения минеральных ресурсов в целом для Республики Казахстан. В данной работе с теоретических позиций мобилизма рассматриваются общие закономерности формирования и размещения гранитоидных поясов орогенной (постколлизийной) стадии активизации, их геотектоническая позиция и связи с ними определенных генетических типов золоторудных и редкометалльных месторождений.

В Рудном Алтае промышленные колчеданные золото-медно-полиметаллические месторождения сформировались в рифтогенной геодинамической обстановке, контролируются вулканическими дугами базальт-андезит-риолитового состава и размещаются в девонском вулканогенно-осадочном разрезе. Собственно золоторудные месторождения региона кварцево-жильного и золото-сульфидно-углеродистого типов образовались в коллизийных геодинамических условиях в процессе столкновения и сочленения Казахстанского и Горноалтайского микроконтинентов и генетически связаны с системой вулканоплутонических образований и малых интрузий габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитового состава среднего-позднего карбона (Бакирчик, Большевик, Суздальское и др.). В орогенную (постколлизийную) стадию внутриплитной активизации (P_1-T_1) локализовались крупные гранитоидные пояса нормальной и повышенной щелочности (Калба-Нарымский, Горноалтайский, Акбиик-Акжайляуский и др.), металлогенически специализированные на редкометалльное (Ta, Nb, Be, Li, Sn, W, Mo) и редкоземельное (Nb-Zr-P3) оруднение (месторождения Бакенное, Юбилейное, Верхнее Эспе и др.). С киммерийским циклом континентального рифтогенеза генетически связаны месторождения остаточной коры выветривания: никель-кобальтовые, цирконий-титановые и золотые (Белогорское, Караоткель, Жанан и др.). Выявленная металлогеническая специализация геодинамических режимов рассматривается в качестве основы для прогноза и поиска новых месторождений.

Ключевые слова: гранитоидные пояса, геотектоническая позиция гранитоидов, редкие и редкоземельные металлы, Большой Алтай.

Введение. Методология исследований заключается в продолжении изучения крупной научной проблемы "Большой Алтай" (геология и металлогения), организатором и руководителем которой многие годы являлся академик АН КазССР, д-р геол.-минералог. наук, проф., заслуженный деятель науки КазССР, лауреат Ленинской, Государственной СССР, Государственной КазССР премий Григорий Никифорович Щерба [2]. В этих работах с позиции новой гипотезы глобального мобилизма и металлогении рассмотрены общие закономерности формирования всей системы геологических структур Большого Алтая, выполнено геотектоническое и металлогеническое районирование, произведено геолого-генетическое моделирование рудоносных структур и главных типов месторождений, уточнены генетические связи магматизма и оруднения [2, 4-6 и др.]. На основе комплексного анализа большого фактического материала геолого-съемочных, геофизических и геологоразведочных работ, рудно-петрологических исследований и палеометаллогенических реконструкций, выполненных с теоретических позиций мобилизма, произведена оценка рудоносности выделенных рудных поясов: Рудноалтайского медно-полиметаллического, Калба-Нарымского редкометалльного, Западно-Калбинского золоторудного и Жарма-Саурского полиметаллического, перспективы которых еще не исчерпаны. Моделируемые геодинамические обстановки рудообразования (океанического рифтогенеза, островодужной, коллизийной и др.), выполненные на основе анализа размещения индикаторных геологических формаций и генетически связанных с ними рудных объектов, рекомендуется учитывать в прогнозно-металлогенических работах. Основные результаты исследований приводятся в данной статье.

Результаты исследования. Рассматриваемая территория охватывает геологические структуры Рудного Алтая, Калбы и Жарма-Саура, входящие в состав Большого Алтая (БА). К бортовым структурам относятся Горный

Алтай (на северо-востоке) и Чингиз-Тарбагатай (на юго-западе). В региональном плане БА размещается в Северо-Западной Азии и входит в состав Центрально-Азиатского подвижного пояса. По районированию подразделяется на два крупных субрегиона: 1) Юго-Западный Алтай-Синьцзян, сформированный в активной окраине Сибирской платформы, и 2) Жарма-Саур-Баганур, образовавшийся в борту Казахстанского микроконтинента. С теоретических позиций мобилизма, эти структуры испытывали длительное и сложное геологическое развитие от докембрия до киммерийского и альпийского циклов включительно, а в современном виде они разделяются Зайсанской сутурной зоной [2, 6].

Рудноалтайский пояс объединяет многие крупные колчеданно-полиметаллические месторождения, сформированные в рифтогенной геодинамической обстановке в генетической связи с девонским базальт-андезит-риолитовым вулканизмом (D_1e-D_3fr). Известные промышленные месторождения (Риддер-Сокольное, Тишинское, Малеевское, Орловское и др.) характеризуются богатыми рудами Cu, Pb, Zn, попутно содержат Au, Ag, многие редкие элементы и вносят существенный вклад в экономику Казахстана [2, 6].

На современном этапе исследований получена новая информация о рудоносности гранитоидных поясов Большого Алтая, сформированных в различных геодинамических обстановках и режимах.

На изученной территории гранитоидные образования имеют широкое распространение, существенно различаются по геодинамическим обстановкам формирования, возрастной последовательности внедрения, вещественному составу и редкометалльной специализации. Главными редкометаллоносными структурами региона являются гранитоидные пояса, сформированные в позднегерцинской постколлизийной геодинамической обстановке (P_1-T_1), характеризующейся внутриплитной тектоно-магматической активизацией и мощ-

ным развитием пермского гранитоидного магматизма. Интенсивная вспышка пермских гранитоидов проявилась также во многих других регионах Центрально-Азиатского пояса [3, 9-10]. Подобные гранитоиды с редкометальной и редкоземельной специализацией известны на Украинском щите, но отличаются более древним возрастом [11].

Наиболее протяженные гранитоидные пояса (длиной 500-800 км) сформировались в континентальной

земной коре повышенной сиаличности (мощности метагранитного слоя 12 км и земной коры (ЗК) – 45-52,2 км), на границах крупных разнородных тектонических блоков: Рудного Алтая и Горного Алтая (Тигирекско-Черневинский пояс), Иртышской зоны смятия и Западной Калбы (Калба-Нарымский), Жарма-Саура и Чингиз-Тарбагатай (Акбиик-Акжаляуский) (рис. 1.)

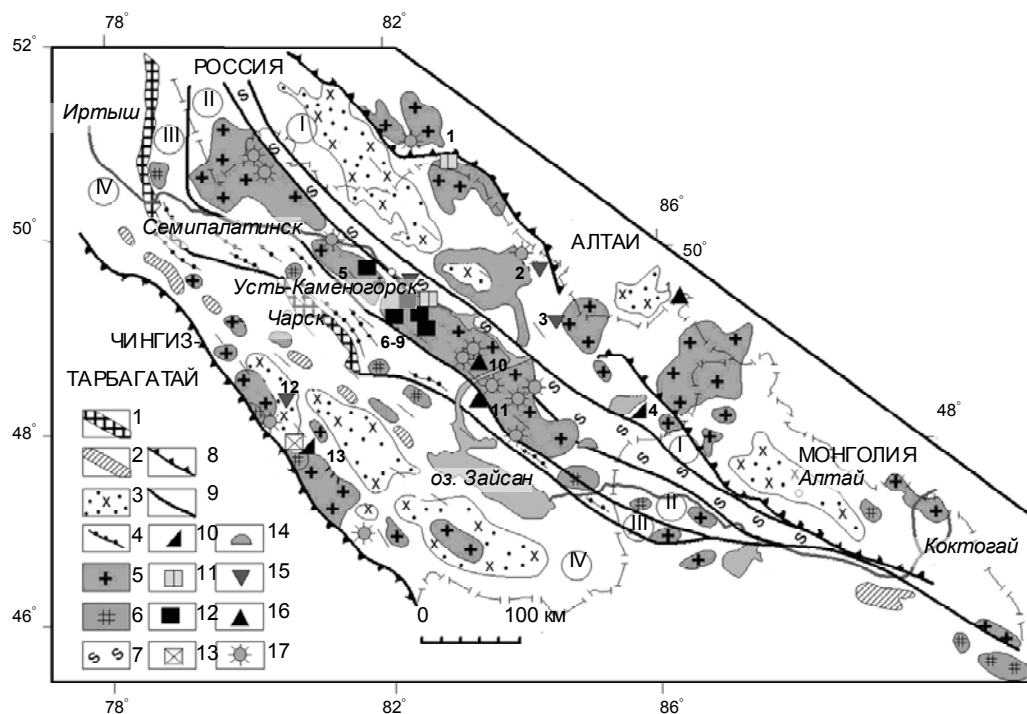


Рис. 1. Ареалы размещения гранитоидного магматизма и редкометальных месторождений Большого Алтая:

- 1-6 – магматические комплексы: 1 – гипербазитовый пояс докембрия? (чарский комплекс), 2 – габбро-диорит-диабазовый, C_{2-3} (максутский), 3 – габбро-диорит-гранодиоритовый, ($C_1 - C_{2-3}$) (саурский, змеиногорский), 4 – диорит-плагиогранит-гранодиоритовый C_3 (кунушский, салдырменский) коллизионной стадии, 5 – гранит-лейкогранитовый, P_1-P_2 (калбинский, жарминский, монастырский, кандыгатайский), 6 – гранит-граносиенит-щелочногранитовый P_2-T_1 (преображенский, керегетас-эспинский) постколлизионной стадии; 7 – Иртышская зона смятия; 8 – границы Большого Алтая; 9 – границы рудных поясов (I – Рудноалтайский медно-полиметаллический (Cu-Pb-Zn-Au), II – Калба-Нарымский редкометальный (Ta-Nb-Li-Be-Sn-W), III – Западно-Калбинский золоторудный (Au-Ag), IV – Жарма-Саурский многометалльный (Cr-Ni-Co-Ti-Hg-Zr)). Рудные формации: 10 – эпимагматическая ниобий-цирконий-редкоземельная, 11 – блоковых микроклиновых пегматитов, 12 – пегматитовая редкометальная и 13 – редкоземельная, 14 – альбитит-грейзеновая олово-танталовая, 15 – скарново-карбонатно-грейзеновая вольфрамовая, 16 – грейзеново-кварцевожильная олово-вольфрамовая, 17 – кварцевожильная оловянная. Месторождения: 1 – Алаха, 2 – Экипетское, 3 – Ивановское, 4 – Азутау, 5 – Кварцевое, 6 – Бакенное, 7 – Огневское, 8 – Юбилейное, 9 – Белая Гора, 10 – Палатцы, 11 – Чердоляк, 12 – Карасу, 13 – Верхнее Эспе. Использованы материалы [2, 6]

Тигирекско-Черневинский гранитоидный пояс, выделяемый на северо-востоке региона, сформировался в структуре с повышенной мощностью метагранитного и метабазальтового слоев и ЗК в целом, характеризуется W-Mo специализацией.

Здесь проявлены многие мелкие месторождения и рудопроявления (Ta, Nb, Be, W, Mo) пегматитового, альбитит-грейзенового, скарново-карбонатного-грейзенового и грейзеново-кварцевожильного типов (месторождения Экипетское, Ивановское и др.). Наиболее перспективными (на Ta, Nb, Be) представляются участки развития альбитизированных и грейзенизированных гранитов, развитых в краевых и надинтрузивных зонах гранитных массивов (Белобинский и Коровихинский).

Акбиик-Ажальяуский пояс в Жарма-Сауре, расположенный на границе с Чингиз-Тарбагатаем, прослеживается в северо-западном направлении более чем на 500 км при ширине 15-40 км. Пояс объединяет серию гранитоидных массивов (Акбиик, Аркат, Жаман-Койтас, Акжаляу и др.), сопровождающихся W-Mo и

Ta-Nb-Zr-TR оруденением (месторождения Верхнее Эспе, Жаман-Койтас и др.).

Месторождение Верхнее Эспе относится к эпимагматическому ниобий-цирконий-редкоземельному формационному типу и изучено многими исследователями (А.В. Степанов, В.А. Белов, Э.А. Северов, Д.А. Минеев, А.А. Калаченко, В.А. Нарсеев, А.Н. Бугаец, П.В. Ермолов и др.). Наиболее полная его характеристика приведена в работе [8]. Оруденение связано с двумя штоками рибекитовых гранитов керегетас-эспинского комплекса (P_2-T_1) – см. рис. 2.

По петрохимическим данным, рибекитовые граниты относятся к щелочному ряду ($K_2O+Na_2O=8,6\%$) калиево-натриевой серии, высокоглиноземистые ($al^1=6,8$) и умеренной основности, отвечающие седьмой группе по квалификации А.А. Маракушева (1976). Отличаются флюорит-редкоземельно-цирконовым типом аксессуариев и геохимически специализированы на Ni, Sn, Pb, Zn (2-3,5 кларка) и Nb (4-7 кларков) относительно средних значений по А.П. Виноградову (1962). Среднее содержание в них тантала, по резуль-

татам масс-спектрометрического элементного анализа полученного на научно-исследовательском оборудовании "Масс-спектрометр с индуктивно-связанной плазмой ICP-MS Agilent 7500 cx", составляет 2,6 г/т, распределение Zr, Y, Hf, U в гранитоидах и метасоматитах приведено в табл. 1 и на рис. 3.

Как видно из графика, повышенные содержания Zr, Y, U отмечаются в измененных породах щелочного состава, что подтверждается обнаружением в них микровключений циркона и редкоземельных минералов иттриевой группы, включая иридий багнетит (рис. 4Г).

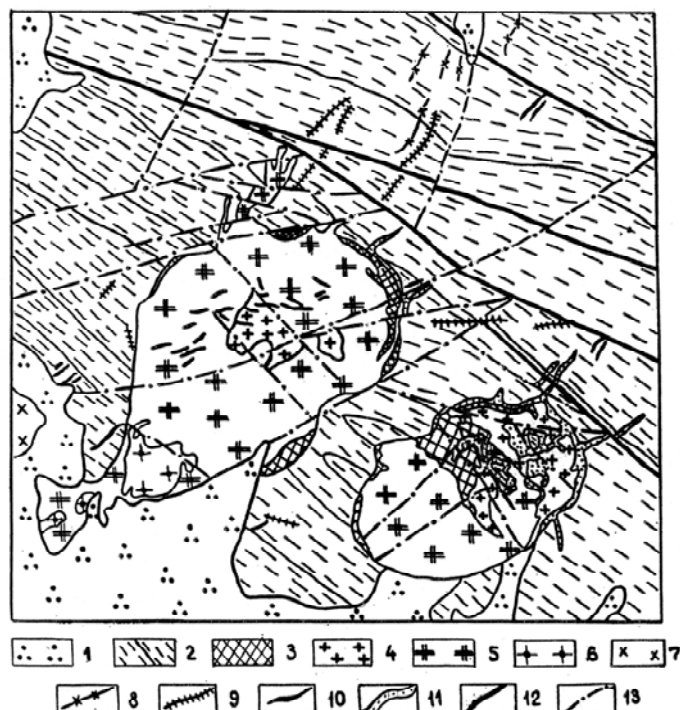


Рис. 2. Схема геологического строения месторождения Верхнее Эспе (по В.А. Белову и Л.И. Семивраговой):

1 – четвертичные отложения, 2 – песчаники, алевролиты коконской свиты С₁, 3 – пегматоидные граниты, 4 – щелочные мелкозернистые, 5 – среднезернистые рибекитовые, рибекит-биотитовые и 6 – порфировидные биотитовые граниты, 7 – граносиениты и гранодиориты, 8-10 жильные породы (8 – аплитовидные граниты, 9 – щелочные граниты, 10 – пегматиты), 11 – рудоносные рибекит-альбитовые метасоматиты, 12 – разрывы первого и 13 – второго порядка

Таблица 1

Содержание рассеянных элементов в гранитоидах и метасоматитах месторождения Верхнее Эспе (г/т)

№п/п	Характеристика породы	Zr	Y	Hf	U
1	Щелочные граниты	80	20,2	5,3	3,27
2	Жильные граниты измененные	450,5	789,5	15,11	50,79
3	Пегматиты	800	200,37	50,91	46,12
4	Альбит-рибекитовые метасоматиты	6542	900	239,24	90,46
5	Кварц-альбит-флюоритовые метасоматиты	159,4	75,5	5,92	18,12

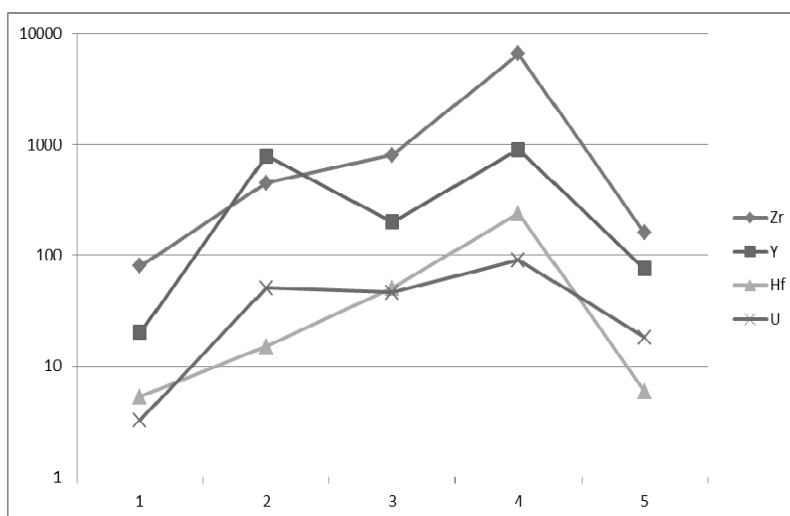


Рис. 3. График распределения рассеянных элементов в породах и рудах месторождения Верхнее Эспе (г/т):

1 – щелочные граниты, 2 – жильные граниты, 3 – пегматиты, 4 – альбит-рибекитовые метасоматиты, 5 – кварц-альбит-флюоритовые метасоматиты. Результаты масс-спектрометрического элементного анализа

"Масс-спектрометр с индуктивно-связанной плазмой ICP-MS Agilent 7500 cx"

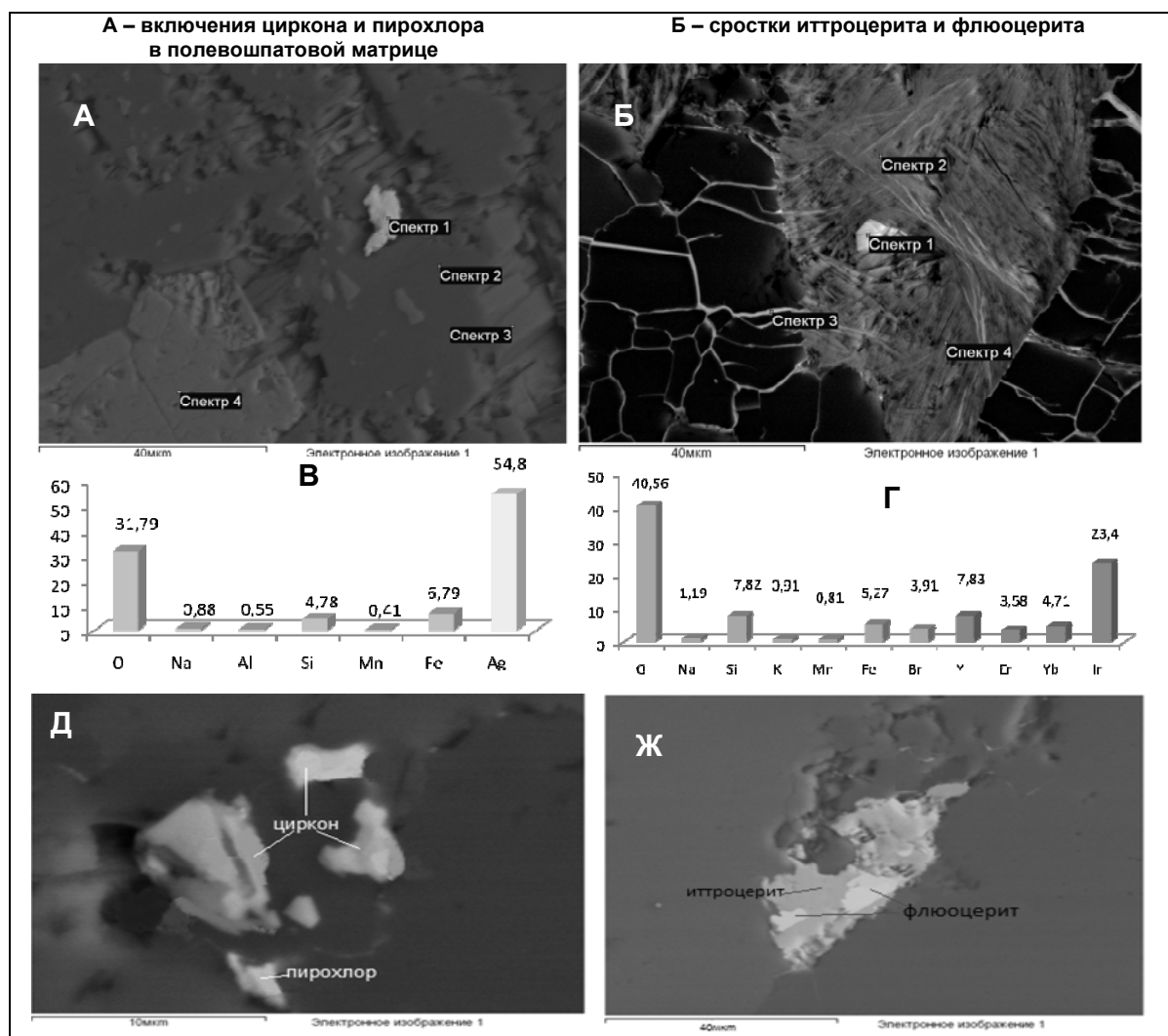


Рис. 4. Электронное изображение на растровом электронном микроскопе BSE (обратно-рассеянные электроны) образцов пород месторождения Верхнее Эспе:

А – микровключение серебра в щелочном пегматите, Б – микровключение иридиского бастнезита во вмещающих породах экзоконтакта, В – содержание элементов в образце А, Г – содержание элементов в образце Б, Д – включение циркона и пироклора в полевошпатовой матрице, Ж – РЭМ-изображение сростка иттроцерита и флюоцерита (образец 4-89), Верхнее Эспе

Геолого-генетическая модель формирования месторождения предоставляется с позиции ликвационной природы щелочных гранитов и связанного с ними оруднения. Морфоструктура месторождения – горизонтально-уплощенная и дайкообразная. Выделяются два морфологических типа руд:

1. Пластообразные залежи апикальных зон массивов (ширина – 100-150 м, мощность – 1,5-15 м), сложенные кварц-альбитовыми, рибекит-альбитовыми, эгирин-рибекит-альбитовыми и астрофиллит-эгириновыми метасоматитами. Последние развиваются в виде неправильных тел, гнезд и струй, имея постепенные переходы с вмещающими гранитами;

2. Трещинно-плитообразные тела в контактах массива, контролируемые разрывными нарушениями и представленные контактово-метасоматически преобразованными осадочными породами. Рудные тела имеют плитообразную форму, длиной 120-150 м и мощностью 3-7 м; сложены полосчатыми рибекит-альбитовыми экзометасоматитами с реликтами ороговикованных песчаников и алевролитов коконьской свиты (C₁).

Рудоносные альбит-рибекитовые метасоматиты отличаются повышенными концентрациями окиси каль-

ция и фтора при меньших значениях Si, Al, K, Na относительно рибекитовых гранитов, в них также отмечают аномальные значения Zr, Hf, Y, U (табл. 1). Рудная минерализация представлена мелкой и тонкой вкрапленностью циркона, пироклора, торита, гагаринита, встречаются также фенакит, гадолинит, касситерит, колумбит и др. Максимальная концентрация оруденения (Nb, Zr, TR) связана с полосчатыми экзометасоматитами и мелкозернистыми рибекит-альбитовыми образованиями (апогранитами).

Авторами статьи дополнительно изучался вещественный состав рудовмещающих гранитоидов, их измененных разностей и сопровождающих рудных тел на макро- и микроуровне. На растровом электронном микроскопе обнаружена большая группа минералов в виде тонкодисперсной вкрапленности и микровключений размером в первые единицы и десятки мкм. В рудоносных альбит-рибекитовых метасоматитах к наиболее распространенным минералам относятся флюорит и циркон. Наблюдаются также редкоземельные минералы иттриевой группы, пироклор, иридиский бастнезит, колумбит, касситерит, галенит и другие минералы.

Впервые в рудах фиксируются самородное серебро, иттроцит и флюорит (рис. 4).

Основными рудными элементами на месторождении являются Zr, Nb, Y и редкие земли. Общие запасы промышленных руд сосредоточены в приконтактной зоне Малого штока (87,8%), а в крутопадающих рудных телах – 12,2%. Среднее содержание в рудах Zr – 1%, Nb – 0,139%, сумма TR_2O_3 – 0,179% [8]. Увеличение запасов руд возможно за счет доразведки флангов и глубоких горизонтов Верхне-Эспинского рудного поля. При совершенствовании технологии комплексного использования

аксессуарного оруденения и пироклор-цирконовых руд в зонах щелочного метасоматоза, верхне-эспинский тип редкометально-редкоземельных месторождений может иметь важное практическое значение.

Калба-Нарымский гранитоидный пояс в пределах Восточного Казахстана линейно вытянут в северо-западном направлении на 500 км при ширине 35-40 км (рис. 5). На северо-востоке ограничен Калба-Нарымским, а на юго-западе – Теректинским глубинными разломами; пространственно размещается в Калба-Нарымской тектонической зоне [4].

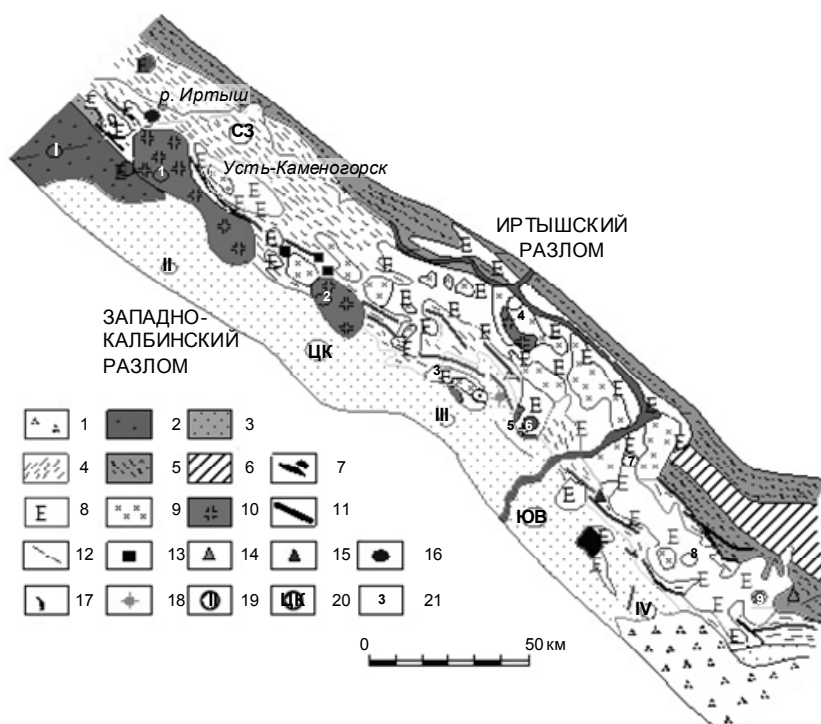


Рис. 5. Геологическое строение и рудные формации Калба-Нарымской зоны (с использованием данных Г.Н. Щербы, В.В. Лопатникова):

Осадочные образования: 1 – рыхлые отложения мезозой-кайнозойского возраста; 2 – песчаники, конгломераты таубинской свиты среднего карбона; 3 – алеволито-песчанниковые отложения опановской и калбинской свит нижнего карбона; 4 – песчано-алеволитовые отложения такырской свиты верхнего девона; 5 – карбонатно-терригенные отложения кыстав-курчумской и пугачевской свит среднего девона; 6 – интенсивно метаморфизованные толщи нижнего палеозоя и докембрия.

Интрузивные образования: 7 – мелкие тела и дайковые пояса плагиогранитов и гранодиоритов кунушского комплекса;

8-9 – граниты калбинского комплекса (8 – граниты I фазы, 9 – II фазы); 10 – лейкограниты монастырского комплекса.

Глубинные разломы: 11 – краевые и 12 – поперечные, обусловившие блоковое строение зоны.

Рудные формации: 13 – редкометалльных пегматитов; 14 – альбитит-грейзеновая; 15 – кварцевожильно-грейзеновая;

16 – гидротермальные олово-вольфрамовая, 17 – оловянная и 18 – золоторудная; 19 – разломы (римские цифры в кружках):

I – Лениногорско-Семипалатинский, II – Зырянско-Гремячинский, III – Миролубовский, IV – Калгутинский; 20 – массивы гранитоидов (арабские цифры в кружках): 1 – Монастырский, 2 – Сибинский, 3 – Чебундинский, 4 – Шошкалинский, 5 – Каиндинский,

6 – Миролубовский, 7 – Буландинский, 8 – Бурабайский, 9 – Кемиркаинский; 21 – блоки (буквы в кружках):

СЗ – Северо-Западный, ЦК – Центрально-Калбинский, ЮВ – Юго-Восточный (Нарымский)

По новым мобилистским представлениям, Калба-Нарым характеризуется как чужеродный блок ЗК (террейн), осколок континентальной плиты, дрейфовавший в Палеоазиатском океане и причленившийся к Большому Алтаю в стадию герцинской коллизии C_1 . В раннюю стадию герцинид (D_1-C_1) это был крупный прогиб, выполненный углеродисто-карбонатно-терригенными отложениями (D_2-C_1) (кыстав-курчумская, такырская, бурабайская и даланкарийская свиты). В среднюю коллизийную стадию (C_1-C_3) ограниченно проявились молассовая формация (таубинская свита C_2), гипабиссальные малые интрузии и дайки габбро-диабазов (карабирюкский комплекс C_{2-3}) и плагиогранит-гранодиоритов (кунушский комплекс C_3), слабо золотоносные.

В позднюю постколлизийную стадию (P_1-T_1) здесь сформировался крупный Калба-Нарымский гранитоидный редкометалльный пояс (калбинский P_1 и монасты-

рский P_2 комплексы), рассеченный "послебаболовыми" дайками северо-восточного простираения габбро-диабаз-гранитпорфировой формации (миролюбовский комплекс P_2-T_1).

На основании анализа и обобщения материалов глубинных геофизических исследований (МТЗ, МОБЗ-ГСЗ) предполагается, что Калба-Нарымский гранитоидный пояс (КНП) размещается в головной части гигантской тектоно-магматической зоны, крутопадающей на северо-восток под Рудный Алтай (на глубину более 100 км) [2]. По строению разреза литосферы, КНП относится ко второму типу зон, сформированных "на древнем сиалическом цоколе, подстилаемом низкоомной океанической мантией" (Х.А. Беспяев, В.Н. Любецкий, Г.П. Нахтигаль и др., 1998).

По геолого-геофизическим данным, КНП характеризуется сиалическим типом разреза ЗК с увеличенной мощ-

ностью метагранитного слоя до 12 км и уменьшенной толщиной метабазальта до 14-18 км при мощности метадiorитового слоя 12-14 км. В геофизических полях КНП характеризуется отрицательными магнитными аномалиями и региональным гравитационным минимумом, что объясняется погружением поверхностей М (42-48 км) и К (18-26 км). Продольная модель формирования пояса, построенная с учетом материалов многих исследователей (Г.Н. Щерба, В.В. Лопатников, П.В. Сериков и др., 1971) показывает, что Калба-Нарымский плутон представляет собой крупное плитообразное тело (мощностью 5-6 км) этажного внутреннего строения, с корневыми ответвлениями в магмоподводящих каналах, уходящими в метагранитный слой на глубину 12-14 км. Очаги магнезиализации, судя по составу гранитных выплавов, зарождались в метагранитном слое или на границе его с метадiorитом. Зоны тепломассопотоков проникали из верхней мантии по системе глубинных разломов.

Калба-Нарымская зона – это главная редкометальная структура региона, в которой доминируют месторождения редких металлов (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn, W). В строении гранитоидного пояса выделяются следующие интрузивные комплексы.

Кунушский комплекс (C₃) объединяет гипабиссальные малые интрузии плагиогранитов, гранодиоритов и дайки гранодиорит-порфиров, плагиогранит-порфиров, гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Они сформировались в герцинский цикл в коллизионной геодинамической обстановке, в процессе сдвига и стыковки Казахской и Сибирской литосферных плит, образуя приразломные интрузивно-дайки пояса северо-западного направления. Магматические очаги зарождались в нижних частях земной коры и, возможно, в верхней мантии [5, 7].

В условиях Западно-Калбинского фемического-сиалического типа разреза ЗК исходные магматические

расплавы обогащались золотом, что и предопределило золоторудную металлогеническую специализацию Западно-Калбинской зоны [5]. С гранитоидами кунушского комплекса генетически связаны геолого-промышленные типы золоторудных месторождений: золото-сульфидный прожилково-вкрапленный (суздальский), золото-кварцевый (кулуджунский) и золото-сульфидно-углеродистый (бакырчикский), представленный уникальным по запасам золота месторождением Бакырчик [1]. Золоторудные объекты сосредоточены в коллизионной Зайсанской зоне и имеют линейно-поясовое размещение, образуя крупный Восточно-Казахстанский золоторудный пояс региональной ранговости (рис. 6).

Следует отметить, что наиболее золотоносной представляется плагиогранитовая ветвь дифференциации, отличающаяся натриевой спецификой щелочей ($\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}=4,78$), резким преобладанием нормативного альбита над ортоклазом, весьма высокой глиноземностью ($\text{al}^I=5,74$) и умеренной основностью. Для плагиогранитов характерна также ильменит-апатит-сфеновая акцессорная минерализация, обогащенность гидротермально-измененных пород сульфидными минералами (пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит и знаки золота) и геохимическая специализация на золото и сопутствующие элементы ($\text{Au} - 0,72-4,58 \text{ г/т}$, $\text{Ag} - 0,72-4,48 \text{ г/т}$, $\text{Sb} - 1,07-10,84 \text{ г/т}$).

В Калба-Нарымской зоне интрузивно-дайки пояса срезаются и метаморфизуются пермскими гранитами калбинского комплекса, а в ряде случаев испытывают контактово-метасоматические преобразования (графитизация, грейзенизация, окварцевание и др.) с наложением и концентрацией рудного вещества (Ta, Nb, Sn, W и др.). Известны пегматитовые и грейзеново-кварцево-жильные объекты с наложенным редкометальным оруденением (Медведка, Ново-Сарыюзек, Чердолак и др.).

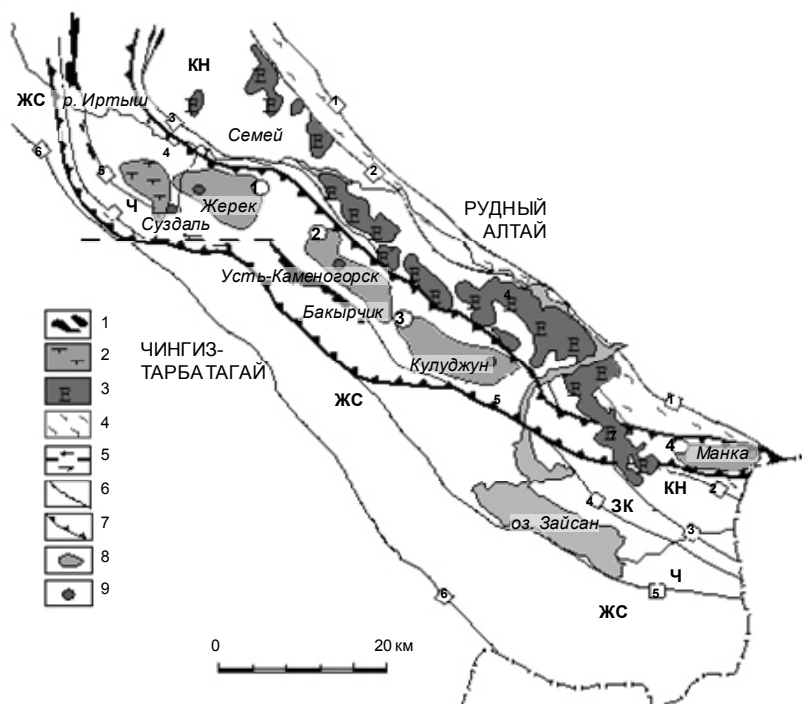


Рис. 6. Схема размещения Восточно-Казахстанского золоторудного пояса в структурах Большого Алтая:

- 1 – офиолиты Чарско-Горностаевского пояса; 2 – Семейтауская вулканотектоническая постройка мезозойского возраста; 3 – пермские гранитоиды Калба-Нарымского плутона; 4 – Иртышская зона смятия; 5 – сбросо-сдвиг; 6 – границы металлогенических зон, 7 – Восточно-Казахстанского золоторудного пояса и 8 – рудных районов; 9 – золоторудные месторождения. Граничные глубинные разломы (цифры в квадратах): 1 – Иртыш-Маркакольский; 2 – Калба-Нарымский; 3 – Теректинский; 4 – Чарско-Зимунайский; 5 – Байгузин-Булакский; 6 – Чингиз-Саурский. Металлогенические зоны: И – Иртышская, КН – Калба-Нарымская, ЗК – Западно-Калбинская, ЖС – Жарма-Саурская. Рудные районы (цифры в кругах): 1 – Мукурский, 2 – Бакырчикский, 3 – Кулуджунский, 4 – Южно-Алтайский

Калбинский комплекс (P₁) представлен крупными гранитными массивами Калба-Нарымского плутона (Прииртышский, Белогорский, Миролубовский, Каиндинский и др.). По условиям формирования и вещественному составу подразделяется на две сближенные по возрасту интрузивные фазы, сопровождающиеся собственными жильными породами, метасоматическими образованиями и редкометалльными месторождениями [5].

Первая фаза характеризуется невыдержанным составом пород (от нормальных гранитов до контаминированных гранитов и гранодиоритов), составляя порядка 70% от объема калбинского комплекса. Представлена преимущественно средне-крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами, содержащими (%): плагиоклаз (№18-37) – 35-41, калишпат – 15-20, кварц – 28-32, биотит до 5-10, акцессории – 0,5. Петрохимически относятся к нормальному ряду натриево-калиевой серии ($\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}=0,78$), низкоплумазитовые ($\text{Ka}=0,69$), умеренной основности ($Z=0,34$ ккал) и весьма высокоглиноземистые. Акцессорная специализация – гранат-ильменит-апатитовая, второстепенные минералы – циркон, монацит, сфен, турмалин и др.; минералы – индикаторы оруденения – апатит, турмалин, касситерит, сподумен.

Геохимически граниты обогащены Li, Rb, Cs, Sn, Nb, содержание Ta в них изменяется от 1,2 до 4,8 г/т. Повышенное содержание редких элементов (Ta, Nb, Be, Li, Sn) установлено в порообразующих минералах – кварце, полевых шпатах, биотитах и особенно в мусковитах, а также в аксессуарах – апатите, ильмените, цирконе и других минералах [13]. Выявлена обогащенность гранитных расплавов минерализаторами – (экстракторами) редких элементов – B, F, Cl. В целом гео-

химический тип гранитов – олово-танталовый (с литием и бериллием).

С гранитами I фазы пространственно и генетически связаны главные редкометалльные пегматитовые месторождения Калбы (Бакенное, Юбилейное, Белая Гора и др.) и гидротермальные кварцево-жильные оловянные объекты (Чудское и др.).

Принципиальная модель образования редкометалльных пегматитовых месторождений определяется их генетической связью с гранитами калбинского комплекса P₁ и пространственным размещением тел преимущественно в средне-крупнозернистых биотитовых гранитах I фазы и их экзоконтактах. Процессы пегматитообразования происходили, вероятно, в открытой или полужамкнутой магматической системе при ритмично-пульсационном поступлении рудоносных дистиллятов (H_2O , F, B, Cl, Ta, Nb, Be и др.) из внутрикамерного очага гранитных массивов (в обстановке повышенной активности рудоподводящих разломов). Пульсационное поступление пегматитообразующих флюидов определило многоритмичную зональность пегматитовых жил в вертикальной рудной колонне, стадийное развитие минеральных комплексов от графического и олигоклаз-микроклинового (безрудных) до микроклин-альбитового и сподуменсодержащих (цветных) с комплексными рудами (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn W) (рис. 7, 8, табл. 2).

В этой модели термодинамические условия пегматитового рудообразования приведены по Л.Ш. Базарову (1972, 1973) [2]. Давление отвечает флюидному режиму формирования редкометалльных месторождений, что согласуется с данными Ю.А. Садовского, Н.И. Степаненко, Е.П. Пушко (1978), Л.Д. Исаевой (2007, 2010) и других исследователей.

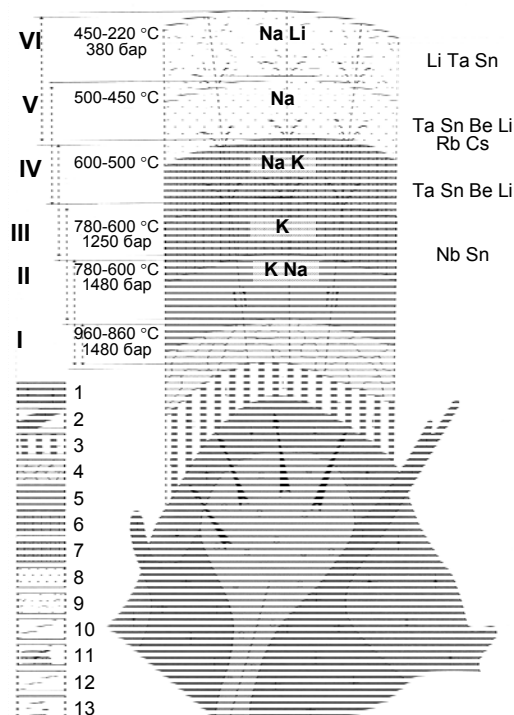


Рис. 7. Общая модель формирования редкометалльно-замещенных пегматитов Калбы [12]:

1 – средне-крупнозернистые биотитовые граниты I фазы; 2 – мелко-среднезернистые мусковитизированные граниты II фазы калбинского комплекса; 3 – аплиты, аплитовидные граниты; 4-10 – пегматиты: 4 – графические, 5 – олигоклаз-микроклиновые безрудные, 6 – микроклиновые блоковые с бериллом и колумбитом, 7 – микроклин-альбитовые с танталитом, касситеритом, бериллом, редко сподуменом, лепидолитом, 8 – альбитовые (наиболее продуктивные) с танталитом, касситеритом, бериллом, поллуцитом, сподуменом, лепидолитом, 9 – альбит(клевеландит)-сподуменовые с танталитом, касситеритом в ассоциации с амблигонитом, петалитом, поллуцитом, полихромными турмалинами и др.; 10 – разрывные нарушения; 11 – направление движения флюидопотоков; 12 – магмопроводящий разлом; 13 – перемещение рудоносных расплавов. I-VI – основные ритмы, отражающие последовательность пегматитового процесса

Таблица 2

Среднее содержание редких элементов в гранитоидах Большого Алтая (г/т)

Комплекс	Породы	Кол-во проб	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	Sn	W	Mo	P
Кунушский	Плагииграниты	9	1,48	5,1	2,75	262,07	138,7	20,53	14,35	3,16	2,29	958,4
Калбинский	Граниты I фазы	5	1,2	17,3	2,62	248,52	156,88	23,83	14,62	0,72	0,77	977,34
	Граниты II фазы биотитовые	5	1,2	13,1	1,24	54,2	162,4	9,4	10,4	1,16	1,17	1336
	Граниты II фазы мусковитизированные	7	3,7	12,9	4,2	151,4	204	14,6	14,2	0,7	1,02	932,6
Калбинский	Крупнозернистые лейкограниты	5	1	17,6	1,84	20,7	192,8	6,6	14,4	0,46	1,08	364,3
Керегетас эспинский	Щелочные рибекит-биотитовые	2	2,6	8,8	1,25	36,5	78,2	2,3	6,6	1,7	1,6	925,5
Керегетас эспинский	Кварцевый порфир	1	62,14	137	30,48	747,4	894,9	36,9	39,06	2,27	1,05	1860

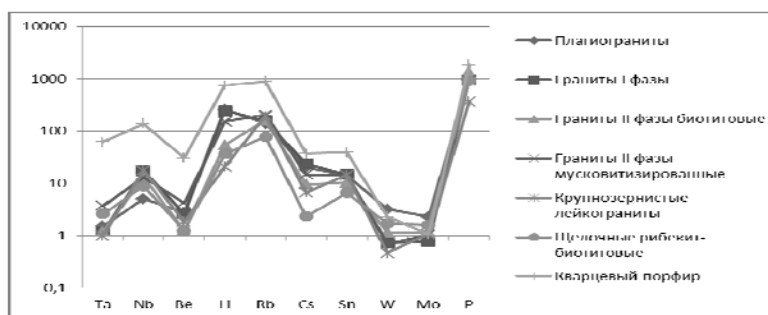


Рис. 8. Среднее содержание редких элементов в гранитоидах Большого Алтая (г/т) по результатам масс-спектрометрического элементного анализа, полученного на научно-исследовательском оборудовании "Масс-спектрометр с индуктивно-связанной плазмой ICP-MS Agilent 7500 cx"

Бакенное месторождение находится в районе пос. Огневка Восточно-Казахстанской области. Его изучением занимались Ю.А. Садовский, О.И. Садовская, В.А. Филипов, И.Г. Аргаматов, Е.П. Пушко и другие геологи. Месторождение расположено в северном эндоэкзоконтакте Прииртышского гранитного массива

Центральной Калбы, в пределах Огневско-Бакенного рудного узла. Рудомещающей средой явились апофизы контаминированных гранитов I фазы калбинского комплекса и метаморфизованные отложения такырской свиты – андалузитовые и кварц-полевошпат-слюдистые сланцы, мигматиты, артериты и др. (рис. 9).

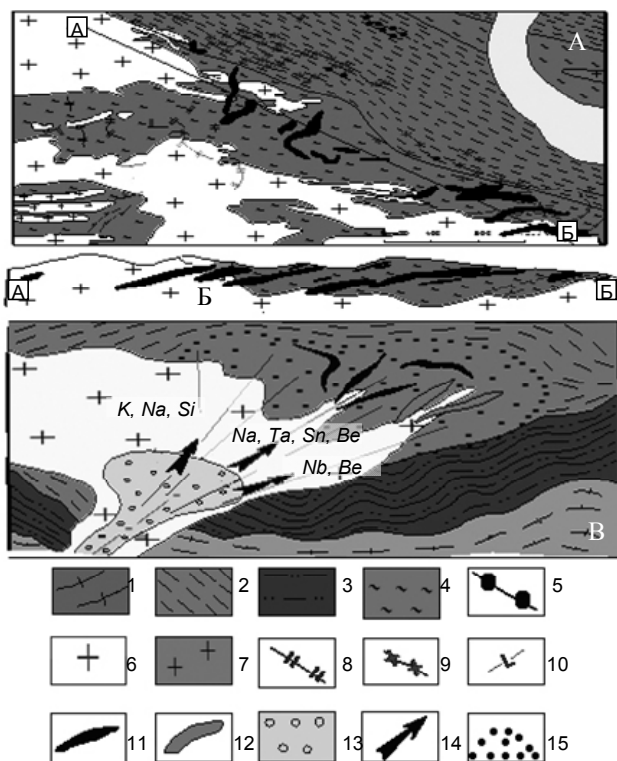


Рис. 9. Схема геологического строения Бакенного месторождения

(А – план месторождения; Б – геологический разрез; В – модель образования) [5]:

- 1 – гранитно-метаморфический слой; 2 – углеродисто-песчаниково-алевролитовая аспидная, такырская свита D_3fm ;
- 3 – нерасчлененные карбонатно-терригенные отложения кыстав-курчумской свиты, D_2gv и более древних толщ (возможно, каледонских); 4 – гранитизированные породы, мигматиты; 5 – дайки кунушского комплекса, C_3 ; 6 – граниты первой фазы, 7 – граниты второй фазы и 8 – жильные аплитовидные граниты калбинского комплекса; 9 – аплит-пегматиты;
- 10 – олигоклаз-микроклиновые пегматиты; 11 – редкометалльные пегматиты; 12 – блоковые микроклиновые пегматиты; 13 – очаги рудоносных расплавов; 14 – направление перемещения флюидопотоков; 15 – эманационные ореолы РЭ

Генетическая связь редкометалльных пегматитов с гранитами первой фазы обосновывается пространственно-структурной приуроченностью рудных жил к выклинивающимся апофизам гранитного массива. Рудные жилы занимают поперечное положение относительно гранитов и сланцев в виде системы лестничных жил (по Ю.А. Садовскому) с падением к северо-западу под углом 15-20°. Морфоструктура месторождения по Е.П. Пушко – многокорневая жильная. Форма рудных тел – жилообразная и неправильно плитообразная, в плане – линзовидная и лентовидная. Мощность жил изменяется от 4-5 до 15 м, реже достигает 20 м; размеры их по падению превышают простирание. Общий вертикальный диапазон распространения рудных тел более 350 м, по падению 1000 м. Отмечаются равномернозернистые, блоковые и зональные пегматиты. По физико-химическим условиям формирования, пегматиты образовались в относительно закрытой или полужамкнутой системе из растворов-расплавов, обогащенных летучими (H_2O , CO_2 , F, B, Cl) и редкими элементами (Ta, Nb, Be, Sn, Li, Cs), в температурном интервале 1000-280°C и давлении от 4000 до 600 атм (И.Г. Аргамаков, 1977).

По вещественному составу и структурным особенностям пегматиты характеризуются большим разнообразием и содержат более 80 минералов. Их минеральный состав детально изучали А.И. Гинзбург, В.Д. Никитин, Н.А. Солодов, Ю.А. Садовский и другие исследователи. Основные порообразующие минералы, (%): альбит – 60, кварц – 18, микроклин – 7 и мусковит – 11; второстепенные – апатит, турмалин, жильбертит, флюорит, кальцит, онкозин. К редко встречающимся относятся манганотанталит, микролит, амблигонит, лепидолит, поллуцит, тапиолит и другие. Главные рудные минералы – танталит-колумбит, касситерит, сподумен и берилл [5, 14]. Бакенное месторождение, наиболее крупное по запасам редких металлов в Восточном Казахстане, многие годы разрабатывалось, но сейчас законсервировано.

Вторая фаза представлена среднезернистыми, равномернозернистыми бититовыми и мусковитизированными гранитами выдержанного петрографического состава, нормального петрохимического ряда натриево-калиевой высокоплумазитовой серии. Это более кислые дифференциаты калбинского комплекса, характеризующиеся близкими содержаниями плагиоклаза, калишпата и кварца (по 30%), невысоким содержанием биотита (до 5-7%) и ярко выраженными послемагматическими изменениями (мусковитизацией и альбитизацией). Акцессорная специализация – ильменит-апатитовая с вкрапленностью танталит-колумбита, касситерита, шеелита, флюорита и других минералов в их метасоматических разностях. Геохимически в гранитах повышены содержания W, Sn, Be, Li (от 2 до 21 кларка), которые концентрируются в порообразующих минералах и апатите, ильмените, монаците. Установлена также повышенная танталоносность нормальных и измененных гранитов – от 1,2 до 43 г/т (среднее значение 4,6 г/т). Геохимический тип гранитов – олово-вольфрам-танталовый с большей рудоконцентрацией тантала в апогранитах, чем в пегматитах.

С гранитами II фазы генетически связаны свои редкометалльно-пегматитовые месторождения Ta, Nb, Li, Be, Sn (Ахметкино, Кварцевое и др.), отличающиеся от редкометалльных пегматитов первой фазы более простым составом (кварц-альбит-мусковитовым) и меньшей масштабностью оруденения. Перспективным представляется апогранитное (альбитит-грейзеновое) Sn-Ta оруденение в скрытых гранитных куполах (тип

Карасу). Грейзеново-кварцевожильное Sn-W оруденение представлено мелкими объектами (Караш, Ленинское и др.), которые являлись коренным источником россыпей касситерита, вольфрамита и шеелита.

Монастырский комплекс (P₂) объединяет крупные массивы лейкократовых гранитов (Дунгалы, Монастырский, Сибинский) и мелкие плитообразные тела в краевых частях Миролюбовского и Каиндинского массивов. Лейкограниты рассматриваются как поздние дифференциаты пермского магматического очага повышенной кремнекислотности ($Q=+33.2$), выдержанного количественно-минерального состава с преобладанием калишпата (38-40%) и кварца (29-38%) над плагиоклазом (25-27%) при невысоком содержании слюд (до 5%), высокой плумазитовности ($Ka=0.77$) и низкой основности ($Z=0.57$ ккал). Для них характерна монацит-флюоритовая акцессорная минерализация, повышенная концентрация ксенотима, ортита и пироклора и редкая вкрапленность шеелита, касситерита и танталита.

Рассматриваемые лейкограниты по содержанию Ta, Sn, Be близки к гранитам калбинского комплекса, но отличаются от них меньшими значениями Li, Sn, P, ярко выраженной флюорит-редкоземельной, а в отдельных массивах и турмалин-редкоземельной, специализацией. Они также богаты летучими компонентами (H_2O , F, B). Однако вследствие становления интрузивных массивов в относительно спокойных тектонических условиях, сопровождавшихся полной дифференциацией магматических расплавов и кристаллохимическим рассеянием редких элементов, потенциальная рудоносность лейкогранитов реализовалась лишь частично в образовании камерных хрусталеносных пегматитов (Дунгалинская группа), вольфрамитовых гидротермалитов (Миролюбовская группа) и россыпей монацита (Канайка, Каиндинская).

Миролюбовский комплекс (P₂-T₁) сформировался в завершающую фазу позднепалеозойской тектономагматической активизации. Образует региональные дайковые пояса северо-восточного направления, пересекающие все более ранние магматические образования Калба-Нарымского плутона. Это контрастная серия пород гомодромного ряда дифференциации (габбро-диабазы, диоритовые и монцонитовые порфиристы, гранит-порфиры, кварцевые порфиры и др.), вероятно, производная высокотемпературных "сухих" магм из остаточных очагов, с низким энергетическим потенциалом маломощных даек, непродуктивных на редкие металлы. С дайками миролюбовского комплекса пока не установлены рудные объекты.

В киммерийский цикл в условиях континентального рифтогенеза в Западно-Калбинском поясе по серпентинизированным гипербазитам чарского комплекса сформировались силикатные кобальт-никелевые руды остаточной коры выветривания (месторождения Белогорское, Горностаевское и др.), а на золоторудных объектах образовались золотоносные коры выветривания (Суздальское, Жанан, Мукурская группа и др.), имеющие практическое значение.

На сочленении Чарской и Западно-Калбинской тектонических зон в гранитоидах преображенского (буранского) комплекса повышенной щелочности (массив Преображенский, Караоткель, Буранский и др.), характеризующихся Zr-Ti геохимической специализацией, локализовались циркон-ильменит-полевошпатовые коры выветривания промышленного масштаба (месторождение Караоткель, россыпь Сатпаевская).

Выводы. На территории Большого Алтая гранитоидные образования имеют широкое распространение, сформировались в различных геодинамических обста-

новках, отличаются по возрасту и масштабности связанного с ними оруденения. С теоретических позиций мобилизма авторами развивается научная идея о поясовом распределении гранитоидных поясов в геологических структурах региона, с которыми пространственно и генетически связаны различные геолого-промышленные типы золоторудных и редкометалльных месторождений. Возрастание масштабности гранитоидного магматизма происходило от ранних к поздним стадиям каледонского и герцинского циклов и сопровождалось эволюцией петрогеохимических типов гранитоидов и связанного с ними оруденения.

В герцинском цикле в коллизионной геодинамической обстановке (С₁-С₃) в Рудном Алтае, Западной Калбе и Жарма-Сауре локализовались сложные габбро-диорит-гранодиорит-плагиигранитные серии, продуктивные на сульфидное медно-никелевое, медно-порфировое и золотое оруденение (месторождения Максут, Кызыл-Каин, Секисовское и др.). В области коллизии Казахстанского и Горноалтайского микроконтинентов (в Зайсанской сутурной зоне) сформировался Восточно-Казахстанский золоторудный пояс региональной ранговости, в котором сосредоточены многие золоторудные месторождения и рудопроявления (Бакырчык, Суздальское, Кулуджун и др.).

Главные редкометаллоносные гранитоидные пояса образовались в завершающую стадию герцинского цикла (Р₁-Т₁) в постколлизионной геодинамической обстановке внутримитной тектоно-магматической активизации с мощными процессами гранитообразования. Наиболее крупные гранитоидные пояса – Калба-Нарымский, Акбиик-Акжайляуский и другие разместились на границах разнородных тектонических блоков, в структурах с сиалическим типом разреза земной коры. При этом граниты нормального ряда являются потенциально рудоносными на редкие металлы (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn, W, Mo) с ведущим геолого-промышленным типом пегматитовых месторождений. Лейкогранитовые формации более продуктивны на вольфрамовое оруденение гидротермального типа, камерные хрустальные пегматиты и монацитовые россыпи (Дубыгалы, Большевик, Канайка и др.). С щелочногранитовой формацией преимущественно связана циркон-ниобий-редкоземельная минерализация (месторождения Верхнее Эспе, Йисор и др.). В Киммерийском цикле сформировались месторождения остаточной коры выветривания (Ni-Co, Au-Ag, Ti-Zr).

Таким образом, на изученной территории выявляется большая масштабность развития гранитоидов каменноугольного и пермского возраста, отражающая высокие энергетические и материальные ресурсы для процессов рудообразования, что согласуется с другими регионами Центрально-Азиатского пояса (А.Г. Владимиров, А.В. Ткачев и др.). Рудная продуктивность гранитоидов реализовалась только в определенных нестандартных геодинамических обстановках и неравновесных РТ-условиях становления гранитных массивов. Построенные геолого-генетические модели и рудно-петрохимическая типизация гранитоидов являются ведущими факторами для прогнозирования золоторудных и редкометалльных месторождений. Выявленные особенности распределения рудоносных гранитоидных поясов позволяют более целенаправленно проводить прогнозно-поисковые работы.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства образования и науки Республики Казахстан (по Международному научно-техническому проекту № 508 от 07.03.2014 г.).

Перечень использованных источников

1. Бакырчык (Геология, геохимия, оруденение), (2001). Нарсеев В.А., Гостев Ю.В., Захаров А.В. и др. / Отв. ред. В.А. Нарсеев. М.: ЦНИИГРИ, 174 с.
2. Большой Алтай: (геология и металлогения) [Текст] : в 3 кн. / Ин-т геол. наук им. К. И. Сатпаева; ред. Г.Н. Щерба, (1998). Кн. 1: Геологическое строение / Г.Н. Щерба и др. Алматы: Фылым, 304 с.; (2000). Кн. 2: Металлогения / Г.Н. Щерба и др. Алматы: РИО БАК РК, 400 с.
3. The Great Altai: (geology and metallogeny): Scherba G.N. et al., (1998). Vol. 1. Geological structure [Bolshoy Altay: (geologiya i metallogeniya). Kniga 1: Geologicheskoe stroenie]. Fylym, Almaty, 304 p.; Scherba G.N. et al., (2000). Vol. 2. Metallogeny [Bolshoy Altay: (geologiya i metallogeniya). Kniga 2: Metallogeniya]. RIO HAC RK, Almaty, 400 p. (In Russian).
4. Владимиров А.Г., (2014). Роль мантии и сдвиговых деформаций литосферы при формировании гранитоидных батолитов. Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора: Матер. II Международ. конф., Новосибирск, 48-50.
5. Vladimirov A.G., (2014). The role mantle and the shear deformation of lithosphere on origin granitoid [Rol mantii i sdvigovykh deformatsiy litosfery pri formirovani granitoidnykh batolitov]. Granity i evolyutsiya Zemli: granity i kontinentalnaya kora: Materialy II Mezhdunarodnoy konferentsii - Abstracts II International conference "Granites and Earth's Evolution: granites and continental core", Novosibirsk, 48-50. (In Russian).
6. Дьячков Б.А., (2012). Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 130 с.
7. Dyachkov B.A., (2012). Genetic types of rare-metal ores of Kalba-Narym belt [Geneticheskiye typy redkometalnykh mestorozhdeniy Kalb-Narymskogo poyasa]. VKHTU, Ust-Kamenogorsk - EKSTU, Ust-Kamenogorsk, 130. (In Russian).
8. Дьячков Б.А., Майорова Н.П., Щерба Г.Н., Абдрахманов К.А., (1994). Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса: (Рудный Алтай). Алматы: Фылым, 208 с.
9. Dyachkov B.A., Mayorova N.P., Scherba G.N., Abdrahmanov K.A., (1994). Granitoid and ore formations Kalba-Narym belt (Mine Altai) [Granitoidnye i rudnye formatsii Kalb-Narymskogo poyasa: (Rudnyi Altai)]. Almaty, Fylym - Almaty: Fylym, 208 p. (In Russian).
10. Дьячков Б.А., Титов Д.В., Сапаралиев Е.М., (2009). Рудные пояса Большого Алтая и оценка их перспектив. Геология рудных месторождений, 51, 3, 222-238.
11. Dyachkov B.A., Titov D.V., Sapargaliev E.M., (2009). Ore belt of the Great Altai and evaluation of its prospects [Rudnyye poyasa Bolshogo Altaya i otsenka ikh perspektiv]. Geologiya rudnykh mestorozhdeniy - Geology of ore deposits, 51, 3, 222-238. (In Russian).
12. Котлер П.Д., Хромых С.В. и др., (2014). Ar-Ar изотопное датирование редкометалльных пегматитов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан). Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора: Матер. II междунар. геол. конф., Новосибирск, 101-103.
13. Kotler P.D., Khromykh S.V. et al., (2014). Ar-Ar isotope dating of rare metal pegmatites of Kalba-Narym batholit (East Kazakhstan) [Ar-Ar isotopnoe datirovaniye redkometalnykh pegmatitov Kalba-Narymskogo batolita]. Granity i evolyutsiya Zemli: granity i kontinentalnaya kora: Materialy II Mezhdunarodnoy konferentsii - Abstracts of II International conference "Granites and Earth's Evolution: granites and continental core", Novosibirsk, 101-103. (In Russian).
14. 8. Редкие металлы и редкие земли Казахстана., (2011). Под ред. Ужженова Б.С., Бекжанова Г.Р., Иванова Л.Б. Алматы, 277 с.
15. Uzhkenova B.S., Bekzhanova G.R., Ivanov L.B. (Ed.), (2011). Rare metals and rare earths of Kazakhstan [Redkie metally i redkie zemli Kazakhstana]. Almaty - Almaty, 277. (In Russian).
16. 9. Типы магм и их источники в истории Земли, (2006). Часть 2: Редкометалльный магматизм: ассоциация пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования / Коваленко В.И. и др. ; Богатиков О.А., Коваленко В.И. (гл.ред.). М.: ИГЕМ РАН, 280 с.
17. 10. Kovalenko V.I. et al., (2006). Types magmas and their irigin in history of the Earth / Bogatikov O.A., Kovalenko V.I. (Ed.). Part 2. Rare-metal magmatism: Association of rocks, composition and sources of magmas, geodynamic situation of origin [Tipy magm i ikh istochniki v istorii Zemli. Chast 2. Redkometalnyi magmatizm: assotsiatsiya porod, sostav i istochniki magm, geodinamicheskie obstanovki formirovaniya]. Moscow, YHEM RAS - IHEM RAN, 280. (In Russian).
18. 11. Ткачев А.В., (2012). Глобальные металлогенические циклы в истории Земли. Автореф. дисс. ... д-ра геол.-минералог. наук. М., 45 с.
19. Tkachev A.V., (2012). Global metallogenetic cycles in Earth's history [Globalnye metallogenicheskiye tsykly v istorii Zemli]. Abstract of the thesis of Doctor of Science in Geology. Moscow, 45. (In Russian).
20. 12. Шеремет Е.М., Кривдик С.Г., Седова Е.В., (2014). Редкометалльные граниты Украинского щита (петрология, геохимия, генезис). Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора: Матер. II междунар. геол. конф., Новосибирск, 240-242.
21. Sheremet E.M., Krivdik S.G., Sedova E.V., (2014). Rare granite of Ukrainian Shield (petrology, geochemistry, genesis) [Redkometalnye granity Ukrainского shita (petrologiya, geokhimiya, genesis)]. Granity i evolyutsiya Zemli: granity i kontinentalnaya kora: Materialy II Mezhdunarodnoy konferentsii - Abstracts of II International conference "Granites and Earth's Evolution: granites and continental core", Novosibirsk, 240-242. (In Russian).

13. Dyachkov B.A., Zimanovskaya N.A., Mataibaeva I.E., (2013). Rare metal deposits of the East-Kazakhstan geologic position and prognostic criteria. *Open Journal of Geology*, 3, 404-409.

14. Mataibaeva I.E., Dyachkov B.A., Chernenko Z.I. et al., (2014). The content of tantalum in granitoids of Kalba. Green economy is the future of humanity: Materials of International Scientific and Practical Conference, 24, 25th of May, Ust-Kamenogorsk, V, 285-296.

15. Zagorsky V.Ye., Vladimirov A.G., Makagon V.M. et al., (2014). Large fields of spodumene pegmatites in the settings of rifting and postcollisional shear-pull-apart dislocations of continental lithosphere. *Russian Geology and Geophysics*, 55, 285-296.

Надійшла до редколегії 12.10.14

B. Diachkov, Dr.Sci. (Geol.-Min.), Prof., Academician of NAS RK,
I. Mataybaeva, PhD,
Z. Chernenko, Cand. Sci. (Geol.-Min.),
E. Teut, MSc, Senior Research Fellow, Research Engineer
Serikbaev East Kazakhstan State Technical University
19 D. Serikbaeva Str., Ust-Kamenogorsk, Kazakhstan
E-mail: Zinchernenko@mail.ru

GEOLOGICAL POSITION AND ORE-BEARANCE OF GRANITOID BELTS IN THE GREAT ALTAI

Redeveloping national mineral resource base of rare metals is a burning issue for East Kazakhstan. This primarily concerns tantalum, beryllium and niobium, for their being widely used in HT. Technological improvements and developments have become vital for metallogenic forecasting and study in the Republic of Kazakhstan, as there arises a need to provide a scientific basis for the replacement of national resources in general. Based on a theory of drift, this paper discusses some genetic types of gold-bearing and rare-metal deposits relative to the nature of granitoid belts, their origin and distribution in the orogenic post-collision stage of activation, their geotectonic position, etc. In the Mine Altai payable pyrite-gold-copper-polymetallic deposits originated in rift geodynamics; they are flanked by volcanic basalt-andesite-rhyolite arcs and occur in the Devonian volcanic-sedimentary sequence.

True gold-ore deposits of quartz-veined and quartz-gold-sulfide-carbon types originated during the collisional geodynamics of Kazakhstan and the Mine Altai microcontinents. These bodies are genetically connected with a system of volcanic-plutonic formations and small intrusions of Middle-Upper Carboniferous gabbro, diorite, granodiorite, and plagiogranite (Bakyrchik, Bolshevik, Suzdal, etc.).

In the post-collision orogenic stage of inner-plate activation (P_1-T_1) there were localized large granitoid belts of normal and high alkalinity (Kalba-Naryn, the Mine Altai, Akbuiyk-Akzhaylyausk, etc.). They are rare-metal bearing (Ta, Nb, Be, Li, Sn, W, Mo) and rare-earth bearing (Nb-Zr-RE) specializations (mineralizations of Bakennoe, Yubileinoe, Verhnee Espe etc.). Residuum deposits of nickel-cobalt, zirconium-titanium and gold (Belohorskoe, Karaotkel, Zhanan etc.) refer to the Cimmerian cycle of continental rifting. The metallogenic specialization identified in the given geodynamics lays the foundation for further forecasting and developing new mineralizations.

Keywords: granitoid belts, geotectonic position of granitoids, rare-earth metals, the Great Altai.

Б. Дячков, д-р геол.-мінералог. наук, проф., академік НАН РК,
І. Матайбаєва, докторант,
З. Черненко, канд. геол.-мінералог. наук,
Е. Теут, магістр, ст. наук. співроб., інженер-дослідник,
Східно-Казахстанський державний технічний університет ім. Д. Серікбаєва,
вул. Д. Серікбаєва, 19, м. Усть-Каменогорськ, Республіка Казахстан,
E-mail: Zinchernenko@mail.ru

ГЕОЛОГІЧНА ПОЗИЦІЯ І РУДОНОСНІСТЬ ГРАНІТОЇДНИХ ПОЯСІВ ВЕЛИКОГО АЛТАЮ

Насьогодні в Східному Казахстані гостро постала проблема відновлення власної мінерально-сировинної бази рідкісних металів, у першу чергу, танталу, ніобію й берилію, які широко використовуються в сфері високих технологій. Найважливіше фундаментальне завдання – удосконалення та розробка новітніх технологій прогнозно-металогенічних робіт з метою створення наукової основи повнення мінеральних ресурсів у цілому для Республіки Казахстан. У роботі з теоретичних позицій мобілізму розглядаються загальні закономірності формування та розміщення гранітоїдних поясів орогенної (постколізійної) стадії активізації, їхня геотектонічна позиція та зв'язки з ними певних генетичних типів золоторудних і рідкіснометальних родовищ.

У Рудному Алтаї промислові колчеданні золото-мідно-поліметалічні родовища сформувалися в рифтогенній геодинамічній обстановці, контролюються вулканічними дугами базальт-андезит-ріолітового складу й розташовані в девонському вулканогенно-осадовому розрізі. Власне золоторудні родовища регіону кварцово-жильного та золото-сульфідно-вуглецевого типів утворилися в колізійних геодинамічних умовах у процесі зіткнення й зчленування Казахстанського та Гірськоалтайського мікроконтинентів і генетично пов'язані з системою вулканоплутонічних утворень і малих інтрузій габро-діорит-гранодіорит-плагіогранітового складу середнього-пізнього карбону (Бакірчик, Більшовик, Суздальське та ін.). В орогенну (постколізійну) стадію внутрішньоплитної активізації (P_1-T_1) локалізувалися великі гранітоїдні пояси нормальної та підвищеної лужності (Калба-Наримський, Гірськоалтайський, Акбійк-Акжайляуський та ін.), металогенічні, спеціалізовані на рідкіснометальне (Ta, Nb, Be, Li, Sn, W, Mo) і рідкісноземельне (Nb-Zr-P3) зруденіння (родовища Бакенне, Ювілейне, Верхнє Еспе та ін.). З кimmerійським циклом континентального рифтогенезу генетично пов'язані родовища залишкової кори вивітрювання: нікель-кобальтові, цирконій-титанові й золоті (Білогірське, Караоткель, Жанан та ін.). Виявлена металогенічна спеціалізація геодинамічних режимів розглядається як основа для прогнозу та пошуку нових родовищ.

Ключові слова: гранітоїдні пояси, геотектонічна позиція гранітоїдів, рідкісні й рідкісноземельні метали, Великий Алтай.

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 556.3:550.461:504.5(477-25)

Т. Кошлякова, наук. співроб.
ДУ "Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України",
просп. Академіка Палладіна, 34а, м. Київ, 03680, Україна,
E-mail: geol@bigmir.net;

О. Кошляков, д-р геол. наук, доц.
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології",
вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна,
E-mail: kosh@univ.kiev.ua;

В. Долін, д-р геол. наук, проф.
E-mail: vdolin@ukr.net;

В. Скрипкін, наук. співроб.
E-mail: psrtl@rambler.ru,
ДУ "Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України",
просп. Академіка Палладіна, 34а, м. Київ, 03680, Україна

ОЦІНКА ІНТЕНСИВНОСТІ ВОДООБМІНУ В СЕНОМАН-КЕЛОВЕЙСЬКОМУ ВОДОНОСНОМУ КОМПЛЕКСІ НА ТЕРИТОРІЇ М. КИЇВ В УМОВАХ ТЕХНОГЕННОГО ВПЛИВУ

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

Мета дослідження – визначення показників інтенсивності водообміну в межах гідрогеологічної системи сеноман-келовейського водонаосного комплексу на території м. Київ, зокрема, оцінка швидкості надходження поверхневих вод до досліджуваного водонаосного комплексу та їхньої частки у водному балансі підземних вод. При виконанні дослідження було застосовано балансовий, гідродинамічний методи, аналітичне визначення активності тритію у зразках води з сеноман-келовейського водонаосного комплексу та обробку власних ізотопно-радіогеохімічних даних. Для побудови картографічних схем було використано програму ArcGIS.

У результаті, узагальнено друковані дані про інтенсивність водообміну в системі підземних вод на території м. Київ в умовах техногенного впливу. Визначено частку атмосферних опадів у формуванні ресурсів сеноман-келовейського водонаосного комплексу. Зважаючи на антропогенну перебудову водообміну в межах гідродинамічної системи, оцінено час проходження води крізь крейдяно-мергельну товщу верхньої крейди, що є верхнім водотримом для досліджуваного комплексу. З'ясовано, що вміст тритію у підземних водах об'єктивно віддзеркалює результат дії природних та техногенних чинників формування підземного вертикального водообміну.

Вперше за ізотопно-радіогеохімічними даними та на підставі балансових і гідродинамічних розрахунків визначено, що на території Києва частка інфільтраційного живлення у формуванні ресурсів сеноман-келовейського водонаосного комплексу становить 21-23%, а час надходження поверхневих вод до згаданого комплексу – 10-12 років. Отримані результати дозволяють охарактеризувати інтенсивність водообміну в сеноман-келовейському водонаосному комплексі та захищеність питних підземних вод на території м. Київ. Методика спільного застосування балансового, гідродинамічного методів та аналізу ізотопно-радіогеохімічних даних може бути успішно застосована для оцінки інтенсивності водообміну в межах інших територій.

Ключові слова: підземні води, водообмін, ізотопно-радіогеохімічні дані, водний баланс, захищеність.

Вступ. Підземні води сеноман-келовейського водонаосного комплексу в межах Києва є одним з джерел централізованого питного водопостачання, тому вивчення особливостей змін їх гідродинамічної та гідрогеохімічної складових у процесі експлуатації має дуже важливе значення. Результати математико-статистичної обробки даних хімічних аналізів підземних вод та застосування геоінформаційного аналізу й моделювання [4] дозволили зробити висновки про наявність нерівномірних за площею змін хімічного складу підземних вод досліджуваного водонаосного комплексу. Ці зміни можна пояснити, передусім, тривалою експлуатацією підземних вод, що спричинило істотні порушення у співвідношеннях гідродинамічних напорів між суміжними водонаосними шарами та інтенсифікацію низхідного руху в зоні активного водообміну.

З метою обґрунтування такого пояснення авторами було використано наявні друковані дані щодо інтенсивності водообміну в системі підземних вод території та виконано відповідні балансові та гідродинамічні розрахунки, а також проведено польові й лабораторні ізотопно-радіогеохімічні дослідження (визначення вмісту тритію у підземних водах сеноман-келовейського комплексу) та здійснено обробку їх результатів.

Як стверджують В.М. Шестопалов зі співавт. [9], складовими водообміну в гідрогеологічній структурі є живлення та розвантаження підземних вод, підземний стік у загальній структурі потоку. Інтенсивність водообміну визначається рухливістю підземних вод при їх пе-

реміщенні усередині гідрогеологічної системи або її частини. Вона залежить від граничних умов, просторового розподілу параметрів і розмірів геофільтраційного потоку та інтегрально віддзеркалює всю сукупність згаданих факторів. Кількісними показниками інтенсивності водообміну є витрата підземних вод у модульній формі, темп (тривалість) водообміну та швидкість руху підземних вод. Авторами статті при оцінці інтенсивності водообміну було виконано орієнтовні розрахунки темпу водообміну в сеноман-келовейському водонаосному комплексі та швидкості вертикального руху підземних вод у підземній водообмінній системі.

Виклад основного матеріалу. Темп водообміну визначається відношенням ємнісних (пружних та гравітаційних) запасів підземних вод до витрати потоку. Це можливий умовний час заміщення підземних вод, які містяться у виділеному об'ємі гідрогеологічної системи. Як зазначається у роботі [7], природні ресурси у сеноман-келовейському водонаосному комплексі на 21-26% формуються за рахунок атмосферних опадів, а підземний стік у річки складає 3-6%. Темпи природного водообміну в сеноман-келовейському водонаосному комплексі у межах Придніпровському району такі: з поверхневими водами 1400-6000 років, повний водообмін 800-4000 років. Для території м. Київ природний темп повного водообміну складає приблизно 850 років [8].

За даними В.М. Шестопалова зі співавт. [8], у Києві внаслідок багаторічної експлуатації питних підземних вод сеноман-келовейського водонаосного комплексу в

структурі водообміну відбулися істотні зміни. У долинах річок в районах підземних водозаборів зафіксована найбільш значна інверсія потоку: зони природної висхідної фільтрації перетворилися місцями в ділянки активної низхідної фільтрації і, відповідно, додаткового живлення сеноман-келовейського водоносного комплексу. При цьому модуль додаткового живлення на території м. Київ перевищив величину модуля природного висхідного розвантаження в 6-10 разів. Відмічається інтенсифікація низхідної фільтрації і, відповідно, збільшення величини живлення сеноман-келовейського водоносного комплексу внаслідок водовідбору на лівобережжі та правобережжі долини р. Дніпро, яке зросло більш як у 10 разів. Значною мірою змінилася структура латеральної фільтрації сеноман-келовейського водоносного комплексу, швид-

кість якої у природних умовах складала 2-15 м/доба. Зараз вона зросла в 1,5 рази, а в зонах активного впливу водозабірних свердловин, де відмічається найбільш активна зміна напрямку фільтрації у бік водозаборів, – більше, ніж у 10 разів. Фактично водозабори перетворилися у головні дренуючі системи водоносного комплексу, а ті ділянки у долинах річок, які не охоплені п'єзометричними воронками, на сьогодні являють собою лише додаткові зони розвантаження. На ділянках інтенсивного інверсійного живлення в зонах впливу водозаборів темп водообміну зріс у 6 разів.

Зазначені вище зміни в структурі водообміну віддзеркалюються у зміні поверхні п'єзометричних напорів сеноман-келовейського водоносного комплексу, що ілюструється побудованими авторами схематичними картами п'єзоізогіпс станом на 1960 р та 2005 р (рис. 1).



Рис. 1. Схематичні карти п'єзоізогіпс сеноман-келовейського водоносного комплексу (стрілками показано напрямок руху потоку підземних вод): а – станом на 1960 р, б – станом на 2005 р

Антропогенна перебудова водообміну в водоносному горизонті у відкладах канівської і буцацької серій еоцену та сеноман-келовейському водоносному комплексі призвела також до змін у крейдяно-мергельній товщі верхньої крейди, що їх розділяє [8]. Сеноман-келовейський водоносний комплекс є більш ізольованим від зовнішніх джерел живлення порівняно з водоносним горизонтом у відкладах канівської і буцацької серій еоцену. Тому експлуатація сеноман-келовейського водоносного комплексу приводить до утворення більш великих та глибоких воронок депресії та відповідного перепаду п'єзометричних напорів. Останнє забезпечує більш активну низхідну фільтрацію через крейдяно-мергельну товщу верхньої крейди у таких зонах.

Оскільки природний темп повного водообміну у сеноман-келовейському водоносному комплексі за даними В.М. Шестопалова зі співавт. складає приблизно 850 р, а на ділянках інтенсивного інверсійного живлення в зонах впливу водозаборів темп водообміну зріс у 6 разів, можна вважати, що темп водообміну станом на 1990 р складав приблизно 140 р. Враховуючи, що при збільшенні водовідбору прогнозувалося збільшення темпу водообміну в 10 разів [8], можна припустити, що на теперішній час темп повного водообміну в сеноман-келовейському водоносному комплексі дорівнює приблизно 80 рокам.

Для підтвердження суттєвої ролі ґрунтових вод у формуванні водних ресурсів сеноман-келовейського комплексу авторами виконано відповідний розрахунок. Як зазначається в роботі [8], близько 90% балансу підземної водообмінної системи на території м. Київ формується за ра-

хунок підземних вод олігоцен-четвертинних відкладів. За даними [5], величина інтенсивності природного інфільтраційного живлення ґрунтових вод по м. Київ станом на 2005 р дорівнювала 0,000081-0,000673 м/доба, в середньому приблизно 0,0004 м/доба. Площа території міста складає приблизно 840 км², тому ресурси, що формуються за рахунок природного інфільтраційного живлення, приблизно дорівнюють:

$$0,0004 \text{ м/доба} \cdot 840 \cdot 10^6 \text{ м}^2 \cdot 365 \text{ д} = 0,123 \text{ км}^3.$$

Методика розрахунку загальних ресурсів сеноман-келовейського водоносного комплексу ґрунтувалася на обчисленні ємнісних та пружних запасів підземних вод за усередненими значеннями таких гідрогеологічних характеристик, як потужність водонасичених порід, величина гідродинамічного напору над покрівлею, а також параметрів гравітаційної ємності та пружної водовіддачі водоносного пласта. Як розрахункові значення зазначених характеристик було прийнято величини, що наведені у виробничих звітах з оцінки запасів підземних вод м. Київ [2].

Загальні ресурси сеноман-келовейського водоносного комплексу в межах Києва за розрахунками авторів складають приблизно 0,587 км³.

Таким чином, частка атмосферних опадів у ресурсах сеноман-келовейського водоносного комплексу дорівнює приблизно 21%:

$$0,123 \text{ км}^3 / 0,587 \text{ км}^3 \cdot 100\% = 21\%.$$

Для визначення швидкості вертикального руху підземних вод у водообмінній системі на території м. Київ авторами виконано відповідні гідродинамічні розрахунки. Оскільки максимальна швидкість визначається шви-

дікстю руху в найменш проникному шарі, було розраховано приблизний час проходження води крізь крейдяно-мергельну товщу верхньої крейди за залежністю:

$$t = \frac{\Delta l^2 \cdot n_a}{k \cdot \Delta H}, \quad (1)$$

де t – час проходження води, Δl – довжина шляху фільтрації, n_a – активна пористість k – коефіцієнт фільтрації, ΔH – різниця гідрометричних напорів.

За даними А.О. Сухореброго [7], потужність крейдяно-мергельної товщі складає 60 м, її активна пористість дорівнює 0,05.

Коефіцієнт фільтрації товщі за даними польових досліджень змінюється в межах від 0,000058 до 0,0035 м/доба [2], за даними лабораторних визначень – від 0,001 до 0,1 м/доба [4]. Тому автором при розрахунках часу проходження води прийнято значення коефіцієнту фільтрації 0,001 м/доба.

За даними В.М. Шестопалова зі співавт. [8], різниця гідрометричних напорів між водоносним горизонтом еоценових відкладів та сеноман-келовейським водоносним комплексом станом на 1990 р становила від 10 до 50 м. Станом на 2010 р прогнозувалося його збільшення до 30-70 м.

Виходячи з наведених вище даних, приблизний час проходження води крізь крейдяно-мергельну товщу верхньої крейди у 1990 р становив від 49 до 10 років (у середньому, 30 років), а станом на 2010 р прогнозний час мав дорівнювати від 16 до 7 років (у середньому, 12 років).

З метою підтвердження отриманих на попередньому етапі дослідження результатів було застосовано ізотопно-радіогеохімічні дані. Зокрема, процент надходження поверхневих вод до сеноман-келовейського водоносного комплексу та час, за який води з поверхні надходять до цього комплексу, визначалися за показником активності тритію у підземних водах.

У лютому-квітні 2014 р було обстежено 77 бюветних свердловин, що експлуатують сеноман-келовейський водоносний комплекс, на вміст у воді тритію. Обстеження включало відбір проб, очищення води шляхом перегонки, приготування лічильної форми, вимірювання на бета-спектрометрі Quantulus 1220 та розрахунок вмісту тритію.

За даними дослідження, середнє значення вмісту тритію у підземних водах сеноман-келовейського водоносного комплексу на території Києва становить 5,6 Бк/дм³ (див. табл. 1). Концентрація тритію у поверхневих водах м. Київ складає приблизно 10 Бк/дм³ [3].

Таблиця 1

Діапазон вмісту тритію у різних геолого-геоморфологічних типах території м. Київ	
Геолого-геоморфологічний тип	Діапазон вмісту тритію, Бк/дм ³
Рівнинна частина Придніпровської височини	2-9,8
Долини малих річок	6-6,8
Лесові останці Придніпровської височини	2,3-9,1
Частина Придніпровської низовини	2,1-8,5

За даними вмісту тритію у поверхневих та підземних водах було виконано розрахунок відсоткової частки надходження поверхневих вод до сеноман-келовейського водоносного комплексу. Для цього використовувалась формула, запропонована Е.В. Соботвичем, Г.Н. Бондаренком, В.Є. Ветштейном та ін. [6]:

$$Q = -\frac{1}{\tau} \ln \frac{y-g}{y_0-g} \times V, \quad (2)$$

де Q – кількість води, що надходить до підземних вод з поверхні, м³; τ – час надходження, діб; y – існуюча концентрація радіоактивного ізотопу (тритію) у підземних водах водоносного комплексу, Бк/дм³; y_0 – початкова концентрація радіоактивного ізотопу у підземних водах, Бк/дм³; g – концентрація ізотопу у поверхневих водах, що надходять, Бк/дм³; V – об'єм водоносного комплексу, м³.

Оскільки площа території м. Київ складає 840 км², а потужність порід комплексу приблизно 70 м [1], об'єм сеноман-келовейського водоносного комплексу в межах міста дорівнює приблизно 59 км³.

Якщо прийняти, що $\tau = 365$ діб, $y = 5,6$ Бк/дм³; $y_0 = 0$ Бк/дм³; $g = 10$ Бк/дм³, то об'єм поверхневих вод, які

надходять до водоносного комплексу за рік, буде дорівнювати 0,133 км³. Це складає приблизно 23% від ресурсів сеноман-келовейського водоносного комплексу, що добре узгоджується з отриманими автором результатами гідродинамічного розрахунку частки атмосферних опадів у формуванні ресурсів комплексу (21%) та даними, наведеними В.М. Шестопаловим зі співавт. (21-26%) [7].

Для визначення часу надходження поверхневих вод до сеноман-келовейського водоносного комплексу, враховуючи період напіврозпаду тритію (12,26 років), було складено графік та отримано рівняння регресії, які дозволяють визначити час надходження поверхневих вод до цього комплексу (рис. 2).

Залежність, яка дозволяє розраховувати час надходження поверхневих вод до сеноман-келовейського водоносного комплексу τ має вигляд:

$$\tau = -17,6 \cdot \ln(x) + 40,72, \quad (3)$$

де τ – час надходження, діб; x – існуюча концентрація тритію у підземних водах водоносного комплексу, Бк/дм³.

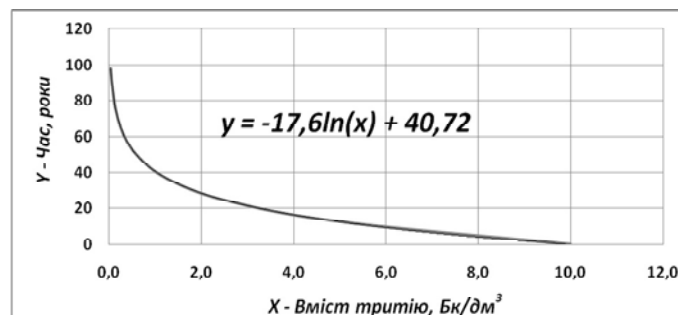


Рис. 2. Залежність часу надходження поверхневих вод до сеноман-келовейського водоносного комплексу від вмісту тритію у воді

За цими даними, час надходження поверхневих вод до сеноман-келовейського водоносного комплексу дорівнює 10,4 роки, що добре узгоджується з наведеними вище результатами прогнозного гідродинамічного розрахунку приблизного часу проходження води крізь крейдяно-мергельну товщу верхньої крейди (12 років).

Висновки. Результати орієнтовних балансових розрахунків інтенсивності водообміну в системі підземних вод території м. Київ, виконані авторами, свідчать, що на теперішній час частка атмосферних опадів у формуванні ресурсів сеноман-келовейського водоносного комплексу дорівнює приблизно 21%. Це добре узгоджується з даними, отриманими раніше В.М. Шестопа-ловим зі співавторами [7]. За результатами гідродинамічних розрахунків, які виконані авторами, час проходження води крізь крейдяно-мергельну товщу верхньої крейди дорівнює 7-16 років, у середньому 12 років. Оскільки максимальна швидкість вертикального руху підземних вод визначається швидкістю руху в найменш проникному шарі, можна зробити висновок про те, що час надходження поверхневих вод до сеноман-келовейського водоносного комплексу на території Києва складає приблизно 12 років. Виконані авторами розрахунки інтенсивності водообміну в сеноман-келовейському водоносному комплексі за даними вмісту тритію у підземних та поверхневих водах на території м. Київ добре узгоджуються з висновками, які викладені у попередніх роботах [4]. Так, частка поверхневих вод у складі сеноман-келовейського водоносного комплексу становить 23%, а час надходження – приблизно 10,4 роки. Отже, вміст тритію у підземних водах об'єктивно віддзеркалює результат сполученого впливу природних та техногенних чинників на формування підземного вертикального водообміну. Залежність, яка дозволяє розрахувати час надходження поверхневих вод до сеноман-келовейського водоносного комплексу за даними вмісту тритію в підземних водах, може бути використана для побудови схематичної карти часу надходження поверхневих вод у комплекс та оцінки захищеності підземних вод.

Список використаних джерел

1. Геолого-економічна оцінка експлуатаційних запасів родовища питних підземних вод середньоруського водоносного горизонту для ПАТ "Квазар" в м. Києві (з підрахунком запасів станом на 01 серпня 2010 р.). (2010). Звіт про НДР / О.П. Нікіташ, О.П. Довженко, Н.І. Івасюк та ін. К., ПДРГП "Північгеологія", 110.
2. Nikitash O.P., Dovzhenko O.P., Ivasyuk N.I. et al., (2010). Geological-economic estimation of useful potable ground water field resources of Middle-Jurassic aquifer for "Kvazar" company in Kyiv (with estimation of reserves for state of August 1, 2010) [Geologo-ekonomichna otsinka ekspluatatsiynnykh zapasiv rodovyscha pytnykh pidzemnykh vod serednyoyurskogo vodonosnogo gorizontu dlya PAT "Kvazar" v Kyevi (z pidrahunkom zapasiv stanom na 01 serpnia 2010)]. "Pivnichgeologiya", Kyiv, 110. (In Ukrainian).
3. Гидрогеологические условия и оценка эксплуатационных запасов подземных вод района г. Киева (по состоянию на 01.01.1972 г.). (1972).

T. Koshliakova, Research Assistant
"Institute of Environmental Geochemistry of NAS of Ukraine" SI
34a Palladina Ave., Kyiv, 03680 Ukraine
E-mail: geol@bigmir.net;
O. Koshliakov, Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.
Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine
E-mail: kosh@univ.kiev.ua;
V. Dolin, Dr. Sci. (Geol.), Prof.
E-mail: vdolin@ukr.net;
V. Skrypkin, Research Assistant
E-mail: psrtl@rambler.ru,
"Institute of Environmental Geochemistry of NAS of Ukraine" SI
34a Palladina Aven., Kyiv, 03680 Ukraine

Д.П. Литвак, Г.А. Кузьменко, В.Н. Соловический и др. К., Министерство геологии УССР, Киевский геологоразведочный трест, 308.
Litvak D.R., Kuzmenko G.A., Solovitskiy V.N. et al., (1972). Hydrogeological conditions and useful ground water resources estimation for Kyiv city territory (for state of January 1, 1972) [Gidrogeologicheskiye usloviya i otsenka ekspluatatsionnykh zapasov podzemnykh vod rayona Kiya (po sostoyaniyu na 01.01.1972)]. Ministerstvo geologii USSR, Kievskiy geologorazvedochnyy trest, Kyiv, 308. (In Russian).

3. Долін В.В., Пушкар'єв О.В., Шраменко І.Ф. та ін., (2012). Тритій у біосфері; за ред. Е.В. Соботівича, В.В. Долина. НАН України, Ін-т геохімії навколишнього середовища, К.: Наукова думка, 222.

Dolin V.V., Pushkaryev O.V., Shramenko I.F. et al., (2012). Tritium in the biosphere [Trytiy u biosferi]. Naukova dumka, Kyiv, 222. (In Ukrainian).

4. Кошляков О.Є., Кошлякова Т.О., (2014). Виявлення динаміки змін хімічного складу підземних вод сеноман-келовейського водоносного комплексу у м. Києві за допомогою методів математичної статистики. Науковий вісник Національного гірничого університету, Дніпропетровськ, 3(141), 5–10.

Koshliakov O.Ye., Koshliakova T.O., (2014). Revelation of cenomanian-callovian ground water complex chemical composition changes dynamics in Kyiv by mathematical statistics methods using [Vyyavlennya dynamiky zmin himichnogo skladu pidzemnykh vod senoman-keloveyskogo vodonosnogo kompleksu u Kyevi za dopomogoyu metodiv matematichnoyi statystyky]. Naukoviy visnyk Natsionalnogo girnichogo universytetu, Dnipropetrovsk, 3(141), 5–10. (In Ukrainian).

5. Кошляков О.Є., (2011). Моніторинг гідрогеодинамічної складової геологічного середовища урбанізованих територій (на основі ГІС). Автореферат дис. ... доктора геологічних наук: 04.00.05. Київський національний університет імені Тараса Шевченка, К., 33.

Koshliakov O.Ye., (2011). Geological environment hydrogeodynamic component monitoring for urban territories (on a GIS basis) [Monitoryng gidrogeodynamichnoyi skladovoyi geologichnogo sredovyscha urbanizovanykh terytoriy (na osnovi GIS)], Kyiv, 33. (In Ukrainian).

6. Соботівич Е.В., Бондаренко Г.Н., Ветштейн В.Е. и др., (1977). Изотопно-геохимические методы оценки степени взаимосвязи подземных и поверхностных вод. К.: Наукова думка, 156.

Sobotovich E.V., Bondarenko G.N., Vetshteyn V.E. et al., (1977). Isotope-geochemical methods of underground and surface waters interconnection degree estimation [Izotopno-geokhimicheskiye metody otsenki stepeni vzaimosvyazi podzemnykh i poverkhnostnykh vod]. Naukova dumka, Kyiv, 156. (In Russian).

7. Шестопалов В.М., Дробноход Н.И., Лялько В.И. и др., (1989). Водообмен в гидрогеологических структурах Украины: Водообмен в естественных условиях; отв. ред. В.М. Шестопалов. АН УССР. Ин-т геологических наук, К.: Наукова думка, 288.

Shestopalov V.M., Drobnohod N.I., Lyalko V.I. et al., (1989). Water cycle in hydrogeological structures of Ukraine: Water cycle in natural conditions [Vodoobmen v gidrogeologicheskikh strukturah Ukrainy: Vodoobmen v estestvennykh usloviyakh]. Naukova dumka, Kyiv, 288. (In Russian).

8. Шестопалов В.М., Огняник Н.С. и др., (1991). Водообмен в гидрогеологических структурах Украины. Водообмен в нарушенных условиях; отв. ред. В.М. Шестопалов. АН УССР. Ин-т геологических наук, К.: Наукова думка, 528.

Shestopalov V.M., Ognyanik N.S. et al., (1991). Water cycle in hydrogeological structures of Ukraine: Water cycle in disturbed conditions [Vodoobmen v gidrogeologicheskikh strukturah Ukrainy: Vodoobmen v narushennykh usloviyakh]. Naukova dumka, Kyiv, 528. (In Russian).

9. Шестопалов В.М., Ситников А.Б., Лялько В.И. и др., (1988). Водообмен в гидрогеологических структурах Украины. Методы изучения водообмена; отв. ред. В.М. Шестопалов. АН УССР. Ин-т геологических наук, К.: Наукова думка, 272.

Shestopalov V.M., Sitnikov A.B., Lyalko V.I. et al., (1988). Water cycle in hydrogeological structures of Ukraine. Water cycle investigation methods [Vodoobmen v gidrogeologicheskikh strukturah Ukrainy. Metody izucheniya vodoobmena]. Naukova dumka, Kyiv, 272. (In Russian).

Надійшла до редколегії 25.01.15

MAN-MADE IMPACT AND WATER CYCLE RATES IN CENOMANIAN-CALLOVIAN GROUNDWATER COMPLEX (KYIV)

The paper deals with estimating water cycle rates for the Cenomanian-Callovian groundwater complex located within Kyiv hydrologic system, namely – evaluating velocity of surface water entry to the groundwater complex and its share in groundwater budget.

The research is carried out mostly via a water balance method, and a hydrodynamic method, alongside with testing tritium activity in water samples from the Cenomanian-Callovian groundwater complex, and processing proper isotope data from radio-geologic and radiochemical analysis. To build cartographic schemes ArcGIS program was used.

The paper gives an overview of the data published earlier on water cycle rates within Kyiv groundwater system, which functions under man-induced impact, and determines a portion of atmospheric precipitations in the Cenomanian-Callovian groundwater complex. Taking into account

anthropogenic load in water cycle rebuilding of the hydrodynamic system, there were determined estimates for the time water passes through the upper Cretaceous malm-chalk thickness; the latter is the upper confining layer for the groundwater complex under consideration. The research proves the presence of tritium in groundwater to equally result from both natural and man-caused factors, these two both affecting the process of vertical underground water cycle formation.

For the first time ever, using isotope radio-geologic and radiochemical data, water balance, and hydrodynamic values it was determined that the portion of infiltration supply in the Cenomanian-Callovian groundwater complex, which provides sources for Kyiv area, is equal to 21-23%, and the arrival time of surface water to the groundwater complex under consideration is equal to 10-12 years.

The data obtained allow for determining water cycle rates in the Cenomanian-Callovian groundwater complex as well as immunity of potable ground water. The methodology that combines water balance, hydrodynamic methods, and isotope radio-geologic and radiochemical analysis can be successfully applied when estimating water cycle rates for other areas.

Keywords: groundwater, water cycle, isotope radio-geologic and radiochemical data, water budget, immunity.

Т. Кошлякова, науч. сотруд.

ГУ "Институт геохимии окружающей среды НАН Украины",
просп. Академика Палладина, 34а, г. Киев, 03680, Украина,
E-mail: geol@bigmir.net;

А. Кошляков, д-р геол. наук, доц.

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина,
E-mail: kosh@univ.kiev.ua;

В. Долин, д-р геол. наук, проф.

E-mail: vdolin@ukr.net;

В. Скрипкин, науч. сотр.

E-mail: psrtl@rambler.ru,

ГУ "Институт геохимии окружающей среды НАН Украины",
просп. Академика Палладина, 34а, г. Киев, 03680, Украина

ОЦЕНКА ИНТЕНСИВНОСТИ ВОДООБМЕНА В СЕНОМАН-КЕЛОВЕЙСКОМ ВОДОНОСНОМ КОМПЛЕКСЕ НА ТЕРРИТОРИИ Г. КИЕВ В УСЛОВИЯХ ТЕХНОГЕННОГО ВЛИЯНИЯ

Цель исследования – определение показателей интенсивности водообмена в пределах гидрогеологической системы сеноман-келовейского водоносного комплекса на территории г. Киев, в частности, оценка скорости поступления поверхностных вод в исследуемый водоносный комплекс, а также их доли в водном балансе подземных вод. При выполнении исследования были использованы балансовый, гидродинамический методы, аналитическое определение активности трития в образцах воды из сеноман-келовейского водоносного комплекса и обработка собственных изотопно-радиогеохимических данных. Для построения картографических схем была использована программа ArcGIS.

В результате обобщены опубликованные данные об интенсивности водообмена в системе подземных вод на территории г. Киев в условиях техногенного влияния. Определена доля атмосферных осадков в формировании ресурсов сеноман-келовейского водоносного комплекса. Учитывая антропогенную перестройку водообмена в пределах гидродинамической системы, оценено время прохождения воды через мергельно-меловую толщу верхнего мела, которая служит верхним водоупором для исследуемого комплекса. Выявлено, что содержание трития в подземных водах объективно отображает результат воздействия природных и техногенных факторов формирования подземного вертикального водообмена.

Впервые по изотопно-радиогеохимическим данным и на основании балансовых и гидродинамических расчетов определено, что на территории Киева доля инфильтрационного питания в формировании ресурсов сеноман-келовейского водоносного комплекса составляет 21-23%, а время поступления поверхностных вод в исследуемый комплекс охватывает промежуток времени в 10-12 лет. Полученные результаты позволяют охарактеризовать интенсивность водообмена в сеноман-келовейском водоносном комплексе, а также защищенность питьевого подземных вод на территории г. Киев. Методика совместного использования балансового, гидродинамического методов и анализа изотопно-радиогеохимических данных может быть успешно применена для оценки интенсивности водообмена в пределах других территорий.

Ключевые слова: подземные воды, водообмен, изотопно-радиогеохимические данные, водный баланс, защищенность.

УДК 556.33(477.81)

А. Бровко, асп.

Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна,
E-mail: nastia.brovko@gmail.com;

Г. Бровко, ст. викладач

Національний університет водного господарства та природокористування,
вул. Приходька, 79, м. Рівне, 33002, Україна,
E-mail: brovko_egr@gmail.ru

ГІДРОДИНАМІЧНИЙ РЕЖИМ ПІДЗЕМНИХ ВОД В РАЙОНІ РІВНЕНСЬКОЇ АЕС

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

Мета дослідження – вивчення гідродинамічного режиму підземних вод у районі Рівненської АЕС (РАЕС). Методика: якісний аналіз моніторингових даних та статистична обробка результатів спостережень за рівнями підземних вод з використанням методу кореляційно-регресійного аналізу.

У результаті вивчено режим підземних вод водоносних комплексів, представлених на території досліджень, у природних умовах та в умовах антропогенного впливу (експлуатація водозаборів). Встановлено обернені кореляційні зв'язки між кількостями атмосферних опадів та величинами рівнів підземних вод. Виявлено наявність гідралічного зв'язку між водоносними комплексами, присутніми на території дослідження. Встановлено, що гідродинамічний режим водоносних комплексів у верхньочетвертинних та верхньокрейдових відкладах не залежить від роботи водозаборів у зоні РАЕС, натомість режим водоносного комплексу у верхньопротерозойських відкладах залежить від роботи водозаборів "Острів" та "Бабка".

Ключові слова: гідродинамічний режим підземних вод, рівень підземних вод, кореляційно-регресійний аналіз.

Вступ. На сьогодні актуальною є оцінка стану підземної гідросфери та прогнозування геодинамічних процесів у районі впливу Рівненської АЕС (РАЕС), що обумовлено гідрогеологічними, інженерно-геологічними та гідрогеохімічними особливостями району. З огляду на це, спеціалістами Волинської геологічної експедиції ДП "Українська геологічна компанія" щорічно прово-

диться комплекс робіт з моніторингу динаміки гідросфери в районі РАЕС з урахуванням експлуатації водозаборів та їхнього впливу на режим підземних вод.

Режимна мережа складається із 21 свердловини в окремих пунктах моніторингу: на ділянці Кузнецовського карстологічного полігону, який знаходиться у природних умовах і відтворює природний режим підземних вод;

© Бровко А., Бровко Г., 2015

проммайданчика РАЕС, який знаходиться в техногенних умовах; водозаборах "Бабка" й "Острів", пунктах моніторингу "Москалівна", "Суховоля" та "Заболоття" (рис. 1).

Спостереження по свердловинах в пунктах моніторингу дають змогу встановити певні закономірності у змінах підземної гідросфери в різних гідрогеологічних умовах.

Виклад основного матеріалу. Територія досліджень знаходиться в північній частині Волино-Подільського

артезіанського басейну, в області транзиту та розвантаження підземних вод. За умовами обводненості та фільтраційними властивостями виділяються водоносні горизонти (комплекси), проникні неводоносні (здреновані) відклади та водотривкі товщі. В районі впливу РАЕС виділяються 3 водоносні комплекси – у четвертинних, верхньокрейдових та верхньопротерозойських відкладах.

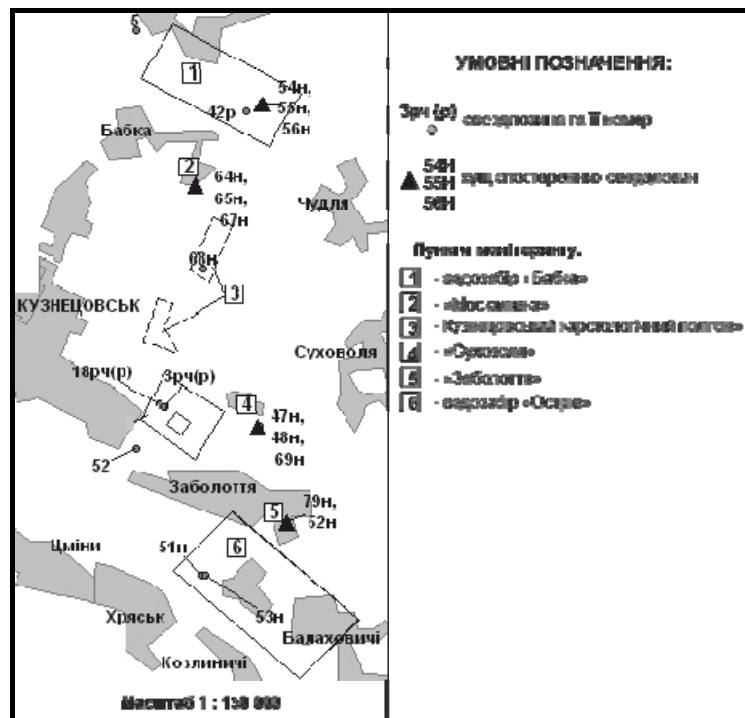


Рис. 1 Карта розташування пунктів моніторингу

Водоносний комплекс у четвертинних відкладах. На Кузнєцькому карстологічному полігоні стан ґрунтових вод контролюється свердловинами Зрч і 18рч, гирла яких займають абсолютні позначки 169,58 м і 170,36 м відповідно. Свердловини Зрч і 18рч помітно реагують на кліматичні фактори, що підтверджує сезонний тип режиму ґрунтових вод у природних умовах.

Перший максимум рівня простежується у зимово-весняну повінь. У свердловинах Зрч і 18рч він зафіксований наприкінці лютого на позначках 168,52 м і 168,47 м відповідно, з амплітудами підйому від початку року 0,28 м і 0,31 м. Весняно-літня межень характеризується амплітудами спаду 0,7 м для свердловини Зрч і 0,38 м для свердловини 18рч, зі зниженням рівнів до відміток 167,82 м і 168,09 м відповідно. Літній максимум рівня зі значеннями 168,24 м (Зрч) і 168,6 м (18рч) зафіксований у червні. Амплітуда літнього підвищення для свердловини Зрч складає 0,42 м, для свердловини 18рч – 0,51 м. Далі відбувається спад рівня до осінньо-зимової межні, коли мінімальні значення рівня для свердловини Зрч становлять 167,93 м, а для свердловини 18рч – 168,08 м.

У районі водозабору "Острів" рівні ґрунтових вод вивчаються по свердловинах 53н і 69н.

Свердловина 53н розташована в межах водозабірної майданчика "Острів" у 0,2 км від русла р. Стир. Така близькість до річки обумовлює вплив її гідрологічного режиму, поряд з кліматичними й метеорологічними факторами, на ґрунтові води і визначає їхній режим як прирусловий вид гідрологічного підтипу сезонного живлення.

Впродовж року рівень ґрунтових вод у свердловині 53н знаходиться на глибинах 1,32-2,52 м у межах абсо-

лютих позначок 160,51-161,71 м з амплітудою коливання 1,20 м.

Свердловина 69н розташована в пункті "Суховоля" на широті проммайданчика Рівненської АЕС в 3,5 км північніше р. Стир з абсолютною відміткою гирла 181,05 м. У геоморфологічному відношенні пункт моніторингу "Суховоля" знаходиться в середній пологій частині схилу. Поповнення ресурсів ґрунтових вод тут відбувається переважно за рахунок підтоку ґрунтових вод з вододілу, оскільки на пряму інфільтрацію атмосферних опадів припадає незначна частина притоку внаслідок швидкого їх стоку по схилу. Рівень у свердловині знаходиться на глибині 5,73-6,46 м у межах абсолютних позначок 174,59-175,32 м з річною амплітудою коливання 0,73 м. Максимальний рівень у зимово-весняну повінь в свердловині 69н встановлюється в кінці січня на позначці 175,1 м, у свердловині 53н – у кінці березня на позначці 161,71 м. Далі має місце післяповеневий спад рівня. У прирусловій зоні мінімальний рівень ґрунтових вод встановлюється на початку червня на позначці 161 м (53н) і амплітуда спаду у весняно-літню межень складає 0,71 м. У свердловині 69н мінімальний рівень після повені встановлюється в кінці лютого на позначці 174,59 м і пояснюється це малою кількістю опадів і тим, що талі води швидко стекли зі схилу. Амплітуда цього спаду складає 0,51 м. Літній максимальний підйом рівня за рахунок атмосферних опадів у прирусловій зоні відбувається в кінці червня, синхронно з підйомами в р. Стир і на карстологічному полігоні, і займає положення на позначці 161,33 м (св. 53н). У свердловині 69н він встановлюється на позначці 174,88 м на місяць пізніше, що підтверджує підтік ґрунтових вод з во-

доділу. Амплітуди літнього максимального підвищення рівня складають 0,33 м (53н) і 0,2 м (69н). Спад рівня ґрунтових вод до осінньої межні в свердловині 53н відбувається синхронно з карстологічним полігоном. Мінімальні значення рівня в період осінньо-зимової межні в свердловині 53н фіксуються в кінці листопада на позначці 160,51 м, а в свердловині 69н – на початку грудня на позначці 174,67 м.

У районі водозабору "Бабка" спостереження ведуться в свердловині 54н. Рівень ґрунтових вод тут тримається на глибині 2,11-2,98 м у межах абсолютних позначок 156,12-156,99 м з амплітудою коливання 0,87 м.

Сезонні спади та підйоми рівня в свердловині 54н відбуваються майже синхронно зі свердловинами на карстологічному полігоні. Рівень з початку року до зимово-весняної повені піднімається на 0,53 м і досягає свого максимального положення на позначці 156,99 м у кінці лютого. Літній мінімум характеризується зниженням рівня на початку червня до позначки 156,56 м. Максимальний рівень влітку, пов'язаний з атмосферними опадами у червні, зафіксований у кінці червня на позначці 156,89 м. Амплітуда підйому становить 0,43 м. Велика кількість опадів у серпні впливає на підйом рівня ґрунтових вод до позначки 156,27 м на кінець серпня. Амплітуда підйому складає лише 0,05 м, тому що додаткові витрати йдуть на випаровування. Далі рівень повільно, поступово й рівномірно знижується на 0,17 м до свого мінімального значення у грудні 156,12 м.

Свердловина 67н у пункті "Москалівна", який знаходиться посередині між водозабором "Бабка" та Кузнецовським карстологічним полігоном на абсолютній позначці 159,6 м, має вільний зв'язок з напірними водами у відкладах верхньої крейди й рівень ґрунтових вод тримається вище земної поверхні зі значенням + 0,45 м і більше. На початку року зафіксований мінімальний рівень з позначкою 159,94 м, який знаходиться вище поверхні землі на 0,34 м.

Водоносний комплекс у верхньокрейдових відкладах. Для аналізу динаміки вод цього комплексу на Кузнецовському карстологічному полігоні вибрано свердловини 3р і 18р. Рівні підземних вод комплексу в свердловині 3р коливаються на глибинах 1,31-1,73 м у межах абсолютних позначок 167,87-168,29 м, а в свердловині 18р – на глибині 1,65-2,39 м з позначками 167,97-168,71 м. Річні амплітуди коливання рівнів складають 0,42 м і 0,74 м відповідно.

Режим водоносного комплексу у верхньокрейдових відкладах у межах карстологічного полігону сезонного типу. Рівні підземних вод, як і ґрунтових, реагують на кліматичні й метеорологічні фактори; усі точки екстремумів синхронні з водоносним комплексом у четвертинних відкладах.

Перший етап поповнення ресурсів підземних вод проходить у зимово-весняну повінь з максимальним положенням рівня, зафіксованим у кінці лютого для обох свердловин. З початку року рівень піднімається у свердловині 3р на 0,14 м до позначки 168,29 м, а в свердловині 18р – на 0,27 м до позначки 168,55 м. Мінімальне положення рівня після повені в свердловинах відмічене на початку червня зі значеннями 167,87 м (3р) і 168,32 м (18р) із амплітудами весняно-літнього спаду 0,42 м і 0,23 м відповідно. Другий етап живлення підземних вод, як і для ґрунтових, пов'язаний з атмосферними опадами влітку. Максимальні рівні на позначках 168,22 м (3р) і 168,71 м (18р) зафіксовані в кінці червня. Амплітуда літнього підвищення для свердловини 3р складає 0,12 м, для свердловини 18р – 0,39 м. Спад рівня підземних вод після літнього максимуму відбувається швидко, як і ґрунтових вод, у перші числа серпня.

Мінімальні рівні відмічені на позначках 167,99 м (3р) і 168,02 м (18р), амплітуди цього спаду дорівнюють 0,23 м і 0,69 м відповідно. Далі рівень вже знижується до осінньо-зимової межні. Мінімальне положення в свердловині 18р він займає в кінці листопада на позначці 167,92 м, а в свердловині 3р – на початку грудня на позначці 167,91 м, амплітуди спаду дорівнюють 0,36 м і 0,23 м відповідно. Загальні амплітуди спаду від літнього максимуму до осінньо-зимової межні складають 0,74 м (18р) та 0,31 м (3р).

Водозабір "Бабка". Спостереження за водоносним комплексом у верхньокрейдових відкладах проводиться у свердловинах 55н і 65н.

Свердловина 55н, розташована на майданчику водозабору "Бабка", реагує на всі кліматичні фактори, а робота водозабору не відображається на її режимі. Рівні в свердловині коливаються на глибинах 2,00-2,62 м і займають абсолютні позначки від 156,48 до 157,1 м, річна амплітуда коливання складає 0,62 м.

Під час зимово-весняної повені максимальне положення рівня на позначці 157,1 м фіксується в кінці лютого і в розрізі річного циклу воно є найвищим. Амплітуда підйому рівня від початку року складає 0,34 м. Подальший спад рівня до весняно-літньої межні відбувається поступово й мінімальне положення встановлюється у червні, як і для ґрунтових вод, на позначці 156,56 м, а амплітуда спаду складає 0,54 м. Другий максимальний підйом рівня відбувається влітку й рівень піднімається на 0,53 м до позначки 157,03 м. Далі спостерігається зниження рівня до осінньо-зимової межні аналогічно з рівнем підземних вод на карстологічному полігоні. У грудні рівень встановлюється на позначці 156,48 м.

Свердловина 65н, яка розташована в пункті "Москалівна", не реагує на роботу водозабору. Режим підземних вод у ній залежить тільки від кліматичних умов і тому має сезонний тип живлення. Враховуючи напірний характер водоносного комплексу у верхньокрейдових відкладах на цій ділянці, рівень води встановлюється над поверхнею землі на відмітках 0,23 м і вище 0,98 м, займаючи абсолютні позначки від 159,83 м і вище 160,58 м.

Від початку року до зимово-весняної повені з піком у кінці березня рівень у свердловині піднімається на 0,45 м і займає позначку 160,45 м. Протягом квітня він повільно знижується, а в травні уже пришвидшує свій спад до весняно-літньої межні. Мінімальний рівень підземних вод встановлюється в кінці травня на відмітці 160,1 м з амплітудою спаду 0,35 м. Літній підйом рівня підземних вод у червні характеризується амплітудою 0,48 м і найвищим положенням у розрізі річного циклу. Рівень протягом місяця тримається вище позначки 160,58 м. Найнижче положення за рік він займає в кінці листопада на відмітці 159,83 м.

Водозабір "Острів". За станом змін рівневої поверхні у водоносному комплексі у верхньокрейдових відкладах проводяться спостереження у свердловинах 52н і 48н.

Свердловина 48н знаходиться у спостережному пункті "Суховоля" на широті проммайданчика Рівненської АЕС. Рівень підземних вод у ній коливається на глибині 5,96-6,51 м з річною амплітудою 0,55 м у межах абсолютних позначок 174,54-175,09 м.

Рівні підземних вод комплексу майже синхронні з рівнями ґрунтових вод, що пояснюється розташуванням пункту "Суховоля" на схилі. Поповнення ресурсів тут відбувається сезонно за рахунок інфільтрації атмосферних опадів та перетікання ґрунтових вод.

У зимово-весняну повінь у свердловині 48н максимальний рівень на позначці 175,09 м відмічається в кінці січня й відповідає найвищому положенню в річно-

му циклі. Спад рівня до весняно-літньої межні відбувається поступово й тільки протягом квітня він стабілізується за рахунок атмосферних опадів і утримується на позначках 174,69-174,7 м. Як і у всіх свердловинах, мінімальне положення рівень займає на початку червня, коли він знижується на 0,26 м до відмітки 174,59 м. Під час літніх дощів рівень піднімається на 0,23 м і встановлюється на відмітці 174,82 м у кінці липня, синхронно з ґрунтовими водами. Далі рівень знижується до осінньо-зимової межні, яка приходить на початок грудня, та встановлюється на мінімальній позначці 174,59 м. Амплітуда спаду від літнього максимуму до осінньо-зимового мінімуму складає 0,23 м.

Свердловина 52н розташована в 1,7 км на північ від водозабору "Острів". Рівень води в ній коливається на глибині 1,85-2,19 м з амплітудою 0,61 м у межах абсолютних позначок 165,96-166,3 м.

На режим цієї свердловини водовідбір на водозабір "Острів" не впливає. Поповнення ресурсів підземних вод відбувається за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, що й визначає сезонний тип живлення водоносного комплексу "Заболоття". Зважаючи на те, що пункт "Заболоття" розташований у нижній частині схилу тераси р. Стир, атмосферні опади, крім тих, що безпосередньо випадають на ділянку, ще додатково надходять у вигляді стікаючих зі схилу потоків.

У зимово-весняну повінь у свердловині 52н спостерігається максимальне підняття рівня до відмітки 166,26 м. Спад рівня до весняно-літньої межні відбувається плавно. Мінімальне положення він займає на початку червня на відмітці 166,07 м з амплітудою спаду 0,15 м. Пік літнього максимального положення рівня, пов'язаний з інтенсивними атмосферними опадами, зафіксований у кінці червня й співпадає з найвищим своїм положенням у розрізі річного циклу. Амплітуда літнього підйому складає 0,23 м, а рівень встановлюється на відмітці 166,3 м. Далі рівень підземних вод опускається до осінньо-зимової межні й найнижче положення займає на початку грудня зі значенням 165,96 м і амплітудою зниження 0,23 м. Загальна амплітуда зниження після літньої повені до осінньо-зимової межні відповідає річній амплітуді 0,34 м.

Водоносний комплекс у верхньопротерозойських відкладах. У зоні імовірного впливу роботи водозаборів на зміни рівнів у водоносному комплексі у верхньопротерозойських відкладах (горбашівські та бабинські відклади) спостереження ведуться по 9-ти свердловинах.

Кузнецовський карстологічний полігон. У свердловині 68н, яка знаходиться на карстологічному полігоні в природних умовах, ведеться спостереження за горбашівським водоносним горизонтом. Рівень підземних вод у ній коливався на глибині 8,59-10,82 м з річною амплітудою 2,23 м у межах абсолютних позначок 160,11-162,36 м.

Оскільки свердловина знаходиться в 4 км на південь від водозабору, водовідбір на неї не впливає. Усі точки екстремумів горбашівського горизонту відмічаються синхронно з точками екстремумів для водоносних комплексів у четвертинних і верхньокрейдових відкладах. Пояснити це можна гарними колекторними властивостями порід комплексу, водопритоками по системах тріщин та перетінанням з вищезалгаючого водоносного комплексу.

Зимово-весняний максимум рівня встановлюється в кінці лютого на відмітці 162,36 м і відповідає найвищому положенню в річному циклі, а амплітуда підйому від початку року складає 1,84 м. Весняно-літній мінімум відмічається на початку червня з опусканням рівня на 2,03 м до позначки 160,33 м.

Горбашівський водоносний горизонт реагує на інтенсивні атмосферні опади влітку підйомом рівня на

0,27 м до позначки 160,6 м, яку він займає в кінці червня й так утримується до кінця вересня з невеликими відхиленнями до верху чи до низу. За цей період рівень піднімається на 0,04 м у середині липня та на 0,08 м у кінці вересня й встановлюється на відмітках 160,57 м і 160,56 м відповідно. Мінімальні положення він займає на початку липня на відмітці 160,53 м і на початку серпня на відмітці 160,48 м з відповідними амплітудами спаду 0,07 м та 0,09 м.

Осінньо-зимовий мінімум встановлюється на початку грудня, коли рівень знижується на 0,43 м до свого найнижчого положення на відмітці 160,13 м. До кінця року відбувається нове підвищення рівня горбашівського водоносного горизонту.

Також не реагують на водовідбір свердловини 64н, 66н у пункті "Москалівна", які розташовані в 2,5 і 3,0 км від експлуатаційних свердловин водозабору.

Рівні бабинського водоносного горизонту у свердловині 66н протягом річного циклу тримаються вище позначки 159,75 м, що складає 0,15 м над поверхнею землі. В свердловині 64н рівні горбашівського водоносного горизонту коливаються на глибині 1,27-1,77 м у межах абсолютних позначок 157,83-158,33 м з річною амплітудою 0,5 м. Динаміка підземних вод зазнає впливу кліматичних факторів і визначає сезонний характер режиму горбашівського водоносного горизонту.

Зимово-весняний максимум у свердловині 64н встановлюється в кінці лютого на відмітці 158,27 м з амплітудою підйому 0,25 м. Весняно-літній мінімум фіксується на початку червня, коли рівень знижується на 0,57 м до відмітки 157,9 м. Літній максимум (кінець червня) характеризується підйомом рівня на 0,43 м до свого найвищого положення на позначці 158,33 м. Літній мінімум спостерігається на початку серпня, коли рівень знижується на 0,46 м до позначки 157,87 м. Осінньо-зимовий мінімум кінця листопада відповідає найнижчому положенню рівня на позначці 157,83 м і характеризується амплітудою спаду 0,13 м.

Такий природний режим підземних вод водоносного комплексу у верхньопротерозойських відкладах у пункті "Москалівна" обумовлюється природним бар'єром – тектонічним розломом між місцем розташування свердловин і майданчиком водозабору.

Водозабір "Бабка". Бабинський водоносний горизонт у свердловині 56н, яка знаходиться на самому майданчику водозабору, не реагує на водовідбір. Зміни його рівня коливаються з невеликою амплітудою 0,48 м на глибині 1,31-1,79 м, займаючи абсолютні позначки від 157,31 до 157,79 м. Усі точки екстремумів, крім зимово-весняного максимуму, протягом року синхронні сезонним точкам горбашівського горизонту на карстологічному полігоні у природних умовах і в пункті "Москалівна".

Зимово-весняний максимум відмічений на початку березня на позначці 157,79 м з амплітудою підйому 0,27 м. Весняно-літній мінімум зафіксований на початку червня на позначці 157,31 м з амплітудою спаду 0,48 м. Літній максимум відмічається на початку червня на позначці 157,77 м, а амплітуда підйому складає 0,46 м. Наступний мінімум початку серпня характеризується спадом рівня на 0,25 м до позначки 157,52 м. До кінця вересня рівень піднімається ще на 0,04 м до позначки 157,56 м. Осінньо-зимовий мінімум спостерігається на початку грудня, коли рівень встановлюється на позначці 157,4 м з амплітудою спаду 0,14 м.

Свердловина 5 також не реагує на роботу водозабору. На коливання рівня горбашівського водоносного горизонту впливають більше природні фактори й гідрологічний режим р. Стир, враховуючи її близькість. Рівні горбашівського водоносного горизонту в свердловині 5

коливаються на глибині 3,81-4,8 м з річною амплітудою 0,99 м у межах абсолютних позначок 152,1-153,09 м.

Максимальне положення рівня у зимово-весняну повинь фіксується в середині лютого на позначці 153,09 м і відповідає річному максимуму. Мінімальне положення рівня після літнього максимуму в червні відбувається на початку серпня на позначці 152,27 м синхронно зі свердловиною 56н. Невелике наступне підвищення рівня на 0,05 м до позначки 152,32 м відмічається в кінці вересня. Найнижче положення рівня підземних вод у річному циклі співпадає з мінімальним у осінньо-зимову межен. Фіксується воно в середині грудня, коли рівень знижується на 0,17 м і займає позначку 152,1 м.

Свердловина 42р, яка споруджена на горбашівський водоносний горизонт, розташована на майданчику водозабору і реагує на його роботу. Крива коливання рівня в ній іде врозріз із сезонними природними коливаннями водоносного комплексу у верхньопротерозойських відкладах. Дуже велика амплітуда 5,54 м річного коливання рівня вказує на порушений режим динаміки підземних вод.

Водозабір "Острів". При експлуатації водозабору "Острів" проводяться режимні спостереження по 3-х свердловинах.

Свердловини 47н (х. Суховоля), 79н (с. Заболоття) і 51н (майданчик водозабору), пробурені на бабинський водоносний горизонт і зазнають незначного впливу, окрім останньої, від роботи водозабору, але також реагують на кліматичні фактори. Режим підземних вод у них сезонного типу. На графіках криві змін рівнів бабинського водоносного горизонту в свердловинах майже синхронні й усі сезонні точки екстремумів присутні. Річний мінімум в усіх свердловинах відзначається на початку року (початок січня), а річний максимум відбувається у період весняної повені. В свердловині 51н пік весняного максимуму припадає на середину березня, в свердловині 47н – кінець березня та в свердловині 79н – на початок квітня, а амплітуди підйому співпали з амплітудами річного циклу.

У свердловині 47н рівень коливається на глибині 16,67-18,7 м з амплітудою 1,53 м у межах абсолютних позначок 162,85-164,38 м, а в свердловині 79н він знаходиться нижче земної поверхні на 6,08-8,26 м, займаючи абсолютні позначки від 159,89 м до 162,07 м з амплітудою коливання 2,18 м. Амплітуди річного перепаду рівнів у свердловинах достатньо великі, що вказує на порушений режим водоносного горизонту. Значення їх збільшуються з наближенням до водозабору й потраплянням до радіусу експлуатаційної воронки. Найвіддаленіша від майданчика свердловина 47н ("Суховоля"), відстань від

неї до водозабору складає 3,5 км. Свердловина 79н розташована ближче, в 1,7 км від майданчика. Свердловина 51н знаходиться на самому експлуатаційному майданчику й рівень у ній протягом року коливався з найбільшою амплітудою 5,68 м на глибині 5,49-11,17 м у межах абсолютних позначок 151,86-157,64 м.

Перший весняно-літній спад рівнів бабинського водоносного горизонту фіксується на початку червня з мінімальним положенням на позначках 163,55 м (св. 47н), 160,89 м (св. 79н) та 155,74 м (св. 51н). Максимуми в період літнього підйому в свердловинах 47н і 79н відзначаються в кінці червня на позначках 163,94 м і 161,54 м, а в свердловині 51н – у кінці липня на позначці 156,67 м.

Подальший спад рівнів до осінньо-зимової межні відбувається поступово. Мінімальні положення у межень рівні займають на початку грудня на позначках 162,85 м (св. 47н), 159,89 м (св. 79н) та 151,86 м (св. 51н).

Методика математичної обробки. Результати якісного аналізу режиму підземних вод на території вивчення дають змогу визначити їх режим як такий, що має сезонний тип живлення. Статистичні методи дозволяють на кількісному рівні оцінити коливання рівня підземних вод у природних і порушених гідрогеологічних умовах від кількості атмосферних опадів, що випадають протягом року.

Залежність між вибірками дозволяє встановити метод парного кореляційно-регресійного аналізу, який і застосовується для виявлення кореляційного зв'язку між рівнями підземних вод та кількостями атмосферних опадів, які випадали в районі впливу РАЕС, та визначення сили цього зв'язку та надійності регресійної моделі.

Аналіз даних відбувається в такій послідовності: 1) оцінка статистичної значущості між величинами двох вибірок; 2) знаходження парного коефіцієнта кореляції (парний коефіцієнт кореляції Пірсона); 3) побудова діаграм розсіювання та знаходження рівняння регресії; 4) оцінка параметрів регресії β_0 , β_1 та їх стандартних відхилень $m\beta_0$, $m\beta_1$ із застосуванням методу найменших квадратів; 5) оцінка регресійної моделі на основі коефіцієнта детермінації та встановлення статистичної значущості моделі.

Результати. При рівнях значущості $\alpha=0,75-0,9$ встановлено наявність обернених кореляційних зв'язків між рівнями підземних вод і кількістю атмосферних опадів для свердловин 69н, 3р, 64н та 56н, пробурених на різні водоносні горизонти. Згідно зі шкалою Чеддока, зв'язок між величинами сильний.

Отримано рівняння регресії з довірчими інтервалами для їх параметрів β_0 та β_1 , які є надійними при різних рівнях значущості – від 0,75 до 0,9 (табл. 1).

Таблиця 1

Результати кореляційно-регресійного аналізу

Пункт моніторингу	"Суховоля"	Карстологічний полігон	"Москалівна"	"Бабка"
ВГ	Q	K ₂	PR ₃	
№ свердловини	69н	3р	64н	56н
K Пірсона, r	-0,8	-0,9	-0,8	-0,9
Рівняння регресії	$y=177,9-0,024 \cdot x+e$	$y=171,1-0,024 \cdot x+e$	$y=161,4-0,026 \cdot x+e$	$y=161,3-0,029 \cdot x+e$
p, k	0,8; 2	0,85; 2	0,75; 2	0,9; 2
Довірчий інтервал	β_0	175,100 - 181,769	169,365 - 174,651	160,263 - 164,675
	β_1	-0,046 - -0,023	-0,037 - -0,010	-0,034 - -0,017
Коеф. детерм., R ²	0,7	0,6	0,4	0,7
p, k ₁ , k ₂	0,8; 1, 2	0,75; 1, 2	0,6; 1, 2	0,8; 1, 2

Свердловини 69н, 3р та 64н знаходяться на ділянках з природним режимом підземних вод. Наявність обернених кореляційних зв'язків тут є закономірною, адже інфільтраційні води надходять до водоносних горизонтів не одразу, а із певним запізненням. Тому

найнижчі рівні підземних вод можуть встановлюватись на початок чи перебіг дощового чи паводкового періоду та поступово підвищуватись внаслідок надходження інфільтраційних вод. Свердловина 56н знаходиться в умовах з порушеним режимом підземних вод, але за

даними режимних спостережень вона не реагує на його роботу. Для неї також характерною є наявність обернених кореляційних зв'язків між величиною рівня підземних вод та кількістю атмосферних опадів.

У результаті проведеного дослідження можна зробити такі **ВИСНОВКИ**:

1) робота водозабору "Острів" впливає на режим підземних вод водоносного комплексу у верхньопротерозойських відкладах і визначає його як порушений, що підтверджується значними коливаннями його рівня. Так, амплітуда коливання рівня у свердловині 51н, яка знаходиться на території водозабору, складає більше 5 м, свердловині 49н (1,7 км від водозабору) – 2,18 м, а у свердловині 47н (1,7 км від водозабору) – вже 1,53 м;

2) вплив від роботи водозабору "Бабка" підтверджується великою амплітудою коливання рівня (5,54 м) у свердловині 42р, яка розташована на його території. Але він має обмежене поширення і вже за 2,5 км він непомітний (свердловини 64н, 65н у пункті "Москалівна" не реагують на водовідбір). Причиною цього може бути наявність природної межі (тектонічний розлом) з витратою, що дорівнює 0;

3) формування й живлення ґрунтових вод має сезонний характер та відбувається за рахунок атмосферних опадів ($r=-0,8$);

4) при надходженні атмосферних опадів до ґрунтових вод збільшується й кількість води, що перетікає у

нижчезалегаючі водоносні комплекси у верхньокрейдових і верхньочетвертинних відкладах, що приводить до підняття рівня підземних вод ($r=-0,8$ – $-0,9$);

5) отримані коефіцієнти детермінації свідчать про те, що на 40-70% зміни рівнів підземних вод залежать від кількості атмосферних опадів.

Також варто відзначити те, що тектоніка району дослідження відіграє певну роль у формуванні режиму підземних вод та в окремих випадках є додатковим фактором, що визначає величину техногенного впливу на підземні води та площу його поширення.

Список використаних джерел

1. Бровко Г.І., (2012). Моніторинг динаміки гідросфери в районі ВП РАЕС з врахуванням експлуатації водозаборів та їх впливу на режим підземних вод промшайданчика. Р.: Волинська гідрогеологічна партія, 83 с.

Brovko G.I., (2012). Monitoring of groundwater dynamics on the area of Rivne NPP taking into account water intake and its impact on the groundwater regime on the shaft [Monitoring dynamiky gidrosfery v rajoni VP RAES z vrahuvannyam ekspluatatsiyi vodozaboriv ta yix vplyvu na rezhym pidzemnykh vod promshajdanchyka]. Volyn Geological Survey, Rivne, 83 p. (In Ukrainian).

2. Девис Дж.С., (2002). Статистический анализ данных в геологии. М.: Недра, 620 с.

Davis J.C., (2002). Statistics and Data Analyses in Geology [Statysticheskyj analiz dannykh v geologii]. Moscow, Nedra, 620 p. (In Russian).

3. Griffis V.W., Stedinger J.R., (2007). The use of GLS regression in regional hydrologic analyses. *Journal of Hydrology*, 344, 82-95.

Надійшла до редколегії 14.02.15

A. Brovko, Postgraduate Student
Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine
E-mail: nastia.brovko@gmail.com;
G. Brovko, Lecturer
National National University of Water Management and Nature Resources Use
79 Prykhodka Str., Rivne, 33002 Ukraine
E-mail: brovko_egp@mail.ru

HYDROLOGIC GROUNDWATER REGIMES ON RIVNE NPP IMPACT

The purpose of the research is to study and to analyze the groundwater regime in the aquifers of the Rivne NPP impacted area. The research is carried out on water intake data obtained from 21 monitored wells on the territory of Rivne NPP impact. There is studied groundwater regime in natural and man-made conditions. Fluctuations of groundwater level are determined mathematically using correlation and regression analysis.

There is given environmental assessment of the research area and the area of Rivne NPP. The paper analyzes annual groundwater cycle in different aquifers. The findings reveal: (1) aquifer regime in the Quaternary deposits to have a seasonal type of recharge; (2) aquifer regime in the Upper Cretaceous deposits to have a seasonal type of recharge and be invariant of water intakes in the area of Rivne NPP impact; (3) aquifer regime in the Upper Proterozoic deposits to have a seasonal type of recharge and be variant of water intakes in this area.

Keywords: groundwater regime, water level, hydraulic head, correlation and regression analysis.

A. Бровко, асп.
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина,
E-mail: nastia.brovko@gmail.com;
Г. Бровко, ст. препод.
Национальный университет водного хозяйства и природопользования,
ул. Приходько, 79, г. Ровно, 33002, Украина,
E-mail: brovko_egp@mail.ru

МОНИТОРИНГ РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД В РАЙОНЕ РОВЕНСКОЙ АЭС

Целью работы является изучение и анализ режима водоносных комплексов подземных вод в районе влияния Ровенской АЭС. Исследование проводилось с использованием данных, полученных при проведении мониторинговых работ для 21 наблюдательной скважины в зоне влияния Ровенской атомной электростанции (РАЭС) и действующих водозаборов. Изучался режим подземных вод в естественных и антропогенных условиях. Изменение уровней подземных вод описывается с использованием метода корреляционно-регрессионного анализа.

В результате исследования был изучен и проанализирован режим подземных вод водоносных комплексов, представленных на территории исследования. Проведена объективная оценка современного состояния территории исследований, куда входит промплощадка РАЭС. Исследование дало возможность подтвердить наличие гидравлической связи между водоносными комплексами, присутствующими на территории исследования. Установлено, что: 1) режим грунтовых вод относится к сезонному типу; 2) режим водоносного комплекса в верхнемеловых отложениях имеет сезонный тип питания и не зависит от работы водозаборов в зоне воздействия РАЭС; 3) режим водоносного комплекса в верхнепротерозойских отложениях имеет сезонный тип питания и зависит от работы водозаборов "Остров" и "Бабка".

Ключевые слова: гидродинамический режим, уровень подземных вод, корреляционно-регрессионный анализ

УДК 550.8.013

К. Бойко, асп.
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ІНІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна
E-mail: boyko_ekateruna@ukr.net

МЕТОДИКА ОЦІНКИ РИЗИКУ ВИНИКНЕННЯ НОВІТНІХ ЗСУВІВ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОГО БЕРЕГА КРИМУ

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

Інженерно-геологічне освоєння території південного берега Криму, що є геодинамічно активною геолого-тектонічною структурою, завжди ускладнювалось широким розповсюдженням екзогенних геологічних процесів (ЕГП). Особливо небезпечним явищем для регіону є зсуви. Практика закріплення схилів та усунення основних факторів зсувоутворення на досліджуваній території триває майже півстоліття. За цей період було розроблено комплекс методик щодо здійснення інженерно-геологічних заходів, а також впроваджено основи прогнозування активізації зсувів та їх виявлення на місцевості. Проте, незважаючи на закріплення контрфорсів та стабілізацію грандіозних зсувних систем, нині спостерігається тенденція активізації та утворення новітніх зсувів неглибокого залягання техногенного та ерозійного походження. Останні формуються у покровних елювіально-делювіальних відкладах, що залягають на флішевих формаціях таврійської серії та середньоюрського віку. Повсюдне поширення невеликих за розміром та неглибоких зсувів створює проблему їх виявлення під час моніторингових робіт. Методи просторового моделювання зсувонебезпечних територій ("геодинамічного" або "зсувного" потенціалу), що ґрунтуються на теорії ймовірності, були розроблені на прикладі окремих зсувних районів, тому потребують залучення детальної інформації на основі великомасштабних зйомок. З іншого боку, оцінка схильності території до розвитку зсувів за розрахунковими показниками – коефіцієнтами лінійної та площинної ураженості – не відображає динаміки та напрямку розвитку процесу. Таким чином, необхідність оцінки ризику активізації та утворення сучасних зсувів потребує створення більш прийнятного з точки зору зазначених критеріїв – інформативності та надійності, методу регіонального просторового аналізу розвитку процесу. Запропонована автором методика дозволяє оцінювати ризик поширення сучасних зсувів за допомогою інтегрованого показника, що враховує як активність (динаміку розвитку) зсувів у межах регіону, так і інтенсивність їх прояву (просторове ураження). Вперше, з метою обґрунтування розподілу коефіцієнта ризику в межах південно-західного узбережжя Криму, було надано кількісну оцінку критерію генетичного типу вміщуючих порід на основі історико-геологічного методу Г.С. Золотарьова. В результаті дослідження було складено карту-схему районування досліджуваної території за ступенем ризику прояву зсувів неглибокого залягання. Побудована модель відображає як напрямок розвитку зсувів, так і стан геологічного середовища. Карта-схема оцінки ризику поширення зсувів у комплексі з картою-схемою техногенного навантаження є інформативною основою для районування території за ступенем стійкості геологічного середовища до різних типів техногенного впливу, а також до розвитку зсувів неглибокого залягання.

Ключові слова: ризик, зсув у покровних відкладах, активність, ураження, стійкість схилу.

Постановка проблеми. Впродовж останніх 10-20 років геологічне середовище південного берега Криму (далі ПБК) зазнає інтенсивного впливу та змін внаслідок антропогенної діяльності. На території південного узбережжя межі геологічного середовища визначаються глибиною впливу інженерно-господарської діяльності людини, яка охоплює відклади верхньопліоценового-четвертинного віку, а також глибиною, на якій відбуваються геолого-геохімічні процеси та утворюються розривні порушення – горизонт поширення верхньотріасового-нижньоюрського комплексу порід таврійської серії флішової формації. В умовах широкого розповсюдження екзогенних геологічних процесів (ЕГП) такі зміни є особливо несприятливими, оскільки можуть призвести до активізації та виникнення останніх. Найпоширенішими та найбільш небезпечними ЕГП, що чітко реагують на порушення природних інженерно-геологічних умов, є зсуви. Активізація зсувів у межах регіону пов'язана з масштабним освоєнням земель під санаторно-курортне й житлове будівництво, інтенсивним антропогенним впливом на схили (у вигляді підрізків та перевантаження) внаслідок прокладання дороги. З початку вивчення процесу в межах регіону спостерігається постійна зсувна діяльність, що проявляється у виникненні нових зсувних об'єктів та активізації умовно стабільних. Однак, не всі генетичні типи зсувів, що поширені в межах регіону, мають однаковий ступінь активізації в сучасних умовах. За даними Кримської зсувної станції, приріст зсувів антропогенного походження за період з 1972 по 2011 рр складає близько 70%, у той час, коли кількість зсувів природного походження (разом із абразійними) збільшилась тільки на 30-40% [5]. Техногенні зсуви за режимом активності після їх утворення не відрізняються від природних ерозійних зсувів. Крім того, вони формуються у поверхневих елювіально-делювіальних відкладах і чітко реагують на всі сезонні та багаторічні зміни режиму вологості, а їх утворення пов'язується з підрізкою підшви схилів та приурочено до рівнів доріг, буді-

вельних майданчиків, а також ерозійних рівнів. У зоні потенціального та існуючого впливу таких зсувів знаходяться важливі господарські об'єкти, тому задачі їх завчасного виявлення та моделювання їхнього розвитку, а також оцінки ризиків життєдіяльності в зоні їхнього прояву, є пріоритетними в теперішніх умовах.

Аналіз досліджень та виділення невирішених питань. Історія вивчення природи схилів гравітаційних процесів ПБК триває майже два століття. Тривалий період основою досліджень були постійні режимні спостереження на стаціонарних об'єктах – опорних зсувних полігонах, започатковані Н.Ф. Погребовим, В.Ф. Пчелінцевим, І.Е. Худяєвим. Фактичний матеріал, який було отримано в результаті проведення ряду робіт на стаціонарах – гідрогеологічних, інженерно-геологічних, геофізичних, геодезичних, і т. ін., дозволив дослідити та сформувати уявлення щодо факторів активізації та утворення зсувів. Значний обсяг робіт, що стосуються аналізу зсувоутворюючих факторів у межах південного узбережжя, належить А.І. Шеко, І.Б. Корженевському, В.Н. Славянову, І.Ф. Єришу, О.П. Ємельяновій. У межах досліджуваного регіону фактори утворення зсувів прийнято поділяти на "фактори-умови" та "фактори-процеси" [4]. Оскільки ознакою підготовки зсуву на схилі є зменшення коефіцієнта стійкості, всі фактори розглядаються з позиції їх впливу на даний параметр. Так, фактори-умови, що діють постійно, необоротно впливають на коефіцієнт стійкості, зменшуючи його. До таких факторів (та їх похідних) відносять: геолого-літологічні (стратиграфія, фізико-механічні властивості ґрунтів, тектоніка), геолого-морфологічні (експозиція та крутизна схилів, їхній вік, історія розвитку рельєфу). Фактори-процеси, або тригерні фактори, впливають переважно оборотно на режим стійкості схилу, вони здатні вивести схил зі стану рівноваги тільки тоді, коли коефіцієнт стійкості схилу вже було знижено факторами-умовами. До таких факторів відносять: абразію, ерозію, сезонні та багаторічні коливання атмосферних

опадів, техногенне навантаження (підрізки, перевантаження), землетруси, міцність та обводнення ґрунтів у зоні аерації. Таким чином, геологічні та геоморфологічні фактори створюють умови та визначають просторові закономірності поширення зсувів, тобто ураження території. Особливості літології, стратиграфії, тектонічна роздробленість флішу, крутизна схилів та історія розвитку рельєфу, а також фізико-механічні властивості ґрунтів, формують середню величину коефіцієнта стійкості зсувних систем. Тому аналіз та вивчення саме цих факторів є важливим етапом у процесі розробки проектів стабілізації зсувів та являють собою основу регіональних прогнозів зсувоутворення. Початок використання статистичних методів виявлення умов та факторів розвитку зсувів було покладено співробітниками інституту ВСЕГІНГЕО, а також Ялтинської комплексної гідрогеологічної та інженерно-геологічної партії (А.І. Шеко, К.А. Гулакян, В.В. Кюнтцель, Г.П. Постоев). Серед найпоширеніших слід виділити метод суміщення рядів даних активізації зсувів та кількості атмосферних опадів, або рівнів підземних вод, а також метод просторового моделювання – метод геодинамічного потенціалу. За даною методикою, визначення ймовірності виникнення чи активізації зсувів на досліджуваній території зводиться до визначення ймовірності зсувоутворення під впливом конкретного поєднання факторів, що визначають стан природних умов на окремих ділянках. Враховуючи складні та мінливі у просторі інженерно-геологічні умови південно-західного узбережжя Криму, застосування методики можливе лише на локальному рівні, наприклад, у межах конкретних зсувних систем, а також передбачає залучення інформації, джерелом отримання якої мають слугувати геологічна, гідрогеологічна, геоморфологічна та інженерно-геологічна зйомки масштабу 1:2000 або 1:5000 у поєднанні з постійним візуальним обстеженням зсувних схилів. Однак, на сьогодні такі роботи не виконуються через брак фінансування. Зсуви неглибокого закладання є моногенними, тобто утворюються та активізуються під впливом визначених факторів, а також характеризуються відносно простою будовою та мають одну поверхню ковзання. Домінуючим фактором, що визначає просторову закономірність поширення останніх, є геолого-літологічний фактор – наявність зон послаблення в елювіально-делювіальному шарі порід, що обумовлено відсутністю міцних цементацийних зв'язків у суглинчастих породах даного генезису, а також їх схильністю до швидкого водонасичення та набрякання. Як чинники, що здатні вивести потенційно зсувний схил із стану рівноваги, розглядаються техногенне навантаження та атмосферні опади. Дослідження пропонує визначити регіональні критерії формування зсувів через непрямі критерії зазначених факторів. Геологічний фактор пропонується проаналізувати, використовуючи історико-геологічний метод Г.С. Золотарьова, а опосередкований вплив техногенного фактора – через інтенсивність активізації зсувів.

Постановка завдання. Метою дослідження є створення практично значимої частини регіональної оцінки умов розвитку техногенних та ерозійних зсувів, а також впровадження та обґрунтування методу оцінки ризиків для території південно-західного узбережжя Криму і схильності до розвитку техногенних та ерозійних зсувів, що формуються у покривних відкладах. Даний метод має враховувати просторову та часову складову поширення зсувів, ґрунтуватися на використанні інформації, отриманої у попередніх дослідженнях, а також оцінювати ступінь можливого впливу зсувів на господарські об'єкти.

Характеристика території досліджень. Територія досліджень співпадає з межами поширення Південно-

Західного зсувного підрайону, що виділяється в межах інженерно-геологічної області низкогір'я ПБК (відповідно до схеми загального інженерно-геологічного районування Криму). Південно-Західний зсувний підрайон обмежений із заходу мисом Айя, зі сходу – горами Кастель, Урага й Чамни-Бурун, з півночі – підшоною хребта Яйли, з півдня – сучасною береговою лінією Чорного моря. Його найбільша ширина змінюється від 5-6 км на сході до 0,5 км на заході. Протяжність берегової смуги складає 87 км. Тут на площі 300 км² спостерігається утворення близько 600 зсувів. Досліджувана територія характеризується найбільшим у Криму коефіцієнтом площинної ураженості зсувами – близько 9% території. Зсуви підрайону представлені складними зсувами, що складаються з декількох зсувних рівнів та мають більше однієї поверхні ковзання, а також зсувами-потоками, що формуються у делювіально-елювіальних відкладах флішової та карбонатної формацій.

Виклад основного матеріалу досліджень. З метою оцінки схильності території до поширення в її межах покривних зсувів природного та техногенного генезису пропонується використовувати методологічні основи оцінки ступеня інженерного ризику як регіональної складової контролю геотехнічного стану геологічного середовища, а також інтегрованого показника, що дозволяє виявити існуючі і прогнозовані зміни під впливом техногенного фактора. Практика оцінки просторової складової ступеня інженерного ризику в межах Південно-Західного зсувного підрайону зводиться до розрахунку ураженості інженерно-геологічних ділянок – зсувних районів, виділених відповідно до схеми гідрогеологічного районування за М.В. Чуриновим [3]. Коефіцієнт ураженості ($K_{пр.}$) у даному випадку є відношенням сумарної площі виявлених активних проявів зсувів (A) до площі (S) досліджуваного зсувного району [1]:

$$K_{пр.} = \frac{A}{S} \quad (1)$$

Проте, існує ряд недоліків при такому способі розрахунку. Так, наприклад, при майже однаковій величині сумарної площі зсувів у межах зсувних ділянок "Бекетове-Оползнев" (5,86 км²) та "Симеїз-Мисхор" (4,43 км²), показники їх ураженості суттєво відрізняються й становлять відповідно 50% та 11%, що пояснюється різницею у величинах площі самих ділянок. З іншого боку, коефіцієнт ураженості, отриманий за формулою (1), не відображає динаміки та інтенсивності процесу, оскільки внаслідок злиття зсувів їхня сумарна площа може залишатися сталою, навіть при підвищеній активності процесу в межах конкретної ділянки.

Автор дослідження пропонує використовувати таку методику визначення ризику активізації зсувів у поверхневих відкладах, що враховує як активність та інтенсивність процесу, так і його зв'язок з геологічними умовами. Як ознака, що характеризує територіальний розподіл зсувів у межах Південно-Західного зсувного підрайону, використовується інтенсивність їх прояву. Як експериментальна розглядається територія, що знаходиться в межах зсувних ділянок (із заходу на схід): Батиліманської, Ласпінської, Теселі-Снітовської, Бекетово-Оползнев, Ліменської, Симеїз-Мисхорської, і має площу 94 км², у межах якої зареєстровано близько 260 зсувів неглибокого залягання техногенного та ерозійного походження. З метою класифікації території за ступенем інтенсивності активізації, або поширення зсувів, використовувались середньорічні величини зміщення, отримані Ялтинською інженерно-геологічною та гідрогеологічною партією в результаті моніторингових робіт з 2001 по 2010 рр. Виходячи з умов, що інтенсивність зсувної діяльності будь-якої ділянки території визнача-

ється сукупністю проявів активності кожного із зсувів у її межах, вважається, що найбільший показник інтенсивності має така ділянка території, для якої зсувна активність реєструвалася кожного року впродовж визначеного періоду (10 років). У результаті розрахованої таким чином інтенсивності було виділено ареали поширення зсувів за відсотком інтенсивності зсувної активності.

Показник активності, що характеризує розвиток зсувів у часі, був розрахований для кожного зсуву окремо як відношення кількості років, протягом яких спостерігалось вертикальне або горизонтальне зміщення зсуву, до загальної тривалості досліджуваного періоду (10 років). З метою отримання значення активності в кожній точці території, застосовувалась апроксимація поверхні розподілу зсувів. Оскільки зсув та величина його зміщення являють собою дискретний показник, з метою виконання апроксимації було обрано метод зворотних зважених відстаней (англ. Inverse Distance Weighting). Принцип його дії полягає у дотриманні умови, за якої точки, які найбільш близькі до місцезнаходження точки апроксимації, більшою мірою впливають на прогнозоване значення, ніж віддалені від нього. В результаті, отримана поверхня розподілу показника активності є

близькою до реальної, адже ймовірність активізації близько розташованих зсувів за умов локального впливу певного фактора має велику ймовірність. Створення карти апроксимованої поверхні за показником активності та карти-схеми інтенсивності відбувалося в середовищі програми ArcGis 10.0. З метою визначення коефіцієнта ризику прояву зсувів у межах досліджуваної території, кожну поверхню було класифіковано та поділено на ранги. Так, поверхню активності прояву було поділено на 4 категорії, що характеризують такі ступені змін геологічного середовища під впливом певних факторів: слабкий (0-0,1) – не очікується змін геологічного середовища; середній (0,1-0,5) – зміни геологічного середовища відображаються в його якісних показниках, однак не впливають на господарські об'єкти; сильний (0,5-0,7) – зміни геологічного середовища сильно впливають на господарські об'єкти; дуже сильний (0,7-1,0) – відбуваються значні незворотні зміни геологічного середовища, що призводять до руйнування господарських об'єктів. Поверхня інтенсивності прояву зсувів, що відображає ураженість території (%) активними формами, була класифікована на основі загального розподілу показників на 5 категорій (табл. 1).

Таблиця 1

Розрахунок коефіцієнта ризику (K_p) прояву зсувів

Характеристика розвитку зсувів	Коефіцієнт ризику проявів зсувів				
	Інтенсивність прояву, %				
Активність прояву	0-10	10-30	30-50	50-60	>60
0-0,1	1	2	3	4	5
0,1-0,5	6	7	8	9	10
0,5-0,7	11	12	13	14	15
0,7-1	16	17	18	19	20

Виділені класи показників активності та інтенсивності зсувних процесів дозволили визначити коефіцієнти ризику (K_p), а також визначити ступені ризику проявів зсувів у межах досліджуваної території. Отже, на нашу думку, доцільно групувати коефіцієнти ризику за такими критеріями відповідності ступенів ризику:

1. Слабкий ступінь ризику: $K_p=1-3$;
2. Середній ступінь ризику: $K_p=4-8$;
3. Сильний ступінь ризику: $K_p=9-13$;
4. Дуже сильний ступінь ризику: $K_p=14-18$;
5. Надзвичайно сильний ступінь ризику: $K_p=19-20$.

У результаті поєднання поверхонь активності прояву та інтенсивності зсувів за допомогою інструментів просторового аналізу (Spatial Analyst) програми ArcGis 10.0, була створена карта-схема ризику Південно-Західного зсувного підрайону, що була класифікована відповідно до вище визначених ступенів ризику.

Незважаючи на те, що величина ризику є інтегрованим показником, що відображає як часовий фактор активізації зсувного процесу, так і просторовий, у подальшому він не може бути використаний у інженерно-геологічних дослідженнях, оскільки не враховує геолого-літологічного та геолого-морфологічного факторів зсувоутворення. Тому на подальшому етапі дослідження, з метою врахування геологічного фактора та досягнення більш реалістичного розподілу показника ризику зсувних процесів, використовувався історико-геологічний підхід до оцінки стійкості схилів, запропонований у 50-і роки минулого століття проф. Г.С. Золотарьовим. Районування території південних схилів за даною методикою застосовувалось лише на локальному рівні – в межах деяких зсувних амфітеатрів, у той час, коли з точки зору інженерно-геологічної практики, він є дуже дієвим та відносно простим. Принцип виділення ділянок за ступенем стійкості полягає у встановленні залежності між структурно-генетичним типом вміщуючих відкла-

дів та стійкістю геологічного середовища до впливу комплексу факторів. Так, Г.С. Золотарьов виділяв такі ділянки: стійкі – складені давніми зміщеними масивами верхньоярських вапняків та давніми вододілами, при освоєнні яких виконується інженерно-геологічна підготовка схилів невеликих обсягів; умовно стійкі – всі делювіальні схили, на яких відмічаються процеси змиву та наявність давніх та старих зсувів, сучасний стан яких є наближеним до граничної рівноваги; нестійкі ділянки з діючими зсувами та із зсувами, активність яких є призупиненою, з діючими конусами виносу, зростаючими ярами, осипами та обвалами [2].

Як основу для виділення різних за ступенем стійкості ділянок, було використано карту інженерно-геологічного районування південного узбережжя Криму масштабу 1:25000, що була складена Г.Д. Неклюдовим та Н.П. Строчак у 1976 р. Райони поширення різновікових елювіально-делювіальних, делювіальних, колювіальних, пролювіальних відкладів, що залягають на аргіліто-пісковиковому таврійському фліші, були об'єднані в одну групу, що характеризує умовно стійкі схили. Території, що характеризуються поширенням відкладів акумулятивних форм та виходами корінних порід (вододіли, круті схили та днища ярів), були віднесені до стійких. Ділянки поширення зсувних відкладів та підніжжя вапнякового обриву Яйли, складені колювіальними відкладами, були охарактеризовані як нестійкі (рис. 1).

Висновки. Метод оцінки ризику активізації та утворення зсувів для будь-якої ділянки, що використовує лінійні коефіцієнти площинної ураженості, є досить умовним. Головною причиною цього є різноманітність факторів, що викликають зміни геологічного середовища. Запропонована методика класифікації території Південно-Західного зсувного підрайону Криму базується не тільки на ймовірнісній, але й на визначеній геологічними умовами складовій, тому дозволяє деталізувати та виокре-

мити ділянки, що характеризуються однаковою інтенсивністю та активністю процесу, а також поєднуються відповідно до поширення основних генетичних типів вміщуваних порід. Отримана в результаті досліджень карта-схема ризику у поєднанні з картою-схемою техно-

генних навантажень на геологічне середовище у подальшому може бути використана як основа для районування території за ступенем стійкості геологічного середовища до різних типів техногенних впливів.

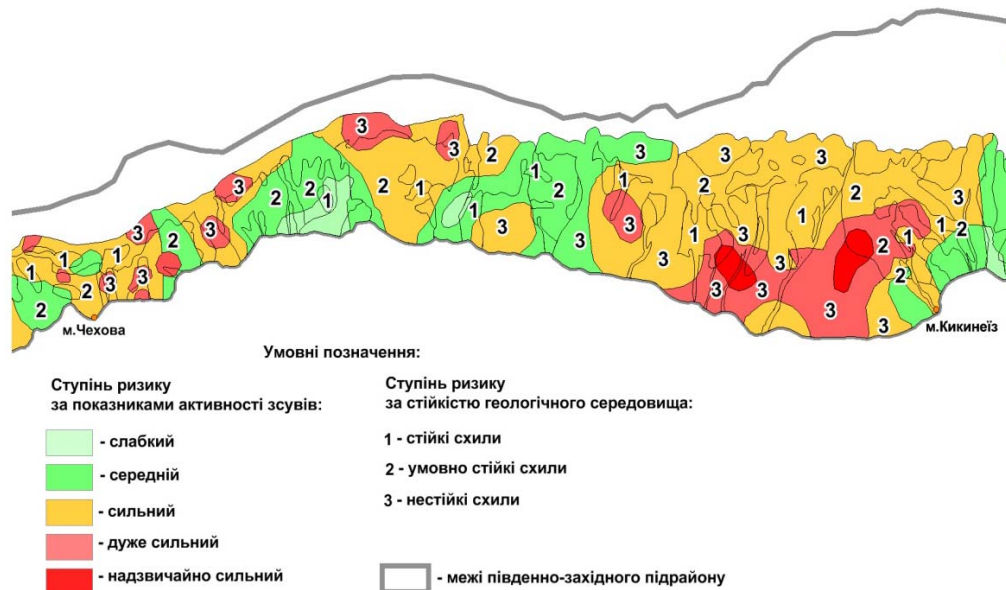


Рис. 1. Фрагмент карти-схеми районування території Південно-Західного зсувного підрайону за ступенем ризику

Список використаних джерел

1. Биченок М.М. та ін., (2008). Ризики життєдіяльності у природно-техногенному середовищі. К.: Інститут проблем національної безпеки ради національної безпеки і оборони України, 160 с.
2. Золотарев Г.С., (1983). Инженерная геодинамика. М.: Изд-во МГУ, 328 с.
3. Золотарев Г.С., (1983). Ingenernaya geodinamika. Moscow, Izd-vo MGU, 328 p. (In Russian).
4. Котлов Ф.В., Епишин В.К., Снобкова А.И., Киселева З.Т., (1972). Научно-технический отчет по теме № 30 "Инженерно-геологический анализ и оценка эффективности противооползневых мероприятий в типичных районах Южного берега Крыма". М., 400 с.
5. Котлов Ф.В., Епишин В.К., Снобкова А.И., Киселева З.Т., (1972). Nauchno-tehnicheskii otechet po teme № 30 "Ingenerno-geologicheskii analiz i otsenka effektivnosti protivopolznevnykh meropriyatiy v tipichnykh rayonakh Yuzhnogo berega Kryma". Moscow, 400 p. (In Russian).
6. Рудько Г.И., Ерыш И.Ф., (2006). Оползни и другие геодинамические процессы горно-складчатых областей Украины (Крым, Карпаты). К.: Задруга, 624 с.

7. Rudko G.I., Erysh I.F., (2006). Opolzni i drugie geodinamicheskie protsessy gorno skladchastykh oblastey Ukrainy (Krym, Karpaty). Kyiv, Zadruga, 624 p. (In Russian).
8. Рязанкин П., Лоенко О., Федоров А., Маслов Н. та ін., (2006). Звіт про геолого-екологічні дослідження та інженерно-геологічні заходи "Моніторинг екзогенних геологічних процесів на території Автономної Республіки Крим та земель м. Севастополя": в 2-х кн. Симферополь, 1, 107 с.
9. Ryzankin P., Loenko O., Fedorov A., Maslov N. et al., (2006). Zvit pro geologo-ekologichni doslidzhennya ta inzhenerno geologichi zakhody "Monitoryng ekzogennykh geologichnykh protsesiv na terytoriyi Avtonomnoyi Respubliki Krym ta zemel m. Sevastopol": 2 Vol. Simferopol, 1, 107 p. (In Ukrainian).
10. Цуриков К.О., (1988). Отчет Северо-Крымской гидрогеологической партии за 1985-1988 гг. "Геолого-экологическая оценка воздействия хозяйственной деятельности на окружающую среду на территории Крымской области": в 5-ти кн. Симферополь, 4, 301 с.
11. Tsurikov K.O., (1988). Otchet Severno-Krmyskoy gidrogeologicheskoy partii za 1985-1988 gg "Geologo-ekologicheskaya otsenka vozdeystviya khozyaystvennoy deyatelnosti na okruzhayushchuyu sredyu na territorii Krymskoy oblasti": 5 Vol. Simferopol, 4, 301 p. (In Russian).

Надійшла до редколегії 24.12.14

K. Boyko, Postgraduate Student
Institute of Geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine
E-mail: boyko_ekateruna@ukr.net

NEW LANDSLIDES ON SOUTH-WESTERN CRIMEAN SEACOAST: RISK ASSESSMENT AND LANDSLIDE CONTROL TECHNIQUES

Geologic and engineering development of the South Coast of the Crimea, which remains an active geodynamic and tectonic structure, has always been uneasy task due to numerous exogenous geological processes (EGP), with landslides being most dangerous and abundant in the region.

Over half a century steps have been taken to stabilize slopes and to reveal major landsliding factors. There have also been suggested a number of geotechnical surveys, enabling to forecast and detect early landsliding. Although buttresses have been consolidated and great landsliding systems stabilized, there, still, tend to appear new shallow erosive and anthropogenic landslides in the shallow illuvial-deluvial sediments that cover the Middle Jurassic and Tauric flysch formations.

Abundant small shallow landslides are not easy to be detected visually. Based on probability theory, there have been developed spatial modelling methods for landslide-prone areas, such as geodynamic or landslide potential methods, though they still require refining by processing detailed information from large-scale surveys. On the other hand, calculating coefficients of linear and areal affection for the areas prone to landsliding does not reveal either dynamics or directions of the process. Thus, there arises a need to devise an upgraded method of spatial evaluating regional landslides, based on informative and reliable values, to assess risks of new landslides activation and formation.

The study uses an approach that allows for estimating risks of new landslides extension, with both an activity (the dynamics) of landslides within the region, and the intensity of their extension (spatial affection) in consideration. For the first time based on the Zolotarev historic and geological method, there is given the quantitative assessment for different genetic types of the adjacent strata, to confirm the risk of distribution rate within the South-Western Crimean Seacoast.

Based on the research findings, there is build a map of shallow landslide risk distribution. The implemented model illustrates both the direction of landslide extension, and geological environment alterations. When compiling a map of landslide risk distribution combined with a map of anthropogenic impact distribution, there can be laid a foundation for territory zoning based on both geological environment sustainability to technogenic impacts and shallow landslides occurrence.

Keywords: risk, shallow landslide, activity, spatial damage, slope stability.

Е. Бойко, асп.

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, УНИ "Институт геологии",
ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина,
E-mail: boyko_ekaterina@ukr.net

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ РИСКА ВОЗНИКНОВЕНИЯ НОВЕЙШИХ ОПОЛЗНЕЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО БЕРЕГА КРЫМА

Инженерно-геологическое освоение территории южного берега Крыма, который является активной геолого-тектонической структурой, всегда усложнялось широким распространением экзогенных геологических процессов (ЭГП). Особенно опасным явлением для региона являются оползни. Практика укрепления склонов и устранения основных факторов оползнеобразования на исследуемой территории продолжается почти столетия. За указанный период разработан комплекс методик с целью осуществления инженерно-геологических мероприятий, а также внедрены основы прогнозирования активизации оползней и их обнаружения на местности. Однако, несмотря на укрепление контрфорсов и стабилизацию грандиозных оползневых систем, на сегодняшний день наблюдается тенденция активизации и возникновения современных оползней неглубокого заложения техногенного и эрозионного происхождения. Последние формируются в покровных элювиально-делювиальных отложениях, которые залегают на флишевых формациях таежской серии и среднеюрского возраста. Повсеместное распространение небольших и неглубоких оползней создает проблему их выявления во время мониторинговых работ. Методы пространственного моделирования оползнеопасных территорий ("геодинамического" или "оползневого" потенциала), которые базируются на теории вероятности, разработаны на примере отдельных оползневых районов, поэтому нуждаются в использовании детализированной информации на основе крупномасштабных съемок. С другой стороны, оценка предрасположенности территории к развитию оползней с использованием расчётных показателей – коэффициента линейного и площадного поражения – не отображает динамики и направления развития процесса. Таким образом, необходимость оценки риска активизации и образования современных оползней нуждается в создании более приемлемого с точки зрения указанных критериев – информативности и надёжности, метода регионального пространственного анализа развития процесса. Предложенная в исследовании методика учитывает как активность (динамику развития) оползней в пределах региона, так и интенсивность их проявлений (площадное поражение). Впервые с целью обоснования распределения коэффициента риска в пределах юго-западного побережья Крыма была присвоена количественная характеристика критерию генетического типа вмещающих пород с использованием историко-геологического метода Г.С. Золотарёва. В результате исследования была составлена карта районирования исследуемой территории по степени риска проявления оползней неглубокого залегания. Построенная модель отображает как направление оползнеобразования, так и состояние геологической среды. Карта оценки риска распространения оползней в комплексе с картой техногенной нагрузки являются информативной основой районирования территории по степени устойчивости геологической среды к разным типам техногенных воздействий, а также к развитию оползней неглубокого заложения.

Ключевые слова: риск, оползень в покровных породах, активность, поражение, устойчивость склона.

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

UDC 550.344

D. Malytsky, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.

E-mail: dmytro@cb-igph.lviv.ua,

O. Muyla, Cand. Sci. (Phys.-Math.), Research Associate

E-mail: orestaro@gmail.com,

O. Hrytsaj, Postgraduate Student

E-mail: grycaj.oksana@gmail.com,

O. Kutniv, Engineer

E-mail: okutniv@yahoo.com,

O. Obidina, Postgraduate Student

E-mail: jane.det@yandex.ua,

Carpathian Branch of

Subbotin Institute of Geophysics NAS of Ukraine

3-b Naukova Str., Lviv, Ukraine 79060

MOMENT TENSOR INVERSION OF WAVE FORMS

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук, проф. Б.П. Масловим)

The authors present a moment tensor inversion of waveforms, which is more robust and yields more stable and more accurate results than standard approaches. The inversion is solved in two steps. First, a point source of seismic waves is considered, with defined location and origin time. Matrix method is used to solve the problem of wave propagation in the medium modeled as a horizontally layered heterogeneous elastic structure (isotropic and/or anisotropic). In order to allow the source mechanism to change with time each moment tensor component has its own time history. The source is described by the full moment tensor M_{lm} . A numerical technique developed based on forward modeling is used for the inversion of the observed waveforms for the components of moment tensor and the earthquake source-time function (STF(t)). The method provides a good estimate for the complete mechanism when records are treated, which corresponds to a velocity model contained inside the interpolation range. The method of waveform inversion using only direct P- and S-waves at stations that we have developed allows us to retrieve the moment tensor of a point source as a function of time. We computed the moment tensor solutions also using the graphic method. The traditional graphical method is based on the P-waves prior arrival using information about fuzzy first motion and the S/P amplitude ratio. The polarities between P-waves first motion were defined from complete records on seismograms taking into account the possible inversion of the sign on the z-component. A logarithm of the S/P amplitude ratio is calculated using seismic data received at each station from the three components. Input data for the azimuth and take-off angle are calculated by software packages for each event. Finally, the proposed moment tensor inversion is tested on real data for the earthquakes of 24.04.2011 (13°02'12", 35.92°N, 14.95°E (near Malta), M_w 4.0) and 29.12.2013 (17°09'00.04", 41.37°N, 14.45°E (Southern Italy), M_w 4.9).

Keywords: matrix method, moment time function, earthquake mechanism, tensor of seismic moment.

Introduction. The basis for quantifying the earthquake sources is seismic moment tensor. The moment tensor is calculated by several approaches: using amplitudes of seismic waves [2, 11], S/P amplitude ratios [3, 8], full waveforms [1, 4, 6, 9, 10]. The inversion of full waveforms is a widely used approach applicable on all scales: from small

to large earthquakes. It is usually applied employing the point-source approximation and assuming a time independent focal mechanism. The inversion is performed in the time domain or in the frequency domain. The inversion yields seismic moment tensor and, as a result, source time function, STF(t). The waveform inversion is a data-

demanding procedure: it needs a good knowledge of the velocity model, an accurate source location and good azimuthal coverage of the focal sphere. The wave form inversion is a non-linear procedure. In this paper, authors propose a new inversion scheme for computing the time-independent moment tensors. The proposed inversion is performed in two steps. First, authors consider propagation of seismic waves in vertically inhomogeneous media and develop a version of matrix method for calculation of synthetic seismograms on the upper surface of the layered isotropic and/or anisotropic medium. The point source is located inside a layer and is represented with seismic moment tensor. The results for the field of displacements on the upper surface are presented in a matrix form using amplitude spectra, and separately for the far-field and the near field. Subsequently, only the far-field displacements are considered. Second, the moment time functions $M_{lm}(w)$ are calculated based on generalized inversion and transformed into $M_{lm}(t)$ by applying the inverse Fourier transform and factorized in seismic moment tensor M_{lm} and $STF(t)$: $M_{lm}(t) = M_{lm} STF(t)$. The factorization means that the focal mechanism is independent of time. Here it

should be noted that analytic-numeric approaches to determination of seismic moment tensor have been formulated with application of eigenvector analysis reducing the problem to system of linear equations. The assumption of time-independent focal mechanism is a very good approximation while studying the mechanisms in the frequency range of direct P- and S-waves. The factorization yields both the source time function $STF(t)$ and the seismic moment tensor M_{lm} . Therefore, based on the matrix method of Thomson and Haskell, the authors develop a new analytical technique for calculation of seismic waves in layered (isotropic and/or anisotropic) media. They present an approach to determination of the source time function and the seismic moment tensor from the observed waveforms. The goal of this paper is to obtain the focal mechanism using waveform inversion for moment time functions at one station. Versions of focal mechanisms of two earthquakes: near Malta and Southern Italy obtained alternatively by graphic method and by waveform inversion are shown in Fig. 1 and Fig. 2. It also should be noted that choice of velocity model is very important in determining the focal mechanisms.

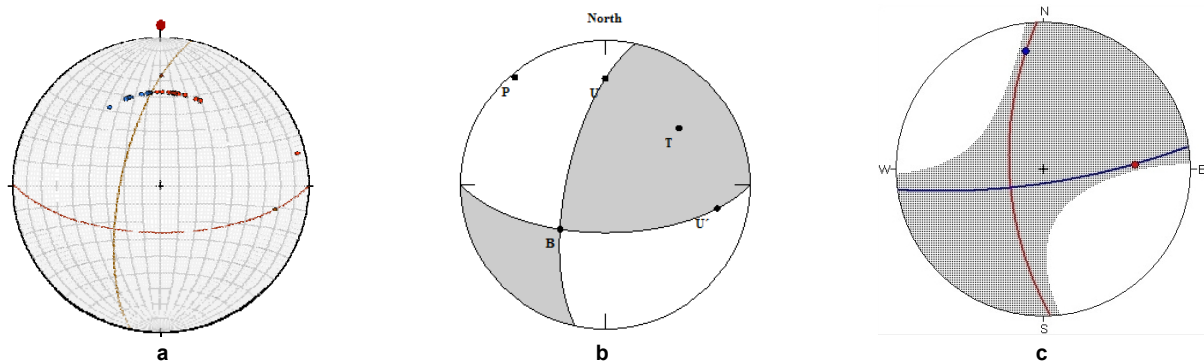


Fig. 1. The lower hemisphere equal area projections of focal mechanisms obtained by graphic method (a, b) and by waveform inversion for moment time functions (c) from the first peaks of $M_{lm}(t)$ functions shown in Fig. 3

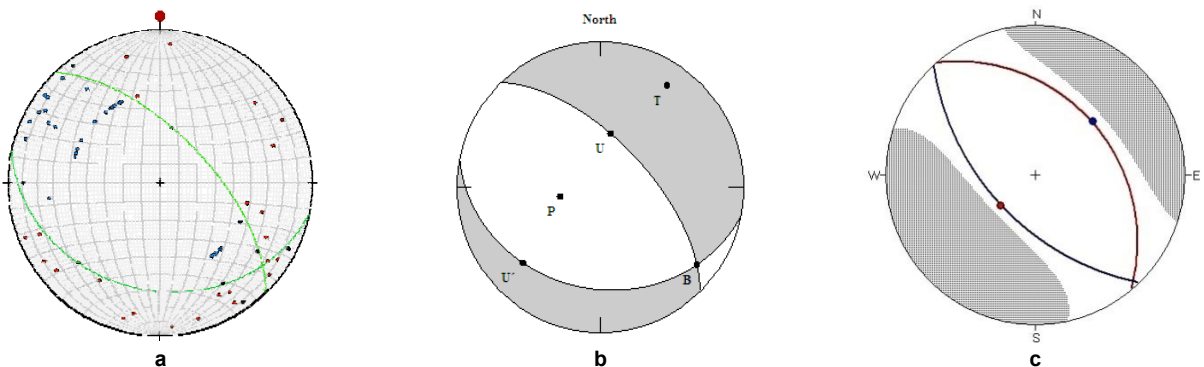


Fig. 2. Lower hemisphere equal area projections of focal mechanisms obtained by graphic method (a, b) and by the waveform inversion for moment time functions (c) from the first peaks of $M_{lm}(t)$ functions shown in Fig. 4

1. Frequency-domain waveform inversion for a moment time function. In the time domain and in cylindrical coordinates (r, ϕ, z) , the following expressions have been obtained, using the matrix method, in [5] for the far-field displacements on the upper surface of layered medium for a point source:

$$\begin{pmatrix} u_z^{(0)} \\ u_r^{(0)} \end{pmatrix} = \sum_{i=1}^3 \int_0^\infty k^2 I_i L^{-1} [M_i g_i] dk,$$

$$u_\phi^{(0)} = \sum_{i=5}^6 \int_0^\infty k^2 J_i L^{-1} [M_i g_{i\phi}] dk \quad (1)$$

$$I_1 = \begin{pmatrix} J_1 & 0 \\ 0 & J_0 \end{pmatrix}, \quad I_2 = \begin{pmatrix} J_0 & 0 \\ 0 & J_1 \end{pmatrix}, \quad I_3 = I_2, \quad J_5 = J_0, \quad J_6 = J_1$$

where J_0 and J_1 are Bessel functions, k – horizontal wave number, $L^{-1}[k\eta]$ – inverse Laplace transform, η – coefficient of Mellin, and quantity M_i contains the six moment time functions.

Eq. (1) can be expressed in matrix form for direct P- and S-waves at N stations ($i=1, \dots, N$) in the spectral domain:

$$\begin{aligned} \mathbf{K}_1 \mathbf{M} &= \mathbf{U}_{S1}^{(0)} \\ \mathbf{K}_2 \mathbf{M} &= \mathbf{U}_{S2}^{(0)} \\ &\dots \\ \mathbf{K}_N \mathbf{M} &= \mathbf{U}_{SN}^{(0)} \end{aligned} \quad (2)$$

where

$$\begin{aligned} \mathbf{M} &= \\ &= (M_{xz}(w), M_{yz}(w), M_{zz}(w), M_{xx}(w), M_{yy}(w), M_{xy}(w))^T = \\ &= M_{lm}(w) \\ \mathbf{K}_i &= \begin{pmatrix} K_{11}^P & K_{12}^P & K_{13}^P & K_{14}^P & K_{15}^P & K_{16}^P \\ K_{21}^S & K_{22}^S & K_{23}^S & K_{24}^S & K_{25}^S & K_{26}^S \\ K_{31}^P & K_{32}^P & K_{33}^P & K_{34}^P & K_{35}^P & K_{36}^P \\ K_{41}^S & K_{42}^S & K_{43}^S & K_{44}^S & K_{45}^S & K_{46}^S \\ K_{51}^P & K_{52}^P & K_{53}^P & K_{54}^P & K_{55}^P & K_{56}^P \\ K_{61}^S & K_{62}^S & K_{63}^S & K_{64}^S & K_{65}^S & K_{66}^S \end{pmatrix} - \text{the matrix of velocity} \end{aligned}$$

model at i station.

Each vector in $(U_{S1}^{(0)}, U_{S1}^{(0)}, \dots, U_{SN}^{(0)})^T$ contains six displacement components of direct P- and S-waves at N stations ($i=1, \dots, N$).

$$\mathbf{GM} = \mathbf{U}_S^{(0)}, \quad \mathbf{G} = \begin{pmatrix} \mathbf{K}_1 \\ \vdots \\ \mathbf{K}_N \end{pmatrix} \quad (3)$$

Matrix $\mathbf{K}$ and vector $\mathbf{M}$ and $\mathbf{U}_S^{(0)}$ are functions of frequency. The vector $\mathbf{M}$ of moment time functions is obtained using the generalized inversion:

$$\tilde{\mathbf{G}} \mathbf{GM} = \tilde{\mathbf{G}}^* \mathbf{U}_S^{(0)} \quad (4)$$

$$\mathbf{M} = (\tilde{\mathbf{G}}^* \mathbf{G})^{-1} \tilde{\mathbf{G}}^* \mathbf{U}_S^{(0)}, \quad (5)$$

where $(\tilde{\mathbf{G}}^* \mathbf{G})^{-1} \tilde{\mathbf{G}}^*$ is the generalized inverse of $\mathbf{G}$. Eq.(5) is solved at each frequency. The moment time functions $M_{lm}(w)$ are calculated using Eq. (5) and can be transformed into $M_{lm}(t)$ by applying the inverse Fourier transform and can be written as follows:

$$M_{lm}(t) = M_{lm} STF(t), \quad (6)$$

where M_{lm} is the seismic moment tensor and $STF(t)$ is the source time function.

The factorization means that the focal mechanism is independent of time. Although the focal mechanism may be dependent on the frequency range of the studied waves [11] the assumption of time independent focal mechanism is a very good approximation while determining it in the frequency range of direct P- and S-waves. It should be noted that the results of determination of moment time function (5) can be obtained also using seismic data at only one station.

2. Numerical modeling. In this section, the efficiency of the proposed inversion is tested numerically on two events and compared with other standard methods. The problem of determination of the focal mechanism solutions for the earthquakes in the regions where local seismic activity is low has recently become especially important. Particularly it is so in the Carpathian region of Ukraine, where insufficient number of stations combines with low seismic activity. For determination of focal mechanisms a traditional graphical method is proposed, utilizing the polarities of first arrivals of P-waves and accounting for the information on fuzzy polarities by estimating the S/P amplitude ratios in them [7]. In the

current paper, the determination of focal mechanisms is described for the earthquakes of 24.04.2011 ($13^{\circ}02'12''$, 35.92° N, 14.95° E (near Malta), $M_w 4.0$) and 29.12.2013 ($17^{\circ}09'00.04''$, 41.37° N, 14.45° E (southern Italy), $M_w 4.9$) using both the frequency-domain waveform inversion for moment time functions and the graphical method. The focal mechanisms are obtained for these events by graphical method according to the input data (Tab. 1 and Tab. 2) and velocity models (Fig. 5a, 5b). The data on first motions of P-waves are plotted upon a lower-hemisphere stereographic projection (Fig. 1, 2) for the two events. The focal mechanisms and the time history are given by the six independent time functions corresponding to the six moment tensor components (indicated in all plots as M_{xz} , M_{xy} , see Fig. 3 and Fig. 4). The focal mechanism solutions obtained by waveform inversion for the moment time functions using the first peaks of $M_{lm}(t)$ functions are not very far from the true mechanisms (see Fig. 1b, 1c and Fig. 2b, 2c). The parameters of focal mechanisms for the events are indicated in Tab. 3 and Tab. 4. The source time duration is 1.2 s for the earthquake of 24.04.2011 and 2.3 s for the earthquake 29.12.2013. It should be noted that the accuracy of velocity model is very important while determining the focal mechanism. In our case, the proposed method gives better results for the moment time function (Fig. 3) and the focal mechanism (Fig. 1) for the event 24.04.2011. Thus, the knowledge of proper structural model plays a crucial role in the inversion of waveforms for the moment tensor and the focal mechanism.

3. Discussions and conclusions. The method of waveform inversion using only direct P- and S-waves at stations that we have developed allows us to retrieve the moment tensor of a point source as a function of time. In comparison with graphic method it has the following advantages:

- (1) It allows us to vary the velocity model during inversion.
- (2) It allows us to change each vector in

$(U_{S1}^{(0)}, U_{S1}^{(0)}, \dots, U_{SN}^{(0)})^T$ that contains six displacement components of direct P- and S-waves at N stations ($i=1, \dots, N$).

The waveform inversion produces moment tensors of varying accuracy. The technique proposed for the moment tensor inversion has been applied to observations of events in Southern Italy and near Malta. The application of the technique to real data indicates that time-frequency approach is robust and produces more reliable moment tensors than other inversion schemes. The inversions, performed with the use of records from time-extended sources, show good resolution of the inverted parameters. The time duration of the sources is retrieved satisfactorily.

In the future papers, the next steps will be considered consisting in development of approaches, based again on matrix method, enabling to model the earthquake rupture, and the inversion for finite-fault source parameters. Extended sources, modeled as a superposition of N point sources, will be represented by a number of shear dislocations or double couples with moment tensors. The results for the field of displacements on the upper surface will be presented in matrix form as a sum of displacements from each point source. Equations for the wave fields are essentially similar to ones as for the point source, except for the new amplitude vectors. The vectors would now be frequency, azimuth and the source depth dependent for each point source, reflecting the directivity properties of the composite source. Authors will propose a new approach to determine parameters of a finite-fault source: rupture velocity, slip velocity, rupture time, rise time. Finally, the proposed moment tensor inversion will be tested on real data observed in a complex 3-D inhomogeneous geological environment.

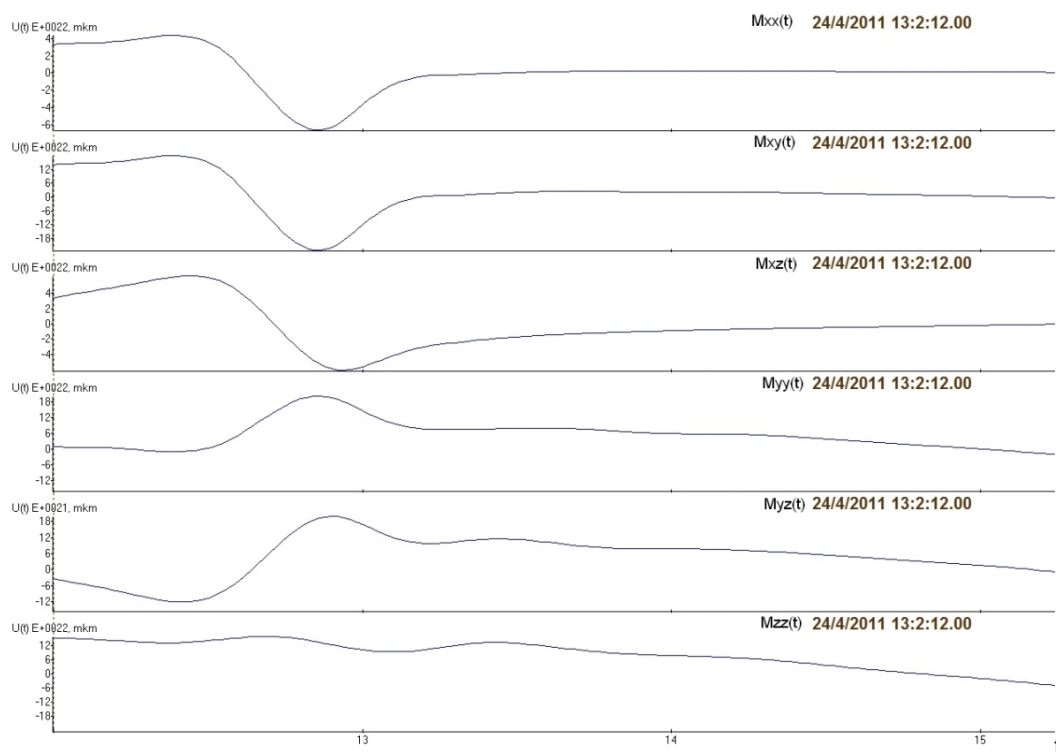


Fig. 3. The time functions $M_{lm}(t)$ corresponding to the six moment tensor components obtained from inversion of the records of the direct P- and S waves at the station WDD for the event of 24.04.2011

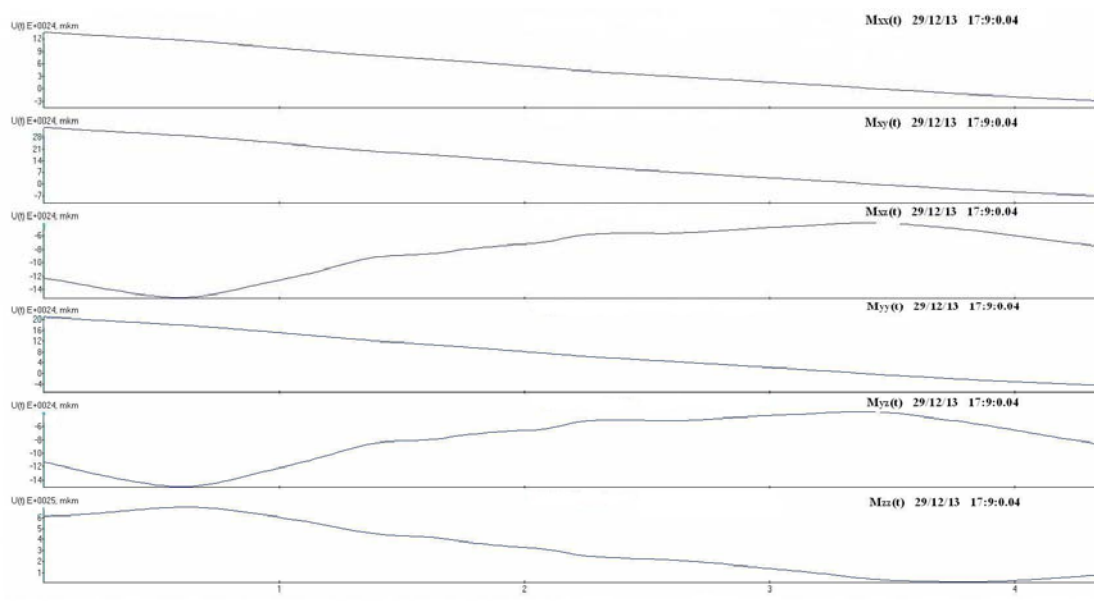


Fig. 4. The time functions $M_{lm}(t)$ corresponding to the six moment tensor components obtained from inversion of the records of the direct P- and S waves at the station PIGN for the event of 29.12.2013

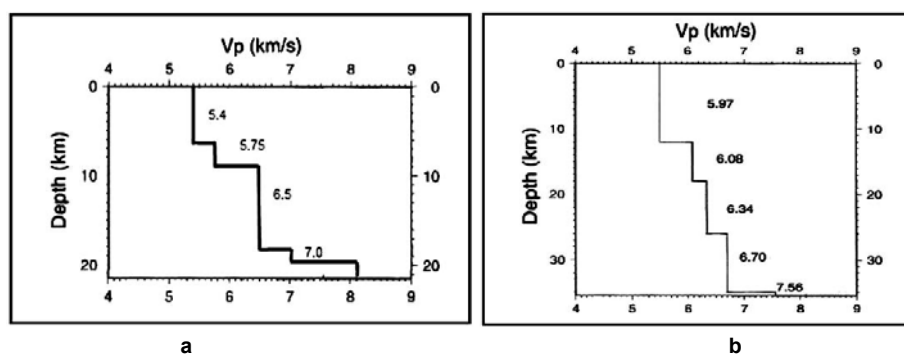


Fig. 5. Velocity models used to compute the focal mechanisms of events of 24.04.2011 (a) and 29.12.2013 (b)

Table 1

The input data for the focal mechanism solution for the event of 24.04.2011

Station	Polarity of first arrival	Epicentral distance, deg	Epicentral distance, km	Azimuth, deg	Incidence angle, deg
WDD	+ iPg	0.355	39.56	256.6	-5.7
HMDC	- iPn	1.05	116.26	352.7	36.6
HAVL	+ iPn	1.05	116.32	7.5	36.6
SSY	+ iPn	1.24	137.72	4.6	36.6
HVZN	- iPn	1.27	141.17	351.6	36.6
HAGA	+ iPn	1.37	152.58	6.8	36.6
RAFF	- iPn	1.39	153.88	340.3	36.6
HLNI	+ iPn	1.43	158.62	357.5	36.6
ECNV	- ePn	1.69	187.21	353.6	36.6
CAGR	- iPn	1.74	193.11	348.2	36.6
ESLN	+ iPn	1.77	196.78	0.6	36.6
RESU	- iPn	1.87	207.57	337.8	36.6
MMME	+ iPn	2.03	225.26	6.8	36.6
GIB	- iPn	2.20	244.02	340.6	36.6
MPAZ	+ iPn	2.20	244.48	22.2	36.6
MPNC	+ iPn	2.25	249.64	8.1	36.6
CORL	- iPn	2.37	263.65	326.8	36.6
MSRU	+ iPn	2.39	264.84	10.6	36.6
IVPL	+ iPn	2.46	272.6	0.6	36.6
ILLI	+ iPn	2.53	280.35	360.0	36.6
JOPP	+ iPn	2.79	309.57	15.2	36.6
PLAC	+ iPn	2.79	310.22	24.7	36.6
CUC	+ iPn	4.13	458.58	9.2	36.6

Table 2

Input data for the focal mechanism solution for the event of 29.12.2013

Station	Polarity of first arrival	Epicentral distance, deg	Epicentral distance, km	Azimuth, deg	Incidence angle, deg
VAGA	+ iPg	.165	18.38	286.4	-31.2
SACR	- iPg	.198	22.06	81.7	-27.0
BSSO	+ iPg	.209	23.28	32.1	-26.1
PIGN	+ iPg	.261	29.08	229.8	-20.4
MIDA	+ iPg	.308	34.27	332.4	-18.4
PSB1	- iPg	.311	35.21	117.8	-17.6
PAOL	+ iPg	.350	38.92	164.7	-16.0
GATE	- iPg	.377	42.83	67.4	-14.6
CERA	+ iPg	.393	43.82	305.7	-14.4
RNI2	+ iPg	.400	44.44	326.9	-15.6
TRIV	+ iPg	.405	45.08	11.2	-13.8
CIGN	+ iPg	.447	49.78	50.2	-12.3
MRB1	- iPg	.464	51.67	121.9	-12.1
MODR	+ iPg	.481	53.6	242.6	-11.4
MOCO	- ePg	.535	59.67	89.7	-11.0
OVO	+ iPg	.543	60.34	183.8	-10.4
MELA	- iPg	.612	68.14	56.4	-8.9
FRES	+ iPg	.627	69.65	15.4	-8.9
POFI	+ iPg	.650	72.37	302.7	-8.9
CAFÉ	- iPg	.686	76.49	119.5	-8.6
LPEL	+ iPg	.705	78.32	344.0	-8.2
SNAL	- iPg	.727	80.92	127.4	-8.0
SGTA	- iPg	.730	81.4	108.4	-8.0
INTR	+ iPg	.759	84.32	328.0	-7.7
VVLD	+ iPg	.793	88.29	309.5	-7.4
MCRV	- iPg	.801	89.06	136.8	-7.5
CAFR	+ iPg	.861	95.68	355.2	-6.4
GUAR	- ePg	.948	105.65	297.0	-6.1
VULT	- iPg	.974	108.54	114.8	-6.1
MRLC	- iPg	.997	111.1	127.5	-5.7
PTQR	+ iPg	1.02	113.23	310.3	-5.8
SGRT	+ iPg	1.05	116.57	67.9	-5.6
CDRU	- ePg	1.09	121.68	143.3	-5.4
FAGN	- ePg	1.10	122.69	324.7	-5.2
MSAG	+ iP*	1.15	128.08	72.1	22.8
CMPR	- eP*	1.24	137.36	148.0	22.8
CERT	- iP*	1.24	137.93	298.4	22.8
AQU	- iP*	1.25	139.58	322.1	22.8
PZUN	- eP*	1.26	139.95	124.7	22.8
ACER	+ iP*	1.27	141.55	116.8	22.8
RDP	- iPn	1.35	150.52	287.3	41.3
MRVN	+ iPn	1.35	150.82	102.6	41.3
RMP	- iPn	1.38	153.45	289.3	41.3
MA9	- iPn	1.39	155.53	287.3	41.3
CAMP	- iPn	1.40	155.55	326.9	41.3

Station	Polarity of first arrival	Epicentral distance, deg	Epicentral distance, km	Azimuth, deg	Incidence angle, deg
TERO	- iPn	1.40	155.79	333.8	41.3
MTCE	- iPn	1.43	159.34	297.8	41.3
MTSN	- iPn	1.48	164.85	137.7	41.3
MGR	- iPn	1.49	165.75	145.3	41.3
TRTR	+ iPn	1.49	165.82	344.9	41.3
SIRI	- iPn	1.60	178.39	137.3	41.3
MIGL	- ePn	1.69	188.28	116.2	41.3
CUC	- iPn	1.72	191.74	142.5	41.3
NRCA	- iPn	1.77	196.53	326.5	41.3
CESX	- iPn	1.86	206.52	312.5	41.3
FDMO	- iPn	1.95	216.55	329.4	41.3
TOLF	- iPn	1.95	217.68	291.7	41.3
CESI	- iPn	1.99	221.89	325.6	41.3
ARVD	- iPn	2.40	266.96	333.0	41.3
CELI	- iPn	2.52	280	140.7	41.3
ASQU	- iPn	3.12	346.91	322.0	41.3

Table 3

Parameters of focal mechanism for the event of 24.04.2011

Plane1			Plane2			P		T		N	
Strike (ϕ_s)	Dip (δ)	Slip (λ)	Strike (ϕ_s)	Dip (δ)	Slip (λ)	Azm	Plunge	Azm	Plunge	Azm	Plunge
192°	68°	30°	90°	63°	155°	320°	3°	52°	36°	226°	54°

Table 4

Parameters of focal mechanism for the event of 29.12.2013

Plane1			Plane2			P		T		N	
Strike (ϕ_s)	Dip (δ)	Slip (λ)	Strike (ϕ_s)	Dip (δ)	Slip (λ)	Azm	Plunge	Azm	Plunge	Azm	Plunge
316°	64°	-73°	102°	30°	-120°	257°	67°	33°	17°	129°	15°

References

1. Dziewonski A.M., Chou T.A., Woodhouse J.H., (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of regional and global seismicity. *J. geophys. Res.*, 86, 2825-2852.
2. Godano M., Bardainne T., Regnier M., Deschamps A., (2011). Moment tensor determination by nonlinear inversion of amplitudes. *Bull. seism. Soc. Am.*, 101, 366-378.
3. Hardebeck J.L., Shearer P.M., (2003). Using S/P amplitude ratios to constrain the focal mechanisms of small earthquakes. *Bull. seism. Soc. Am.*, 93, 2432-2444.
4. Kikuchi M., Kanamori H., (1991). Inversion of complex body waves-III. *Bull. seism. Soc. Am.*, 81, 2335-2350.
5. Malysky D., Kozlovsky E., (2014). Seismic waves in layered media. *J. of Earth Science and Engineering*, 4, 311-325.
6. Malysky D.V., (2010). Analytic-numerical approaches to the calculation of seismic moment tensor as a function of time. *Geoinformatika*, 1, 79-85. (In Ukrainian).

Малицький Д.В., (2010). Аналітично-числові підходи до обчислення часової залежності компонент тензора сейсмічного моменту. *Геоінформатика*, 1, 79-85.

7. Malysky D., Muyla O., Pavlova A., Hrytsaj O., (2013). Determining the focal mechanism of an earthquake in the Transcarpathian region of Ukraine. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology*, 4(63), 38-44.

8. Miller A.D., Julian B.R., Foulger G.R., (1998). Three-dimensional seismic structure and moment tensors of non-double-couple earthquakes at the Hengill-Grensdalur volcanic complex, Iceland. *Geophys. J. Int.*, 133, 309-325.

9. Sileny J., Panza G.F., Campus P., (1992). Waveform inversion for point source moment tensor retrieval with variable hypocentral depth and structural model. *Geophys. J. Int.*, 109, 259-274.

10. Sipkin S.A., (1986). Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: Global seismicity, 1981-1983. *Bull. seism. Soc. Am.*, 76, 1515-1541.

11. Vavrychuk V., Kuhn D., (2012). Moment tensor inversion of waveforms: a two-step time frequency approach. *Geophys. J. Int.*, 190, 1761-1776.

Надійшла до редколегії 06.03.15

Д. Малицький, д-р фіз.-мат. наук, проф.

E-mail: dmytro@cb-igph.lviv.ua;

О. Муйла, канд. фіз.-мат. наук, мол. наук. співроб.

E-mail: orestaro@gmail.com;

О. Грицай, асп.

E-mail: grycaj.oksana@gmail.com;

О. Кутнів, інж. I кат.

E-mail: okutniv@yahoo.com;

О. Обідина, асп.

E-mail: jane.det@yandex.ua;

Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України,

вул. Наукова, 3-б, м. Львів, 79060 Україна

ВИЗНАЧЕННЯ ТЕНЗОРА СЕЙСМІЧНОГО МОМЕНТУ З ХВИЛЬОВИХ ФОРМ

Метою статті є визначення компонент тензора сейсмічного моменту та побудова механізму вогнища землетрусу з використанням записів сейсмічних станцій. У роботі застосовано матричний метод для побудови хвильового поля на вільній поверхні шаруватого середовища. Автори використовують методику виділення із повного хвильового поля частини, що відповідає поширенню прямих P та S хвиль. Визначення сейсмічного тензора як функції часу має велике практичне значення, оскільки дає можливість оцінити тривалість процесу утворення розриву, що генерує утворення сейсмічних хвиль. У результаті розв'язання оберненої задачі сейсмології, що зводиться до розв'язання системи матричних рівнянь, отримано часові залежності компонент тензора сейсмічного моменту. Результати розрахунків було апробовано на двох реальних сейсмічних подіях: у районі Мальти (24/04/2011, 13:02:12, 35.92°N, 14.95°E, MW=4.0) та Італії (29/12/2013, 17:09:00, 41.37°N, 14.45°E, MW=4.9), та проведено порівняльний аналіз з результатами, отриманими за допомогою графічного методу. Як результат досліджень було побудовано механізми вогнища даних землетрусів та визначено орієнтацію нодальних площин, а також час, протягом якого відбувалася подія. У роботі представлено теорію для визначення компонент тензора сейсмічного моменту як функції часу у випадку реєстрації поля переміщень N станціями. Показано, що використання записів на одній станції може дати позитивний результат для визначення сейсмічного тензора й для побудови механізму вогнища землетрусу. У роботі використано нижню півсферу для побудови фокального механізму. Важливим для розв'язання оберненої задачі є точність задавання швидкісної моделі. На прикладі двох подій показано, що параметри та механізм вогнища для першої події визначено з більшою точністю, ніж для другої події. Показано, що для оберненої задачі з використанням хвильових форм є важливим визначення часів вступів прямих P та S хвиль та довжин їхніх записів. За значеннями перших максимумів на отриманих записах для компонент тензора сейсмічного моменту в результаті розв'язання оберненої задачі визначено механізми вогнищ землетрусів та параметри нодальних площин. Відзначено перспективи використання розподіленого джерела для розв'язування як прямих, так і обернених задач.

Ключові слова: матричний метод, часова функція джерела, механізм вогнища, тензор сейсмічного моменту.

Д. Малицкий, д-р физ.-мат. наук, проф.

E-mail: dmytro@cb-igph.lviv.ua;

О. Муйла, канд. физ.-мат. наук, млад. науч. сотруд.

E-mail: orestaro@gmail.com;

О. Грицай, асп.

E-mail: grycaj.oksana@gmail.com;

О. Кутний, инж. I кат.

E-mail: okutniv@yahoo.com;

О. Обидина, асп.

E-mail: jane.det@yandex.ua;

Карпатское отделение

Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины,

ул. Научная, 3-б, г. Львов, Украина, 79060

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕНЗОРА СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА ИЗ ВОЛНОВЫХ ФОРМ

Целью данной статьи является определение компонент тензора сейсмического момента и построение механизма очага землетрясения с использованием записей сейсмических станций. В работе используется матричный метод для построения волнового поля на свободной поверхности слоистой среды. Авторы используют методику выделения из полного волнового поля части, соответствующей распространению прямых P и S волн. Определение сейсмического тензора как функции времени имеет большое практическое значение, так как дает возможность оценить продолжительность процесса образования разрыва, который генерирует образование сейсмических волн. В результате решения обратной задачи сейсмологии, что сводится к решению системы матричных уравнений, получены временные зависимости компонент тензора сейсмического момента. Результаты расчетов были апробированы на двух реальных сейсмических событиях: в районе Мальты (24/04/2011, 13:02:12, 35.92°N, 14.95°E, $M_w = 4.0$) и Италии (29/12/2013, 17:09:0.04, 41.37°N, 14.45°E, $M_w = 4.9$), и проведен сравнительный анализ с результатами, полученными с помощью графического метода. Как результат исследований были построены механизмы очага данных землетрясений и определены ориентации нодальных плоскостей, а также время, на протяжении которого происходило событие. В работе представлена теория для определения компонент тензора сейсмического момента как функции времени в случае регистрации поля перемещений N станциями. Показано, что использование записей на одной станции может дать положительный результат для определения сейсмического тензора и для построения механизма очага землетрясения. В работе использована нижняя полусфера для построения фокального механизма. Важным для решения обратной задачи является точность задания скоростной модели. На примере двух событий показано, что параметры и механизм очага для первого события определены с большей точностью, чем для второго события. Показано, что для обратной задачи с использованием волновых форм является важным определение времен поступления прямых P и S волн и длин их записей. По значениям первых максимумов на полученных записях компонент тензора сейсмического момента в результате решения обратной задачи определены механизмы очагов землетрясений и параметры нодальных плоскостей. Отмечены перспективы использования распределенного источника для решения как прямых, так и обратных задач.

Ключевые слова: матричный метод, временная функция источника, механизм очага, тензор сейсмического момента.

УДК 550.831

Р. Міненко, магістр

E-mail: maestrozo.1_pavel@mail.ru;

П. Міненко, д-р фіз.-мат. наук, проф.

Криворізький національний університет,
пр. Гагаріна, 54, м. Кривий Ріг, 50086 Україна;

Ю. Мечніков, інженер-геолог

Криворізька геофізична партія,
вул. Геологічна, 2, м. Кривий Ріг, 50001 Україна

СУЧАСНИЙ СТАН ПРОБЛЕМИ СТИЙКИХ РОЗВ'ЯЗКІВ ОБЕРНЕНИХ ЛІНІЙНИХ ЗАДАЧ ГРАВІМЕТРІЇ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук, ст. наук співроб. І.М. Корчагіним)

Мета роботи полягає у встановленні причин безпідставної зміни щільності у розв'язку ОЛЗГ, перевірці їх на теоретичних прикладах та застосуванні методу розв'язку оберненої лінійної задачі гравіметрії (ОЛЗГ) з реальним відтворенням розподілу щільності в аномальному тілі вздовж його вертикальної осі.

Обернені задачі гравіметрії й магнітометрії сильно некоректні, зокрема, тому, що різні критерії оптимізації дають різні рішення і вони можуть бути істотно різними в деяких областях інтерпретаційної моделі. А при перевірці стійкості розв'язків часто виявляється невідповідність: при малих похибках поля в багатьох точках отримують великі зміни щільності у блоках, розташованих під цими точками. Вагомим успіхів було досягнуто після того, як: 1) акад. В.Н. Страхов висунув умову: стійкий та геологічно змістовний розв'язок ОЛЗГ може бути отриманий тільки методами умовної оптимізації. Крім того, для розв'язку ОЛЗГ він розробив ітераційний метод найменших квадратів нев'язок поля; 2) акад. В.І. Старостенко розробив ітераційну поправку для розв'язків СЛАР; 3) П.О. Міненко довів теорему: для стійкого розв'язку ОЛЗГ необхідно умовою є рівність площ карти поля та проекції інтерпретаційної моделі на карту поля. Ця теорема відповідає вимогам В.Н. Страхова. Її П.О. Міненко використав для розв'язку ОЛЗГ ітераційним методом найменших квадратів В.Н. Страхова для нев'язок поля та розробив фільтраційний ітераційний метод простої ітерації з поправкою В.І. Старостенка, оптимізуючи мінімум суми квадратів ітераційних поправок до щільності гірських порід. У результаті було створено оптимізований ітераційний метод гарантованого стійкого розв'язку ОЛЗГ для базатошарової інтерпретаційної моделі, у якій кожен горизонтальний шар щільно упакований блоками, що мають форму прямокутного паралелепіпеда та різну й невідому щільність. Але цей метод абсолютно не гарантує геологічної чи фізичної відповідності отриманих розв'язком ОЛЗГ значень щільності кожного блоку моделі реальним значенням щільності масивів гірських порід. Р.В. Міненко розробив двоетапну методику отримання стійкого та змістовного розв'язку ОЛЗГ. За додатковим рішенням з уточнюючими ітераційними поправками після вирішення початкових умов ітераційного процесу на другому етапі у всіх шарах моделі ми отримуємо розподіл щільності, який збігається з її розподілом в аномальних тілах теоретичної моделі. Це означає, що основною причиною зменшення щільності у розв'язку ОЛЗГ з глибиною на першому етапі є відсутність управління розподілом нев'язки поля на кожній ітерації в кожній точці при перетворенні її в ітераційні поправки для всіх блоків моделі, які знаходяться під точкою поля.

Ключові слова: гравіметрія, обернена задача, ітераційний метод, ітераційна поправка, критерій оптимізації, порядок поправки.

Постановка проблеми в загальному вигляді та її зв'язок з важливими науковими або практичними задачами. З одного боку, розв'язки обернених задач

гравіметрії є необхідною складовою успішних пошуків будь-яких родовищ корисних копалин, а з іншого, вони є некоректними, зокрема, через те, що прямими чи ітера-

© Міненко Р., Міненко П., Мечніков Ю., 2015

ційними методами, з різними ітераційними формулами та критеріями оптимізації, з різними початковими умовами чи різними інтерпретаційними моделями інтерпретатори отримують різні значення відповідних елементів у розв'язках. А при перевірці стійкості розв'язків часто виявляється невідповідність: при малих похибках поля в деяких точках отримують великі зміни щільності у блоках, розташованих під цими точками [1]. І тому над вирішенням цієї проблеми продовжують працювати багато вчених і практиків. При цьому успішні приклади свідчать про те, що проблема може бути вирішена в загальному і конкретному випадках [2, 4]. Негативні розв'язки, навпаки, свідчать про те, що проблема досить складна і до її повного вирішення ще дуже далеко.

Аналіз останніх досягнень і публікацій, у яких закладено розв'язання проблеми й на які спирається автор. Вагомим успіхом було досягнуто після того, як:

1) акад. В.Н. Страхов висунув умову: стійкий та геологічно змістовний розв'язок ОЛЗГ може бути отриманий тільки методами умовної оптимізації [6]. Крім того, для розв'язку ОЛЗГ він розробив ітераційний метод найменших квадратів нев'язок поля [6];

2) акад. В.І. Старостенко розробив ітераційну поправку для розв'язків СПАР [5];

3) П.О. Міненко довів теорему: для стійкого розв'язку ОЛЗГ необхідною умовою є рівність площ карти поля та проекції інтерпретаційної моделі на карту поля [1]. Ця теорема якраз і задовольняє вимогам В.Н. Страхова. Її П.О. Міненко використав для розв'язку ОЛЗГ ітераційним методом найменших квадратів В.Н. Страхова для нев'язок поля та розробив фільтраційний ітераційний метод простої ітерації з поправкою В.І. Старостенка, оптимізуючи мінімум суми квадратів ітераційних поправок до щільності гірських порід.

У результаті П.О. Міненко розробив оптимізований ітераційний метод гарантованого стійкого розв'язку ОЛЗГ для багатшарової інтерпретаційної моделі, у якій кожен горизонтальний шар щільно упакований блоками, що мають форму прямокутного паралелепіпеда та різну й невідому щільність [1, 2]. Але цей метод абсолютно не гарантує геологічної чи фізичної відповідності отриманих розв'язком ОЛЗГ значень щільності кожного блоку моделі тим значенням щільності гірських порід, які реально чи теоретично попали в об'єм кожного блоку і створюють поле сили тяжіння, для якого розв'язують обернену задачу. Р.В. Міненко на теоретичних моделях установив, що для рудно-пошукових задач при наявності у розрізі вертикально витягнутих аномальних тіл, щільність яких не змінюється з глибиною, у розв'язку ОЛЗГ для 6-шарових моделей маємо майже дворазове зменшення щільності в блоках шостого шару, а в блоках 1-2-го шарів маємо збільшену у півтора рази щільність, якщо в початкових умовах для ітераційного процесу ми задаємо середню щільність всього розрізу. Якщо ж ми задаємо у початкових умовах нульову щільність, то для блоків першого шару ми отримуємо майже реальну щільність, а для блоків 6-го шару маємо майже в два рази меншу щільність. Уточнення розв'язку ОЛЗГ Р.В. Міненко запропонував виконувати методичними заходами, вирівнюючи початкові умови на другому етапі ітераційного процесу по 2-му чи 3-му шару та використовуючи метод розв'язку ОЛЗГ з розробленими ним ітераційними поправками вищого порядку, які в деяких роботах названі ним як уточнюючі ітераційні поправки [3, 4]. Але всі ці методичні заходи й теоретичні розробки мають емпіричну природу й не пояснюють причину такого ефекту. Більше того, вони не завжди не тільки для реальних, а навіть і для теоретичних полів, забезпечують виділення у вертикальному напрямі блоків із під-

вищеною чи зниженою щільністю. Все це є недоліками існуючих методів розв'язку ОЛЗГ.

Виділення невирішених раніше частин загальної проблеми, яким присвячена стаття. Треба встановити причину зменшення щільності з глибиною, а потім ввести відповідну поправку в початкові умови ітераційного процесу, в оптимізаційний метод розв'язку ОЛЗГ, або внести зміни в ітераційну формулу чи в ітераційну поправку. Якщо в теоретичному прикладі ми отримаємо правильний розв'язок ОЛЗГ, то можна сподіватися, що й для реального поля ми отримаємо геологічно змістовний розподіл щільності в АТ.

Формулювання цілей статті. Метою цієї роботи є встановлення причин безпідставної зміни щільності у розв'язку ОЛЗГ, перевірка їх на теоретичних прикладах та створення методу розв'язку ОЛЗГ з реальним відтворенням розподілу щільності в аномальному тілі вздовж його вертикальної осі.

Виклад основного матеріалу. Спочатку наведемо теоретичний апарат, за допомогою якого будемо виконувати необхідні дослідження. Найбільш ефективним є збіжний ітераційний метод розв'язку оберненої задачі В2 з критерієм оптимізації мінімуму суми квадратів ітераційних поправок до щільності (В,В), в якому ітераційні формули щільності гірських порід, нев'язки поля та поправки до щільності для кожної наступної (n+1 -ої) ітерації виводяться послідовно одна з іншої і мають такий вигляд:

$$\sigma_{i,n+1} = \sigma_{i,n} - \tau_{n+1} B_{i,1,n}; \quad (1)$$

$$r_{j,n+1} = r_{j,n} - \tau_{n+1} Z_{j,1,n}; \quad (2)$$

$$B_{i,1,n+1} = B_{i,1,n} - \tau_{n+1} C_{i,1,n}; \quad (3)$$

τ_{n+1} , $B_{i,1,n}$ і т.д. – ітераційний коефіцієнт та ітераційні поправки, що обчислюються після кожної попередньої n -ої ітерації з урахуванням наближеного значення щільності $\sigma_{i,n}$ (i = 1, M) кожного i-того блоку сіткової моделі, отриманого на тій самій ітерації;

$$B_{i,1,n} = M_{i,1,n} = (a_{i,j} / \lambda_j, r_{j,n}) \quad (4)$$

поправка 1-го порядку до щільності;

$$\lambda_i = 2 \sum_j a_{ij} \lambda_j; \quad \lambda_j = \sum_i a_{ij}; \quad \forall a_{ij} > 0; \quad (5)$$

$$\lambda_i = 2 \sum_j (a_{ij}(\lambda_j); \quad \lambda_j = \sum_i (a_{ij}; \quad \forall a_{ij} \in R(i, j); \quad (6)$$

$$C_{i,1,n} = M_{i,2,n} = (a_{i,j} / \lambda_j, Z_{j,1,n});$$

$$Z_{j,1,n} = M_{j,1,n} = (a_{i,j}, r_{j,n});$$

$M_{i,m,n}, M_{j,m,n}$ – поправки першого й більш високих порядків $m = 1, p$, одержані послідовно з формул, починаючи з (1) при $p=1$; $a_{i,j}$ – елементи матриці розв'язків прямої задачі гравіметрії для прямокутного паралелепіпеда при одиничній аномальній щільності $\sigma_{i,n}$ гірських порід, що представляють собою елементи зв'язку в системі лінійних алгебраїчних рівнянь між кожною j-тою точкою карти вимірюваного поля g_j (j = 1, N) й аномальною щільністю кожного i-того блоку сіткової моделі;

$$r_{j,n} = (a_{i,j}, \sigma_{i,n}) - g_j \quad (7)$$

нев'язка поля на попередній ітерації;

Помножимо скалярно (1) на $a_{i,j}$ та віднімемо із лівої й правої частин g_j , і з урахуванням (7) одержимо ітераційну формулу для нев'язки поля (2) на наступній ітерації. Аналогічно, помножимо скалярно (2) на $a_{i,j} / \lambda_j$ і отримаємо ітераційну формулу (3) для поправки 1-го

порядку до поправки $B_{i,1,n}$ або 2-го порядку до щільності $\sigma_{i,n}$ на наступній ітерації.

Перемножимо скалярно (3) на $a_{i,j}$ і одержимо ітераційну формулу для поправки 1-го порядку до нев'язки поля на наступній ітерації:

$$Z_{j,1,n+1} = Z_{j,1,n} - \tau_{n+1} F_{j,1,n}; \quad (8)$$

де

$$F_{j,1,n} = (a_{ij}, C_{i,1,n}) \quad (9)$$

– ітераційна поправка 1-го порядку

до поправки $Z_{j,1,n}$ або 2-го порядку до нев'язки $r_{j,n}$ на наступній ітерації.

Далі, перемножимо скалярно (8) на $a_{i,j} / \lambda_i$, одержимо ітераційну формулу для поправки 1-го порядку до поправки $B_{i,1,n}$ або для поправки 2-го порядку до $\sigma_{i,n}$:

$$C_{i,1,n+1} = C_{i,1,n} - \tau_{n+1} E_{i,1,n}; \quad (10)$$

де

$$E_{i,1,n} = (a_{ij} / \lambda_i, F_{j,1,n}) \quad (11)$$

– ітераційна поправка 1-го порядку

до поправки $C_{i,1,n}$ або 3-го порядку до щільності $\sigma_{i,n}$ на наступній ітерації.

Перемножимо скалярно (10) на $a_{i,j}$ і одержимо поправку 1-го порядку до поправки $Z_{j,1,n}$ або 2-го порядку до нев'язки поля на наступній ітерації:

$$F_{j,1,n+1} = F_{j,1,n} - \tau_{n+1} G_{j,1,n}; \quad (12)$$

де

$$G_{j,1,n} = (a_{ij}, E_{i,1,n}) \quad (13)$$

– ітераційна поправка 1-го порядку

до поправки $F_{j,1,n}$ або 3-го порядку до нев'язки $r_{j,n}$ на наступній ітерації.

Далі, перемножимо скалярно (12) на $a_{i,j} / \lambda_i$ і одержимо ітераційну формулу для поправки 1-го порядку до поправки $C_{i,1,n}$ або для поправки 3-го порядку до $\sigma_{i,n}$:

$$E_{i,1,n+1} = E_{i,1,n} - \tau_{n+1} K_{i,1,n}; \quad (14)$$

де

$$K_{i,1,n} = (a_{ij} / \lambda_i, G_{j,1,n}) \quad (15)$$

– ітераційна поправка 1-го порядку

до поправки $E_{i,1,n}$ або 4-го порядку до щільності $\sigma_{i,n}$ на наступній ітерації.

Набір поправок можна продовжити, утворюючи пари поправок $(P_{j,1,n}, S_{i,1,n})$ і т.д.

Складемо критерії оптимізації R2 та інші:

$$F_r = \sum_j r_{j,n+1}^2 = \min; \quad F_M = \sum_i M_{i,m,n}^2 = \min; \quad (16)$$

На практиці зручніше користуватися позначеннями поправок, наведеними в (8)-(15), де літери B, C, E, K, S і, аналогічно, R, Z, F, G, P, V відповідають номерам порядку $m = 1, 2, 3, 4, 5$ у загальному позначенні $M_{i,m,n}, M_{j,m,n}$ і т.д. Наведемо кілька прикладів оптимізації рішення обернених задач, у яких для простоти частину індексів опустимо:

$$(B, B) = (B - \tau_{1,n+1}C - \tau_{2,n+1}E - \tau_{3,n+1}K)^2 = \min; \quad (17)$$

$$(B, B) = (B - \tau_{1,n+1}C)^2 = \min; \quad (18)$$

$$(B, B) = (B - \tau_{1,n+1}C - \tau_{2,n+1}E)^2 = \min; \quad (19)$$

$$(C, C) = (C - \tau_{1,n+1}E - \tau_{2,n+1}K - \tau_{3,n+1}S)^2 = \min; \quad (20)$$

$$(C, C) = (C - \tau_{1,n+1}E - \tau_{2,n+1}K)^2 = \min; \quad (21)$$

$$(E, E) = (E - \tau_{2,n+1}K - \tau_{3,n+1}S)^2 = \min; \quad (22)$$

$$(E, E) = (E - \tau_{2,n+1}K)^2 = \min; \quad \text{і т.д.} \quad (23)$$

Для критеріїв (18) та (23) ітераційні коефіцієнти мають найпростіший вигляд:

$$\tau_{1,n+1} = (B_{i,n}, C_{i,n}) / (C_{i,n}, C_{i,n}); \quad (24)$$

$$\tau_{2,n+1} = (E_{i,n}, K_{i,n}) / (K_{i,n}, K_{i,n}); \quad (25)$$

Методи з критеріями (17)–(23), за аналогією з методом В2, мають такі скорочені аббревіатури: ВСЕК, В2=ВС, ВСЕ, СЕКС, СЕК, ЕКС, ЕК. Ці аббревіатури іноді доповнюються в дужках після коми аббревіатурою ітераційної формули, яка починається з букви S для щільності, наприклад, (ВСЕК, SBCE), В2=(ВС, SB), (ВСЕ, SBC), (СЕКС, SBCE) і т.д. Для інших формул ітераційні коефіцієнти отримані рішенням систем двох або трьох лінійних алгебраїчних рівнянь. Програмну реалізацію методів (17)–(25) та інших виконано при різних m для теоретичних гравітаційних полів та вимірюваних у межах УЩ (рис. 1-5).

Тепер перейдемо до дослідження рішень ОЛЗГ, отриманих для одношарової сітково-блокової інтерпретаційної моделі (СБІМ) із 20х20 блоків методом простої ітерації В2 за критерієм оптимізації поправок (B, B) з однією поправкою 1-го порядку B в ітераційній формулі (1). Якщо блоки інтерпретаційної моделі мають одні й ті самі розміри та глибину залягання (80-530 м), що й теоретична модель (ТМ), для якої обчислене поле сили тяжіння (ПСТ, рис. 1а), то розв'язок ОЛЗГ, незважаючи на неповністю відновлене поле (тобто, нев'язка поля ще не дорівнює нулю), має таку саму щільність кожного блоку, як і в ТМ (рис. 1б). Якщо ж блоки СБІМ з меншою висотою (180-430 м) розташовані всередині ТМ, то в розв'язку ОЛЗГ щільність може бути більшою (рис. 1в). При розміщенні блоків СБІМ майже таких же розмірів, що й блоки ТМ, нижче блоків ТМ (580-930 м) отримуємо в розв'язку ОЛЗГ щільність кожного блоку набагато більшу, ніж у ТМ (рис. 1г). Якщо ж СБІМ знаходиться повністю або частково вище блоків ТМ, то, залежно від висоти тих чи інших блоків, щільність блоків у розв'язку ОЛЗГ може бути меншою, ніж у блоків ТМ. Таким чином, для одного й того самого поля розподіли щільності блоків набагато відрізняються. Це явище називається *еквівалентним перерозподілом щільності*. З цього треба зробити висновок, що для розв'язку ОЛЗГ треба точно знати глибини до верхніх і нижніх границь блоків. І навпаки, для розв'язків нелінійної ОЗГ треба знати щільність блоків, щоб знайти глибину до них. Практично останнє зробити дуже важко, а тому обчислюють середній скачок щільності на границі двох шарів і обчислюють глибини до кожного блоку СБІМ.

Далі перейдемо до дослідження рішень ОЛЗГ, отриманих для 2-шарової СБІМ із 20х20 блоків у кожному шарі тим самим методом простої ітерації В2, за тим же критерієм оптимізації й для того ж ПСТ (рис. 1д, е). Тут для одного й того самого поля ми отримали зовсім інший розподіл щільності у розв'язку ОЛЗГ: при щільності блоків ТМ 0,3 г/см³ і однакових глибинах до границь щільність блоків 1-го шару СБІМ на 20% вища, а у другому шарі – на 27% нижча, ніж у блоків ТМ.

Для 3-шарової СБІМ і того ж поля від ТМ маємо у розв'язку ОЛЗГ розподіл щільності шарів 0,36; 0,26; 0,20 г/см³ з відхиленням від +20 до -33%, який нічим не відрізняється від розподілу для 2-шарової СБІМ, а тому на рисунках не наводиться. І нарешті, для 6-шарової СБІМ при тому ж полі ТМ маємо в розв'язку ОЛЗГ роз-

поділ щільності шарів 0,40; 0,32; 0,26; 0,24; 0,20; 0,18 г/см³ з відхиленням від +33 до -40%, який значно більше відрізняється від розподілу для 2-3-шарових СБІМ (рис. 2а). Оскільки залишки поля по всій карті розподілені рівномірно (рис. 2б), то марно сподіватися

на покращення розподілу щільності при збільшенні кількості ітерацій, що й було підтверджено при зменшенні середньоквадратичної нев'язки поля від 0,024 до 0,018 мГал (рисунки не наводяться).

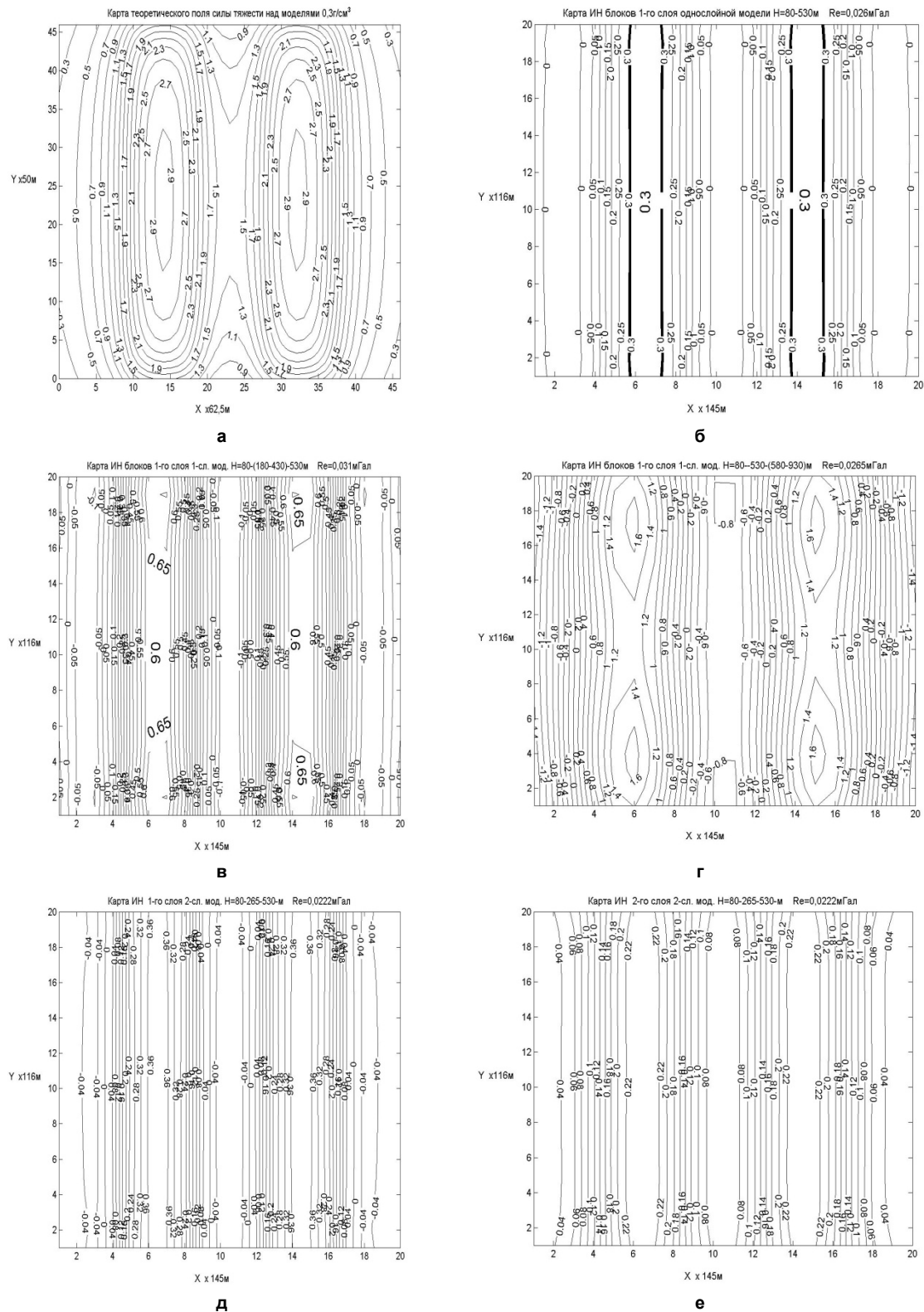


Рис. 1. Результати розв'язків оберненої лінійної задачі гравіметрії (ОЛЗГ):

а – карта поля сили тяжіння (ПСТ) від двох аномальних тіл (АТ) теоретичної моделі (ТМ) (у мГал);
 б-г – розв'язки ОЛЗГ з використанням одношарових сітково-блокових інтерпретаційних моделей (СБІМ) з різним розміщенням блоків відносно АТ (тут і далі в г/см³);
 д-е – розв'язки ОЛЗГ з використанням 2-шарової СБІМ, суміщеної з АТ ТМ

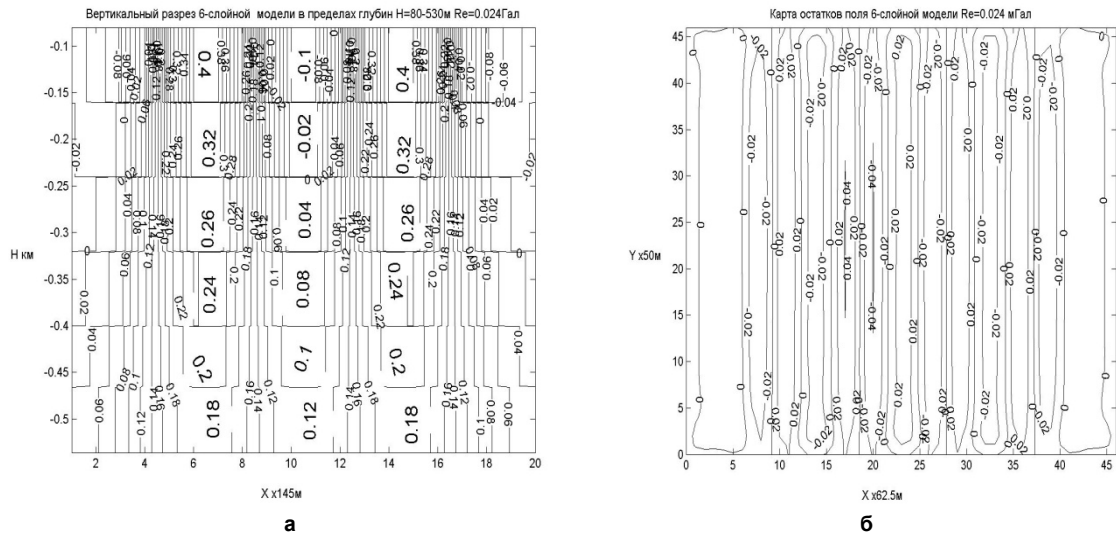


Рис. 2. Результати розв'язку ОЛЗГ на 1-му етапі для ПСТ від двох АТ теоретичної моделі (ТМ) з використанням 6-шарової СБМ, суміщеної з АТ ТМ після 50 ітерацій методом В2:
а – вертикальний розріз щільності по профілю 5 (у г/см³); б – карта залишків ПСТ (у мГал) після розв'язку ОЛЗГ методом В2

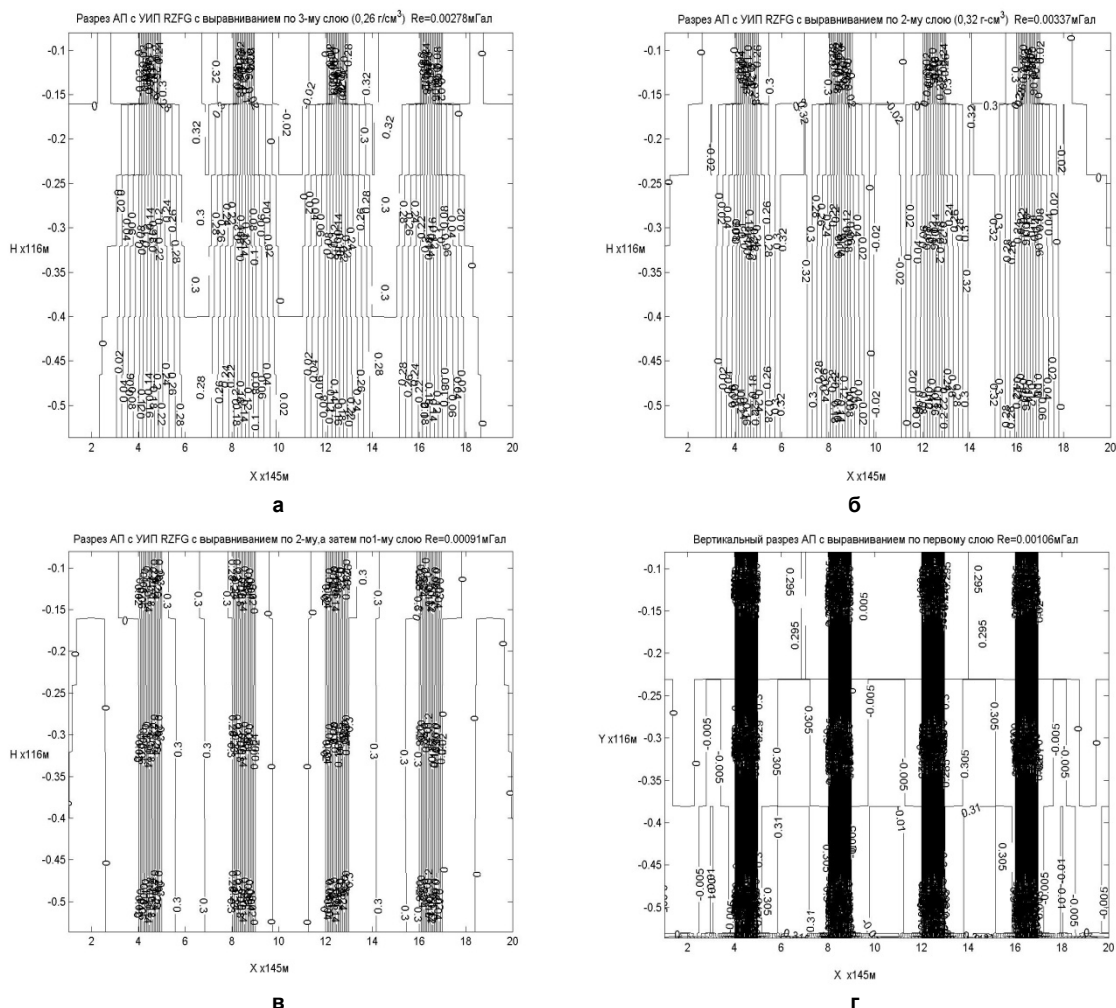


Рис. 3. Результати розв'язку ОЛЗГ на 2-му етапі з вирівнюванням початкових умов (ПУ) для всіх 6 шарів СБМ з використанням уточнюючих ітераційних поправок (УІП) (SBCE, RZFG) після 50 ітерацій методом В2:
а – вертикальний розріз щільності (в г/см³) після вирівнювання ПУ всіх 6 шарів за щільністю 3-го шару, набутій ним після 1-го етапу (рис. 2а); б – те саме після вирівнювання ПУ всіх шарів за щільністю 2-го шару (рис. 3а);
в – те саме після вирівнювання ПУ всіх шарів за щільністю 2-го шару (рис. 3б), а потім 1-го шару;
г – результати розв'язку ОЛЗГ на 2-му етапі методом вирівнювання ПУ для всіх шарів 3-шарової СБМ з використанням УІП (SBCE, RZFG) після 50 ітерацій методом В2 при Re=0,00106 мГал: вертикальний розріз щільності

Маючи на увазі, що реальний розподіл знаходиться по висоті приблизно на середині АТ, Р.В. Міненко запропонував використати результати розв'язку ОЛЗГ методом В2 як початкові умови (ПУ) для розв'язку ОЛЗГ на другому й подальших етапах, а для цього у ПУ присвоїти всім шарам значення щільності одного, наприклад, 3-го шару, тобто вирівняти ПУ за щільністю 3-го шару, а потім виконати таку саму кількість ітерацій методом з уточнюючими ітераційними поправками (УІП), наприклад, методом (RZFG, SBCE) (рис. 3а). Але одним прийомом вирівнювання не досягається, а тому ще трьома підходами по 50 ітерацій з вирівнюванням двічі по 2-му і в четвертий раз по 1-му шару був досягнутий розподіл ТМ при дуже низькій середньо-квадратичній нев'язці поля 0,00091 мГал (рис. 3б, в). Для порівняння наведемо також приклад вирівнювання ПУ по 2-му шару 3-шарової СБІМ для розв'язку ОЛЗГ методом з використанням УІП (рис. 3г). І в цьому випадку розв'язок ОЛЗГ було отримано майже при такій же низькій середньо-квадратичній нев'язці поля 0,00106 мГал.

Відмітимо, що при вирівнюванні ПУ ми задаємо неточні дані, а оптимізаційний метод з УІП доводить розв'язок ОЛЗГ до реального розподілу, тобто ми маємо

автоматизовану модифікацію розв'язку оберненої задачі відомим способом підбору. Це можна підтвердити тим, що після 2-го етапу для реальних полів ми отримуємо у розв'язку ОЛЗГ вигини вертикальних контактів АТ та локальні зміни щільності в них (рис. 4), як це й буває згідно з геологічною будовою досліджуваного гірського масиву. Аналогічно, для моделей зі зміною щільності по вертикалі в результаті ряду вирівнювань ми отримуємо розрізи щільності, які в межах 5-10% відхиляються від розподілу щільності у ТМ (рис. 5).

Таким чином, за додатковим рішенням з уточнюючими ітераційними поправками у всіх шарах моделі ми отримуємо розподіл щільності, який збігається з розподілом щільності в аномальних тілах ТМ (рис. 3 і 5), а в інших вертикальних розрізах (рис. 4) ми маємо вертикальну шаруватість гірських порід, ускладнену в багатьох місцях будь-якими вигинами ізоліній і відповідних їм контактів, що відповідає реальній геологічній будові ділянки даних досліджень. Це означає, що основною причиною зменшення щільності у розв'язку ОЛЗГ з глибиною є відсутність управління розподілом на кожній ітерації нев'язки поля в кожній точці при перетворенні її в ітераційну поправку для всіх блоків СБІМ, які знаходяться під точкою поля.

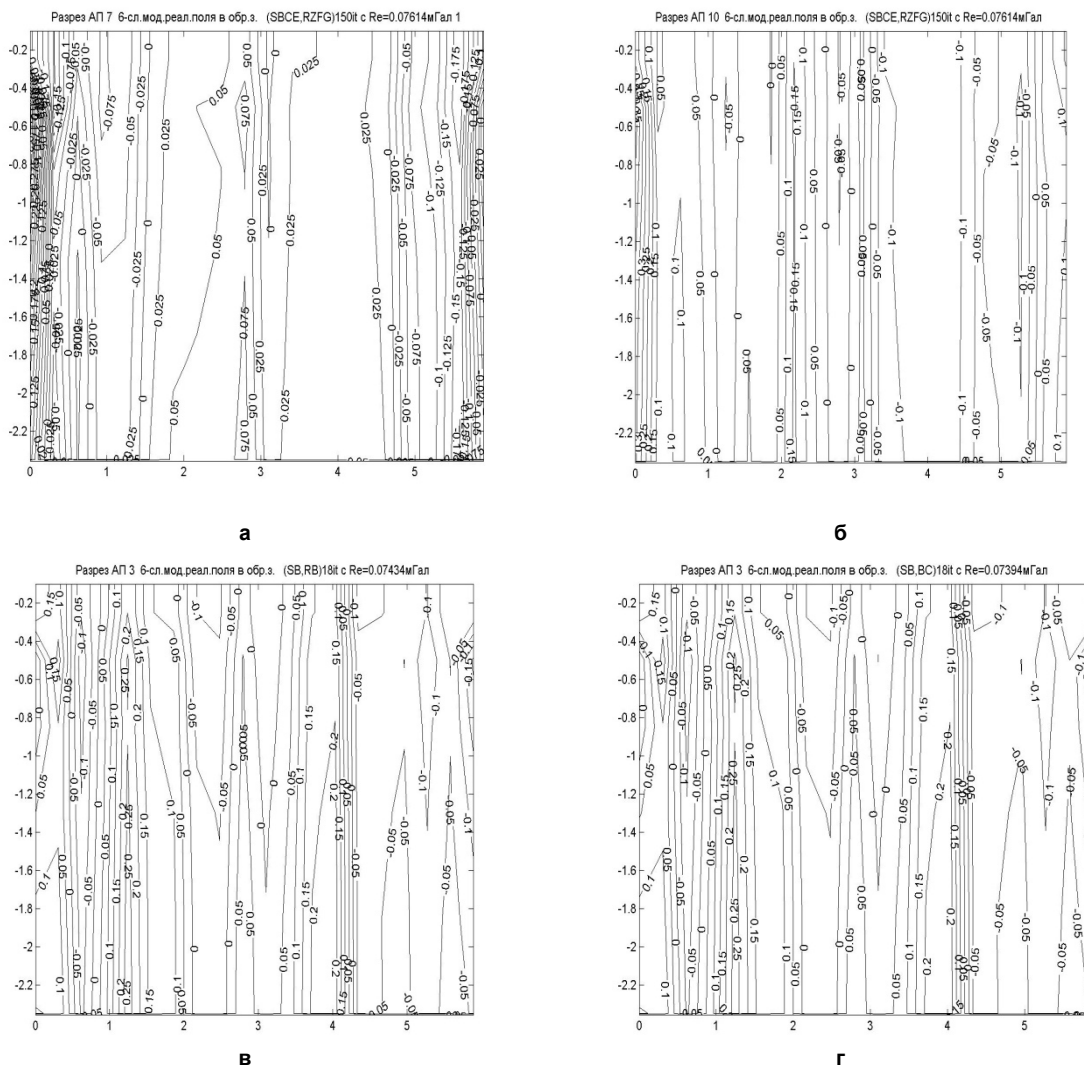


Рис. 4. Результати розв'язку ОЛЗГ для 6-шарової СБІМ (а,б,в – на реальних полях методом В2 на першому етапі та методом вирівнювання ПУ з використанням УІП (SBCE, RZFG) на 2-му етапі при $Re=0,076$ мГал після 150 ітерацій): а – вертикальний розріз щільності реального геологічного масиву по профілю 7 (тут і далі в г/см³); б – те саме, по профілю 10; в – продовження розв'язку ОЛЗГ на 3-му етапі методом умовної оптимізації R2+LB2 з коефіцієнтом Лагранжа L при $Re=0,0743$ мГал після 18 ітерацій: вертикальний розріз щільності по профілю 3; г – продовження розв'язку ОЛЗГ на 4-му етапі оптимізаційним методом простої ітерації В2 при $Re=0,0739$ мГал після 18 ітерацій: вертикальний розріз щільності по профілю 3

Як показали експерименти, апарату мінімізації квадратичного функціоналу недостатньо для точного дозування блоків моделі частками щільності, перетвореної поправкою В.І. Старостенка [5] із нев'язки поля. Не дали позитивного результату й методи з виділенням для кожного шару ітераційного коефіцієнта з ітераційною поправкою.

Ще гірші результати отримано при виділенні одного ітераційного коефіцієнта на кожен блок моделі, оскільки в такому разі ітераційний метод перетворюється в СЛАР з багатьма невідомими та нестійким розв'язком. З іншого боку, при невеликих відхиленнях щільності блоків від

заданих у теоретичній моделі ітераційний метод дає точний розв'язок ОЛЗГ і при цьому ніякого коригування за рахунок глибини розміщення блоків моделі тут не потрібно. А це говорить про те, що ітераційний процес треба, як мінімум, розділити на два етапи. На першому етапі в рудних обернених задачах треба локалізувати проекції аномальних тіл на горизонтальну площину, оскільки вони мають значну протяжність на глибину. На другому етапі, після вирівнювання щільності блоків у вертикальному напрямку, ми отримуємо розподіл щільності, значно більше наближений до реального.

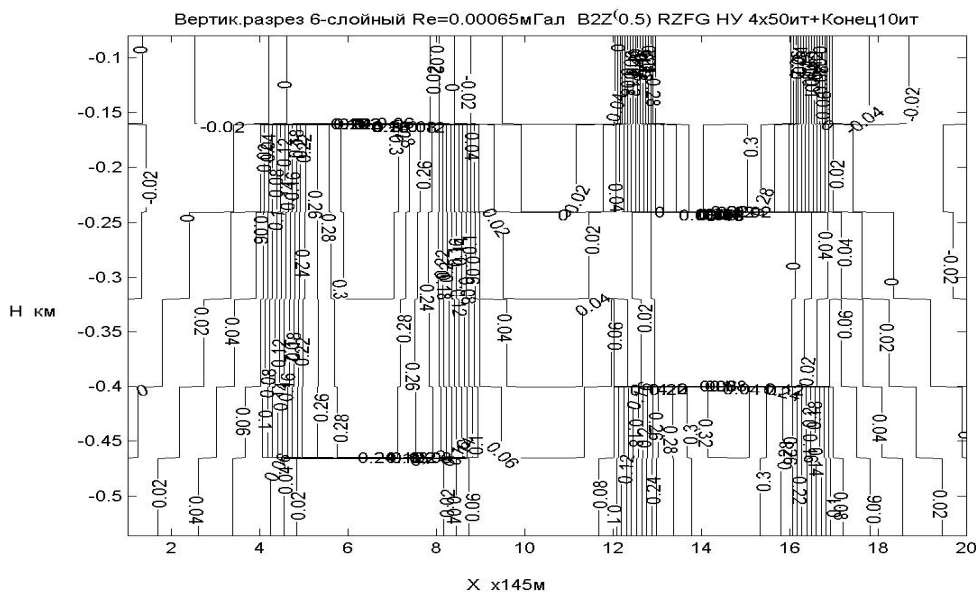


Рис. 5. Результати розв'язку ОЛЗГ для поля від ТМ з трьома ізолюваними АТ з використанням 6-шарової СБІМ (методом В2 на 1-му етапі на 50 ітераціях, методом вирівнювання ПУ з використанням УІП (SBCE,RZFG) на наступних 4-х етапах по 50 ітерацій на кожному і ще на 10 ітераціях методом В2) при відновленні поля до середньоквадратичної нев'язки $Re=0,00065$ мГал: вертикальний розріз щільності моделі по профілю 5 (у $г/см^3$)

На третьому етапі початковими умовами стає результат розв'язку ОЛЗГ на попередньому етапі плюс апріорні дані та явно логічні коректури початкових умов. Не будемо забувати, що розв'язок ОЛЗГ на третьому етапі буде також оптимізованим і ще більш наближеним до реального розподілу щільності в геологічному масиві. На другому й третьому етапах ми використовуємо УІП, які концентрують щільність і не дають їй розпливатися наверх і в бік. У структурних ОЛЗГ ці процедури мають інший сценарій. Очевидно, що там треба відразу починати розв'язок ОЛЗГ з поправками, в які входять коректури за рахунок глибини до блоків моделі, наприклад, ітераційна поправка В.І. Старостенка (4) може бути перетворена до дещо іншого вигляду:

$$B_{i,1,n} = M_{i,1,n} = (a_{i,j}(\alpha_i, q_i) / \lambda_i, r_{j,n}); \quad (26)$$

$$q_i = (z_i / z_m)^{p_i}; \alpha_i, p_i \in N, Z, R,$$

де z_i, z_m – глибини: до кожного i -того блоку й до нижнього шару m -шарової моделі.

З поправкою (26) виконано задовільний розв'язок ОЛЗГ за 6 етапів для 6-шарової моделі, в якій частина блоків має нульову щільність, тобто некомпактна модель, яка складена з трьох ізолюваних аномальних тіл (рис. 5), відновлена майже повністю з високою деталістю.

Висновки і перспективи подальших досліджень у даному напрямку. Запропоновані ітераційні лінійні методи розв'язання обернених задач із використанням додаткових уточнюючих ітераційних поправок вищого порядку та уточненої за глибину поправки В.І. Старостенка дозволяють одержувати більш достовірні резуль-

тати інтерпретації даних гравіметрії для некомпактних геологічних масивів. Необхідно й надалі розробляти методи з іншими наборами умов оптимізації та ітераційних поправок для порівняння їхньої ефективності при використанні в запропонованих і більш ранніх методах.

Список використаних джерел

- Миненко П.А., (2005). Теоретическое обоснование преобразования моделей решения некорректной линейной задачи гравиметрии в корректную с оптимизацией итерационного процесса на основе условно-экстремальных критериев. Теория и практика геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий: Матер. 32-й сессии международного научного семинара им. Д.Г. Успенского (29.01-01.02.2005). Пермь, 115-118.
- Миненко П.А., (2005). Теоретическое обоснование преобразования моделей решения некорректной линейной задачи гравиметрии в корректную с оптимизацией итерационного процесса на основе условно-экстремальных критериев. Теория и практика геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий: материалы 32-й сессии международного научного семинара им. Д.Г. Успенского (29.01-01.02.2005). Пермь, 115-118. (In Russian).
- Миненко П.А., (2006). Исследование кристаллического фундамента линейно-нелинейными методами магнитометрии и гравиметрии. *Геоинформатика*, 4, 41-45.
- Миненко П.А., (2006). Исследование кристаллического фундамента линейно-нелинейными методами магнитометрии и гравиметрии. *Геоинформатика*, 4, 41-45. (In Russian).
- Миненко П.А., Миненко Р.В., (2012). Упрощенные алгоритмы решения обратных задач гравиметрии фильтрационными методами. *Геоинформатика*, 2(42), 27-29.
- Миненко П.А., Миненко Р.В., (2012). Упрощенные алгоритмы решения обратных задач гравиметрии фильтрационными методами. *Геоинформатика*, 2(42), 27-29. (In Russian).
- Миненко П., Миненко Р., (2014). Обернені лінійні задачі гравіметрії та магнітометрії з уточнюючими ітераційними поправками вищого порядку. *Вісник Київського університету. Геологія*, 1(64), 78-82.
- Миненко Р., (2014). Обернені лінійні задачі гравіметрії та магнітометрії з уточнюючими ітераційними поправками вищого порядку.

Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology, 1(64), 78-82. (In Ukrainian).

5. Старостенко В.И., Козленко В.Г., Костюкевич А.С., (1986). Сейсмогравитационный метод: принципы, алгоритмы, результаты. *Вісник АН УРСР*, 12, 28-42.

Starostenko V.I., Kozlenko V.G., Kostyukevich A.S., (1986). Seismogravitacionnyj metod: principy, algoritmy, rezultaty. *Visnyk AN URSSR*, 12, 28-42. (In Russian).

R. Minenko, MSc

E-mail: maestozo.1_pavel@mail.ru;

P. Minenko, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.

Kyryvi Rih National University,

54 Gagarina Ave., Kyryvi Rih, 50086 Ukraine;

Yu. Mechnikov, Geologist

Kyryvi Rih Geophysical Department

2 Geologichna Str., Kyryvi Rih, 50001 Ukraine

6. Страхов В.Н., (1990). Об устойчивых методах решения линейных задач геофизики. II. Основные алгоритмы. *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 8, 37-64.

Strahov V.N., (1990). Ob ustojchivyh metodah resheniya linejnyh zadach geofiziki. II. Osnovnye algoritmy. *Izv. AN SSSR. Fizika Zemli*, 8, 37-64. (In Russian).

Надійшла до редколегії 04.02.15

INVERSE LINEAR PROBLEMS IN GRAVIMETRY: IN SEARCH FOR SUSTAINABLE SOLUTIONS

The paper aims at determining the causes of the change in density for ILPG unjustified solutions, providing a theoretical proof, and building a method for solving a real ILPG reproduction of the density distribution in the anomalous body along its vertical axis. Inverse problems in gravimetry and magnetometry are clearly and technically incorrect, for various optimization criteria give different solutions, and they can be substantially different in some areas of the interpretation model. Besides, when stability of solutions is checked, there is often revealed a mismatch: small errors in the field in many places cause large changes in density in the blocks located under these points.

The paper gives coverage of scientific findings that contribute to inverse linear problems. Namely, Acad. Strakhov postulates stable and geologically meaningful ILPG solution will only be obtained through methods of constrained optimization, and develops an iterative method of least squares of the residuals. Acad. Starostenko develops iterative correction for solving linear algebraic equation. Doc. Minenko proves a theorem stating equality area map projection field and interpretation model to map the fields makes a prerequisite for ILPG sustainable solutions. Acad. Strakhov's iterative method of least squares for residual field is further used by Doc. Minenko to develop a filtering iterative method of simple iteration adjusted by Acad. Starostenko through optimizing iterative least sums of the squares of corrections to the density of rocks.

The finding is a guaranteed method of iterative optimized sustainable solutions for ILPG multilayer interpretation model, in which each horizontal layer is densely packed by cuboid-shaped blocks of different unknown density. Still, the main drawback of the method is it does not ensure absolute geological or physical equivalency between ILPG density values of each block model and real values of rock mass density. Doc. Minenko develops a two-step procedure for finding ILPG sustainable and meaningful solutions.

Further solutions being achieved (meaning iterative refinement of the problem being made following the equalizing of the initial conditions of the iterative process in the second stage in all layers of the model), we obtain the density distribution, which coincides with one in anomalous bodies of the theoretical model. This means that the main reason for the density reduction in the ILPG solution with depth in the first stage is lack of control over the residual distribution field at each iteration and point during their conversion into iterative corrections for all blocks of the models below the pitch dot.

Keywords: gravimetry, inverse problem, iterative method, iterative correction, optimization criterion, refinement.

P. Миненко, магистр

E-mail: maestozo.1_pavel @ mail.ru;

П. Миненко, д-р физ.-мат. наук, проф.

Криворожский национальный университет,
пр. Гагарина, 54, г. Кривой Рог, 50086, Украина;

Ю. Мечников, инженер-геолог

Криворожская геофизическая партия,
ул. Геологическая, 2, г. Кривой Рог, 50001, Украина

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ УСТОЙЧИВЫХ РЕШЕНИЙ ОБРАТНЫХ ЛИНЕЙНЫХ ЗАДАЧ ГРАВИМЕТРИИ

Цель работы заключается в установлении причин безосновательного изменения плотности в решении ОЛЗГ, проверке их на теоретических примерах и создании метода решения ОЛЗГ с реальным воспроизведением распределения плотности в аномальном теле вдоль его вертикальной оси.

Обратные задачи гравиметрии и магнитометрии сильно некорректны, в частности, потому, что различные критерии оптимизации дают различные решения и они могут быть существенно различными в некоторых областях интерпретационной модели. А при проверке устойчивости решений часто выявляется несоответствие: при малых погрешностях поля во многих точках получают большие изменения плотности в блоках, расположенных под этими точками. Весомые успехи были достигнуты после того, как: 1) акад. В.Н. Страхов выставил условие: устойчивое и геологически содержательное решение ОЛЗГ может быть получено только методами условной оптимизации. Кроме того, для решения ОЛЗГ он разработал итерационный метод наименьших квадратов невязок поля; 2) акад. В.И. Старостенко разработал итерационную поправку для решения СЛАУ; 3) П.А. Миненко доказал теорему: для устойчивого решения ОЛЗГ необходимым условием является равенство площадей карты поля и проекции интерпретационной модели на карту поля. Эта теорема удовлетворяет условию В.Н. Страхова. Её П.А. Миненко использовал для решения ОЛЗГ итерационным методом наименьших квадратов В.Н. Страхова для невязок поля и разработал фильтрационный итерационный метод простой итерации с поправкой В.И. Старостенко, оптимизируя минимум суммы квадратов итерационных поправок к плотности горных пород. В результате был создан оптимизированный итерационный метод гарантированного устойчивого решения ОЛЗГ для многослойной интерпретационной модели, в которой каждый горизонтальный слой плотно упакован блоками, имеющими форму прямого параллелепипеда и разную неизвестную плотность. Но этот метод абсолютно не гарантирует геологическое или физическое соответствие полученных решением ОЛЗГ значений плотности каждого блока модели реальным значениям плотности массивов горных пород. Р.В. Миненко разработал двухэтапную методику получения устойчивого и содержательного решения ОЛЗГ. По дополнительному решению с уточняющими итерационными поправками после выравнивания начальных условий итерационного процесса на втором этапе во всех слоях модели мы получаем распределение плотности, которое совпадает с ее распределением в аномальных телах теоретической модели. Это означает, что основной причиной уменьшения плотности в решении ОЛЗГ с глубиной на первом этапе является отсутствие управления распределением невязки поля на каждой итерации в каждой точке при преобразовании ее в итерационные поправки для всех блоков модели, которые находятся под точкой поля.

Ключевые слова: гравиметрия, обратная задача, итерационный метод, итерационная поправка, критерий оптимизации, порядок поправки.

Наукове видання



ВІСНИК КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

Випуск 1(68)

Статті подано в авторській редакції.

Комп'ютерна верстка та коректування Ю.А. Тимченко

Оригінал-макет виготовлено Видавничо-поліграфічним центром "Київський університет"

Responsibility for the opinions given, statements made, accuracy of the quotations, economical and statistical data, terminology, proper names and other information rests with the authors. The Editorial Board reserves the right to shorten and edit the submitted materials. Manuscripts will not be returned.

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.



Формат 60x84^{1/8}. Ум. друк. арк. 10,9. Наклад 300. Зам. № 215-7484.
Вид. № Гл1. Гарнітура Arial. Папір офсетний. Друк офсетний.
Підписано до друку 30.04.15

Видавець і виготовлювач
Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
01601, Київ, б-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43
☎ (38044) 239 32 22; (38044) 239 31 72; тел./факс (38044) 239 31 28
e-mail: vpc@univ.kiev.ua
http: vpc.univ.kiev.ua
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 1103 від 31.10.02