

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 наукометричних базах даних Web of Science, Academic Resource Index ResearchBib та Google Scholar.

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

Для преподавателей, научных сотрудников, аспирантов и студентов.

Издание индексируется в наукометрических базах данных Web of Science, Academic Resource Index ResearchBib и Google Scholar.

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

For scientists, professors, graduate and postgraduate students.

Jornal is indexed in Web of Science, Academic Resource Index ResearchBib and Google Scholar.

Відповідальний за випуск О.І. Меньшов

ВІДПОВІДАЛЬНИЙ РЕДАКТОР**РЕДАКЦІЙНА
КОЛЕГІЯ**

В.А. Михайлов, д-р геол. наук, проф.

І.М. Безродна, канд. геол. наук, ст. наук. співроб. (заст. відп. ред.); О.І. Меньшов, д-р геол. наук (відп. секр.); В.Г. Бахматов, д-р геол. наук, ст. наук. співроб.; 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.; О.В. Дубина, д-р геол. наук, В.М. Загнітко, д-р геол.-мінерал. наук, проф.; В.І. Зацерковний, д-р техн. наук, доц.; О.М. Іванік, д-р геол. наук, проф.; О.М. Карпенко, д-р геол. наук, проф.; М.М. Коржнев, д-р геол.-мінерал. наук, проф.; І.М. Корчагін, д-р фіз.-мат. наук, ст. наук. співроб.; О.Є. Кошляков, д-р геол. наук, проф.; В.Г. Лозицький, д-р фіз.-мат. наук, ст. наук. співроб.; Б.П. Маслов, д-р фіз.-мат. наук, проф.; О.В. Митрохин, д-р геол. наук, проф.; П.О. Міненко, д-р фіз.-мат. наук, проф.; Г.П. Міліневський, д-р фіз.-мат. наук, ст. наук. співроб.; В.А. Нестеровський, д-р геол. наук, проф.; В.В. Огар, д-р геол. наук, проф.; М.І. Орлюк, д-р геол. наук, проф.; О.Л. Шевченко, д-р геол. наук, доц.; В.В. Шевчук, д-р геол.-мінерал. 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; Г. Кулієв, Інститут геології та геофізики НАН Азербайджану; 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;
<http://www.geolvisnyk.univ.kiev.ua/>

Затверджено

Вченою радою ННІ "Інститут геології"
5 вересня 2018 року (протокол № 1)

Атестовано

Вищою атестаційною комісією України.
Постанова Президії ВАК України
№ 1-05/6 від 12.06.02

Зареєстровано

Міністерством юстиції України.
Свідоцтво про Державну реєстрацію КВ № 23534-13374 від 08.08.18

**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.

Jornal is indexed in Web of Science, Academic Resource Index ResearchBib and Google Scholar.

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

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів і студентів.

Видання індексується в наукометричних базах даних Web of Science, Academic Resource Index ResearchBib та Google Scholar.

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

Для преподавателей, научных сотрудников, аспирантов и студентов.

Издание индексируется в наукометрических базах данных Web of Science, Academic Resource Index ResearchBib и Google Scholar.

Chief publication manager O. Menshov

EXECUTIVE EDITOR

EDITORIAL BOARD

V. Mykhailov, Dr. Sci. (Geol.), Prof.

Ukrainian Members:

I. Bezrodna, Cand. Sci. (Geol.), Senior Researcher (Deputy Executive Editor); O. Menshov, Dr. Sci. (Geol.), (Executive Secretary); V. Bakhmutov, Dr. Sci. (Geol.), Senior Researcher; S. Vyzhva, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; Z. Vyzhva, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.; V. Guliy, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; O. Dubyna, Dr. Sci. (Geol.); V. Zagnitko, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; V. Zacerkovniy, Dr. Sci. (Tech.), Prof.; O. Ivanik, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; O. Karpenko, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; M. Korzhnev, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; I. Korchagin, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Senior Researcher; O. Koshliakov, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; V. Lozitsky, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Senior Researcher; B. Maslov, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.; O. Mytrokhin, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; P. Minenko, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.; G. Milinevskiy, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Senior Researcher; V. Nesterovskiy, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; V. Ogar, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; M. Orliuk, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; O. Shevchenko, Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.; V. Shevchuk, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; S. Shnyukov, 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, The Netherlands; L. Vernik, Marathon Oil Company, USA; A. Vesnaver, Italian National Institute of Oceanography and Applied Geophysics, Italy; H. Guliyev, Institute of Geology and Geophysics of ANAS, Azerbaijan; 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 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine,
tel. +380442597030, e-mail: geolvisnyk@ukr.net;
<http://www.geolvisnyk.univ.kiev.ua/>

Approved by the

Academic Council of the Institute of Geology
September 5, 2018 (Minutes # 1)

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 # 23534-13374 issued on 08.08.18

Founded and published by

Taras Shevchenko National University of Kyiv,
Kyiv University Publishing
State Certificate # 1103 issued on 31.10.2002

Address:

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

ЗМІСТ

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

Гопченко Є., Овчарук В., Шакірзанова Ж., Гопцій М., Траскова А., Швець Н., Сербова З., Тодорова О. Моделювання екстремально високих паводків на прикладі гірських регіонів України	6
Мєнасова А., Тимченко Ю. Палеогеографічні аспекти формування Бурімської світи в межах Канівського Придніпров'я	16

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

Степанюк Л., Грінченко О., Бондаренко С., Слободян В., Сьомка В., Курило С., Довбуш Т. Геохронологія гранітоїдів Інгульського мегаблоку у зв'язку з їхньою літєносністю	23
---	----

ГЕОФІЗИКА

Карпенко О., Тунік О. Уточнення меж стрибкоподібних катагенетичних змін порід на прикладі окремих родовищ вуглеводнів ДДЗ	29
Круглов О., Меньшов О., Ульянов Є., Кучер А., Назарок П. Індикація ерозійних процесів у ґрунтовому покриві Харківської області за магнітними даними	36
Шинкаренко А. Сучасні підходи до визначення проникності порід-колекторів за даними геофізичних досліджень	45

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

Михайлов В., Тоц А. Новий золоторудний район у Танзанії	55
Волков В., Горошкова Л. Управління раціональним видобуванням та використанням мінерально-сировинних ресурсів України	60
Лазарєва І., Шнюков С., Алексєєнко А., Гаврилів Л. Рудоносні метасоматити Суцано-Пержанської зони і гранітоїди Коростенського плутону (Український щит): генетичні відносини за даними геохімічного моделювання	66
Інкін О. Оцінка зміни колекторських властивостей водоносних порід при зберіганні газоподібних вуглеводнів	80

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

Яценко Ю., Шевченко О., Сніжко С. Оцінка сучасного рівня та тенденцій забруднення атмосферного повітря міст України діоксидом азоту	87
Любчик О. Щодо проблем визначення техніко-економічних показників промислової розробки родовищ питних підземних вод	96
Шевченко О., Долін В. Самоочищення підземних вод від ^{90}Sr на фонових ділянках та при штучному забрудненні	100

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

Вижва З., Демідов В., Вижва А. Про методи статистичного моделювання випадкових полів на сфері для даних аеромагнітометрії	107
Рябенький В., Чудайкін І., Таргунакова Ю. Розробка алгоритмів та програмних компонентів моделювання квазістаціонарних магнітних полів	114

CONTENTS

GENERAL AND HISTORICAL GEOLOGY

Gopchenko E., Ovcharuk V., Shakirzanova J., Goptsiy M., Traskova A., Shvec N., Serbova Z., Todorova O. Modelling of extreme floods on example of mountain regions of Ukraine	6
Menasova A., Tymchenko Yu. Paleogeographic aspects of Burimska suite formate in the Kaniv region	16

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY

Stepanyuk L., Hrinchenko O., Bondarenko S., Slobodian B., Semka V., Kurylo S., Dovbush T. Geochronology of lithium-bearing granitoids of Ingul megablock (Ukrainian shield)	23
---	----

GEOPHYSICS

Karpenko O., Tunik O. Refinement of the interval with abrupt catagenetical alterations of the sedimentary rocks in some oil and gas fields In DDB	29
Kruglov O., Menshov O., Ulko E., Kucher A., Nazarok P. Soil erosion indication by magnetic methods in Kharkiv region	36
Shynkarenko A. modern approaches to determine the permeability of reservoir rocks based on the results of geophysical investigations	45

MINERAL RESOURCES

Mykhailov V., Tots A. A new gold ore region in Tanzania	55
Volkov V., Horoshkova L. Management of lean mining and use of mineral resources of Ukraine	60
Lazareva I., Shnyukov S., Aleksieienko A., Gavryliv L. Ore-bearing metasomatites of Perga area and Korosten pluton granitoids (Ukrainian shield): genetic relations on the basis of geochemical modelling	66
Inkin O. Evaluation of water-bearing strata collective properties change at the storage of gaseous hydrocarbons	80

HYDROGEOLOGY, ENGINEERING AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY

Yatsenko Y., Shevchenko O., Snizhko S. Assessment of air pollution level of nitrogen dioxide and trends of it changes in the cities of Ukraine	87
Luibchyk O. The problem of determination of technical and economic indicators of industrial development of drinking subsurface water	96
Shevchenko O., Dolin V. Groundwater self-clearing from ⁹⁰ Sr within background area and owing to artificial contamination	100

GEOLOGICAL INFORMATICS

Vyzhva Z., Demidov V., Vyzhva A. Methods of random fields statistical simulation on the sphere by the aircraft magnetometry data	107
Ryabenkiy V., Chudaykin I., Targunakova J. Development of algorithms and software components of quasi-stationary magnetic fields modeling	114

СОДЕРЖАНИЕ

ОБЩАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Гопченко Е., Овчарук В., Шакирзанова Ж., Гопций М., Траскова А., Швец Н., Сербова З., Тодорова О. Моделирование экстремально высоких паводков на примере горных регионов Украины	6
Менасова А., Тимченко Ю. Палеогеографические аспекты формирования пород Буримской свиты в пределах Каневского Приднепровья	16

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

Степанюк Л., Гринченко А., Бондаренко С., Слободян В., Сёмка В., Курило С., Довбуш Т. Геохронология литиеносных гранитоидов Ингульского мегаблока (Украинский щит)	23
--	----

ГЕОФИЗИКА

Карпенко А., Тунік О. Уточнение границ скачкообразных катагенетических преобразований осадочных пород на примере отдельных месторождений углеводородов ДДВ	29
Круглов А., Меньшов А., Улько Е., Кучер А., Назарок П. Индикация эрозионных процессов в почвенном покрове Харьковской области по магнитным данным	36
Шинкаренко А. Современные подходы к определению проницаемости пород-коллекторов по данным геофизических исследований	45

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Михайлов В., Тоц А. Новый золоторудный район в Танзании	55
Волков В., Горошкова Л. Управление рациональной добычей и использованием минерально-сырьевых ресурсов Украины	60
Лазарева И., Шнюков С., Алексеенко А., Гаврылив Л. Рудоносные метасоматиты Суцано-Пержанской зоны и гранитоиды Коростенского плутона (Украинский щит): генетические взаимоотношения по данным геохимического моделирования	66
Инкин А. Оценка изменения коллекторских свойств водоносных пород при хранении газообразных углеводородов	80

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ И ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Яценко Ю., Шевченко О., Снижко С. Оценка современного уровня и тенденций загрязнения атмосферного воздуха городов Украины двуокисью азота	87
Любчик О. О проблемах определения технико-экономических показателей промышленной разработки месторождений питьевых подземных вод	96
Шевченко А., Долин В. Самоочищение подземных вод от ^{90}Sr на фоновых участках и при искусственном загрязнении	100

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИКА

Выжва З., Демидов В., Вишва А. О методах статистического моделирования случайных полей на сфере для данных аэромагнитометрии	107
Рябенский В., Чудайкин И., Таргунакова Ю. Разработка алгоритмов и программных компонентов моделирования квазистационарных магнитных полей	114

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 556.166

Є. Гопченко, д-р геогр. наук, проф.,
E-mail: gidro@odeku.edu.ua
В. Овчарук, д-р геогр. наук, доц.,
E-mail: valeriya.ovcharuk@gmail.com
Ж. Шакірзанова, д-р геогр. наук, проф.,
E-mail: jannettodessa@gmail.com
М. Гопцій, канд. геогр. наук,
E-mail: Goptsiy-odeky@ukr.net
А. Траскова, канд. геогр. наук,
E-mail: knopka210689@gmail.com
Н. Швець, наук. співроб., E-mail: Natzin@ukr.net
З. Сербова, наук. співроб., E-mail: Natzin@ukr.net
О. Тодорова, канд. геогр. наук,
E-mail: lenochka.todorova1989@gmail.com
Одеський державний екологічний університет
Гідрометеорологічний інститут
вул. Львівська, 15, м. Одеса, 65016, Україна

МОДЕЛЮВАННЯ ЕКСТРЕМАЛЬНО ВИСОКИХ ПАВОДКІВ НА ПРИКЛАДІ ГІРСЬКИХ РЕГІОНІВ УКРАЇНИ

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

В умовах сучасних змін клімату як в Україні, так і у світі загалом, суттєво підвищується імовірність настання екстремальних гідрологічних явищ, зокрема катастрофічних паводків різного походження. Аналіз розподілу території України визначних паводків і водопіль показав, що переважна кількість руйнівних паводків припадає на найбільш паводконебезпечний район – Українські Карпати, де паводки є характерною рисою гідрологічного режиму річок. Паводки, які спостерігаються на річках Гірського Криму також, в окремі роки носять катастрофічний характер. Для визначення розрахункових витрат води в період паводків на гірських річках України авторами пропонується науково-методична база, яка ґрунтується на сучасних наукових досягненнях у галузі теоретичної та прикладної гідрології. Принципово новим у запропонованій моделі є відокремлення факторів формування і трансформації паводкового стоку на схилах і в русловій мережі. Обґрунтовані підходи до просторового узагальнення розрахункових параметрів; стосовно невимірюваних характеристик паводків розроблена й доведена до практичного застосування методика чисельного вирішення задачі. У результаті отримано чисельні значення основних складових схилового припливу – шари стоку за паводок 1%-ї забезпеченості та тривалість схилового припливу, які узагальнені за територією з урахуванням впливу інтразональних та азональних факторів (залісненості й середньої висоти водозборів і карсту); а також коефіцієнти його часової нерівномірності, які осереднені в межах досліджуваних регіонів. Процес трансформації схилового припливу в русловий стік описаний за допомогою трансформаційних функцій, які враховують час руслового добігання та русло-заплавне регулювання. Точність визначення максимальних модулів стоку 1%-ї ймовірності перевищення знаходиться на рівні точності вихідної інформації, що дозволяє рекомендувати запропоновану методику для практичного використання з метою підвищення рівня обґрунтувань проектів і заходів за умов господарювання на гірських територіях Криму та Карпат.

Ключові слова: науково-методична база, максимальний стік, дощові паводки, гірські річки.

Вступ. У більшості районів земної кулі повені зумовлюються тривалими інтенсивними дощами і зливами у результаті проходження циклонів. Зливові паводки – найбільш поширений тип повеней, вони можливі повсюдно, навіть у напівпустелях і пустелях, за винятком Арктики й Антарктиди.

Головним чинником формування стоку, як відомо, є клімат, але підстильна поверхня, зокрема, значні форми рельєфу суттєво на нього впливають. Повітряні течії затримуються і відхиляються хребтами, а метеорологічні фронти – деформуються. У вузьких проходах між хребтами змінюється швидкість повітряних течій, виникають місцеві гірсько-долинні вітри. Над різноорієнтованими схилами створюються неоднакові умови нагрівання та охолодження, а тому різні режими температури повітря, ґрунтів. У зв'язку з перетіканням повітряних течій через хребти на навітряних схилах гір, особливо в більш низьких і вузьких сідловинах, перевалах, утворюються умови для збільшення хмарності та опадів. На підвітряних схилах, навпаки, виникають фени – вітри з більш високою температурою і низькою вологістю повітря. Над нагрітими схилами гір збільшується конвекція повітря, а отже, хмароутворення. У результаті цих процесів гірські регіони України є найбільш паводконебезпечними територіями нашої країни.

Відомості про визначні паводки в Карпатах та Криму досить численні й більш-менш систематизовані у цілому ряді періодичних видань в галузі гідрології (Каганер,

1969; Айзберг і Каганер, 1966). У силу паводкового режиму річок Карпат то в одній, то в іншій частинах регіону практично щорічно формуються паводки, які за своїми розмірами наближаються і навіть перевищують історичні, наприклад, паводки 1998, 2001 та 2008 років (Бойко і Петренко, 2006). Із цієї причини спеціалістами періодично проводиться уточнення ймовірнісних характеристик виняткової повторювальності.

Постановка проблеми. Науково-методична база у галузі розрахунку характеристик максимального стоку в зарубіжних країнах головним чином ґрунтується на узагальненні експериментальних матеріалів спостережень з використанням теоретичних моделей, заснованих на геометричній схематизації гідрографів стоку паводків і водопіль. Так, У. Раффа (Раффа, 1969) використовував редуційну формулу для розрахунку максимального стоку річок Італії. Дана формула дуже схожа на ту, яка пропонується у нормативному документі СНиП 2.01.14-83 (Шмидт, 1984). До формул об'ємного типу можна віднести структуру, яка була розроблена у Франції для річок Центральної та Південно-Західної Африки (Соколов і др., 1978) для розрахунку максимального стоку ймовірністю перевищення $P=10\%$ (для річок із площею водозборів $F<200 \text{ км}^2$). Також у багатьох країнах світу отримала широке використання формула граничної інтенсивності стоку для невеликих водозборів ($F<50 \text{ км}^2$). Цей метод викладено у ряді наукових робіт (Алексеев, 1966; Chow, 1964). З іншого боку, у закордонній практиці поши-

реними є формули паводків, які враховують опади, а також деякі фізичні характеристики басейну. Основною для цього типу є так звана раціональна формула (Линслей і др., 1962). Недоліки таких спрощених підходів полягають у неможливості здійснювати на їхній структурній базі можливі часові тренди, обумовлені, наприклад, кліматичними змінами або, навіть, господарською діяльністю. Застосування ж методів, огинаючих експериментальні дані залежностей, не враховує причинно-наслідкових особливостей багатфакторних процесів формування річкового стоку на окремих водозборах.

На сучасному етапі напрями досліджень провідних закордонних вчених в основному пов'язані з розробкою чисельних концептуальних моделей формування річкового стоку. Наприклад, Модель HBV, розроблена Бергстромом (Bergstrom, 1992; Bergstrom, 1995) у Шведському інституті метеорології і гідрології (SMHI) є концептуальною, тобто вона перетворює опади, температуру повітря і потенційне сумарне випаровування або в сніготанення, або у стік із водозбору чи приплив у водосховище. Модель була неодноразово модифікована, а її різні версії існують у багатьох країнах (Beldring et al., 2003; SNA, 1995). У подальшому в результаті співпраці між університетами штату Орігон, Упсали та Стокгольма, а також SMHI модель була модифікована й отримала назву (HBV Light), при цьому вона була перепрограмована з мови програмування VB6 у VB.NET (Hughes and Metzler, 1995). Цей модифікований варіант успішно використовується як у європейських країнах (Швеція, Німеччина, Швейцарія та ін.), так і у США (Seibert and Vis, 2012).

Поряд з пакетами програмного забезпечення, розробленими в Європі й Північній Америці, усе ширше використовуються в міжнародному контексті деякі продукти з інших країн.

Так, у Китаї в 60-х–70-х рр. минулого століття було запропоновано низку концептуальних моделей з напіврозподіленими параметрами. До них можна віднести модель XAJ (Zhao et al., 1980), запропоновану в 1973 р. для прогнозу надходження припливу до водосховища Синьнянцзян, модель NS, яка розроблена в 1964–1966 рр. професором Рендзюнь Чжао, модель MIX (Bao et al., 2014). В одному із останніх досліджень китайських вчених (Kan et al., 2017) представлені результати сумісного використання всіх згаданих моделей із застосуванням методу оптимізації SCE-UA, запропонованого Дуанем в Університеті Арізони (Duan et al., 1994). Результати сумісного використання згаданих вище моделей такі: усі вони добре працюють у зволжених районах Китаю; моделі, що враховують механізм утворення надлишкового стоку за рахунок перенасичення підстильної поверхні вологою, добре працюють у напіввологих та напівпосушливих водозборах, і лише модель NS може дати прийнятні результати у посушливих водозборах. Модель MIX, яка може генерувати інфільтраційний надлишок поверхневого стоку, перевершує модель XAJ на основі надмірного насичення у посушливих регіонах. Загалом результати моделювання вказують на те, що прогнозування повеней у напіввологих, напівпосушливих і посушливих районах усе ще є складним і все ще не вирішено (Kan et al., 2017).

У роботах 1990-х рр. (Sajikuma and Thandaveswara, 1999; Tokar et al., 2000) величезний інтерес був проявлений до особливого класу математичних моделей – штучні нейронні мережі, які все частіше використовуються як альтернативний спосіб вирішення широкого діапазону гідрологічних завдань. Цей підхід можна розглядати як інструмент моделювання, що складається із так званих штучних нейронів, які являють собою декілька взаємопов'язаних одиниць обробки сигналу. Однак на постійній

основі у гідрологічній практиці ці методи поки не використовуються, оскільки перевага віддається все ж традиційним технологіям, а не новим, які ще не мають достатньої апробації.

Щодо моделювання впливу глобальних коливань клімату на гідрологічні явища, то здебільшого розглядаються головним чином інтегральні складові водних балансів (опади, випаровування, стік), які не дають змоги вирішувати питання, пов'язані з направленими змінами екстремальних характеристик паводків, водопіль, посух. Проте нещодавно під керівництвом проф. Г. Блошля (Blöschl et al., 2017) для території Європи у 2016–2017 рр. виконано масштабну роботу з дослідження тенденцій багаторічних змін у часових рядах максимального стоку.

В Україні також структура значної кількості відомих методів розрахунку максимального стоку через складну взаємодію факторів, які суттєво впливають на характеристики весняного водопілля та дощових паводків, не є оптимальною. Нормативний документ СНиП 2.01.14-83 (Шмидт, 1984), що застосовується в інженерних розрахунках, не можна визнати достатньо надійним, оскільки в ньому використані формули, які не повною мірою враховують основні стокоформуючі фактори й особливості їхнього спільного впливу на максимальний стік (Гопцій і Гопченко, 2009).

В Одеському державному екологічному університеті протягом багатьох років існує та успішно розвивається наукова школа "Теоретичної і прикладної гідрології" (Gorchenko et al., 2015), яка своїм основним напрямом має саме дослідження процесів формування катастрофічних паводків і весняних водопіль. Залежно від природних умов запропоновано декілька теоретичних субмоделей, на підставі яких можливе побудування нормативно-розрахункових методик у галузі максимального стоку.

Отже, на практиці, у більшості країн світу басейни річок або не охоплені мережею гідрометричних спостережень, або охоплені не належною мірою. Водночас, у світі, який стає все більш заселеним, попит на воду в розрахунку на душу населення постійно зростає, навантаження на водні ресурси зростає також. У зв'язку з цим загострюється потреба у даних спостереженнях, а також методиках, які дають змогу розрахувати об'єм водних ресурсів за відсутності даних стаціонарних спостережень за стоком річок.

Об'єкт та матеріали дослідження. Для обґрунтування розрахункової методики створено базу вихідних даних по максимальному дощовому стоку річок досліджуваної території по 147 гідрологічних станціях і постах Державної мережі Гідрометслужби України, із них 93 у межах території Українських Карпат та 54 – Гірського Криму.

Важливим показником гідрологічної вивченості території є тривалість стокових спостережень на річках. На досліджуваній території вона становить для річок Українських Карпат від 16 (р. Ріка – с. Нижній Бистрий) до 99 (р. Прут – м. Чернівці) років, а для річок Криму – від 17 (р. Альма – с. Карагач) до 82 років (р. Су-Індол – с. Тополівка). Діапазон коливання площ водозборів від 18,1 (р. Кам'янка – с. Дора) до 9140 км² (р. Тиса – смт Вилочок) для річок Українських Карпат та від 0,32 км² (б. Скеляста – с. Міхріччя) до 3540 км² (р. Салгир – с. Листв'яне) – для річок Криму.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Нині існує досить велика кількість авторських розробок з розрахунку максимального паводкового стоку на гірських річках, зокрема, Карпат та Криму, які у різні роки пропонувалися тими чи іншими авторами, що зайвий раз підкреслює специфіку регіонів, які відносяться до найбільш паводкобезпечних в Україні. Проведений аналіз методів розрахунку максимального стоку дощових паводків річок Карпат та Криму свідчить про те, що багатьом із них,

включаючи і нормативні документи, властиві ті або інші хиби, насамперед структурні. Наслідком цієї обставини є деяка умовність параметрів, що їх описують. У першу чергу це стосується всіх формул редукційного й об'ємного типів, а також формул граничної інтенсивності. Найбільше теоретично обґрунтованою із числа наявних для розрахунку максимальних витрат дощових паводків необхідно визнати методику, розроблену О.Г. Іваненком та О.М. Мельничуком (Іваненко і Мельничук, 1969) для річок і тимчасових водотоків в Українських Карпатах. Спирається вона на відому формулу А.М. Бефані (Бефани, 1958). Обмеженістю її є прийняття форми гідрографів припливу, які описуються квадратною параболою, що, як показали наступні дослідження Эль Фрігі Хасен Лотфі, Джабура Кхалдуна і М.В. Гопцій (Гопченко і Гопцій, 2015), не відповідають реальній динаміці паводків гірських річок Карпат. До речі, дослідження Эль Фрігі Хасен Лотфі відносяться тільки до території Закарпаття, а М.В. Гопцій – для Передкарпаття. Як і в роботі О.Г. Іваненка з О.М. Мельничуком, для Закарпаття розрахункова схема побудована за методикою А.М. Бефані. З огляду на те, що розробки О.Г. Іваненка, О.М. Мельничука, з одного боку, а Эль Фрігі Хасен Лотфі, – з іншого, відрізняються базовими параметрами (головні з них – форма гідрографів припливу і розрахункова тривалість надходження води зі схилів у руслову мережу) і структурно, доцільно мати єдину розрахункову методику для всього регіону Карпат. Приклад застосування такої методики показаний у роботі М.В. Гопцій, але лише для території Передкарпаття (Гопченко і Гопцій, 2015).

Що стосується території Криму, то тут заслуговує уваги методика О.Л. Скорик – Є.Д. Гопченка (Скорик, 1997). Вона, також як і методика О.Г. Іваненка та О.М. Мельничука, спирається на модель А.М. Бефані, яка має деякі обмеженості у використанні. Також слід відмітити, що в цій методиці основна увага була прикута до території степного Криму, тоді як у даному дослідженні основний об'єкт – Гірський Крим.

Таким чином, аналіз сучасних вітчизняних та закордонних доробок з питань розрахунку максимального стоку водних об'єктів, особливо в умовах виникнення екстремальних природних явищ, показує необхідність розробки єдиної більш досконалої науково-методичної бази для визначення максимального стоку невивчених у гідрологічному відношенні річок у гірських регіонах України.

Виділення нерозв'язаних раніше частин загальної проблеми. Створення універсальної математичної моделі формування і розрахунку характеристик паводків (з урахуванням процесів, що відбуваються на схилах і в русловій мережі) та її реалізація для гірських річок України в сучасних кліматичних умовах є частиною загальної проблеми вивчення та моделювання процесів формування максимального стоку річок, з урахування особливостей сучасного періоду регіональних і глобальних змін клімату.

Актуальність проблеми. За даними Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED), за останнє десятиріччя у світі було зареєстровано рекордно велику кількість стихійних катастроф, від яких постраждало близько 2,7 млрд чоловік, тобто більше третини населення планети. Україна вперше стає одним із світових лідерів за кількістю жертв від стихійних явищ. Так, у 2008 р., згідно з рейтингом CRED, Україна посіла дев'яте місце внаслідок паводку, коли постраждало близько 225 000 і загинуло 38 чоловік (Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, 1990–2014; EM-DAT, Feb. 2015). У Глобальній доповіді про оцінку небезпеки стихійних лих 2015 р. (GAR-2015) (UNISDR, 2015) основними небезпеками для України виділено землетруси та паводки, причому величина збитків від паводків становить 99,3% від

загальної величини й обчислюється більше ніж в 1 млн доларів США.

Реалізація результатів даного дослідження має переваги перш за все в частині теоретичної бази розрахунку ймовірнісних величин паводків на гірських річках. Уперше створено універсальну методику, яка є загальною як для паводків, так і водопіль та охоплює водозбори будь-яких розмірів (від окремих схилів до великих річкових систем). Запровадження розробленої науково-технічної продукції дозволить забезпечити більшу надійність проектування та експлуатації гідротехнічних споруд на річках гірського Криму та Карпат як найбільш паводконебезпечних регіонів України. Результати пропонуються використовувати при підготовці нормативних документів по визначенню розрахункових характеристик гідрологічного режиму річок.

Методика дослідження. Аналітичний огляд науково-методичної бази для нормування характеристик максимального стоку річок, у тому числі й гірських регіонів, показав доцільність застосування при побудованні розрахункових схем теоретичної моделі руслових ізохрон. Зокрема,

$$Q_m = \left(\sum_{t_p} q'_i f_j \varepsilon_j \right)_m \quad \text{при } t_p < T_0; \quad (1)$$

$$Q_m = \left(\sum_{T_0} q'_i f_j \varepsilon_j \right)_m \quad \text{при } t_p > T_0, \quad (2)$$

де Q_m – максимальна витрата води паводку (водопілля); q'_i – ординати редукційних гідрографів схилового припливу води до руслової мережі; t_p – тривалість руслового добігання; T_0 – тривалість схилового припливу; ε_j – функція русло-заплавного регулювання паводків і водопіль; f_j – міжізохронні площадки:

$$f_j = B_j V_0 \Delta t, \quad (3)$$

де B_j – ширина водозбору по ізохронах руслового добігання; V_0 – швидкість руслового добігання паводкових (повеневих) хвиль; Δt – крок у часі.

За рекомендацією (Гопченко і Гушля, 1989), функції q'_i і B_j при розв'язанні задач, пов'язаних із розрахунковими схемами в області максимального стоку, доцільно використовувати в редакції:

$$q'_i = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right], \quad (4)$$

а

$$B_i = B_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m \right], \quad (5)$$

де q'_m – максимальний модуль схилового припливу; B_m – максимальна ширина водозборів по ізохронах руслового добігання.

За умови представлення функцій (1) і (2) у редукційному вигляді доцільно записати їх інтегральними рівняннями:

$$Q_m = \int_0^{t_p} q'_i B_i \varepsilon_i dt \quad \text{при } t_p < T_0; \quad (6)$$

$$Q_m = \int_0^{T_0} q'_t B_t \varepsilon_t dt \text{ при } t_p > T_0, \quad (7)$$

де ε_t – функція русло-заплавного зарегулювання, по якій матеріали спостережень відсутні.

Оскільки ε_t є невідомою складовою у рівняннях (6) і (7), то запишемо їх у спрощеному вигляді, а саме:

$$(Q_m)_{cnp.} = \bar{\varepsilon}_{t_p} \int_0^{t_p} q'_t B_t dt \text{ при } t_p < T_0; \quad (8)$$

$$(Q_m)_{cnp.} = \bar{\varepsilon}_{T_0} \int_0^{T_0} q'_t B_t dt \text{ при } t_p > T_0. \quad (9)$$

Перехід від (8) і (9) до рівнянь (6) і (7) можна здійснити за допомогою коефіцієнта k_ε , який дорівнює

$$k_\varepsilon = \frac{Q_m}{(Q_m)_{cnp.}}. \quad (10)$$

З урахуванням (10), $Q_m = k_\varepsilon (Q_m)_{cnp.}$, а (6) та (7) набудуть вигляду:

$$Q_m = \varepsilon_F \int_0^{t_p} q'_t B_t dt \text{ при } t_p < T_0; \quad (11)$$

$$Q_m = \varepsilon_F \int_0^{T_0} q'_t B_t dt \text{ при } t_p > T_0, \quad (12)$$

де ε_F – коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання максимальних витрат води паводків і водопіль, який при $t_p < T_0$ має вигляд $\varepsilon_F = k_\varepsilon \bar{\varepsilon}_{t_p}$, а при $t_p > T_0$ – $\varepsilon_F = k_\varepsilon \bar{\varepsilon}_{T_0}$.

Максимальні модулі паводкового (або повеневого) стоку будуть мати такий розрахунковий вигляд:

– при $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{Q_m}{F} = \frac{q'_m B_m}{B_{cp.} L} V_\delta \varepsilon_F \int_0^{t_p} \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right] \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m \right] dt =$$

$$= q'_m \left[1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F \quad (13)$$

– при $t_p > T_0$

$$q_m = \frac{Q_m}{F} = \frac{q'_m B_m}{B_{cp.} L} V_\delta \varepsilon_F \int_0^{T_0} \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right] \left[1 - \left(\frac{t}{t_p} \right)^m \right] dt =$$

$$= q'_m \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right] \varepsilon_F \quad (14)$$

Вираз, що знаходиться у квадратних дужках формули (13) є убутною функцією розміру водозборів і своєю межею має одиницю (при $t_p / T_0 = 0$). Він визначає ступінь трансформації повеневих (або паводкових) хвиль під впливом розмірів водозборів. Для нього введемо позначення $\psi(t_p / T_0)$, тобто при $t_p < T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n. \quad (15)$$

Аналогічною функцією розпластування паводкових (повеневих) хвиль можна визначити й для умови $t_p > T_0$, зокрема, виходячи із структури (14)

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right]. \quad (16)$$

Нижньою межею коефіцієнта трансформації $\psi(t_p / T_0) \in 0$ при $t_p \gg T_0$. Після описаних процедур формулу для розрахунку максимальних модулів стоку можна записати в редакції

$$q_m = q'_m \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F r, \quad (17)$$

де r – коефіцієнт зарегулювання паводкового (повеневого) стоку водоймами проточного типу.

Отже, для річок Українських Карпат як розрахункова рекомендується саме структура (17), яка фактично не має обмежень з точки зору генетичних типів паводків і водопіль, а також розмірів річок (Ovcharuk and Todorova, 2016).

З іншого боку, модуль схилового припливу q'_m у параметричному вигляді можна отримати, спираючись на (4). Для цього проінтегруємо його по T_0 , тоді

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \quad (18)$$

де $(n+1)/n$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу.

З іншого боку, вираз (18) може бути використаний і в рамках редуційної структури вигляду

$$q_m / q'_m = \frac{1}{(F+1)^{n_1}}. \quad (19)$$

Формулу (19) слід вважати по суті узагальненням варіантом одномодальної геометрії гідрографів паводків і повеней, але лише для випадку, якщо мінливість тривалості припливу вод зі схилів T_0 по території в цілому невелика і її припустимо усереднити.

За цих умов q'_m дорівнює:

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m = k_0 Y_m, \quad (20)$$

де k_0 – коефіцієнт трансформації схилового стоку.

Зіставлення (19) і (17) свідчить, що

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F = \frac{1}{(F+1)^{n_1}}, \quad (21)$$

тобто при осередненні по території T_0 рівняння (17) зводиться до відомої структури редуційної емпіричної формули.

Формула вигляду (19) є наслідком осереднення по території тривалості схилового припливу T_0 . Як видно з (20), ця умова не є обов'язковою, але тоді T_0 не підлягає осередненню, а узагальнюється по території іншими прийомами. Зокрема, одним із варіантів узагальнення є

картування величин, і якщо спостерігається зміна по території в одному напрямку T_0 і Y_m , то редукційна формула набуває вигляду:

$$q_m = \frac{q'_m}{(F+1)^{n_1}}, \quad (22)$$

де q'_m – максимальний модуль схилового припливу, що визначається за формулою (18).

Перевагою цієї структури є, з одного боку, її простота та невелика кількість розрахункових параметрів (Ovcharuk et al., 2016). З іншого боку, на відміну від стандартних формул редукційного виду, при обґрунтуванні структури (22) застосовано метод ізохрон, що дозволяє більш повно врахувати всі стокоформуючі фактори, які в даній формулі представлені складовими модуля схилового припливу q'_m .

Редукційна структура в редакції (22) у подальших розрахунках буде реалізована на прикладі паводків теплового періоду року на річках Гірського Криму.

Реалізація (17) – для річок Українських Карпат і (22) – для річок Криму передбачає визначення усіх складових та дослідження впливу місцевих факторів на кожну із розрахункових характеристик.

Результати дослідження. Перша складова в розрахункових формулах (17) і (22) представлена у вигляді максимального модуля схилового припливу q'_m , який ураховує основні характеристики гідрографів схилового припливу: шар стоку дощових паводків Y_m , коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу $(n+1)/n$ і тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі – T_0 . Розрахунковий максимальний модуль схилового припливу $q'_{1\%}$ визначається за рівнянням вигляду:

$$q'_{1\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_{1\%}. \quad (23)$$

Шари стоку 1%-ї ймовірності для річок Українських Карпат, обчислені на основі кривої трипараметричного

гамма-розподілу при індивідуальних оцінках C_v і співвідношенні $C_s/C_v = 3,0$, змінюються залежно від географічного й висотного положення водозборів від 88 мм (р. Ворона – с. Тисмениця, $F = 657$ км², $H_{cp} = 330$ м) до 512 мм (р. Лужанка – м. Гошів, $F = 146$ км², $H_{cp} = 660$ м).

Діапазон коливання коефіцієнтів варіації C_v для максимальних шарів стоку Y_m : за методом моментів – від 0,48 (р. Ріка – м. Хуст, р. Жденівка – с. Верхня Грабівниця, р. Стрий – м. Турка) до 1,29 (р. Лужанка – м. Гошів); за методом найбільшої правдоподібності – від 0,48 (р. Ріка – м. Хуст, р. Жденівка – с. Верхня Грабівниця, р. Стрий – м. Турка) до 1,48 (р. Лужанка – м. Гошів). Середнє значення коефіцієнта варіації C_v за методом моментів дорівнює 0,70, а за методом найбільшої правдоподібності – 0,72 (Гопцій, 2016).

Шари стоку 1%-ї забезпеченості дощових паводків на річках Криму коливаються від 10 мм (р. Салгир – с. Листів'яне, $F=3540$ км², $H_{cp}=490$ м) до 1238 мм (притока р. Кучук – Узеньбаш, $F=2,46$ км², $H_{cp}=530$ м). Коефіцієнти асиметрії шарів стоку паводків теплового періоду C_s знаходяться в межах від 0,50 (р. Альма – с. Карагач, $F=249$ км²,) до 11,9 (струм. Кизилтаський – смт Щебетівка, $F=35$ км²). У подальших розрахунках прийняті параметри статистичного розподілу, отримані методом найбільшої правдоподібності, а співвідношення C_s/C_v – осереднене на рівні 2,5 (Todorova and Ovcharuk, 2015).

У результаті дослідження здійснено просторове узагальнення шарів стоку в гірських районах Українських Карпат. Стокові характеристики в горах, на відміну від рівнинних територій, підпорядковуються не географічній зональності, а висотній поясності. Картування стокових величин, по суті, у гірських умовах неможливе або має певні труднощі. Тому виконане районування (Гопцій, 2016; Гопченко и Джабур Халдун, 1999) приведених шарів стоку 1%-ї забезпеченості до умов $H_{cp} = 500$ м і $f_n = 50$ % (рис. 1, табл. 1).



Рис. 1. Карта-схема районів, які виділені по середніх шарах паводкового стоку, приведених до умовної висоти 500 м (гірські річки Українських Карпат) (Гопченко и Джабур Халдун, 1999)

Таблиця 1

Районовані значення параметрів рівняння шарів паводкового стоку
від середньої висоти водозборів і залісненості

Район	Шар стоку $\bar{Y}_{500}$, мм	Шар стоку $\bar{Y}_{500;50}$, мм	α_n	α_L
1	31,6	31,9	0,029	0,18
2	39,6	38,7	0,033	0,21
3	46,3	44,6	0,049	0,10
4	38,1	37,8	0,029	0,056

Розрахункове рівняння стосовно середніх шарів стоку має вигляд:

$$\bar{Y} = \bar{Y}_{500;50} k_n k_L, \quad (24)$$

де $\bar{Y}_{500;50}$ – середній шар паводкового стоку, приведений до висоти $H_{cp} = 500$ м і залісненості $f_L = 50$ %;

k_n – коефіцієнт впливу висоти місцевості на шар паводкового стоку, тобто

$$k_n = 1 + \frac{\alpha_n}{\bar{Y}_{500}} (H_{cp} - 500); \quad (25)$$

k_L – коефіцієнта впливу лісу на шар паводкового стоку, а саме:

$$k_L = 1 + \frac{\alpha_L}{\bar{Y}_{500;50}} (f_L - 50); \quad (26)$$

Проаналізувавши залежність коефіцієнта нерівномірності руслового стоку $(m+1)/m$ від площі водозборів, встановлено й відповідний коефіцієнт нерівномірності схилового припливу в часі $(n+1)/n$ для річок Українських Карпат, який становить 9,19, а $n = 0,12$ (Гопцій,

2016) і для паводків теплого періоду на річках Криму – 16, звідки $n = 0,07$ (Овчарук і Тодорова, 2015).

На кафедрі гідрології суші ОДЕКУ розроблено прикладне програмне забезпечення для визначення однієї з найбільш проблемних характеристик схилового припливу – тривалості надходження талих і дощових вод до руслової мережі T_0 . ґрунтується воно на генетичній моделі, свого часу запропонованій проф. Бефані А.М. Вирішується задача в декілька етапів із використанням методу простої однокрокової ітерації, причому на одній з ітераційних процедур вдається визначити, крім тривалості схилового припливу T_0 , ще й коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F .

На підставі даних, отриманих у результаті дослідження впливу основних чинників на тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі, значення T_0 при $H_{cp} = 500$ м і $f_L = 50$ % були узагальнені по території Українських Карпат шляхом їхнього картування. На рис. 2 досліджувана характеристика відображена у вигляді ізоліній, які проведені (для більшої точності визначення величини T_0) із кроком 20 годин. В окремих місцях, де спостерігаються високі градієнти параметра, крок між ізолініями може становити 10 або 60 годин.



Рис. 2. Розподіл тривалості припливу води зі схилів у руслову мережу дощових паводків
теплого періоду (год), приведеної до $H_{cp} = 500$ м і $f_L = 50$ %

Як видно з рис. 2, діапазон зміни T_0 по території досить великий – від 30 до 150 годин. Аналіз карти показує, що якоїсь загальної закономірності у зміні величини T_0 по території немає, проте можна виявити деякі

особливості або закономірності в межах окремих районів. Так, треба відмітити райони карстових явищ, які різняться значним збільшенням тривалості схилового припливу (Гопцій, 2016).

Розрахункове рівняння для визначення T_0 має вигляд:

$$T_0 = (T_0)_{H=500, f_a=50} \cdot k'_H \cdot k'_l, \quad (27)$$

де $(T_0)_{H=500, f_a=50}$ – тривалість припливу води дощових паводків теплового періоду (год) зі схилів у руслову мережу, приведену до $H_{cp} = 500$ м і $f_l = 50$ %; k'_H – коефіцієнт впливу висотного положення водозборів на T_0 буде дорівнювати:

– для Закарпаття

$$k'_H = 1 + 0,43 \cdot 10^{-3} (H_{cp} - 500), \quad (28)$$

– для Передкарпаття

$$k'_H = 1 + 0,41 \cdot 10^{-3} (H_{cp} - 500); \quad (29)$$

k'_l – коефіцієнт впливу залісненості на збільшення тривалості схилового припливу дощових паводків:

– для Закарпаття

$$k'_l = 1 + 0,0108 (f_l - 50), \quad (30)$$

– для Передкарпаття вплив лісу не значущий.

На території Українських Карпат розрахунковий модуль схилового припливу $q'_{1\%}$ змінюється від $3,01 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (р. Лютянка (Люта) – с. Чорноголова) до $14,5 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (р. Прут – м. Яремча). Розрахункові значення для річок Гірського Криму коливаються від $0,48 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (р. Салгир – с. Листів'яне) до $25,9 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (р. Ворон – с. Ворон).

Надалі пропонуються дещо різні підходи для території Українських Карпат і Гірського Криму. У першому випадку складові максимального модуля схилового припливу – шар стоку та тривалість припливу води під час паводків узагальнені за територією з урахуванням впливу висоти місцевості та залісненості водозборів. Отримані розрахункові рівняння мають досить задовільну точність, що дозволяє використовувати їх у розрахунках за методикою, тобто не виникає необхідності окремо узагальнювати максимальні модулі схилового припливу. Дещо інша ситуація для території Гірського Криму – тут спостерігається дуже складне поєднання впливу, з одного боку, висоти місцевості, яка виступає як показник розподілу опадів та випаровування, а з іншого – факторів підстильної поверхні, перш за все карсту. Слід також відзначити, що карст не однаково впливає на різні складові схилового припливу (шарів стоку та тривалості припливу). Таким чином, виникає необхідність інтегрального врахування впливу висоти місцевості та факторів підстильної поверхні на сумарний схиловий стік, представлений максимальним модулем схилового припливу $q'_{1\%}$.

Незважаючи на те, що складові схилового припливу (T_0 та $Y_{1\%}$) мають значущі залежності від висоти, їхня результуюча $q'_{1\%}$ суттєво не змінюється зі зростанням висоти місцевості. Проте спостерігається зменшення $q'_{1\%}$ зі збільшенням географічної широти центрів водозборів, що відповідає розподілу опадів на даній території. Це стало підставою для картування максимальних модулів схилового припливу $q'_{1\%}$ паводків теплового періоду на річках Криму (рис. 3).



Рис. 3. Розподіл максимальних модулів схилового припливу 1%-ї забезпеченості по території Гірського Криму, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$

Аналізуючи карту, можна відмітити, що розрахункові граничні модулі схилового припливу в цілому збільшуються з північного сходу на південь від $0,5 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ до $10\text{--}15 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$. Локальні максимуми ($20 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$) спостерігаються на річках Чорна та Ворон. У межах водозборів цих річок відбувається активне розвантаження карстових вод. З іншого боку, мінімальні значення максимальних модулів схилового припливу ($2,5 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$) приурочені до зони живлення карсту на водозборах річок Біюк-Карасу, Зуя, Авунда.

На останньому етапі для встановлення показника ступеня редукції n_1 у формулі (22) побудовано в логарифмічних координатах залежність $\lg q_m = f[\lg(F+1)]$. Отримана залежність добре виражена й має значущий

коефіцієнт кореляції ($r = 0,77$), а кутовий коефіцієнт рівняння лінійної регресії являє собою шуканий параметр n_1 , який дорівнює 0,53.

Розпластування максимальних модулів при переміщенні паводкових хвиль по русловій мережі під впливом часу руслового добігання для річок Українських Карпат враховується трансформаційною функцією $\psi(t_p/T_0)$, яка обумовлена часом руслового добігання t_p . Якщо $n = 0,12$ і $m = 1,0$, вона визначається за допомогою рівнянь: при $t_p/T_0 < 1,0$ – (15); при $t_p/T_0 \geq 1,0$ – (16)

Для урахування ефектів русло-заплавного регулювання і водообміну вводиться функція ε_F (табл. 2), а для урахування можливого впливу озер, водосховищ

і ставків проточного типу пропонується застосувати формулу, рекомендовану нормативним документом СНиП 2.01.14-83 (Шмидт, 1984).

Таблиця 2

Коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F дощових паводків на річках Українських Карпат

$F, \text{ км}^2$	0	10	20	50	100	>100
ε_F	1,00	0,89	0,79	0,60	0,50	$\varepsilon_F = \exp[-0.350 \cdot \lg(F + 1)]$

Точність запропонованої методики на матеріалах 93 водозборів (із площами від 18,1 до 9140 км²), за результатами перевірок розрахунків, знаходиться на рівні 19,3%, що практично відповідає точності вихідної інформації максимальному стоку дощових паводків на гірських річках Українських Карпат ($\sigma_{Q_{1\%}} = 15,8\%$) (Гопченко та ін., 2016). Для річок Гірського Криму точність розрахунку знаходиться на рівні 20,3% при точності вихідної інформації 21,6% (Ovcharuk et al., 2016; Todorova and Ovcharuk, 2015).

Висновки

Аналітичний огляд науково-методичної бази для нормування характеристик максимального стоку річок, у тому числі й гірських регіонів, свідчить про доцільність застосування при побудованні розрахункових схем теоретичної моделі руслових ізохрон.

Для річок Українських Карпат як розрахункова рекомендується саме операторна структура, яка фактично не має обмежень з точки зору генетичних типів паводків і водопіль, а також розмірів басейнів річок. З іншого боку, модель руслових ізохрон може використовуватись і в рамках редуційної структури. Модифікована редуційна формула реалізована на прикладі паводків теплої періоду року на річках Гірського Криму.

Реалізація дослідження має переваги перш за все в частині теоретичної бази розрахунку ймовірнісних величин паводків на гірських річках. Уперше створено універсальну методику, яка є загальною як для паводків, так і водопіль та охоплює водозбори будь-яких розмірів (від окремих схилів до великих річкових систем).

Запровадження розробленої науково-технічної продукції дозволить забезпечити більшу надійність проектування та експлуатацію гідротехнічних споруд на річках гірського Криму й Карпат як найбільш паводконебезпечних регіонів України.

Науково-методичні обґрунтування і практичні рекомендації можна пропонувати в установленому порядку представляти для включення їх у нормативні документи з розрахунку характеристик максимального стоку гірських річок Криму й Карпат.

Список використаних джерел

1. Айзберг, М.М., Коганер, М.С. (1966). Ресурси поверхневих вод СРСР. Т.6: Україна і Молдавія. Вып.4: Крым. Л.: Гидрометеоиздат.
2. Алексеев, Г.А. (1966). Схема расчета максимальных дождевых расходов воды по формуле предельной интенсивности стока с помощью кривых редукции осадков и стока. Труды ГГИ, 134, 55-71.
3. Бефани, А.Н. (1958). Основы теории ливневого стока. Труды ОГМИ, 14, 5-302.
4. Бойко, В.М., Петренко, Л.В. (2006). Стихійні гідрологічні явища на річках України в останні 10–15 років та проблеми їхнього оперативного попередження. Наук. праці УкрНДГМ, 355, 272-278.
5. Гопцій, М.В., Гопченко, Є.Д. (2009). Про недоліки структурної бази нормативного документу СНиП 2.01.14-83. Вісник ОДЕКУ, 8, 209-213.
6. Гопцій, М.В. (2016). Визначення розрахункових шарів паводкового стоку для річок Українських Карпат та узагальнення їх по території. Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія, 1(40), 51-59.
7. Гопцій, М.В. (2016). Обґрунтування характеристик схилового припливу дощових паводків на річках Карпат. Тези доповідей всеукраїнської конференції молодих вчених "Метеорологія, гідрологія, моніторинг довкілля в контексті екологічних викликів сьогодення", Київ, 16-17 листопада 2016 р. Київ: Ніка-Центр, 19-21.

8. Гопцій, М.В. (2016). Статистичний аналіз часових рядів максимальних витрат води та шарів стоку річок Українських Карпат. Матеріали XI Міжнародної науково-практичної інтернет-конференції "Тенденції та перспективи розвитку науки і освіти в умовах глобалізації". Зб. наук. праць. Переяслав-Хмельницький, 11, 17-19.
9. Гопцій, М.В. (2016). Узагальнення тривалості схилового припливу паводкового стоку теплої періоду на річках Українських Карпат. Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія, 3(42), 26-33.
10. Гопченко, Є.Д., Гушля, А.В. (1989). Гідрологія с основами меліорації. Л.: Гидрометеоиздат.
11. Гопченко, Є.Д., Джабур Кхалдун (1999). Обоснование расчетной методики для определения слоя паводочного стока рек Карпат на базе схемы районирования территории по условиям формирования паводков. Метеорология, климатология и гидрология, 39, 222-232.
12. Гопченко, Є.Д., Гопцій, М.В. (2015). Максимальний стік дощових паводків у Передкарпатті. Монографія. Одеса: ТЕС.
13. Гопченко, Є.Д., Овчарук, В.А., Гопцій, М.В. (2016). Нормування максимального стоку дощових паводків на річках Українських Карпат. Вісник Чернівецького національного університету ім. Ю. Федьковича, 775-776, 34-39.
14. Иваненко, А.Г., Мельничук, О.Н. (1969). Метод расчета вероятных максимальных расходов ливневых и дождевых вод для рек и временных водотоков в Украинских Карпатах (с применением номограмм). Метеорология, климатология и гидрология, 5, 154-164.
15. Коганер, М.С. (1969). Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6: Украина и Молдавия. Вып.1: Западная Украина и Молдавия. Л.: Гидрометеоиздат.
16. Линслей, Р.К., Колер, М.А., Паулюс, Д.Л. (1962). Прикладная гидрология (пер. с англ.). Л.: Гидрометеоиздат.
17. Овчарук, В.А., Тодорова, О.І. (2015). Розрахункові характеристики граничних модулів схилового припливу під час паводків теплої періоду року на річках Гірського Криму. Фізична географія та геоморфологія, 2 (78), 103-109.
18. Раффа, У. (1969). Паводочные расходы различной вероятности в бассейне р. По. Международный симпозиум по паводкам и их расчетам, 1, 353-361.
19. Скорик, А.Л. (1997). Паводочный сток в теплую часть года на территории Крымского полуострова и его расчетные характеристики: дис. ... канд. геогр.наук: 11.00.07; Одес. гидромет. ин-т. Одесса.
20. Соколов, А.А., Ратц, С.Е., Роша, М. (1978). Расчеты паводочного стока. Методы расчетов на основе мирового опыта. Л.: Гидрометеоиздат.
21. Шмидт, Т.С. (1984). Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Л.: Гидрометеоиздат.
22. Bao, W., Zhao, L., Wang, J., Wang, H., Qian, K. (2014). Linearized calibration of vertically-mixed runoff model parameters. J. Hydroelectr. Eng., 33, 85-91.
23. Beldring, S., Engeland, K., Roald, L.A., Saelthun, N.R., Voks, A. (2003). Estimation of parameters in a distributed precipitation – runoff model for Norway. Hydrology and Earth System Sciences, 7(3), 304-316.
24. Bergstorm, S. (1992). The HBV model – its structure and applications. SMHI Reports RH, No. 4, Norrkping, Sweden.
25. Bergstorm, S. (1995). The HBV model. In Singh, V.P. (Eds.): Computer Models of Watershed Hydrology, Water Resources Publications. Colorado, United States, 443-476.
26. Blöschl, G. et al. (2017). Changing climate shifts timing of European floods. Science, 357 (Issue 6351), 588-590. doi: 10.1126/science.aan2506
27. Centre for Research on the Epidemiology of Disasters: Internationally Reported Losses 1990-2014 EM-DAT. <http://www.preventionweb.net/countries/ukr/data/>
28. Chow, V.T. (1964). Handbook of applied hydrology. New York, N.Y., McGraw-Hill.
29. Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V. (1994). Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. J. Hydrol, 158, 265-284.
30. EM-DAT (2015). Feb. 2015. The OFDA/CRED; International Disaster Database. – Universit? catholique de Louvain Brussels, Belgium. <http://www.emdat.be>
31. G Kan, X He, L Ding, J Li, K Liang, Y Hong (2017). Study on Applicability of Conceptual Hydrological Models for Flood Forecasting in Humid, Semi-Humid Semi-Arid and Arid Basins in China. Water, 9(10), 719. doi:10.3390/w 9100719
32. Gopchenko, E.D., Ovcharuk, V.A., Romanchuk, M.E. (2015). A method for calculating characteristics of maximal river runoff in the absence of observational data: Case study of Ukrainian rivers. Water Resources. Pleiades, 42 (Issue 3), 285-291. DOI: 10.1134/S0097807815030057

33. Hughes, D.A., Metzler, W. (1995). Assessment of three monthly rainfall-runoff models for estimating the water resource yield of semiarid catchments in Namibia. *Hydrological Science Journal*, 43(2), 283-297.

34. Ovcharuk, V., Gopchenko, E., Goptsiy, M. (2016). Method of determining the maximum flood runoff for ungauged rivers of the Ukrainian Carpathians. *ABSTRACT BOOK – 2nd PannEx workshop on the climate system of the Pannonian basin*, 1-3 June 2016, Hungarian Meteorological Service, Budapest, Hungary, 61. DOI: 10.21404/PANNEX.2016

35. Ovcharuk, V., Todorova, O. (2016). Determination of characteristics maximal runoff Mountain Rivers in Crimea. *J. Fundam. Appl. Sci.*, 8(2), 525-541.

36. Sajikumar, N., Thandaveswara, B. (1999). A nonlinear rainfall runoff model using an artificial neural network. *Journal of Hydrology*, 216, 32-35.

37. Seibert, J., Vis, M. (2012). Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16, 3315-3325.

38. SNA (1995). *Climate, Lakes and Rivers: The National Atlas of Sweden*, Almquist and Wiksell International, Stockholm.

39. Todorova, O., Ovcharuk, V. (2015). Study cyclicity maximum runoff rivers of Crimea in conditions of modern climate change. The 26th IUGG General Assembly, Prague, Czech Republic, Congress Center, 22 June – 2 July, 2015, *Changes in Flood Risk and Perception in Catchments and Cities*. Abstract. <http://www.iugg2015prague.com>

40. Tokar, A.S., Markus, M. (2000). Precipitationrunoff modeling using artificial neural networks and conceptual models. *J. Hydro. Eng., ASCE*, 5 (2), 156-161.

41. UNISDR 2015. *Making Development Sustainable: The Future Disaster Risk Management. Global Assessment Report on Disaster Risk Reduction*. Geneva, Switzerland: United Nations Office for Disaster Risk Reduction (UNISDR).

42. Zhao, R. (1983). *Watershed Hydrological Model-Xinjiang Model and Northern Shaanxi Model*. Water Resources and Electric Power Press: Beijing, China.

43. Zhao, R., Zhuang, Y., Fang, L., Liu, X., Zhang, Q. (1980) The Xinjiang Model. In: *Hydrological Forecasting (Proceedings Oxford Symposium)*; IAHS-AISH Press: Wallingford, UK, 129, 351-356.

References

1. Aizberh, M.M., Kaganer, M.S. (1966). *Resursy i poverhnostnykh vod SSSR. T.6: Ukraina i Moldaviya. Vyp.4: Krym*. Leningrad: Gidrometeoizdat. [in Russian]

2. Alekseev, G.A. (1966). Skhema rascheta maksimalnykh dozhdnykh rashodov vody po formule predelnoi intensivnosti stoka s pomoshchiu krivnykh redukcii osadkov i stoka. *Trudy GGI*, 134, 55-71. [in Russian]

3. Bao, W., Zhao, L., Wang, J., Wang, H., Qian, K. (2014) Linearized calibration of vertically-mixed runoff model parameters. *J. Hydroelectr*, 33, 85-91. [in Chinese]

4. Befani, A.N. (1958). *Osnovy teorii livneвого stoka*. Trudy OGMI, 14, 302. [in Russian]

5. Beldring, S., Engeland, K., Roald, L.A., Saelthun, N.R., Voks, A. (2003). Estimation of parameters in a distributed precipitation – runoff model for Norway. *Hydrology and Earth System Sciences*, 7(3), 304-316.

6. Bergstorm, S. (1992) The HBV model – its structure and applications. *SMHI Reports RH*, No. 4, Norrköping, Sweden.

7. Bergstorm, S. (1995) The HBV model. In Singh, V.P. (Eds.): *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications, Colorado, United States, 443-476.

8. Blöschl, G. and et al. (2017). Changing climate shifts timing of European floods. *Science*, 357(Issue 6351), 588-590. doi: 10.1126/science.aan2506

9. Boiko, V.M., Petrenko, L.V. (2006). Stykhiini hidrolohichni yavysheha na richkakh Ukrainy v ostanni 10-15 rokiv ta problemy yikhnoho operativnoho poperedzhennia. *Nauk. pratsi UkrNDHMI*, 355, 272-278. [in Ukrainian]

10. Centre for Research on the Epidemiology of Disasters <http://www.preventionweb.net/countries/ukr/data/>

11. Chow, V.T. (1964). *Handbook of applied hydrology*. New York: McGraw-Hill.

12. Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V. (1994). Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. *J. Hydrol.*, 158, 265-284.

13. EM-DAT (2015, February). The OFDA/CRED (International Disaster Database). Message posted to <http://www.emdat.be>

14. G Kan, X He, L Ding, J Li, K Liang, Y Hong. (2017)/ Study on Applicability of Conceptual Hydrological Models for Flood Forecasting in Humid, Semi-Humid Semi-Arid and Arid Basins in China. *Water*, 9(10), 719. doi:10.3390/w 9100719

15. Gopchenko, E.D., Ovcharuk, V.A., Romanchuk, M.E. (2015). A method for calculating characteristics of maximal river runoff in the absence of observational data: Case study of Ukrainian rivers. *Water Resources*, 42(3), 285-291. DOI: 10.1134/S0097807815030057

16. Gopchenko, E.D., Dzhabur Khalidun (1999). Obosnovanie raschetnoy metodiki dlya opredeleniya sloya pavodchnogo stoka rek Karpat na baze shemyi rayonirovaniya territorii po usloviyam formirovaniya pavodkov. *Meteorologiya, klimatologiya i gidrologiya*, 39, 222-232. [in Russian]

17. Gopchenko, E.D., Goptsiy, M.V. (2015). Maksymalniy stik doshchovykh pavodkiv u Peredkarpatti. *Odesa: TES*. [in Ukrainian]

18. Gopchenko, E.D., Gushlyi, A.V. (1989). *Gidrologiya s osnovami melioratsii*. Leningrad: Gidrometeoizdat. [in Russian]

19. Gopchenko, E.D., Ovcharuk, V.A., Goptsiy, M.V. (2016). Normuvannia maksimalnogo stoku doshchovykh pavodkiv na richkakh Ukrainy Karpat. *Visnyk Chernivetskoho natsionalnogo universytetu im. Iu. Fedkovycha*, 775-776, 34-39. [in Ukrainian]

20. Goptsiy, M.V. (2016). Obgruntuvannia kharakterystyk skhylovoho pryplyvu doshchovykh pavodkiv na richkakh Karpat. Tezy dopovidei vseukrainskoi konferentsii molodykh vchenykh "Meteorologhiia, hidrologhiia, monitorynh dovkillia v konteksti ekolohichnykh vykykiv sohodennia", 19-21. [in Ukrainian]

21. Goptsiy, M.V. (2016). Statystychnyi analiz chasovykh riadiv maksimalnykh vytrat vody ta shariv stoku richok Ukrainy Karpat. *Materialy Khl Mizhnarodnoi naukovo-praktychnoi internet-konferentsii "Tendentsii ta perspektivy rozvytku nauky i osvity v umovakh hlobalizatsii"*, 11, 17-19. [in Ukrainian]

22. Goptsiy, M.V. (2016). Uzahalnennia tryvalosti skhylovoho pryplyvu pavodkovoho stoku teploho periodu na richkakh Ukrainy Karpat. *Hidrologhiia, hidrokhimiia, hidroekolohiia*, 3(42), 26-33. [in Ukrainian]

23. Goptsiy, M.V. (2016). Vyznachennia rozrakhunkovykh shariv pavodkovoho stoku dlia richok Ukrainy Karpat ta uzahalnennia yikh po terytorii. *Hidrologhiia, hidrokhimiia, hidroekolohiia*, 1(40), 51-59. [in Ukrainian].

24. Goptsiy, M.V., Gopchenko, E.D. (2009). Pro nedoliki strukturnoi bazy normativnogo dokumentu SNyP 2.01.14-83. *Visnyk ODEKU*, 8, 209-213. [in Ukrainian]

25. Hughes, D.A., Metzler, W. (1995). Assessment of three monthly rainfall-runoff models for estimating the water resource yield of semiarid catchments in Namibia. *Hydrological Science Journal*, 43(2), 283-297.

26. Ivanenko, A.G., Melnichuk, O.N. (1969). Metod rascheta veroyatnykh maksimalnykh rashodov livnevnykh i dozhdnykh vod dlya rek i vremennykh vodotokov v Ukrainy Karpat (s primeneniem nomogramm). *Meteorologiya, klimatologiya i gidrologiya*, 5, 154-164. [in Russian]

27. Kaganer, M.S. (1969). *Resursy i poverhnostnykh vod SSSR. T.6: Ukraina i Moldaviya. Vyp.1: Zapadnaya Ukraina i Moldaviya*. Leningrad: Gidrometeoizdat. [in Russian]

28. Linsley, R.K., Koler, M.A., Paulius, D.L. (1962). *Prikladnaia gidrologiia*. Leningrad: Gidrometeoizdat. [in Russian]

29. Ovcharuk V., Gopchenko E., Goptsiy M. (2016). Method of determining the maximum flood runoff for ungauged rivers of the Ukrainian Carpathians. *ABSTRACT BOOK – 2nd PannEx workshop on the climate system of the Pannonian basin*, 1-3 June 2016, Hungarian Meteorological Service, Budapest, Hungary, 61. DOI: 10.21404/PANNEX.2016

30. Ovcharuk, V., Todorova, O. (2016). Determination of characteristics maximal runoff Mountain Rivers in Crimea. *J. Fundam. Appl. Sci.*, 8(2), 525-541.

31. Ovcharuk, V.A., Todorova, O.I. (2015). Rozrakhunkovi kharakterystyky hranychnykh moduliv skhylovoho pryplyvu pid chas pavodkiv teploho periodu roku na richkakh Hirskeho Krymu. *Fizychna heohrafiia ta heomorfologhiia*, 2 (78), 103-109. [in Ukrainian]

32. Raffa, U. (1969). Pavodochnye rashody razlichnoi veroiatnosti v basseine r. Po. *Mezhdunarodnyi simpozium po pavodkam i ikh raschetam*, 1, 353-361. [in Russian].

33. Sajikumar, N., Thandaveswara, B. (1999). A nonlinear rainfall runoff model using an artificial neural network. *Journal of Hydrology*, 216, 32-35.

34. Seibert, J., Vis, M. (2012). Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16, 3315-3325.

35. Shmydt, T.S. (1984). *Posobie po opredeleniyu raschetnykh gidrologicheskikh kharakteristik*. Leningrad: Gidrometeoizdat. [in Russian]

36. Skorik, A.L. (1997). Pavodochnyi stok v tepleyuu chast goda na territorii Krymskogo poluostrova i ego raschetnyie kharakteristiki. *Disertatsiya kandidata geograficheskikh nauk*. Biblioteka Odesskogo gosudarstvennogo ekologicheskogo universiteta, Odessa. [in Russian]

37. SNA (1995). *Climate, Lakes and Rivers*. The National Atlas of Sweden, Almquist and Wiksell International, Stockholm.

38. Sokolov, A.A., Rantts, S.E., Rosha, M. (1978). *Raschety pavodchnogo stoka. Metody raschetov na osnove mirovogo opyta*. Leningrad: Gidrometeoizdat. [in Russian]

39. Todorova, O., Ovcharuk, V. (2015). Study cyclicity maximum runoff rivers of Crimea in conditions of modern climate change. The 26th IUGG General Assembly, Prague, Czech Republic, Congress Center, 22 June – 2 July, 2015, *Changes in Flood Risk and Perception in Catchments and Cities*. Abstract, 119. <http://www.iugg2015prague.com>

40. Tokar A.S., Markus M. (2000). Precipitationrunoff modeling using artificial neural networks and conceptual models. *J. Hydro. ASCE*, 5 (2), 156-161.

41. UNISDR (2015). *Making Development Sustainable. The Future Disaster Risk Management. Global Assessment Report on Disaster Risk Reduction*. Geneva, Switzerland: United Nations Office for Disaster Risk Reduction (UNISDR).

42. Zhao, R. (1983). *Watershed Hydrological Model-Xinjiang Model and Northern Shaanxi Model*. Water Resources and Electric Power Press: Beijing, China.

43. Zhao, R., Zhuang, Y., Fang, L., Liu, X., Zhang, Q. (1980) The Xinjiang Model. In: *Hydrological Forecasting (Proceedings Oxford Symposium)*; IAHS-AISH Press: Wallingford, UK, 129, 351-356.

Надійшла до редколегії 09.11.17

E. Gopchenko, Dr. Sci. (Geogr.), Professor,
E-mail: gidro@odeku.edu.ua
V. Ovcharuk, Dr. Sci. (Geogr.), Associate Professor,
E-mail: valeriya.ovcharuk@gmail.com
J. Shakirzanova, Dr. Sci. (Geogr.), Professor,
E-mail: jannettodessa@gmail.com
M. Goptsiy, Cand. Sci. (Geogr.),
E-mail: Goptsiy-odeky@ukr.net
A. Traskova, Cand. Sci. (Geogr.),
E-mail: knopka210689@gmail.com
N. Shvec, Researcher Associate, E-mail: Natzin@ukr.net
Z. Serbova, Researcher Associate, E-mail: Natzin@ukr.net
O. Todorova, Cand. Sci. (Geogr.),
E-mail: lenochka.todorova1989@gmail.com
Odessa State Environmental University
Hydrometeorological Institute
15 Lvivska Str., Odessa, 65016, Ukraine

MODELLING OF EXTREME FLOODS ON EXAMPLE OF MOUNTAIN REGIONS OF UKRAINE

In the conditions of modern changes of climate both in Ukraine and in the world on the whole, probability of the extreme hydrological phenomena rises substantially, in particular, catastrophic floods of different origin. The analysis of flood distribution on the territory of Ukraine shows that an overwhelming amount of destructive floods happened in Ukrainian Carpathians, where they are the characteristic feature of the hydrological mode of the rivers. Floods which are observed on the rivers of Crimean Mountains also, for individual years, had catastrophic character. For determination of water discharge calculations in the period of floods on the mountain rivers of Ukraine authors offer a scientific-methodical base which is based on modern scientific achievements in area of theoretical and applied hydrology. Fundamentally new in the proposed model is the separation of factors of forming and transformation of flood flow on slopes and in a river-bed network. The method of numeral solution of task was developed for nonmeasurable descriptions of floods and it found practical application. As a result, the numerical values of the main components of the slope inflow are obtained: the layers of runoff for the flood of 1% probability and the duration of the slope inflow, which are generalized over the territory, taking into account the influence of intrazonal and azonal factors (forestation, mean height of the catchments and karst) and coefficient of time nonuniformity of slope inflow, which are averaged within the studied regions. The process of transformation of slope inflow into channel runoff is described with the help of transformation functions that take into account the time of channel run-up and flood plain regulation. The accuracy of determining the maximum modules of the runoff of 1% probability of exceeding depends on the accuracy of the initial information, which makes it possible to recommend the proposed methodology for practical use in order to increase the level of hydraulic engineering projects and water resources management on the mountain territories of Crimea and Carpathians.

Keywords: scientific-methodical base, maximal runoff, rain floods, mountain rivers.

Е. Гопченко, д-р геогр. наук, проф.,
E-mail: gidro@odeku.edu.ua
В. Овчарук, д-р геогр. наук, доц.,
E-mail: valeriya.ovcharuk@gmail.com
Ж. Шакирзанова, д-р геогр. наук, проф.,
E-mail: jannettodessa@gmail.com
М. Гопций, канд. геогр. наук,
E-mail: Goptsiy-odeky@ukr.net
А. Траскова, канд. геогр. наук,
E-mail: knopka210689@gmail.com
Н. Шве́ц, науч. сотр., E-mail: Natzin@ukr.net
З. Сербо́ва, науч. сотр., E-mail: Natzin@ukr.net
О. Тодорова, канд. геогр. наук,
E-mail: lenochka.todorova1989@gmail.com
Гидрометеорологический институт
Одесский государственный экологический университет,
ул. Львовская, 15, г. Одесса, 65016, Украина

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭКСТРЕМАЛЬНО ВЫСОКИХ ПАВОДКОВ НА ПРИМЕРЕ ГОРНЫХ РЕГИОНОВ УКРАИНЫ

В условиях современных изменений климата, как в Украине, так и в мире в целом, существенно повышается вероятность наступления экстремальных гидрологических явлений, в частности катастрофических паводков разного происхождения. Анализ распределения по территории Украины выдающихся паводков и половодий показал, что подавляющее количество разрушительных паводков приходится на наиболее паводкоопасный район – Украинские Карпаты, где паводки являются характерной чертой гидрологического режима рек. Паводки, которые наблюдаются на реках Горного Крыма также, в отдельные годы носят катастрофический характер. Для определения расчетных расходов воды в период паводков на горных реках Украины авторами предлагается научно-методическая база, которая основывается на современных научных достижениях в области теоретической и прикладной гидрологии. Принципиально новым в предложенной модели есть отделение факторов формирования и трансформации паводкового стока на склонах и в русловой сети. Обоснованные подходы к пространственному обобщению расчетных параметров; относительно неизменяемых характеристик паводков, разработана и доведена до практического применения методика численного решения задачи. В результате получены численные значения основных составляющих склонового притока – слою стока за паводок 1%-ной обеспеченности и продолжительность склонового притока, которые обобщены по территории с учетом влияния интразональных и аazonальных факторов (залесенности, средней высоты водосборов и карста), а также коэффициенты его временной неравномерности, которые осреднены в пределах исследуемых регионов. Процесс трансформации склонового притока в русловой сток описан с помощью трансформационных функций, учитывающих время руслового добега и русло-пойменное регулирование. Точность определения максимальных модулей стока 1%-ной вероятности превышения находится на уровне точности исходной информации, что позволяет рекомендовать предложенную методику для практического использования с целью повышения уровня обоснований проектов и мероприятий в условиях ведения хозяйства на горных территориях Крыма и Карпат.

Ключевые слова: научно-методическая база, максимальный сток, дождевые паводки, горные реки.

УДК 551.86:551.763(477.4)

А. Мєнасова, канд. геол. наук, доц.,

E-mail: mangelina@ukr.net

Ю. Тимченко, канд. геол. наук, наук. співроб.,

E-mail: maetotica@ukr.net

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

ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНІ АСПЕКТИ ФОРМУВАННЯ ПОРІД БУРІМСЬКОЇ СВІТИ В МЕЖАХ КАНІВСЬКОГО ПРИДНІПРОВ'Я

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

Дослідження крейдових відкладів епіконтинентальних морських басейнів є завданням, важливим для розуміння особливостей тогочасного осадоконакопичення. Особливу зацікавленість викликають породи, сформовані в альб-сеноманський час, переламний у багатьох відношеннях. Альб-сеноманські породи широко представлені в розрізах осадового чохла України, їхньою характерною ознакою є витриманість літологічного складу і присутність численних викопних решток. Альб-сеноманські породи описані на території Канівського Придніпров'я як бурімска світа.

Мета роботи – відтворити пізньоальбсько-ранньосеноманські палеогеографічні умови осадоконакопичення у межах Канівського Придніпров'я. Для цього використано як літературні, так і власноруч отримані дані: у польових умовах відібрано зразки порід бурімскої світи, застосовано методи, традиційні для палеогеографії. Аналіз результатів роботи дав змогу стверджувати, що в пізньому альбі територія була найбільш мілководною частиною тепловодного нормальносолонного внутрішнього моря – північної окраїни Тетіса, характерною особливістю осадоконакопичення у якому була близькість областей зносу теригенного осадового матеріалу. Денудація Українського щита в умовах гумідного клімату сприяла фізичному й хімічному вивітрюванню та надходженню збагаченої кремнеземом осадової речовини до басейну седиментації. Очевидно, що рослинний покрив, представлений переважно хвойними голонасінними, не міг істотно запобігати розмиву.

Результати дослідження дозволили пов'язати процеси кремененакопичення й глауконітоутворення з седиментаційними та діагенетичними біохімічними бар'єрами, які утворюються на межі суходіл – море в окиснювальних умовах на контакті вод з різними біохімічними параметрами (річка – море). Ця обставина є підставою для нового погляду на фаціальні особливості утворення не тільки порід бурімскої світи, а й синхронних. Отримані результати є підґрунтям для порівняльного аналізу палеогеографічних обстановок осадоконакопичення у ранній крейді в різних регіонах України.

Ключові слова: палеогеографія, крейдовий період, бурімска світа, Канівське Придніпров'я.

Вступ та аналіз попередніх досліджень і публікацій. Однією з найбільш примітних особливостей крейдового періоду є, з одного боку, широкий розвиток епіконтинентальних басейнів, а з іншого, існування справжніх океанів. Надзвичайне поширення басейнів седиментації зумовило значне накопичення крейдових відкладів у межах усіх континентів, у тому числі й на Східноєвропейській платформі (СЄП). Серед порід крейдової системи різного генетичного походження особливу цікавість викликають саме відклади епіконтинентальних мілководних басейнів, оскільки подібні умови осадоконакопичення для сучасного геологічного етапу розвитку планети не характерні.

Треба визнати, що крейдовий період достатньо добре висвітлений у літературі. Відомо, що протягом цього часу існував досить теплий клімат. Доволі впевнено (у тому числі й за палеонтологічними даними) встановлено палеотемпературу, палеосолоність, гідродинаміку та рівень забезпечення киснем і поживними речовинами поверхневих вод (до 200 м) (Барабошкин, 2001). У кліматичних умовах крейди формувалися чотири типи водних мас: тетична, субтетична, суббореальна й бореальна (Барабошкин, 2001; Varaboshkin, 1996) (у певному сенсі, аналоги сучасних екваторіально-тропічної, тропічної та субтропічної). Під водними масами розуміють (Барабошкин, 2001) води великих акваторій з притаманними тільки їм характеристиками, що зберігаються під час переміщення за межі області формування, навіть після змішування з водами іншого типу. Межі поширення різних водних мас можна встановити палеонтологічним шляхом, часто їхні характеристики (температура, солоність, гідродинамічна активність, біота) змінюються так само різко, як і на географічних бар'єрах. Так, для бореальної водної маси встановлено, що сформована в межах бореального кліматичного поясу, вона характеризувалася невисокими (для крейди) температурами – близько 13–17 °С (Барабошкин, 2001) (тобто була подібна до сучасних субтропічних вод) і пониженою солоністю (до 30‰), як сучасні полярні води (Тейс і Найдін, 1973). Тетична водна маса формувалася у межах басейну Тетіс, у нижчих широтах, і для неї були характерні вищі температури (22–24 °С) (Барабошкин, 2001; Ясаманов, 1969) і

нормальна солоність, що робило її схожою на сучасні екваторіально-тропічні води. Суббореальна водна маса формувалася в межах басейну СЄП при перемішуванні бореальної й тетичної, її температура відповідала сучасній тропічній (з пониженою солоністю); субтетична – на північній окраїні Тетіса, у тогочасному помірному кліматі. Остання утворювалася при відкритті широтних зв'язків між водоймами СЄП і Західної Європи, для неї встановлено температури близько 20–22 °С (Podlaha et al., 1998) і майже нормальну солоність, що відповідає сучасним тропічній та екваторіально-тропічній водним масам. Вважають, що за глибиною більш мілководними були бореальні й суббореальні басейни.

Середні широти, до яких належить територія дослідження (приблизно між 60° і 30° півн. палеоширот), у крейдовому періоді характеризувалися дуже теплим і вологим кліматом, з ознаками сезонного зволоження (Чумаков, 2004). На території СЄП у цей час існували переважно морські умови, з неодноразовими змінами рівня моря, що впливало на формування палеоклімату. Як видно на рис. 1, взаємне проникнення водних мас здійснювалося через серію проток різної орієнтації, причому через субширотні відбувався водообмін у межах одного кліматичного поясу, а субмеридіональні забезпечували бореально-тетичне сполучення, яке встановлюють як за характером біоти, так і за обстановками седиментації.

На формуванні крейдових осадків території Канівського Придніпров'я, що розміщена між двома великими структурами СЄП, Українським щитом (УЩ) і Дніпровсько-Донецькою западиною (ДДЗ), позначилися її проміжне положення між бореальними й тетичними водами та міграція берегової лінії під час післяаптської трансгресії (рис. 1, б–д).

Починаючи з альбу, на Землі відбувалися кардинальні зміни широтної седиментаційної зональності, пов'язані з глобальною перебудовою палеогеографічних обстановок (Жарков і др., 2004). У цей час УЩ був суходолом або затоплювався лише частково, а його східний схил межував з басейном ДДЗ (Varaboshkin, 1996). З рис. 1 (в, г), видно, що під час альбської трансгресії саме

територія УЩ залишалася регіональним джерелом теригенного матеріалу. Тому вивчення альб-сеноманських порід бурімської світи, що подекуди відслонюються у

ярах у районі Канівських дислокацій (Крочак та ін., 2016), може дати цікавий матеріал для палеогеографічних досліджень регіону.

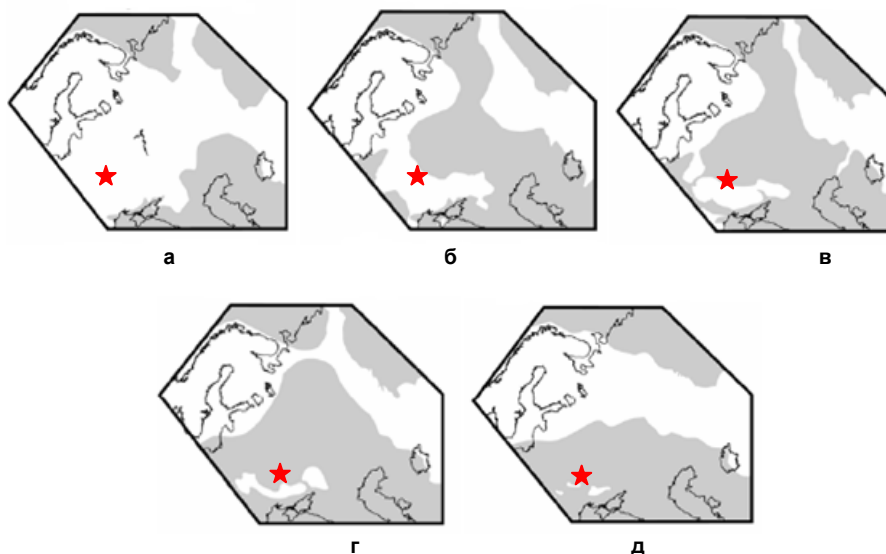


Рис. 1. Співвідношення внутрішньоконтинентальних басейнів (темний колір) і суходолу (світлий колір) у середині крейди в межах Східноєвропейської платформи за даними (Барабошкин, 2001) для: а – пізнього апту, б – раннього альбу, в – середнього альбу, г – пізнього альбу, д – пізнього сеноману. Зірочкою позначене орієнтовне знаходження території дослідження

Саме тому крейдові породи Канівщини досить давно вивчаються дослідниками як джерело літологічної, палеогеографічної та палеонтологічної інформації, чому сприяли й, без перебільшення, унікальні знахідки скременілої крейдової флори (Долуденко и Тесленко, 1987; Попова та Мороз, 2010). Відомо, що саме швидке поширення покритонасінних робить віковий інтервал альб-сеноман одним з головних переламних рубежів у геологічній історії (Вахрамеев, 1981).

Мета роботи, матеріал та методи дослідження. Метою роботи була спроба відтворення палеогеографічних умов осадконакопичення в пізньоальбському та ранньосеноманському віці у межах Канівського Придніпров'я. Для цього авторами було використано як літературні, так і власноруч отримані дані. У польових умовах на відслоненні в Холодному ярі було відібрано зразки типових порід бурімської світи – різною мірою цементованих зеленувато-сірих глауконіт-кварцових пісковиків (рис. 2); фотографії найбільш показового матеріалу наведено нижче. Крім макроскопічного вивчення, авторами було зроблено серію шліфів як саме цих зразків порід, так і порівняльних, узятих із синхронних відкладів інших локацій. Однак, оскільки опис шліфів дав інформацію, що виходить за межі теми статті, результатам мікроскопічного вивчення альб-сеноманських порід автори вирішили присвятити окреме дослідження. Нижче буде наведено вибіркові результати, що відповідають визначеній меті.

Основні результати та обговорення. Бурімська світа (К₁–2br) (О.С. Липник, 1987 р.) зустрічається локально на східному схилі УЩ і на всій території ДДЗ, її стратотип розкритий в околиці с. Бурімка Чорнобайського р-ну Полтавської обл. св. 1710 в інт. 111–120 м (Гожик, 2013). У межах Канівського Придніпров'я поширена на північний схід від лінії, що проходить через с. Кип'ячка, Таганча, Старосілля (рис. 3). Залягає вона трансгресивно на розмитій поверхні юрських відкладів і на континентальних утвореннях нижньої крейди, а в місцях їхньої відсутності – на кристалічних породах фундаменту та їхній корі вивітрювання. Перекривається товщею крейди й мергелів сеноману, а в місцях розмиву – палеогеновими, неогеновими та

четвертинними відкладами. Середня потужність порід світи близько 15 м (Циба та ін., 2012).

У літологічному відношенні світа представлена дрібнозернистими пісками з прошарками пісковиків і окремими пісковиковими стяжіннями; інколи відмічене їхнє перешарування (Крочак та ін., 2016). Піски сіро-зелені, зеленувато-сірі до сірих, дрібнозернисті, у підшві різнозернисті, глауконіт-кварцові, різною мірою глинисті та алевритисті, неясношаруваті, іноді вапнисті (Циба та ін., 2012). Пісковики світло-сірі, зрідка зеленувато-сірі, дрібнозернисті, кварцові, глауконіт-кварцові, зустрічаються у вигляді окремих стяжін різної форми та розміру або прошарків. Пісковики у стяжіннях або різною мірою вапнисті, слабозцементовані опаловим цементом, або міцні, безкарбонатні з кременистим цементом. У будові пісковиків відмічено зональність, пов'язану з різним ступенем розкристалізації кременистої речовини. Потужність прошарків пісковиків та їхнє положення в розрізі нестійні. Іноді зустрічаються лінзи і прошарки спонголітів (Крочак, 2005; Крочак та ін., 2016).]

Незважаючи на зовнішню однорідність складу, який у літературних джерелах (Гожик, 2013; Крочак та ін., 2016; Палієнко та ін., 1971; Циба та ін., 2012), як правило, наводять у загальному вигляді, бурімська світа – багатоконпонентне геологічне тіло. Багаторічне детальне вивчення відслонень світи в ярах Меланчин потік, Мар'їн, Холодний і Пекарський дозволило виявити наявність своєрідних маркуючих горизонтів, представлених карбонатними стяжіннями розміром 20–80 см, які мають вигляд валунів, що рельєфно виступають із відслонень (Крочак та ін., 2016). Валуни дуже міцні, мають округлу форму, близьку до сферичної. В результаті мікроскопічного вивчення (Крочак, 2005) було встановлено, що в літологічному відношенні зовнішня частина стяжінь представлена кварц-глауконітовими пісковиками з опал-карбонатним цементом, які за складом уламкового матеріалу не відрізняються від вмісних пісків і з наближенням до центру поступово заміщуються кальцитом, аж до повного його переважання. Крім того, у верхніх частинах розрізів ярів Пекарський, Холодний і Меланчин потік було описано дрібні фосфоритові конкреції (Крочак та ін., 2016).

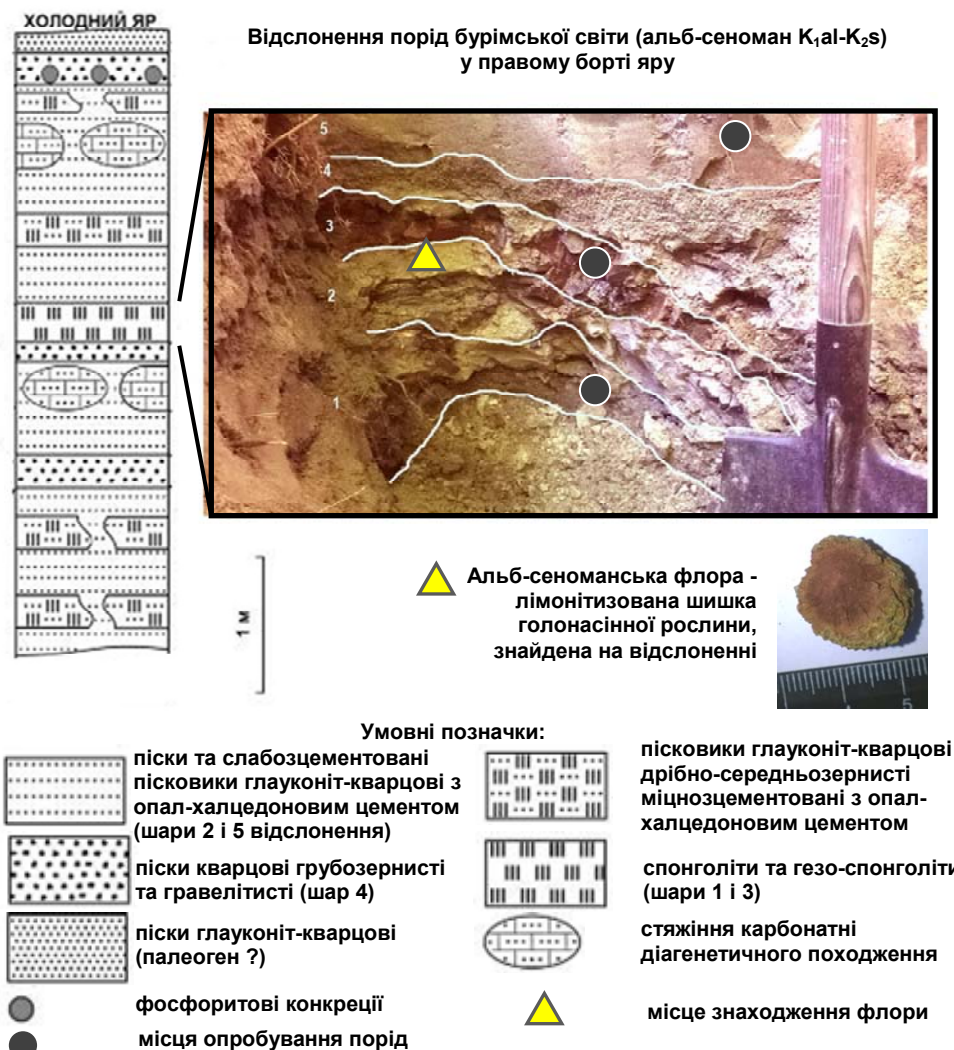


Рис. 2. Відслонення відкладів бурімської світи в правому борті Холодного яру, орієнтовно в 150 м від гирла, південніше території Канівського природного заповідника. Розріз наведено за (Крочак та ін., 2016) зі змінами авторів

Із відкладів світи в різні часи описано численні викопні рештки стеногалінних родів молюсків, брахіопод, голкошкірих, губок і моховаток; із горизонту гравелітистих пісковиків – зуби акул, скатів і хребці риб. Мікрофауна представлена секретійними форамініферами й поодинокими панцирами діатомових водоростей (Крочак, 2005), а також присутні скременілі фрагменти різних частин листяних та хвойних рослин, у тому числі й надзвичайно добре збережених (Долуденко и Тесленко, 1987). Із розрізу альб-сеноманських пісків із включеннями пісковиків району Канівських дислокацій відомі знахідки (на різних рівнях) форамініфер, рідіолярій і спікул губок (Каптаренко-Черноусова, 1971: с. 68). Наявність спікул губок дозволила М. Крочак назвати зцементовані кременеві прошарки відслонення Холодного яру спонголітами (Крочак та ін., 2016).

Океан Тетис у середині крейди був подібний на суцільний пояс – систему з'єднаних океанічних (глибоких) і морських (мілководних) водойм. У межах СЕП, як зазначалось вище, ранню крейду можна визначити як час постійних морських трансгресій (із періодичним осушуванням локальних територій), максимум якої припадає на альбський час (рис. 1). Альбські трансгресії у загальних рисах успадкували екваторіальні аптського віку. У ранньому альбі вони розвиваються меридіонально (бореально-тетичний зв'язок); у субширотному напрямку епіконтинентальні моря поширюються із середнього альбу (в межах Канівського Придніпров'я окремо не виділяється) і зберігаються до кінця сеноману. Нижньоальбські відклади на території

Канівського Придніпров'я представлені делювіально-пролювіальними континентальними фаціями.

Упродовж усієї крейди середні широти північної півкулі характеризувалися гумідними обстановками з чітко виявленими областями боксито- та каолінітоутворення на суходолі (Жарков и др., 2004; Чумаков, 2004) і специфічними обстановками седиментації в епіконтинентальних морях – типових водоймах теригенної седиментації (Жарков и др., 2004).

На території СЕП уже в апті існувала одна з областей каолінітоутворення, яка згодом лише збільшувалася чи зменшувалася (рис. 1). У її межах формувалися кори вивітрювання, що тяжили до приморських областей (Чумаков, 2004).

Гумідний середньозерністий пояс у крейдовий час характеризувався зростанням досить багатой теплолюбної флори; переважали хвойні вічнозелені гумідні й семігумідні сезонно вологі незімкнені ліси, можливо, з травами покритонасінних (Чумаков, 2004). За характером рослинності Центральної Європи середньорічні температури північніше 30°–45° півн. палеошироти оцінено для альбу між 13° і 20° С, а для сеноману – між 17° і 20° С (Чумаков, 2004). Наприкінці альбу й у сеномані значно збільшилося розмаїття покритонасінних, з'явилися широколистяні форми, а склад хвойних до пізньої крейди змінився (Вахрамеев, 1981). Хоча на початок пізнього альбу покритонасінні набули майже повсюдного поширення, у зоні хвойно-листяних лісів помірно теплої поясу основними лісоутворювальними породами були хвойні (Вахрамеев, 1981).

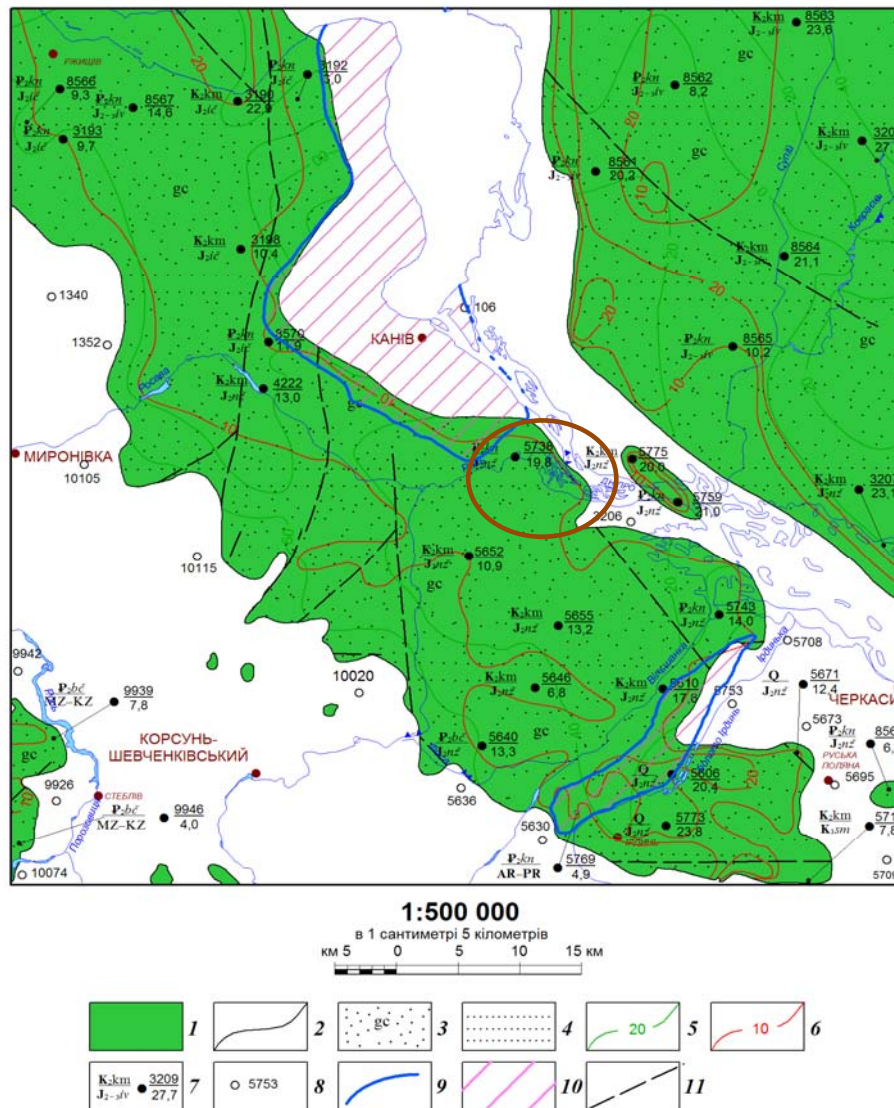


Рис. 3. Стратиграфічні границі поширення порід бурімської світи (Циба та ін., 2012):

1 – поширення бурімської світи, 2 – її межі, 3 – піски глауконіт-кварцові, вапністі, 4 – пісковики глауконіт-кварцові, кременисті, дрібнозернисті, 5 – ізогіпси підшви бурімської світи, 6 – ізопакіти світи, 7 – свердловини (праворуч у чисельнику – номер свердловини, у знаменнику – потужність відкладів у м; ліворуч у чисельнику – індекс порід перекривних, у знаменнику – підстильних), 8 – свердловини, що не розкрили бурімських відкладів, 9 – межі дислокацій, 10 – ділянки поширення дислокованих утворень бурімської світи, 11 – імовірні розривні порушення. Окремо позначено територію досліджень

Установлено (Долуденко и Тесленко, 1987), що узбережжя в пізньоальбському морі на території дослідження було вкрите лісами з домінуванням хвойних (хейролепідієво-таксодієвих) порід. За даними палінологічного аналізу (Гожик, 2013; Шевчук, 2011), у складі верхньоальбських порід УЩ району Канівських дислокацій пилок голонасінних значно переважає над спорами папороте-подібних (65% проти 20%), а пилок покритонасінних рослин становить (3–5%), серед голонасінних переважає пилок хвойних (65%); також трапляються диноцисти (до 10%) та органічна складова мікрофорамініфер. Склад флори свідчить про теплий клімат і сприятливі умови зростання. Крім хвойних, канівська флора включала нечисленні рештки цикадових і папоротей, а покритонасінні представлені одиничними знахідками *Dicotylorphyllum* sp. (Попова та Мороз, 2010). Подібні рослинні асоціації, з переважанням голонасінних рослин (хейролепідієві, араукарієві, бенетитові, цикадові) й підпорядкованим значенням папоротей, були поширені з юри (Вахрамеев, 1985): вони були характерні для узбережжя, на відміну від перезволожених і заболочених низовин з гідрофільними формами, тому їхні рештки виявляють у прибережно-морських і континентальних відкладах.

За даними вивчення зразків деревини в межах Канівського Придніпров'я було зроблено висновок (Попова та Мороз, 2010), що умови її існування були в основному сприятливими за температурою та зволоженням, а посушливий сезон доволі коротким. Альбська флора Канева зростала на добре дренованих бідних ґрунтах зі слабо розвиненим ґрунтовим покривом, малопродуктивним для втримання вологи (Попова та Мороз, 2010).

На рис. 4 показано типові зразки порід бурімської світи району Канівських дислокацій, як безпосередньо відібрані авторами на відслоненні (рис. 2) у правому борті Холодного яру (рис. 4, а, г), так і такі, що містять типову альб-сеноманську флору та фауну, узяті з колекції О.С. Огієнка (рис. 4, б-в, д-е). У зразку слабощементованого крупнозернистого піску на рис. 4, е помітне включення скременілої деревини, а на рис. 2 – лімонітизованої шишки.

Мікроскопічне вивчення зразків виявило, що альб-сеноманські породи району Канівських дислокацій (Холодний яр) формувалися в умовах літоралі, характеризувалися близькістю області знесення теригеного матеріалу (УЩ). Породи різних гіпсометричних рівнів відрізняються між собою ступенем цементації (опал-халцедоновий цемент) і відсотковою часткою теригеної складової.

Так, зразок на рис. 4, а (шар 1 рис. 2) можна назвати халцедонолітом, а зразок на рис. 4, г (шар 5 рис. 2) є піско-

виком. На рис. 4 (б, д) помітно, що заміщення карбонатного матеріалу халцедононим у процесі діагенетичних перетворень відбувалося вибірково.



Рис. 4. Зразки порід бурімської світи, відібрані на території Канівських дислокацій:

а – відслонення Холодний яр (шар 3 на рис. 2), б, в і д – Малий Пекарський яр, відслонення у правому борті, близько 100 м від гирлової частини, г – відслонення Холодний яр (шар 5 на рис. 2), е – яр Меланчин Потік, відслонення у правому борті, найвищий шар крупнозернистих пісків (Крочак та ін., 2016: с. 8), на відстані 800–1000 м від гирлової частини

Ранньокрейдові морські басейни СЄП та її облямування через систему морських проток різного орієнтування періодично поєднувалися з бореальними й тетичними морськими водоймами. Треба наголосити, що в першу чергу саме розвиток субширотно орієнтованого морського басейну безпосередньо вплинув на палеогеографію досліджуваної області (Барабашкин, 2001). Із середини альбу (рис. 1) установився вільний водообмін із басейном Західної Європи. А суходіл на місці УЩ став основним джерелом постачання осадового матеріалу.

У другій половині альбського віку на СЄП виникає величезний субширотно орієнтований мілководний басейн, що фактично стає північною окраїною Тетиса, із суббореальною водною масою, із переважанням глинисто-піщаного осаконакопичення (Baraboshkin, 1996). Протягом ранньої крейди простежується зниження температур води (порівняно з раннім беріасом на 5 °C), що також вплинуло на характер формування відкладів у найбільш мілководних, окраїнних частинах моря. Початок сеноманського часу в бореальній області відзначився кліматичними змінами, про що свідчить міграція карбонатних фаций на північ. Уламкові породи, схожі на піски та пісковики бурімської світи, продовжували формуватися лише на окраїнах мілководного басейну. Про зміну умов може свідчити поява карбонатних стяжків серед порід світи.

Із кінця ранньої крейди (альбський вік) і впродовж пізньої крейди змінилася широтна зональність, що позначилося на седиментаційних обстановках. Досліджувана територія знаходилася у межах північного поясу середніх широт, названому вугленосно-бокситоносно-каооліновим, і характеризувалася умовами гумідної седиментації (Жарков и др., 2004; Чумаков, 2004). Більша частина УЩ на той час була вкрита водою, причому з альбу до кінця сеноману зберігалася тенденція зменшення площі суходолу (рис. 1). Море, що перекривало досліджувану територію, утворювало літоральні та лиманно-естуарії затоки, які були, строго кажучи, перехідною зоною між морем і сушею, з численними відмілинами, островами й архіпелагами. Про одноманітність умов осаконакопичення може, зокрема, свідчити та обставина, що на південному заході, в Середньому Придністров'ї, виявлено породи, аналогічні породам бурімської світи (Киселевич, 2007). Бурімська світа добре корелюється зі стратиграфічними підрозділами західного схилу УЩ

(Іванік та ін., 2014). Схожість фацияльних умов підтверджують і знахідки альбської-сеноманської флори, виявленої, крім району Канева, також на Поділлі, де, втім, вона дещо бідніша (Долуденко и Тесленко, 1987). Гідродинамічний режим був досить активним, з підвищеною турбулентністю водного середовища, що зумовлювало гарну вертикальну циркуляцію водної маси та її аерацію й забезпечувало підвищення температури придонних вод та привнесення біогенних речовин. Про хорошу аерацію придонних вод свідчить наявність решток організмів, серед яких переважають пелецеподи, моховатки, губки, що потребують для свого існування достатнього збагачення води киснем (рис. 4, б-в, д). Крім того, значна кількість викопних решток молюсків вказує на нормальну солоність морської акваторії та її тепловодність.

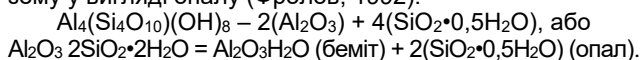
Абіотичним показником нормальної солоності та тепловодності морського басейну слід вважати збагачення осадків аутигенним глауконітом, що говорить про перевагу окиснювальної або слабоокиснювальної обстановки в умовах нестійкості або відсутності зони редоксикліну (Мороз и Митропольский, 1988).

Фрагментарна, секретійна цементация порід бурімської світи (рис. 4, а, г) є підтвердженням того, що цей морський басейн, на відміну від, скажімо, субмеридіональних морів-проток ранньої крейди, не мав вільного зв'язку з океаном, що зумовлювало відкладання в останньому потужних товщ опок, трепелів і діатомітів у периферійних частинах. Відомо, що формування кременистих (силіцитних) товщ у седиментаційному басейні відбувається при активному прояві біогеохімічних процесів зони гідрофронту, де постійно утворюється специфічний геохімічний бар'єр у результаті змішування висококременистих прісних (поверхневих і підземних) і солоних морських вод (Мороз и Митропольский, 1988).

На великому за площею мілководді навряд чи було можливим утворення активних поверхневих і придонних течій, пов'язаних з тогочасним Світовим океаном. Тому основні джерела кремнезему були зосереджені на суходолі, де в умовах гумідного клімату розвивалися кори вивітрювання.

Установлено (Фролов, 1992), що в помірно гумідному кліматі нестача тепла зупиняє хімічну руйнацію порід на каооліновій стадії. Але в умовах теплового вологого клімату, що існував на цій території впродовж майже

всього мезозою, при достатній енергії вивітрювання відбувається подальше розкладання глинистих мінералів із вивільненням окислів алюмінію у вигляді бокситових мінералів, заліза у вигляді гідратованих окислів і кремнезему у вигляді опалу (Фролов, 1992):



Далі, на водозбірних площах у умовах високої біологічної продуктивності (про що свідчать численні рештки викопної флори) компоненти кори вивітрювання, зокрема кремнеземиста речовина у вигляді колоїдного розчину, насичували ґрунтови і поверхневі води, які потім поступали в морське середовище, до басейну седиментації, де відбувався його фазовий перехід в системі гель-золь (Менасова и Огиенко, 2016; Фролов, 1992).

Процес накопичення кремнезему міг бути пов'язаний з нерівностями морського дна. Поверхневі води, потрапляючи на знижені ділянки морського мілководдя, населені колоніями кремневих губок (які, можливо, тяжіли до місць субмаринного розвантаження підземних вод з найбільшим вмістом кремнезему), змішувались із морськими, що приводило до суттєвого підвищення вмісту в них кремневих кислот. Після відмирання губок відбувалося накопичення спікул, які, в свою чергу, ставали центрами концентрації силіцитної речовини. Це обумовлювало зростання в'язкості, яка є одним з важливих реологічних параметрів і характеризує перехід золь в гель. Відомо (Менасова и Огиенко, 2016), що колоїдний розчин утворюється, коли в гетерогенній системі виникає особлива частка, так звана міцелла. Центром міцели є ядро – скупчення молекул нерозчинних речовин. У даному випадку, як таке можна розглядати, наприклад, спікули кремневих губок, що й ставали центрами мінералізації опалу, своєрідними точками гель-золь переходу.

Процеси фосфоритогенезу, поширені в цей період геологічної історії, також тісно пов'язані із суходолом, непрямим підтвердженням чого може слугувати значна кількість решток викопної флори в розрізах та, власне, у ядрах фосфоритових конкрецій. Деякі дослідники вважають, що в певні проміжки геологічної історії сполуки фосфору поступали у великій кількості з континентів й осаджувались планктонном та іншими організмами поблизу від берега (наприклад, у гирлах палеорічок), а далі, унаслідок діагенетичного перерозподілу речовини, утворювались фосфоритові конкреції (Бушинский, 1966; Холодов, 2006).

Висновки

1. Досліджувана територія в пізньоальбський час характеризувалася морськими умовами й знаходилася в найбільш мілководній частині, на периферії епіконтинентального моря, на той час – північної окраїни Тетиса.

2. Басейн осадконакопичення вирізнявся нормальною солоністю, теплопроводністю (не менше 18°-20 °C) і гарною аерацією приповерхневих вод.

3. На суходолі у цей час панували умови досить теплого вологого клімату, що сприяли активному хімічному вивітрюванню, продукти якого концентрувались у поверхневих і ґрунтових водах та переносилися до акваторії басейну седиментації.

4. Основна маса осадової речовини, зокрема кремнезему, та хімічних сполук надходила до басейну за рахунок річкового стоку та розвантаження ґрунтових вод.

5. Процеси кремененакопичення йшли паралельно з процесами глауконітоутворення, але мали підпорядкований характер, що регулювалося седиментаційними біохімічними бар'єрами.

Подяки. Автори висловлюють подяку д-ру геол. наук, професору кафедри мінералогії, геохімії та петрографії О.В. Митрохіну за консультації та канд. геол. наук, асистенту кафедри загальної та історичної геології О.С. Огієнку за допомогу в підборі кам'яного матеріалу та обговоренні результатів дослідження.

Список використаних джерел

1. Барабошкин, Е.Ю. (2001). Нижний мел Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления (стратиграфия, палеогеография, бореально – тетическая корреляция). Автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук: 25.00.01. Москва.
2. Бушинский, Г.И. (1966). Древние фосфориты Азии и их генезис. Москва.
3. Вахрамеев, В.А. (1981). Развитие флор в средней части мелового периода и древние покрытосеменные. Палеонтологический журнал, 2, 3-14.
4. Вахрамеев, В.А. (1985). Фитогеография, палеоклиматы и положение материков в мезозое. Вестник АН СССР, 8, 30-42.
5. Гожик, П.Ф. (Ред.). (2013). Стратиграфия верхнего протерозоя та фанерозоя України. Т. 1. Стратиграфия верхнего протерозоя, палеозоя та мезозоя України. Київ: Логос, Институт геологических наук НАН Украины.
6. Долуденко, М.П., Тесленко, Ю.В. (1987). Новые данные о позднеальбской флоре Украины (окрестности г. Канева). Палеонтологический журнал, 3, 114-118.
7. Жарков, М.А., Мурдмаа, И.О., Филатова, Н.И. (2004). Палеогеографические перестройки и седиментация мелового периода. В кн. Семихатов, М. А., Чумаков, Н. М. (Ред.). Климат в эпохи крупных биосферных перестроек (Гл. 3, с. 57-98). Тр. ГИН РАН. Москва: Наука, 550.
8. Іванік, М.М., П'ятова, Д.М., Плотнікова, Л.Ф., Жабіна, Н.М., Шевчук, О.А., Веклич, О.Д. та ін. (2014). Модернізація стратиграфічних схем мезозойських відкладів України. Тектоніка і стратиграфія, 41, 75-89.
9. Каптаренко-Черноусова, О.К. (Ред.). (1971). Стратиграфія УРСР. Том VIII: Крейда. Київ: Наукова думка.
10. Киселевич, Л. (2007). Біостратиграфічні та палеоекологічні характеристики фаціальних утворень альба Наддністрянщини. Вісник Київського національного університету. Геологія, 40, 9-11.
11. Крочак, М., Огієнко, О., Тимченко, Ю. (2016). Склад, будова та генезис бурітської світи (верхній альб-нижній сеноман) району Канівських дислокацій. Вісник Київського національного університету. Геологія, 4(75), 6-11.
12. Крочак, М.Д. (2005). Літологія мезо-кайнозойських відкладів Канівських дислокацій. Вісник Київського національного університету. Геологія, 33, 39-41.
13. Менасова, А.Ш., Огиенко, О.С. (2016). Опалоформирующая роль растительных остатков в коре выветривания. Science Rise, 3(1), 21-25.
14. Мороз, С.А., Митропольский, А.Ю. (1988). [Препринт 88-36]. Модель морского кременакопления. Киев: Институт геологических наук АН УССР.
15. Палієнко, Е.Т., Мороз, С.А., Куделя, Ю.А. (1971). Рельєф та геологічна будова Канівського Придніпров'я. Київ: Вид-во Київського університету.
16. Попова, Л., Мороз, А. (2010). Деревина Taxodiaceae з альбських відкладів Канівщини. Вісник Київського національного університету. Геологія, 48, 9-13.
17. Тейс, Р.В., Найдин, Д.П. (1973). Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органических карбонатов. Москва: Наука.
18. Фролов, В.Т. (1992). Литология. Т. 1. Москва: Изд-во МГУ.
19. Холодов, В.Н. (2006). Геохимия осадочного процесса. Тр. Геол. ин-та. Москва: ГЕОС, 574.
20. Ціба, М.М., Санкіна, Г.А., Думенко, В.Г., Скобельська, А.К., Мокієць, М.В. (2012). Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-36-XX (Корсунь-Шевченківський). Київ: Державна служба геології та надр України, Державне підприємство "Українська геологічна компанія".
21. Чумаков, Н.М. (2004). Климатическая зональность и климат мелового периода. В кн. Семихатов, М. А., Чумаков, Н. М. (Ред.). Климат в эпохи крупных биосферных перестроек (Гл. 5, с. 119-166). Москва: Наука. Тр. ГИН РАН, 550.
22. Шевчук, О. (2011). Паліостратиграфія та кореляція різнофаціальних альбських відкладів України. Палеонтологічний збірник, 43, 3-13.
23. Ясаманов, Н.А. (1969). Некоторые данные по распределению палеотемператур в баррем сеноманском море Западной Грузии. Известия АН СССР, сер. геол., 3, 113-115.
24. Baraboshkin, E.J. (1996). Russian Platform as a controller of the Albian Tethyan/Boreal ammonite migration. Geol. Carpathica, 47(5), 1-10.
25. Podlaha, O.G., Mutterlose, J., Veizer, J. (1998). Preservation of d18O and d13C in belemnite rostra from the Jurassic-early Cretaceous successions. Am. J. Sci., 298, 324-347.

References

1. Baraboshkin, E.J. (1996). Russian Platform as a controller of the Albian Tethyan/Boreal ammonite migration. Geol. Carpathica, 47, 5, 1-10.
2. Baraboshkin, E.J. (2001). Nizhniy mel Vostochno-Yevropeyskoy platformy i yeye yuzhnogo obramleniya (stratigrafiya, paleogeografiya, borealno – teticheskaya korrelyatsiya). Extended abstract of Candidate's thesis (Geol.-Min. Sciences). Moscow. [in Russian]
3. Bushinskiy, G.I. (1966). Drevniye fosfority Azii i ikh genезis. Moscow. [in Russian]
4. Chumakov, N.M. (2004). Klimaticheskaya zonalnost i klimat melovogo perioda. In Semikhatov, M.A., Chumakov, N.M. (Eds.), Climate in the epochs of major biospheric transformations. (Ch. 5, pp. 119-166). Moscow: Nauka. Transactions of the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, 550. ISBN 5-02-032917-7. [in Russian]
5. Doludenko, M.P., Teslenko, Yu.V. (1987). Novyye dannyye o pozdnealbskoy flore Ukrainy (okrestnosti g. Kaneva). Paleontologicheskii zhurnal – Paleontological Journal, 3, 114-118. [in Russian]
6. Frolov, V.T. (1992). Litologiya. Vol. 1. Moscow: Izd. MGU. [in Russian]
7. Gozhyk, P.F. (Eds.). (2013). Stratigraphy of Upper Proterozoic and Phanerozoic of Ukraine. Vol. 1. Stratigraphy of Upper Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic of Ukraine. Kyiv: Logos. [in Ukrainian]
8. Holodov, V.N. (2006). Geokhimiya osadochnogo protsessa. Moscow: GEOS. Transactions of the Geological Institute, 574. [in Russian]

9. Ivanik, M.M., Pyatkova, D.M., Plotnikova, L.F., Zhabina, N.M., Shevchuk, O.A., Veklych, O.D. et al. (2014). Modernizatsiia stratyhrafichnykh skhem mezozoyskykh vidkladiv Ukrainy. Tektonika i stratyhrafia – Tectonic and Stratigraphy, 41, 75-89. [in Ukrainian]
10. Kaptarenko-Chernousova, O.K. (Eds.). (1971). Stratigraphy of the Ukrainian SSR. Vol. VIII. Cretaceous Period. Kyiv: Naukova Dumka. [in Ukrainian]
11. Krochak, M., Ogienko, O., Tymchenko, Yu. (2016). Burimska suite (Upper Alban – Lower Cenomanian) of Kanev dislocation: its composition, structure and genesis. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 4(75), 6-11. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.75.01>. [in Ukrainian]
12. Krochak, M.D. (2005). Litologhiia mezo-kainozoyskykh vidkladiv Kanivskykh dyslokatsii. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 33, 39-41. [in Ukrainian]
13. Kyselevych L. (2007). Biostratyhrafichni tav paleoekologichni kharakterystyky fatsialnykh utvoren alba Naddnistrianshchyny Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 40, 9-11. [in Ukrainian]
14. Menasova, A.Sh., Ogienko, O.S. (2016). Effect plant fossils for the forming of opal in the weathering crusts. Scientific Journal "ScienceRise", 3/1, 20, 21-25. <https://doi.org/10.15587/2313-8416.2016.62655> [in Russian]
15. Moroz, S.A., Mitropolskiy, A.Yu. (1988). [Preprint (88-36)]. Model morskogo kremnenakopleniya. Institute of Geological Sciences, Kyiv. [in Russian]
16. Paliienko, E.T., Moroz, S.A., Kudelia, Yu.A. (1971). Relief ta heolohichna budova Kanivskoho Prydniprov'ia. Kyiv: Vydavnytstvo Kyivskoho universytetu. [in Ukrainian]
17. Podlaha, O.G., Mutterlose, J., Veizer, J. (1998). Preservation of $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ in belemnite rostra from the Jurassic-early Cretaceous successions. Am. J. Sci., 298, 324-347.

18. Popova, L., Moroz, A. (2010). The fossil wood of Taxodiaceae from the Alban deposits of the Kanev outskirts. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 48, 9-13. [in Ukrainian]
19. Shevchuk, O. (2011). Palynostratigraphy and correlation of different facies of Alban sediments of the Ukraine. Paleontological collection, 43, 3-13. [in Ukrainian]
20. Teis, R.V., Naydin, D.P. (1973). Paleotermometriya i izotopnyy sostav kisloroda organogennykh karbonatov. Moscow: Nauka. [in Russian]
21. Tsyba, M.M., Sankina, H.A., Dumenko, V.H., Skobelska, A.K., Mokiiets, M.V. (2012). State Geological map of Ukraine. Scale 1:200000. Central Ukrainian series. Sheet M-36-XX (Korsun-Shevchenkovskii). Kyiv, State Service of Geology and Mineral Resources of Ukraine, State Enterprise "Ukrainian Geological Company". [in Ukrainian]
22. Vakhrameyev, V.A. (1981). Razvitiye flor v sredney chasti melovogo perioda i drevniye pokrytosemennyye. Paleontologicheskii zhurnal – Paleontological Journal, 2, 3-14. [in Russian]
23. Vakhrameyev, V.A. (1985). Fitogeografiya, paleoklimaty i polozenie materikov v mezozoe. Vestnik Akademii Nauk SSSR – Herald of the USSR Academy of Sciences, 8, 30-42. [in Russian]
24. Yasamanov, H.A. (1969). Nekotoryye dannyye po raspredeleniyu paleotemperatur v barrem senomanskom more Zapadnoy Gruzii. Izvestiya Akademii Nauk SSSR. Seriya geologicheskaya. Moscow, 3, 113-115. [in Russian]
25. Zharkov, M.A. Murdmaa, I.O. Filatova, N.I. (2004). Paleogeograficheskiye perestroyki i sedimentatsiya melovogo perioda. In Semikhatov, M.A., Chumakov, N.M. (Eds.), Climate in the epochs of major biospheric transformations. (Ch. 3, pp. 57-98). Moscow: Nauka. Transactions of the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, 550. ISBN 5-02-032917-7. [in Russian]

Надійшла до редколегії 12.01.18

A. Menasova, Cand. Sci. (Geol.), Associate Professor,
Department of general and historical geology,
E-mail: mangelina@ukr.net
Yu. Tymchenko, Cand. Sci. (Geol.), C
E-mail: maeotica@ukr.net
Taras Shevchenko National University of Kyiv
Institute of Geology, 90, Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine

PALEOGEOGRAPHIC ASPECTS OF BURIMSKA SUITE FORMATE IN THE KANIV REGION

Research of Cretaceous epeiric sea deposits is important for understanding of sedimentation features in that period. The rocks, which were formed during the Alban and Cenomanian time, are particularly interesting. The Alban and Cenomanian deposits are widely represented in the sedimentary cover of Ukraine. These deposits are characterized by fixed lithological composition and numerous fossils are characteristic of these sediments. The Alban and Cenomanian of the Kaniv region are known as the Burimska suite. Goal of the work was to reconstruct the Late Alban – Early Cenomanian paleogeographic sedimentary conditions in the Kaniv region. In order to do that, published data were used alongside with the results of own observations: samples of rocks were selected and studied by the traditional paleogeographic methods. During the Late Alban, the area was covered with the shallowest part of warm shelf sea with normal salinity and was the northern margin of the Tethys. The sedimentary regime of the basin was controlled, on the first place, with the great amount of the terrigenous material coming from an adjoining land. The sediment enriched with silica got into the sea basin as a result of the denudation of the Ukrainian Shield. Obviously, the vegetation cover, which was represented by coniferous gymnosperms, could not resist the denudation.

The dependence between accumulation of the silicious deposit and glauconite genesis on the one hand, and biochemical barriers existed on the land-sea boundary, on the other hand, has been established for this epeiric sea which were formed on the sea-land boundary, under the oxidative condition, on the contact of waters with different biochemical parameters (river-sea). This fact allows us to shed a light on the facies conditions of the sedimentation of the Burimska suite and temporary formations. These results can be the basis for a comparative analysis of the sedimentary environments in the Early-Late Cretaceous for different regions of Ukraine.

Keywords: paleogeography, Cretaceous Period, Burimska suite, Kaniv region.

A. Менасова, канд. геол. наук, доц.,
кафедра общей и исторической геологии,
E-mail: mangelina@ukr.net
Ю. Тимченко, канд. геол. наук, науч. сотрудник,
E-mail: maeotica@ukr.net
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД БУРИМСКОЙ СВИТЫ В ПРЕДЕЛАХ КАНЕВСКОГО ПРИДНЕПРОВЬЯ

Исследование меловых отложений эпиконтинентальных морских бассейнов является задачей, важной для понимания особенностей осадконакопления того времени. Особый интерес вызывают породы, сформировавшиеся в альб-сеноманский век, переломный во многих отношениях. Альб-сеноманские породы широко представлены в разрезах осадочного чехла Украины, их характерной чертой является постоянство литологического состава и присутствие многочисленных ископаемых остатков. Альб-сеноманские породы известны на территории Каневского Приднпровья как буримская свита.

Целью работы была реконструкция позднеальбских-раннесеноманских палеогеографических условий осадконакопления в пределах Каневского Приднпровья. Для этого были использованы как литературные, так и собственноручно полученные данные: в полевых условиях отобраны образцы пород буримской свиты, которые изучались методами, традиционными для палеогеографии. Анализ результатов работы позволяет утверждать, что в позднем альбе территория представляла собой наиболее мелководную часть тепловодного нормальносоленого внутреннего моря – северной оконечности Тетиса, характерной особенностью осадконакопления в котором была близость областей сноса терригенного осадочного материала. Денудация Украинского щита в условиях гумидного климата способствовала физическому и химическому выветриванию и поступлению обогащенного кремнеземом осадочного вещества в бассейн седиментации. Очевидно, растительный покров, преимущественно представленный хвойными голосеменными, не мог служить размыву существенным препятствием.

Результаты исследования позволили увязать процессы кремнеземаобразования и глауконитообразования на дне мелководного моря с седиментационными и диагенетическими биохимическими барьерами, образующимися на границе суша-море в окислительных условиях на контакте вод с различными биохимическими параметрами (река-море). Это обстоятельство служит основанием для нового взгляда на фациальные особенности образования не только пород буримской свиты, но и синхронных им. Полученные результаты могут быть основой для сравнительного анализа палеогеографических обстановок осадконакопления в раннем мелу в разных регионах Украины.

Ключевые слова: палеогеография, меловой период, буримская (буромская) свита, Каневское Приднпровье.

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

UDC 550.93

L. Stepanyuk¹, Dr. Sci. (Geol.),
Corresp. Member NAS of Ukraine, Deputy Director,
E-mail: stepaniuk@nas.gov.ua
O. Hrinchenko², PhD (Geol.-min.), Associate Professor,
E-mail: alexgrin@univ.kiev.ua
S. Bondarenko¹, PhD (Geol.), Senior Researcher
B. Slobodian³, Leading geologist
V. Semka¹, Dr. Sci. (Geol.), Senior Researcher
S. Kurylo¹, PhD (Geol.), Researcher
T. Dovbush¹, Researcher
¹Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation, NAS of Ukraine
34 Palladina Ave., Kyiv-142, 03680, Ukraine
²Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology
90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine
³LLC "UkrLithiummining"
53a Zhovtneva Str., Mala Vyska, 26200, Ukraine

GEOCHRONOLOGY OF LITHIUM-BEARING GRANITOIDS OF INGUL MEGABLOCK (UKRAINIAN SHIELD)

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук О.В. Дубиною)

Rare-metal elements are strategic metals which, in general, are extremely important for economic development or maintenance of defence capability of any country at the modern level. The list of needs for these strategic metals ranges depending on the level of economic development of certain country, but in general it includes such elements as Li, Ta, Nb, Be, Sb, W, REE and others. The majority of these elements has the lithophilous nature and, therefore, is characterized by close genetic relations with granites and pegmatites associated with them. In the world, industrial production of lithium is shared between deposits to lithium-bearing brine of saline depositions of marine basins (Argentina, Chile), some granites (China) and rare-metal pegmatites (Australia, China, Zimbabwe). In pegmatites lithium mineralization is represented mainly by spodumene ($\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$). But other lithium-containing metallic minerals can also play an important role in production of this metal – petalite ($\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$), minerals of lepidolite ($\text{Sa} [\text{Li,Al}]_3[\text{Si,Al}]_4\text{O}_{10}[\text{F,OH}]_2$) and amblygonite-montebrazite ($\text{LiAlPO}_4 [\text{F,OH}]$) series.

Rare-metal pegmatite of Ingul megablock of Ukrainian Shield can be treated as unique (insufficiently studied in world practice) pegmatitic formations in which the main metallic mineral is represented by petalite. In metallogenic interpretations two ore districts can be distinguished within the megablock, that are specialized on rare metals (Li, Rb, Cs, Be, Ta, Nb, Sn) – Polohivka and Stankuvatka. Deposits and numerous ore manifestations of rare metals formed in rather similar geological and tectonic conditions and have many common features – both country rocks composition and mineralogical composition of ores.

Within Ingul megablock (Shpola-Tashlyk rare-metal district) a number of lithium rare-metal deposits associated with pegmatites is discovered. In order to determine the age of lithium mineralization in granites of Lypnizhka, Taburyshche massifs and vein bodies of pegmatitic and aplite-pegmatitic granites, which are selected from different localities of this megablock, are dated by U-Pb isotopic method by monazites. It is established that emplacement of vein granites of Ingul megablock occurred within rather narrow age interval – 2040-2020 Ma and it is not significantly separated in time from formation of most granitoids they are spatially associated with. This fact, together with geological evidences, gives grounds to make the assumption that rare-metal lithium pegmatite are formed in the same age interval.

Keywords: lithium pegmatites, uranium-lead age, monazite, Ukrainian Shield.

Introduction. Lithium deposits associated with rare-metal pegmatites – Polohivka, Stankuvatka, Nadiya and Lypnizhka occurrences – are discovered in Ingul terraine (megablock) of Ukrainian Shield (Гурский и др., 2005). Lithium pegmatites occur as vein and lens-shaped bodies among metamorphic rocks intensively injected by granites. These ones are represented by cordierite-biotite, garnet-cordierite-biotite, garnet- and diopside-biotite varieties of plagiogneisses (Polohivka deposit) and amphibolites (Stankuvatka ore field). Bifeldspar inequigranular and aplite-pegmatitic granites are related with Kirovohrad granite complex. According to field evidence (Гурский и др., 2005), lithium mineralization of Stankuvatka ore field is confined to the southwest limb of Lypnizhka domal structure that is mostly comprised by granites.

Aplite-pegmatite and pegmatitic granites are very abundant within Ingul megablock. They commonly occur as vein bodies that cut older granites of Novoukrainka, Kirovohrad, Voznesenka and other massifs. Granites intensively impregnate supracrustal rocks and form almost persistent fields that can be traced along hundred meters. They predominantly occur as outcrops in depressions (ravines) because of their resistance to weathering. This paper discusses the results of age determinations of vein bodies comprised by aplite-pegmatites and pegmatitic granites, some of which are characterized by high rare-metal and lithium mineralization.

Objects and methods of research. Researches are performed by studying the samples collected by authors

while carrying out budgetary project of Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation (IGMOF), NAS of Ukraine. Possible determinations of lithium mineralization age, occurred in rare-metal pegmatites of Shpola-Tashlyk area, are complicated because of rare occurrence of U-bearing accessory minerals. To solve this problem, monazites separated from lithium-bearing granites are dated. These granites are outcropped in closed open pit situated near Karbivka and Lypnizhka villages of Dobrovelychkivka district (sample 6/99 of biotite porphyroblastic granite, sample 7/99 of pegmatite granite). Monazites are also sampled from granites outcropped in Vlasivka open pit situated near the Vlasivka village of Svitlovodsk district (sample VL-1 of biotite medium-grained granite and sample VL-1-2 of pegmatite granite) as well as granites occurring to the north of Oleksandriya city (sample 14/10, aplite-like granite) and those to the north of Krynyciuvatka village of Ustynivka district (sample 12/10, aplite-pegmatite granite).

Age determinations are made according to uranium-lead methods. Accessory monazites are dated with using the laboratory equipment of the Department of Radiogeochronology of IGMOF, NAS of Ukraine. Dating are made by classical U-Pb isotopic method on multigrain samples of monazite crystals (sample fraction from 0,5 to 1,3 milligrams) which are selected manually under optical binocular. Monazite samples are chemically treated according to modified technique published in papers (Dovbush et al., 2008; Krough, 2008). Uranium and lead contents are

determined by using mixed ($U^{235}+Pb^{206}$) tracer. Isotopic ratios are analyzed at multicollector static mode on 8-collector mass spectrometer MI-1201AT. Mathematical calculations are carried out with application of Pb-DATE and ISOPLOT programs (Ludwig, 1989; 1990). Normalized age errors answer 2σ . To verify metrological parameters standard of zircon, "IGMOF-1" is used (Bartnitsky et al, 1995).

Dating results and discussion. Porphyry-like biotitic granites that show distinct directive textures are outcropped in the open pit near southwest of Karbivka village, on the left side of nameless stream (right inflow of Suchy Tashlyk river), at about 1 km distance from the south west margin of Lypniashka village (Lypniashka massif). These granites include xenoliths of biotitic gneisses, which are various in sizes. Porphyry-like granites, being the predominant variety among granites outcropped in the open pit, are cut by thin veins (several tens centimetres to 1.5 meters thick) of aplite-pegmatitic granites and rarely pegmatites. Biotitic granite of porphyroblastic structure (sample 6/99) and pegmatite-like granite (sample 7/99) are selected for dating.

Biotitic granite of porphyroblastic structure (sample 6/99)

Reddish-gray granite shows indistinctly gneissic texture and includes (in %): plagioclase (35-40), microcline (about

25), quartz (20-25), biotite (10-15). Among accessory minerals garnet, apatite, monazite and single crystals of zircon (rarely) might be found.

In general, granite is characterized by distinct porphyroblastic structure with local transition into granolepidoblastic one.

Chemical composition of granite is following (%): SiO_2 -70.21, TiO_2 -0.64, Al_2O_3 -13.71, Fe_2O_3 -0.66, FeO -2.43, MnO -0.04, MgO -1.13, CaO -2.05, Na_2O -3.53, K_2O -4.30, P_2O_5 -0.14, S -0.04, H_2O -0.15, LOI -0.53, Total – 99.56.

Monazites form small crystals (commonly less than 0,1 mm in size) that are light yellow in colour and watery-transparent. Crystals are cake-like in shape and show presence of rounded boundaries. Flattened grains with distinct pinakoid habit are rarely found. Some monazites include small-sized grains of opaque ore mineral, with monazites that hold large number of ore minerals being non-transparent. Monazites are mostly found as included in feldspar grains. Rarely they are found as confined to biotite and quartz grains as well as interstitial spaces.

Monazite grains with inclusion of opaque (ore or mafic) minerals are selected (picked up) from size fractions manually under binocular in order to eliminate their possible dating.

Table 1

Uranium and lead contents and lead isotopic composition of monazites in granitoides (sample 6/99) collected in the open pit near Karbivka village

Mineral size fraction	Content (ppm)		Isotope ratios					Age, Ma		
	U	Pb	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{207}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{208}Pb}$	$\frac{^{206}Pb_r}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb_r}{^{235}U}$	$\frac{^{206}Pb_r}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb_r}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb_r}{^{206}Pb_r}$
Granite inequigranular, indistinctly porphyric, sample 6/99										
>0.2	3097	4655	26600	7.9599	0.27956	0.36842	6.3627	2022	2027	2032.4
>0.1	3116	4535	37590	7.9745	0.2925	0.36939	6.3753	2027	2029	2031.2
0.2-0.15	3045	4386	20410	7.9643	0.29599	0.36863	6.3552	2023	2026	2029.3
>0.2	2901	4231	13510	7.9352	0.29141	0.36877	6.3641	2024	2027	2031.1
>0.1	3000	4234	23640	7.9536	0.29888	0.36389	6.2863	2001	2017	2033.0
0.2-0.15	2888	4114	32360	7.9821	0.30039	0.36887	6.3573	2024	2026	2028.7
Pegmatitic granite, sample 7/99										
>0.1	9846	10371	32110	7.9942	0.46058	0.36888	6.3475	2024	2025	2026.0
0.1-0.07	9447	9746	36400	8.0026	0.47043	0.36641	6.3009	2012	2019	2024.8
>0.063	9048	9441	35970	8.0051	0.46301	0.36672	6.3041	2014	2019	2024.2
>0.07	9141	9461	24610	7.9942	0.46460	0.36448	6.2656	2003	2014	2024.2

Note: Correction on common lead according to Stacey and Kramers (on age of 2030 Ma).

The age of monazite is calculated on data presented in Table 1 and is determined to be 2028.8 ± 2.7 Ma (Fig. 1) on upper intersection of concordia with discordia. Weighted mean of $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratio equals 2030.7 ± 2.5 Ma. Both these age values are within margin of error and are supposed to represent the age of biotitic granite formation.

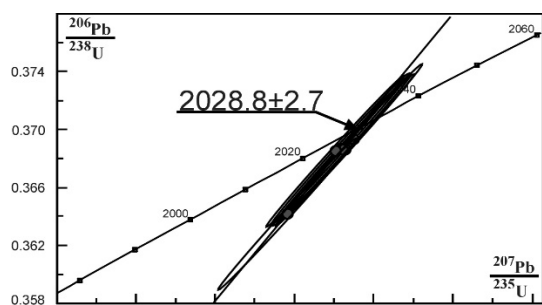


Fig. 1. Uranium-lead diagram with Concordia on monazites of biotitic granite (Karbivka village, sample 6/99)

Pegmatitic granite (sample 7/99)

Pegmatitic granite occurs as coarse grained rock that is gray-pink in colour. It includes following minerals (in %): plagioclase (40), microcline (35), quartz (18-22) and biotite (5%). Among accessory monazite, zircon (rarely), apatite and garnet might

found. Rock structure ranges from granitic to pegmatitic with local presence of massive (pegmatoid) varieties.

Its chemical composition is following (%): SiO_2 -71.31, TiO_2 -0.11, Al_2O_3 -14.64, Fe_2O_3 -0.28, FeO -1.33, MnO -0.01, MgO -0.53, CaO -0.98, Na_2O -3.78, K_2O -6.17, P_2O_5 -0.03, S -0.02, H_2O -0.19, LOI -0.30, Total-99.68.

Light yellow and brown varieties are predominant among monazite grains but some grains are of green-yellow colour. In general, light yellow grains are transparent and brown ones are semitransparent. As to morphological features monazites commonly occur as disk-shaped and rarely cake-like crystals. Some crystals preserve faces and edges at their surface but most of them are characterized by rounded contours. Light yellow crystals are smooth and lustrous in appearance but grains that are characterized by shagreen surfaces might be also found.

Monazites that do not include any opaque minerals are selected (picked up) under binocular and subdivided into grains fractions of different sizes. Results dating carried out for each size fraction are summarized in Table. 1 (sample 7/99).

The age of monazite formation is calculated on data presented in Table 1 and determined to be 2026.2 ± 2.8 Ma (Fig. 2) on upper intersection of concordia with discordia. Average mean calculated on $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratio is 2024.8 ± 2.2 Ma. These age values are within margins of calculated error so they can be treated as possible age of pegmatitic granite formation.

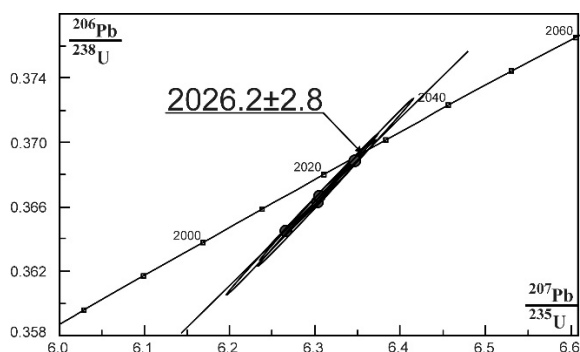


Fig. 2. Uranium-lead diagram with concordia for monazites of pegmatitic granite. (Karbivka village, sample 7/99)

Vlasivka open pit is located within Taburishche granite massif on the left bank of Dnipro River, southwest margin of Vlasivka village in Svitlovodsk district. Among the abundant petrographic varieties uncovered by open pit are biotitic medium-grained porphyry-like granites which locally include xenoliths of biotitic gneisses. Large metamorphic xenolith more than ten meters in size occurs in the central area of the open pit. It is mostly comprised by banded crystalloschists intensively cut by veins of pegmatitic granite. At the same time granite veins crosscut biotite-rich granite varieties. Biotite-rich medium-grained granites that are sampled at west wall of the open pit (sample VL-1) and pegmatitic granites sampled within the area of the open pit (sample VL-1-2) are used for age determinations.

Biotite-rich medium-grained granite (sample VL-1).

Biotite granite is reddish-gray in color and medium-grained in size with rock groundmass where single grains of

porphyry-like potash feldspar are present. It is characterized by hypidiomorphic structure and massive texture (sometime broken down with local formation of indistinctly banded structure). The granite includes such minerals (in %) as plagioclase (32-35), quartz (30), microcline (24-27), biotite (3-5). Accessory minerals are also represented by apatite, monazite and very rarely zircon.

Chemical composition of the granite (sample VL-1) is following (%): SiO₂ – 72,92; TiO₂ – 0,32; Al₂O₃ – 14,41; Fe₂O₃ – 0,55; FeO – 1,64; MnO – 0,03; MgO – 0,22; CaO – 1,15; Na₂O – 3,10; K₂O – 4,52; P₂O₅ – 0,02; S – 0,04; H₂O – 0,10; LOI – 0,66, Total – 99,68.

Monazite occurs as light-yellow and brow-yellow, transparent and semi-transparent grains that are predominantly cake-like in shape. Some flattened grains are rarely found. Crystals are generally of rounded morphology with some crystal faces preserved. Monazites are characterized by smooth surfaces and high lustre. In many crystals inclusions of opaque minerals are presented, with rate of transparency being dependent on the number of these inclusion crystals. In thin sections, monazites are found to be confined to feldspar grains. Some crystals might be found as inclusions in quartz and within interstitial spaces.

Results of uranium-lead isotopic dating carried out on sized fractions of monazite, which are separated by rolling down along oblique plane, are summarized in Table 2 (Sample VL-1). The age of monazite is determined to be 2032,7 ± 0,9 Ma on upper intersection of concordia and discordia (Fig. 3) Weighted mean of ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb isotopic ratio equals 2032,6 ± 0,7 Ma. Both age values are within the error margins and, in such a way, can be treated as possible age of granite formation.

Table 2

Uranium and lead contents and isotopic composition of lead in monazites of granitoides sampled in Vlasivka open pit (Taburyshe massif)

Mineral fraction	Content (ppm)		Isotope ratios					Age, Ma		
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$
Biotitic medium-grained granite (Sample VL-1)										
B-Y	5271	10241	755.1	7.0062	0.20946	0.37094	6.4093	2034	2034	2033.2
1, L-Y	5723	10904	1097.6	7.2860	0.22029	0.38161	6.5931	2084	2058	2033.1
2, L-Y	5505	10336	848.5	7.1043	0.21592	0.36832	6.3618	2021	2027	2032.7
3, L-Y	4932	9331	839.7	7.0967	0.21354	0.36780	6.3521	2019	2026	2032.5
4, L-Y	5592	10632	778.0	7.0373	0.21125	0.36581	6.3147	2010	2020	2031.6
Biotitic granite of pegmatitic appearance (Sample VL-1-2)										
L-Y, wTr	6149	12732	11670	7.9233	0.18695	0.36812	6.3547	2021	2026	2031.6
1, Br-Y, Tr	6283	12901	17360	7.9460	0.19005	0.37025	6.3921	2031	2031	2031.8
2, Br-Y, Tr	5644	12285	11600	7.9239	0.17878	0.37287	6.4358	2043	2037	2031.4
1, Br-Y, sTr	5498	11962	12360	7.9321	0.17982	0.37458	6.4622	2051	2041	2030.5
2, Br-Y, sTr	5036	10928	6770	7.8728	0.17539	0.36545	6.3080	2008	2020	2031.5

Notes: 1-4 – size fractions of crystals selected by rolling along oblique plane. L-Y – light-yellow, B-Y – brown-yellow, Br-Y – brownish-yellow, wTr – watery transparent, Tr – transparent, sTr – semitransparent crystals.

Correction on common lead on Stacey and Kramers (on age of 2030 Ma).

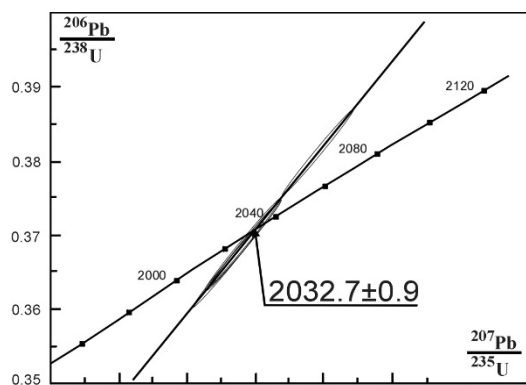


Fig. 3. Uranium-lead diagram with concordia for monazites of biotitic medium-grained granite from Vlasivka open pit (sample VL-1)

Biotite pegmatitic granite (sample VL-1-2)

Biotite granite is reddish-gray in color and pegmatitic in texture. It includes such minerals as (%) plagioclase (34–38), quartz (30–34), microcline (25) and biotite (4). Among accessory minerals apatite, monazite and zircon are found.

Chemical composition of this granite is following (%): SiO₂ – 73,74; TiO₂ – 0,18; Al₂O₃ – 14,01; Fe₂O₃ – 0,71; FeO – 1,08; MnO – 0,02; MgO – 0,35; CaO – 1,21; Na₂O – 3,21; K₂O – 4,62; P₂O₅ – 0,02; S – 0,02; H₂O – 0,05; LOI – 0,52, Total – 99,74.

Monazite forms brownish-yellow, reddish-yellow and light-yellow crystals of flattened morphology. But some crystals show presence of rather distinct faces of pinacoid habit. Most brownish-yellow crystals (about 90%) include some opaque minerals and are semitransparent. Crystals without any inclusions (about 10%) are transparent in light.

Single grains of light yellow crystals are watery-transparent and characterized by smooth lustrous surfaces. In thin sections, monazites are found as inclusions in feldspars, quartz and as confined to interstitial spaces.

Results of uranium-lead isotopic dating carried out on different fractions of monazite of pegmatitic granite are summarized in Table 2 (sample VL-1-2). The age of monazite is determined to be 2031.4 ± 0.9 Ma on upper intersection of concordia and discordia (Fig. 4) Average mean calculated on $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ isotopic ratio equals 2031.3 ± 0.8 Ma. Both age values are within error margins and is supposed to indicate the age of formation of vein pegmatitic granite.

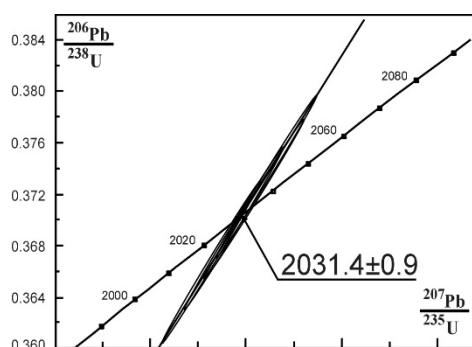


Fig. 4. Uranium-lead diagram with concordia for monazites of pegmatitic granite of Vlasivka open pit (sample VL-1-2)

Aplite-pegmatitic granite (sample 12/10) is collected in the area situated to the north of Krynyciuvatka village, at the right bank of Beresivka River. Here separate bodies of aplitite-pegmatitic granites form zonal outcrop that is 30 meters wide and 500 meters long. At the same time pegmatitic varieties of granites can be rarely found as distributed among granites of typical nature.

Aplite-pegmatitic granite is rock that is pink-gray in colour. It includes such minerals (%) as plagioclase (30-35), microcline (about 30), quartz (30-32), biotite (6-8) and muscovite (1-2). Among accessory minerals zircon, monazite, apatite and sphene can be found. Secondary minerals are represented by sericite formed after plagioclase and chlorite formed after biotite. Structurally, granites are uniform, medium- to fine-grained with average grain sizes of 0.5-1.2 mm. Single grains of idiomorphic plagioclase and abundant grains of xenomorphic microcline and quartz form indistinct hypidiomorphic structure. Granite texture is massive.

Chemical composition is following (%): SiO_2 – 74.96, TiO_2 – 0.25, Al_2O_3 – 11.31, Fe_2O_3 – 0.17, FeO – 2.16, MnO < 0.02, MgO – 0.32, CaO – 1.54, Na_2O – 2.90, K_2O – 4.78, P_2O_5 – 0.08, S < 0.02, H_2O – 0.15, LOI – 0.91, Total – 99.53.

Monazites occur as light yellow, transparent (about 2 %), yellow and brownish-yellow semitransparent (about 98%), greenish-yellow opaque (single grains) crystals of rounded shape. Light yellow crystal are very small in size (<0.04 mm) characterized by cake-like morphology and smooth lustrous surfaces. Yellow and brownish-yellow crystals are mostly disk-shaped and show presence of numerous small cavities and outgrowths on their surfaces. In thin section, monazites are found to be confined to microcline and plagioclase and rarely occur as confined to their margins.

Yellow crystals of transparent monazites, which are separated into size fractions by their rolling down the oblique plane, are used for age determination. The age of monazite is calculated on data summarized in Table 3 and determined to be 2039.9 ± 1.4 Ma on upper intersection of concordia with discordia makes. Average mean calculated on $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ isotopic ratio makes 2040.5 ± 0.8 Ma. These age values are within error margins and supposed to indicate the age of formation of aplitite-pegmatitic granite.

Table 3

Contents of uranium and lead, isotopic composition of lead in monazites of aplitite-pegmatitic granite (sample 12/10)

Mineral fraction	Content (ppm)		Isotope ratios				Age, Ma		
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r}$
1	7006	9502	32780	7.9308	0.32437	0.37166	6.4471	2037	2039
2	5992	8429	36900	7.9315	0.30748	0.37056	6.4298	2032	2036
3	7441	10748	35340	7.9371	0.29999	0.37355	6.4764	2046	2043
4	5526	8490	32150	7.9264	0.27225	0.36912	6.4063	2025	2033
									2040.3
									2040.7
									2039.3
									2041.1

Note: 1–4 – size fractions of crystals selected by rolling on oblique plane.

Correction on common lead according to Stacey and Kramers on age of 2040 Ma.

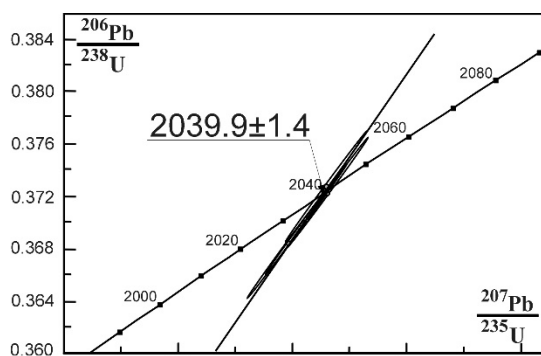


Fig. 5. Uranium-lead diagram with concordia for monazites of aplitite-pegmatitic granite of Krynyciuvatka village (sample 12/10)

Biotitic aplitite-like granite (sample 14/10) is collected in the area situated on left bank of Ingul River, to the right of Kremenchug-Oleksandriya road and near Mala Beresivka railway platform (to the north of Oleksandriya city). Aplitite-

like granites, which are rarely crosscutted by small veins of coarse-grained pegmatite granites, are outcropped along the road for the distance of about 100 m. Granites occur as rock cliff that is several meters high. Some scattered outcrops of these rocks can be also found within this area.

The granite (sample 14/10) looks like light pink rocks of massive texture. They are uniform in structure and fine-grained with average grain sizes of about 0.5–1.0 mm. Most rock forming minerals of the granite are characterized by distinct idiomorphic nature that caused the formation of aplitic structure.

Granites include such minerals as (%): plagioclase – 34–38; microcline – 25–27, quartz – about 30, biotite – 6–8, garnet – 2–3. Among accessory minerals monazite, zircon, apatite and sphene might be found. Secondary minerals are represented by sericite formed after plagioclase and chlorite after biotite.

Chemical composition is following (%): SiO_2 – 74.74, TiO_2 – 0.25, Al_2O_3 – 11.96, Fe_2O_3 – 0.02, FeO – 2.16, MnO < 0.02, MgO – 0.32, CaO – 1.56, Na_2O – 3.10, K_2O – 4.78, P_2O_5 – 0.06, S < 0.02, H_2O – 0.11, LOI – 0.66, Total – 99.72.

Monazites form brown- and red-yellow (probably due to the presence of iron), light yellow (single small grains) isometric, cake-like and disk-shaped crystals with rounded boundaries. Faces of pinacoid habit might be distinguished in some crystals. Light crystal varieties are characterized by smooth and lustrous surfaces, while brown ones being characterized by presence of small cavities on their surfaces. These cavities and outgrowths on grains are interpreted to be the influence of mineral- neighbours. After treatment by dissolved hydrochloric acid intensively coloured grains became covered by solid white rim. At the same time light yellow grains remained almost unaltered. White rims appear as spotted cover left predominantly on

crystal edges. In the thin section, monazites occur as inclusions in microcline and as separate grains at feldspar and quartz boundary.

Monazite crystals are separated into size fractions by their rolling down oblique plane. And only transparent grains that do not have any inclusions are selected for dating from each fraction. The age of monazite is calculated on data summarized in Table 4 and determined to be makes 2044 ± 11 Ma on upper intersection of concordia with regression line (Fig. 6). Average mean calculated on $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratio makes 2042.2 ± 3.9 Ma. Both these age values are within error margins and are taken to be the age of aplite-like granite emplacement.

Table 4

Content of uranium and lead, isotopic composition of lead in monazites from aplitic granite (sample 14/10)

Mineral fraction	Content (ppm)		Isotope ratios					Age, Ma		
	U	Pb	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
1	5337	9074	36630	7.9271	0.22721	0.35455	6.1554	1956	1998	2041.7
2	4869	8003	43290	7.9246	0.24411	0.36282	6.3036	1996	2019	2043.0
3	5645	9472	36630	7.9365	0.23721	0.36206	6.2783	1992	2015	2039.6
4	5827	10263	62900	7.9321	0.22859	0.36912	6.4120	2025	2034	2042.7

Note: 1-4 – size fractions of crystals selected by rolling on oblique plane.

Correction on common lead according to Stacey and Kramers on age of 2040 Ma.

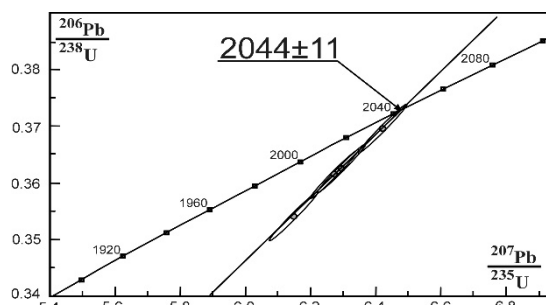


Fig. 6. Uranium-lead diagram with concordia for monazite of aplitic granite (sample 14/10)

Conclusions. Most granites of Ingul megablock (Ukrainian shield) and vein varieties closely associated with them are not so different in age of their formation. Early published data (Stepanyuk *et al.*, 2005; 2012; 2014; 2015a,b; 2016) and results of new dating discussed in this paper indicate rather narrow age interval, 2040-2020 Ma, of formation of most granite varieties (Novoukrainka, Dolinsky, Voznesensky, Lyosigirsky, Berezhivsky massifs) distributed within Ingul megablock. At the same time, there are also many field evidences found that can testify for gradual transition between rare metal pegmatites and aplite-pegmatitic granites. Emplacement of vein granites of Ingul megablock is not significantly separated in time with formation of granitoids with which these vein varieties are closely associated.

Based on these geological field evidences and dating results it is possible to suppose that the lithium mineralization, that is closely associated with vein bodies of rare metal lithium-bearing pegmatites, occurred within the same age interval, 2040-2020 Ma.

Список використаних джерел

1. Бартицкий, Е.Н., Бибилова, Е.В., Верхогляд, В.М. (1995). ИГМР-1 – Международный стандарт циркона для уран-свинцовых изотопных исследований. Геохимия и рудообразование, 21, 164-167.
2. Довбуш, Т.І., Скобелев, В.М., Степанюк, Л.М. (2008). Методичні рекомендації з уран-свинцевого, рубідій-стронцієвого та самарій-неодимового ізотопного датування геологічних об'єктів при ГРП. Київ: УкрДГРІ.
3. Гурский, Д.С., Есипчук, К.Е., Калинин, В.И., Кулиш, Е.А., Нечаев С.В., Третьяков Ю.И., Шумлянский В.А. (ред.) (2005). Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. Том.1. Металлические полезные ископаемые. Киев; Львов: Изд-во "Центр Европы".
4. Степанюк, Л.М., Андриенко, О.М., Довбуш, Т.І., Бондаренко, В.К. (2005). Геохронологія Новоукраїнського масиву. Мінералогічний журнал, 1(27), 44-50.

5. Степанюк, Л.М., Довбуш, Т.І., Бондаренко, С.М., Сьомка, В.О. (2012). Уран-свинцева геохронологія порід калій-уранової формації Інгульського мегаблоку Українського щита. Мінералогічний журнал, 3(34), 55-63.
6. Степанюк, Л.М., Бондаренко, С.М., Іванов, Б.Н., Довбуш, Т.І., Курило, С.І., Сьомка, В.О., Шестопалова, О.С. (2014). Геохронологія Ватутинського уранового родовища (Інгульський мегаблок Українського щита). Геохімія та рудоутворення, 34, 18-25.
7. Степанюк, Л.М., Сьомка, В.О., Карли, З.В., Бондаренко, С.М., Довбуш, Т.І., Курило, С.І. (2015). Родовище Балка Корабельна (мінералогія, геохронологія) в Побузькому урановорудному районі Українського щита. Геохімія та рудоутворення, 35, 3-10.
8. Степанюк, Л.М., Курило, С.І. Довбуш, Т.І. (2015). Уран-свинцева геохронологія за монацитом гранітів Долинського масиву Інгульського мегаблоку Українського щита. Вісник НАН України, 10, 46-49.
9. Степанюк, Л.М., Сьомка, В.О., Курило, С.І., Бондаренко, С.М., Довбуш, Т.І. (2016). Уран-свинцевий ізотопний вік гранітів Вознесенського масиву (Інгульський мегаблок Українського щита). Доповіді НАН України, 8, 79-84.
10. Krough, T. (1973). A law contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. Geochimica et Cosmochimica Acta, 3(37), 485-494.
11. Ludwig, K. (1989). Pb Data for MS-DOS, version 1.06. U.S. Geol. Survey Open-File Report, 88-542, 40.
12. Ludwig, K. (1990). ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0. U.S. Geol. Survey Open-File Report, 88-557, 38.

References

1. Bartnitsky, E., Bibikova E., Verkhoglyad V. (1995). IGMR-1 – International standard of zircon for uranium-lead isotopic researches. Geochemistry and ore formation, 21, 164-167.
2. Dovbush, T., Skobelev V., Stepanyuk L. (2008). Methodical recommendations on uranium-lead, rubidium-strontium and samarium-neodymium isotopic dating of geological objects at prospection works. Kyiv: UkrSGRI.
3. Gursky, D., Esypchuk, K., Kalinin, V., Kulish, E., Nechayev, S., Tretiakov, Yu., Shumliansky, V. (Eds.) (2005). Metallic and nonmetallic minerals of Ukraine. Issue. 1. Metallic minerals. Kyiv-Lviv: Publishing house "Center of Europe".
4. Krough, T. (1973). A law contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination. Geochimica et Cosmochimica Acta, 3(37), 485-494.
5. Ludwig K. (1989). Pb Data for MS-DOS, version 1.06. U.S. Geol. Survey Open-File Report, 88-542, 40.
6. Ludwig K. (1990). ISOPLOT for MS-DOS, version 2.0. U.S. Geol. Survey Open-File Report, 88-557, 38.
7. Stepanyuk, L., Andriyenko, O., Dovbush, T., Bondarenko, V. (2005). Geochronology of Novoukrainka massif. Mineralogical journal, 1(27), 44-50.
8. Stepanyuk, L., Dovbush, T., Bondarenko, S., Syomka, V. (2012). Uranium-lead geochronology of potassium-uranium formation rocks of Ingul megablock, Ukrainian Shield. Mineralogical journal, 3(34), 55-63.
9. Stepanyuk, L., Bondarenko, S., Ivanov, B., Dovbush, T., Kurylo, S., Syomka, V., Shestopalova, O. (2014). Geochronology of Vatutinka uranium deposit (Ingul megablock, Ukrainian Shield). Geochemistry and ore formation, 34, 18-25.
10. Stepanyuk, L., Syomka, V., Carly, Z., Bondarenko, S., Dovbush, T., Kurylo, S. (2015a). Balka Shyroka deposit (mineralogy, geochronology) in

Pobuzhie uranium-ore district of Ukrainian Shield. Geochemistry and ore formation, 35, 3-10.

11. Stepanyuk, L., Kurylo, S., Dovbush, T. (2015b). Uranium-lead geochronology on monazite of granites from Dolinsky massif, Ingul megablock of Ukrainian Shield. Visnyk of NAS of Ukraine, 10, 46-49.

12. Stepanyuk, L., Syomka, V., Kurylo, S., Bondarenko, S., Dovbush, T. (2016). Uranium-lead isotopic age of granites of Voznesenka massif (Ingul megablock, Ukrainian Shield). Reports of NAS of Ukraine, 8, 79-84.

Надійшла до редколегії 18.04.18

Л. Степанюк¹, д-р геол. наук, член-кор. НАН України, заст. директора,
E-mail: stepaniuk@nas.gov.ua

О. Грінченко², канд. геол.-мінерал. наук, доц.,
E-mail: alexgrin@univ.kiev.ua

С. Бондаренко¹, канд. геол. наук, ст. наук. співроб.

В. Слободян³, голов. геолог

В. Сьомка¹, д-р геол. наук, ст. наук. співроб.

С. Курило¹, канд. геол. наук, наук. співроб.

Т. Довбуш¹, наук. співроб.

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення, НАН України
пр. Палладіна, 34, м. Київ, 03680, Україна

²Київський національний університет імені Тараса Шевченка

ННІ "Інститут Геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

³ТОВ "Укрлітвидобування",

вул. Жовтнева, 53а, м. Мала Виска, 26200, Україна

ГЕОХРОНОЛОГІЯ ЛІТІЄНОСНИХ ГРАНІТОЇДІВ ІНГУЛЬСЬКОГО МЕГАБЛОКУ (УРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

Рідкіснометалічні елементи є тими стратегічними металами, які є виключно важливими для економічного розвитку та підтримання обороноздатності будь-якої країни на сучасному рівні. Список потреб у цих стратегічних металах змінюється залежно від країни, але загалом включає такі елементи як Li, Ta, Nb, Be, Sb, W, REE та інші. Більшість з цих елементів мають літофільну природу і тому характеризуються тісними генетичними зв'язками з гранітами та асоційованими з ними пегматитами. У світі промисловий видобуток літію припадає на родовища з літієвмісної рапи соляних відкладів морських басейнів (Аргентина, Чілі), деяких гранітів (Китай) та рідкіснометалічних пегматитів (Австралія, Китай і Зімбабве). У пегматитах літієва мінералізація представлена головним чином сподуменом (LiAlSi₂O₆), але й інші літієвмісні рудні мінерали можуть відігравати важливу роль у видобутку цього металу – петаліт (LiAlSi₄O₁₀), мінерали групи лепідоліту (Ca[Li,Al]₂[Si,Al]₄O₁₀[F,OH])₂ та амблгоніт-монтебразиту (LiAlPO₄[F,OH]).

Рідкіснометалічні пегматити Інгальського мегаблоку Українського щита можуть бути віднесені до унікальних пегматитових утворень (недостатньо вивчених у світовій практиці), у яких головний рудний мінерал представлений петалітом. У металогенічних побудовах у межах мегаблоку виділяються два рудні поля, спеціалізовані на рідкісних металах (Li, Rb, Cs, Be, Ta, Nb, Sn) – Полохівське та Станківське (Липняжське). Родовища та численні рудопрояви рідкісних металів формувалися в досить схожих геолого-тектонічних умовах і мають багато спільних рис – як у речовинному складі вмісних порід, так і в мінералогічному складі рудної речовини.

В Інгальському мегаблочі (Шполянсько-Ташлицький рідкіснометалічний район) виявлено ряд родовищ літієвих руд, пов'язаних з рідкіснометалічними пегматитами. З метою визначення часу формування літієвої мінералізації уран-свинцевим ізотопним методом за монацитом датовано граніти Липняжського, Табурищенського масивів та жильних тіл пегматоїдних і апліто-пегматоїдних гранітів, відібраних із різних ділянок мегаблоку. З'ясовано, що інтрузія жильних гранітоїдних утворень Інгальського мегаблоку відбулася в досить вузькому віковому інтервалі 2040–2020 млн років тому і незалежно відірвана в часі від формування основної маси гранітоїдів, із якими вони просторово асоціюють. Цей факт, разом із геологічними даними, дає підстави зробити припущення, що рідкіснометалічні літієносні пегматити були сформовані в цьому ж віковому інтервалі.

Ключові слова: літієві пегматити, уран-свинцевий вік, монацит, Український щит.

Л. Степанюк¹, д-р геол. наук, член-кор. НАН України, зам. директора,
E-mail: stepaniuk@nas.gov.ua

А. Грінченко², канд. геол.-мінерал. наук, доц.,
E-mail: alexgrin@univ.kiev.ua

С. Бондаренко¹, канд. геол. наук, ст. наук. сотруд.

В. Слободян³, голов. геолог

В. Сьомка¹, д-р геол. наук, ст. наук. сотруд.

С. Курило¹, канд. геол. наук, наук. сотруд.

Т. Довбуш¹, наук. сотруд.

¹Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення, НАН України
пр. Палладіна, 34, г. Київ, 03680, Україна

²Київський національний університет імені Тараса Шевченка

УНІ "Інститут геології", ул. Васильківська, 90, г. Київ, 03022, Україна

³ООО "Укрлітвидобування"

ул. Октябрьская, 53а, г. Малая Виска, 26200, Україна

ГЕОХРОНОЛОГІЯ ЛИТИЕНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ ИНГУЛЬСКОГО МЕГАБЛОКА (УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

Редкометаллические элементы – это те стратегические металлы, которые являются исключительно важными для экономического развития и поддержания обороноспособности любой страны на современном уровне. Список потребностей в этих стратегических металлах изменяется в зависимости от уровня экономического развития страны, но в целом включает такие элементы как Li, Ta, Nb, Be, Sb, W, REE и др. Большинство из этих элементов имеют литофильную природу и поэтому характеризуются тесными генетическими связями с гранитами и ассоциируемыми с ними пегматитами. В мире промышленная добыча лития приходится на месторождения литийсодержащей рапы соляных отложений морских бассейнов (Аргентина, Чили), некоторых гранитов (Китай) и редкометаллических пегматитов (Австралия, Китай, Зимбабве). В пегматитах литиевая минерализация представлена главным образом сподуменом (LiAlSi₂O₆), но и другие литийсодержащие рудные минералы могут играть важную роль в добыче этого металла: петалит (LiAlSi₄O₁₀), минералы группы лепидолита (Ca[Li,Al]₂[Si,Al]₄O₁₀[F,OH])₂ и амблгонит-монтебразита (LiAlPO₄[F,OH]).

Редкометаллические пегматиты Ингульського мегаблока Украинского щита могут быть отнесены к уникальным пегматитовым образованиям (недостаточно изученными в мировой практике), в которых главный рудный минерал представлен петалитом. В металогенических построениях в пределах мегаблока выделяются два рудных района специализированных на редких металлах (Li, Rb, Cs, Be, Ta, Nb, Sn) – Полоховское и Станковатское (Липняжское). Месторождения и многочисленные рудопроявления редких металлов формировались в достаточно подобных геолого-тектонических условиях и имеют много общих черт – как в составе вещества вмещающих пород, так и в минералогическом составе рудного вещества.

В Ингульском мегаблоке (Шполянско-Ташлицький редкометаллический район) выявлен ряд месторождений литиевых руд, связанных с редкометаллическими пегматитами. С целью определения времени формирования литиевой минерализации уран-свинцовым изотопным методом по монацитам были датированы граниты Липняжского, Табурищенского массивов и жильных тел пегматоидных и аплито-пегматоидных гранитов, отобранных из разных мест мегаблока. Установлено, что внедрение жильных гранитоидных образований Ингульського мегаблока происходило в достаточно узком возрастном интервале 2040–2020 млн лет назад и не существенно оторвано во времени от формирования основной массы гранитоидов, с которыми они пространственно ассоциируют. Этот факт, вместе с геологическими данными, дает основания сделать предположение, что редкометаллические литиеносные пегматиты были сформированы в этом же возрастном интервале.

Ключевые слова: литиевые пегматиты, уран-свинцовый возраст, монацит, Украинский щит.

ГЕОФІЗИКА

УДК 552.51:551.735.1:553.98(477.5)

О. Карпенко, д-р геол. наук, проф.,

E-mail: karpenko.geol@gmail.com,

О. Тунік, асп., E-mail: alyonatunik1@gmail.com

Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна**УТОЧНЕННЯ МЕЖ СТРИБКОПОДІБНИХ КАТАГЕНЕТИЧНИХ ЗМІН ОСАДОВИХ ПОРІД
НА ПРИКЛАДІ ОКРЕМИХ РОДОВИЩ ВУГЛЕВОДНІВ ДДЗ***(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. В.В. Огарем)*

Розкрито актуальність та проблематику вивчення вторинних змін осадових порід при пошуку нових та вивченні відомих покладів вуглеводнів. Метою дослідження є виділення зони ущільнення порід, спричиненої впливом вторинних фізико-хімічних перетворень у межах ізотерм 110–120 °С (включаючи можливий вплив палеотемператур)

Для досягнення найбільш достовірного результату були застосовані комплексні дослідження складу порід у прозорих шліфах, їхніх петрофізичних характеристик та геологічної інформації. Основа частини статті присвячена методиці та власне ходу досліджень, обробці отриманих даних. Для вивчення було обрано чотири газоконденсатні родовища, що дуже схожі за геологічними умовами та локалізуються в Центральній частині Дніпровсько-Донецької западини, в її осьовій та приосьовій зонах. Після аналізу даних ГДС і результатів мікропетрографічних досліджень керна матеріалу, автори прийшли до висновку, що в окремих нафтогазових родовищах межі інтервалів із помітними катагенетичними змінами, які були виділені за методикою УкрНДІГаз, мають бути суттєво зміщені відповідно до отриманих результатів.

Практична значимість роботи полягає у виявленні ущільнених та розущільнених зон на великих глибинах, що може опосередковано вказувати на наявність додаткових пасток вуглеводнів або свідчити про можливі прояви аномальних пластових тисків.

Ключові слова: катагенез, нижній карбон, пісковики, алевроліти, вуглеводні, ГДС, мікроскопія.

Вступ. Як відомо, у межах Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) локалізуються два основні нафтогазоносні поверхні: під пермською соляною товщею та в межах кам'яновугільних відкладів. Крім традиційних покладів, з останнім пов'язують низку ймовірних нетрадиційних покладів вуглеводнів, що часто супроводжуються пластовими тисками, більшими за гідростатичні, та високими температурами. Це зумовлює зростання інтенсивності вторинних перетворень, вмісних та перекривних порід, призводить до формування зони обмеженого водообміну. Глибоке буріння показало, що такі товщі потребують більш детального вивчення з метою виявлення нових покладів вуглеводнів, у тому числі нетрадиційного типу, а також – для дослідження умов виникнення та прогнозу можливої локалізації зон аномально високих пластових тисків (АВПТ). В.П. Стрижак у своїй статті наголошує (і наводить статистику), що найбільша кількість родовищ, які належать до глибокозалегаючих колекторів, знаходиться у верхньовізейському комплексі – 26 родовищ, із яких 15 відносяться до ніжньовізейсько-турнейського комплексу, далі йдуть серпуховський і девонський (*Стрижак та ін., 2012*). Важливим питанням залишається оцінка інтенсивності й напрямків вторинних перетворень та їхній вплив на колекторські властивості гірських порід на значних глибинах для збільшення ресурсної бази.

Аналіз попередніх досліджень. Аналіз даних із різних нафтогазоносних басейнів світу вказує на те, що формування порожнинного простору колекторів визначається літологічними особливостями порід і тектонічними умовами їхнього залягання й обумовлюється геологічною історією розвитку того чи іншого регіону. Факторами формування вторинних пустот є термодинамічні та геохімічні процеси, що сприяють сидементаційним змінам мінералогічного складу порід (*Worden and Burley, 2009; Dilling et al., 2016; Gong et al., 2017*).

Дослідженнями явища катагенезу (вторинні зміни в породах) в Україні займалися багато науковців. Питання вторинних перетворень вивчали О.Ю. Лукін, Н.М. Страхов, Н.В. Логвиненко та ін. (*Логвиненко и Орлова, 1987; Лукин и Гафич, 2016; Страхов, 1960*). У результаті були виявлені основні регіональні закономірності розвитку катагенетичних змін осадових порід на різних глибинних зрізах. Також було встановлено, що ці регіональні закономірності можуть порушуватись. Зокрема, інтенсивність

вторинних змін залежить не тільки від тисків і температур, що діяли (і діють зараз) на гірські породи, а й обумовлюються рядом зональних та локальних факторів, до яких належать тектонічні умови та їхня еволюція в часі, міграція флюїдів і періоди її інтенсифікації, склад флюїдів та його зміна в часі.

Для детального вивчення деяких зональних закономірностей вторинних змін теригенних порід було обрано територію, що включає чотири просторово зближені газоконденсатні родовища: Західносолохівське, Котелевське, Коломацьке та Березівське, які локалізовані в межах осьової та приосьової зон Центральної частини ДДЗ. Родовища були вибрані за критеріями повноти наявних геофізичних даних, схожості тектонічних факторів формування (солянокупольна тектоніка не мала вагомого впливу на утворення брахіантиклиналей), територіального розташування та локалізації продуктивних горизонтів, попереднього статистичного й систематичного вивчення термобаричних показників та розрахунків коефіцієнтів аномальності пластових тисків.

Метою дослідження є локалізація зони ущільнення порід, що спричинена впливом вторинних фізико-хімічних перетворень, за результатами петрофізичних і геофізичних досліджень у свердловинах (ГДС) у межах ізотерм 110–120 °С. Ізотерми обмежують зону, що вперше виділена співробітниками УкрНДІГазу, як вторинний флюїдотрив. Ця зона розміщується на межі елізійного та термогідратаційного ярусів, що показано на основі вимірювань і розрахункових термобаричних даних (*Зарицький и Зарицкий, 2012; Зарицкий та ін., 2007, 2007*).

Викладення основного матеріалу. Для визначення коефіцієнтів глинистості та пористості гірських порід за даними ГДС було відібрано п'ять свердловин: 200 – Котелевська, 150 – Березівська, 200 – Березівська, 31 – Коломацька та 250 – Західносолохівська.

Свердловина 200 – Котелевська закладена на східній перикліналі Котелевського підняття, що є локальною брахіантиклинальною структурою, у тектонічно ізольованому блоці, з метою вивчення геологічної будови та встановлення нафтогазоносності продуктивних горизонтів візейського ярусу. Фактична глибина свердловини збігається із запроектованою і становить 6200 м; фактично досягнутий горизонт – С_{1v1}. Котелевське підняття в регіональному тектонічному плані розташоване в

центральної частині Дніпровсько-Донецької западини і приурочене до смуги поєднання північної припортової зони з осьовим грабенном.

Найскладніша геологічна будова спостерігається по нижньовізейсько-турнейському структурному підповерху, відклади якого перекривають порушену блоковою тектонікою та галокінезом поверхню девонського розрізу. Такі складні

умови залягання відкладів спричинили різке коливання їхніх товщин від 0–500 м у найбільш припіднятих ділянках і до 1500 м – у занурених. Котелевське підняття по нижньовізейсько-турнейському структурному підповерху в системі локальних структур має досить чітке площинне положення та одночасно з Березівським і Степовим становить єдину валоподібну зону (рис. 1).

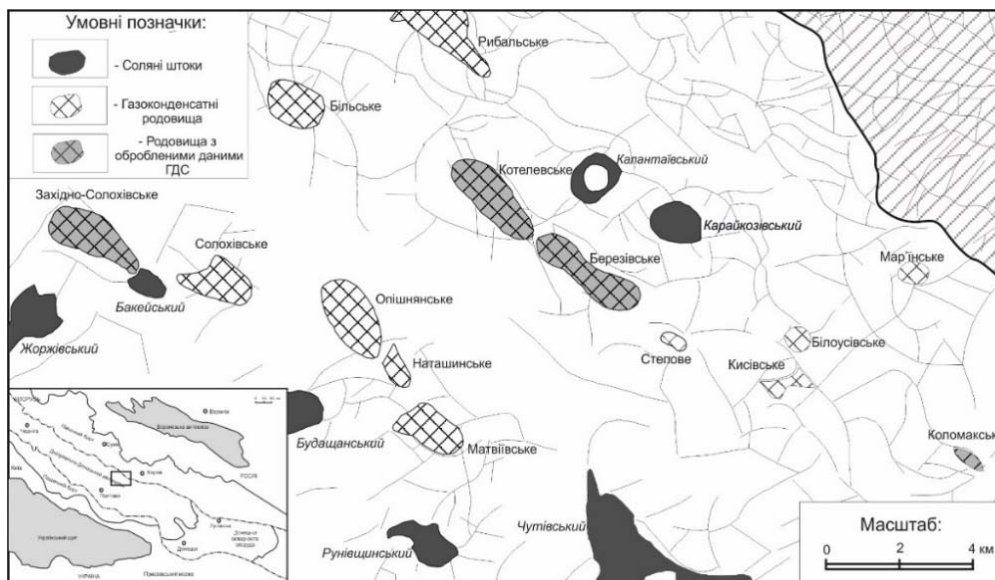


Рис. 1. Оглядова карта досліджуваного регіону

Свердловини Котелевського родовища розкривають повний розріз візейських відкладів, представлених верхнім і нижнім під'ярусами. У складі нижнього під'ярусу виділяється нижня частина розрізу, представлена пісковиками морського генезису, та верхня частина, що складена вапняками із прошарками аргілітів.

Верхньовізейські відклади в обсязі XIIa, XII та XI мікрофауністичних горизонтів (МФГ) представлені перешаруванням пісковиків, алевролітів, аргілітів і вапняків.

Розвідувальна свердловина 200 – Березівська, глибиною 6100 м, яка бурилась з метою розкриття горизонту C_{11} та встановлення перспектив газоносності горизонтів В-25-26 (C_{1v1}), розташована в апікальній частині Західноберезівського склепіння. Разом із розвідувальною свердловиною 150 – Березівська дає нам уявлення про поширення ущільнених порід у розрізі родовища. Свердловина 150 – Березівська пробурена західніше від свердловини 200 – Березівська – у західному склепінні брахіантикліналі, загальною глибиною 6100 м, на той самий проектний горизонт, що й 200 – Березівська (C_{11}).

Березівське підняття розташоване в області переходу до зони центрального грабену. Тектонічна будова цієї частини западини дуже складна; для неї характерна наявність великих валоподібних підняттяв. По поверхні фундаменту структура розташована в найбільш заглибленій західній частині Колонтаївського виступу фундаменту, якому в осадовому комплексі відповідає Котелевсько-Березівський вал, ускладнений підняттями. Ці структури розчленовані на ряд блоків тектонічними порушеннями, які в основному знаходяться у відкладах пермі, верхнього та середнього карбону. У відкладах нижнього карбону прослідковуються регіональні порушення, що ускладнюють північне крило Котелевсько-Березівського валу. Основні продуктивні поклади на родовищі пов'язані з відкладами верхньосерпуховського під'ярусу нижнього карбону (гор. С-5), які залягають в інтервалі глибин 4500–4875 м, та відкладами нижньовізейського під'ярусу

нижнього карбону (гор. В-16), що залягають в інтервалі глибин 5300–5800 м (рис. 2).

Літологічно розріз дуже схожий до розрізу Котелевського ГКР. Нижньовізейський під'ярус представлений в основному теригенними породами, але трапляються вапняки із прошарками аргілітів (XIII МФГ). Верхньовізейські породи являють собою піщано-глинисту товщу.

Розвідувальна свердловина № 31 пробурена на Коломацькому родовищі з метою розвідки верхньосерпуховських відкладів. Фактична глибина свердловини 5644 м.

Коломацьке підняття приурочене до південно-східного продовження Котелевсько-Березівсько-Кисівської групи родовищ. Характерною особливістю тектоніки цієї ділянки є інтенсивна диз'юнктивна дислокованість структур. Родовище приурочене до похованої палеозойської структури – брахіантиклінальної складки захід-північно-західного простягання.

За ступенем проявлення плікативної та розломної тектоніки в розрізі родовища чітко виділяються три структурно-тектонічні поверхи: нижньосерпуховський, верхньосерпуховсько-нижньопермський та мезо-кайнозойський. У розрізі даного дослідження становить інтерес нижньосерпуховський поверх.

Характерною особливістю будови горизонту С-4, що є одним із найперспективніших і приурочений до інтервалу досліджень, є літологічна мінливість. Він складений 120-метровою товщею перешарування пісковиків, алевролітів та аргілітів. Різноманітний літологічний склад свідчить про наявність тут як колекторів, так і покришок для покладів вуглеводнів.

Пошукова свердловина 250 – Західносоложівська пробурена в західній-північно-західній частині однойменного ГКР. Метою її буріння є пошук покладів вуглеводнів у відкладах нижнього карбону та надсоліового девону.

Західносоложівське газоконденсатне родовище розташоване в центральній частині Дніпровського грабена, де знайшли розвиток великі валоподібні підняття. В осадовому чохлі Західносоложівська структура є однією із

локальних структур Солохівсько-Диканського валу, довжина якого близько 70 км, ширина 10–15 км. У його межах у напрямку з північного заходу на південний схід знаходяться Західно-Солохівське, Ковалівське, Сулимівське,

Солохівське, Опішнянське та Матіївське підняття, а по периферії валу – соляні штоки: Жоржівський, Велико-Будищанський, Руновщинський з передтріасовим та Бакейський – з передмосковським рівнем прориву солі.

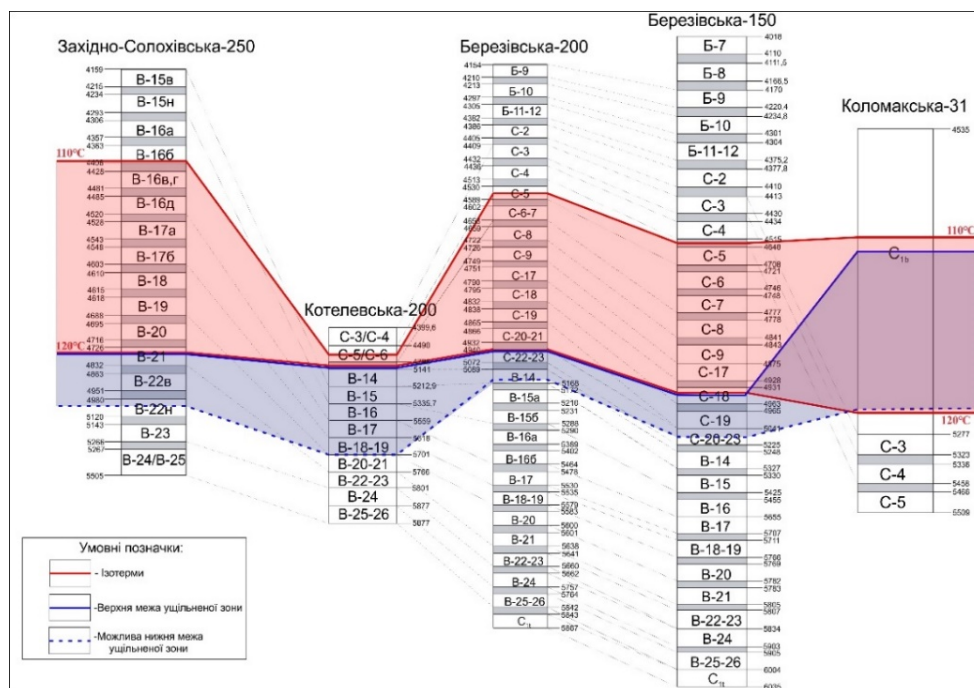


Рис. 2. Схема кореляції продуктивних горизонтів за границями ізотерм і зони ущільнення порід

По відкладах нижнього візе Західно-Солохівська структура має вигляд брахіантиклінальної складки розмірами 3,0 × 1,6 км.

Західно-Солохівська структура є напівзамкненою складкою і відокремлюється від Солохівської складки системою поперечних скидів, які простежуються по всіх горизонтах карбону в районі Бакейського штоку. Структура має асиметричну будову: її північно-східне крило більш полого, а південно-західне – круте. Північна частина Західно-Солохівської складки ускладнена Бакейським соляним штоком (рис. 1). Нижньовізейські відклади Західно-Солохівського родовища майже не вивчені, проте верхньовізейський комплекс у різному обсязі розкритий більшістю свердловин родовища у складі XIIa, XII та XI МФГ. Для верхньовізейської товщі характерне ритмічне перешарування аргілітів, алевролітів, пісковиків і тонких карбонатних горизонтів.

Оскільки йдеться про глибокозалегаючі пласти, то незважаючи на досить простий макросклад, з боку мікроелементного складу породи візейського ярусу є дуже видозміненими за рахунок накладених процесів (катагенетичних перетворень), які могли мати як позитивний, так і негативний вплив на колекторські властивості порід.

Для оцінки катагенетичного впливу на ємнісні характеристики піщано-алевритових порід авторами були використані результати лабораторних петрофізичних досліджень кернавого матеріалу. Мікроскопічні дослідження дозволили встановити певні зміни в мінеральному складі, агрегатному стані мінеральних зерен та їхньої трансформації. Водночас, обмежена кількість зразків керна не дозволила навіть якісно оцінити масштаб ємнісних змін пісковиків та алевролітів уздовж розрізу свердловини (родовища). Лише дані геофізичних досліджень свердловин дозволили дослідити тенденції зменшення пористості порід зі збільшенням глибини, охопити вивченням усі пласти й прошарки та зробити апроксимацію мікроскопічних досліджень на всю територію.

При обробці даних стандартного, радіоактивного та акустичного каротажу було розраховано два основні показники – коефіцієнти глинистості та загальної пористості.

Визначення коефіцієнта пористості виконувалося за стандартною методикою за даними нейтрон-нейтронного та акустичного каротажу. Коефіцієнт глинистості був розрахований за даними ГК із використанням формули Ларіонова:

$$I_{gr} = Vsh = \frac{GR - GR_{min}}{GR_{max} - GR_{min}}$$

де GR – значення ГК в окремому інтервалі; GR_{min} – значення ГК у чистих пісковицях; GR_{max} – значення ГК у чистих глинах; Vsh – об'ємна глинистість.

На планшетах каротажних діаграм (рис. 3) наведено значення коефіцієнта пористості (K_p) для піщано-алевритових пластів із глинистістю менше 20% (праві колонки). Також нанесені криві зміни пластових температур і тиску. Сірим кольором виділені границі "температурного вікна", яке було виділено співробітниками УкрНДІГаз, як межа інтенсивних катагенетичних перетворень, що обмежується ізотермами 110 та 120 °C на основі виміряних та прогнозних температурних даних (Лукин і Гафич, 2016).

Візуально встановити на каротажних діаграмах суттєві зміни пористості саме через вторинні зміни порід практично неможливою. Тому був використаний статистичний аналіз вибірових сукупностей значень пористості зазначених літотипів порід у межах окремих інтервалів глибин.

Для статистичного аналізу були обрані породи одного літологічного типу з метою можливості якісного порівняння впливу катагенетичних перетворень. Зі схеми кореляції продуктивних горизонтів (рис. 2) видно, що всі перетворені/змінені породи належать до різних продуктивних горизонтів, але знаходяться в межах температурного вікна (св. 31 – Коломацька) та нижче нього. Це свідчить про те, що первинні літофаціальні особливості кам'яновугільних відкладів суттєво не впливають на інтенсивність вторинних перетворень.

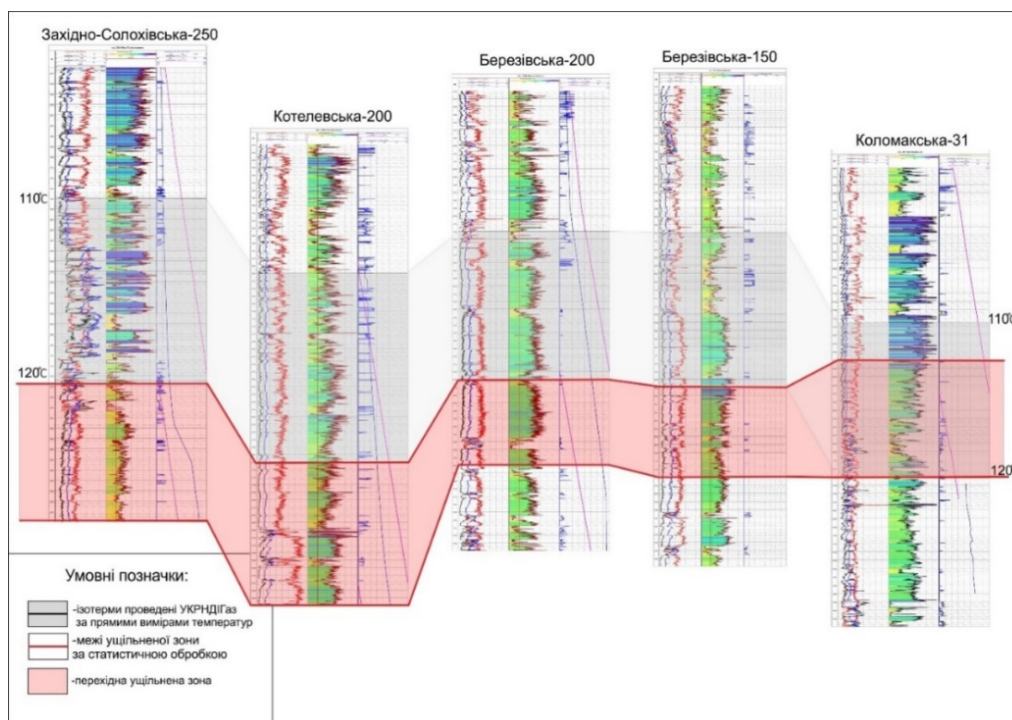


Рис. 3. Виділення ущільненої зони пісковиків за даними розрахунку коефіцієнта пористості

На рис. 4 наведена інформація щодо статистичного розподілу коефіцієнта пористості K_p по окремих інтервалах. Виявлено, що для св. 31 – Коломацька різке зменшення пористості пісковиків і алевролітів якраз приходить на діапазон глибин "температурного вікна" (4860–5140 м). Середнє значення пористості становить усього 0,06; вище по розрізу в сусідньому інтервалі глибин воно дорівнює 0,147. Для свердловин інших досліджуваних родовищ виявляється, що суттєве зменшення K_p (у т.ч. середніх значень) фіксується на глибинах нижче за характерне "температурне вікно". Так, діапазон глибин різкого зменшення пористості: для св. 200 – Березівська, св. 150 – Березівська – 4940–5160 м; для св. 200 – Котелевська – 5400–5700 м. Хоча в останній суттєве зменшення пористості починається вже в межах "температурного вікна" 5100–5400 м. Це дозволило авторам статті відкоригувати межі перехідної ущільненої зони (рис. 2, 3).

Із кореляційної схеми (рис. 2) видно, що ущільнена зона розміщена нижче "температурного вікна", за винятком св. 31 – Коломацька. Це може бути зумовлено багатьма факторами, але ущільненість породи є індикатором того, що вона пройшла вже через стадії початкового літогенезу й піддається катагенетичним змінам.

За Н.В. Логвиненко (Логвиненко і Орлова, 1987), утворення осадових порід – складний, багатостадійний процес, що регулюється фізико-хімічними та термодинамічними умовами середовища, діяльністю біосу (екзогенними факторами), з одного боку, та ендегенними – з іншого (привнесення ендегенної речовини у вигляді продуктів вулканічного виверження, гідротермальних розчинів, газових еманцій та дія теплового потоку).

У процесі утворення та формування осадових порід виділяють такі етапи:

- гіпергенез;
- седиментогенез;
- діагенез;
- катагенез;
- метагенез.

Наведена градація може змінюватись у різних авторів, але загальна закономірність розділення етапів/стадій утворення гірської породи (інтенсивність проявлення

накладених процесів) зберігається. На думку авторів, запропонована вище градація утворення та перетворення осадових порід є найбільш повною та відповідною до умов території досліджень. Головними факторами, що впливали на катагенетичні (пізньодіагенетичні) перетворення є хімічний склад пластового флюїду, температура, тиск і час (Worden and Burley, 2009). Кожна зі стадій має певні термобаричні та фізико-хімічні умови. Найважливішою є стадія катагенезу, коли відбувались найінтенсивніші зміни, що суттєво впливали на ємнісно-фільтраційні властивості порід. Якщо звернутись до градації саме процесу катагенезу, то найбільш доцільним буде використовувати градацію Н.Б. Вассоевича (Вассоевич, 1983), який виділяв ранню, середню та пізню стадії катагенезу, а саме: прото- (ПК1-ПК3), мезо- (МК1-МК5) та апокатагенез (АК1-АК4), які відрізняються одна від одної температурами, тисками та інтенсивністю перетворення порід. Наприклад, стадія мезокатагенезу характеризується температурами від 20 до 250 °С. Особливо цікавою є фаза пізнього катагенезу (Логвиненко і Орлова, 1987), або зони МК3-МК5 (65–250 °С), оскільки цей інтервал температур збігається з головною стадією генерації нафти та газу. Водночас, ущільнена зона, що виникає в інтервалі МК3-МК5 при температурах 110–120 °С (Зарицкий і Зарицкий, 2013), може мати велике значення для формування флюїдотриву – покришки для потенційного покладу вуглеводнів або ж передумовою наявності АВПТ.

Вивчені теригенні породи однозначно належать до зони катагенетичних перетворень. Власне ці зони мали значний вплив на ємнісно-фільтраційні властивості усіх літологічних типів порід. Найяскравіше вони відображаються у карбонатних породах. Тут переважну роль відіграють процеси вилугування, вторинної кальцитізації, доломітизації тощо. (Тунік та Огар, 2017).

У теригенних породах, перехід до зони пізнього катагенезу дуже добре ідентифікується за проявами зон розчинення кварцу, мікροстілолітовими контактами зерен та швами, за інкорпораційними структурами та конформним приляганням зерен одне до одного. При цьому різні типи вторинних перетворень відповідають певним стадіям катагенезу (Осіпова та Єгорова, 2010).

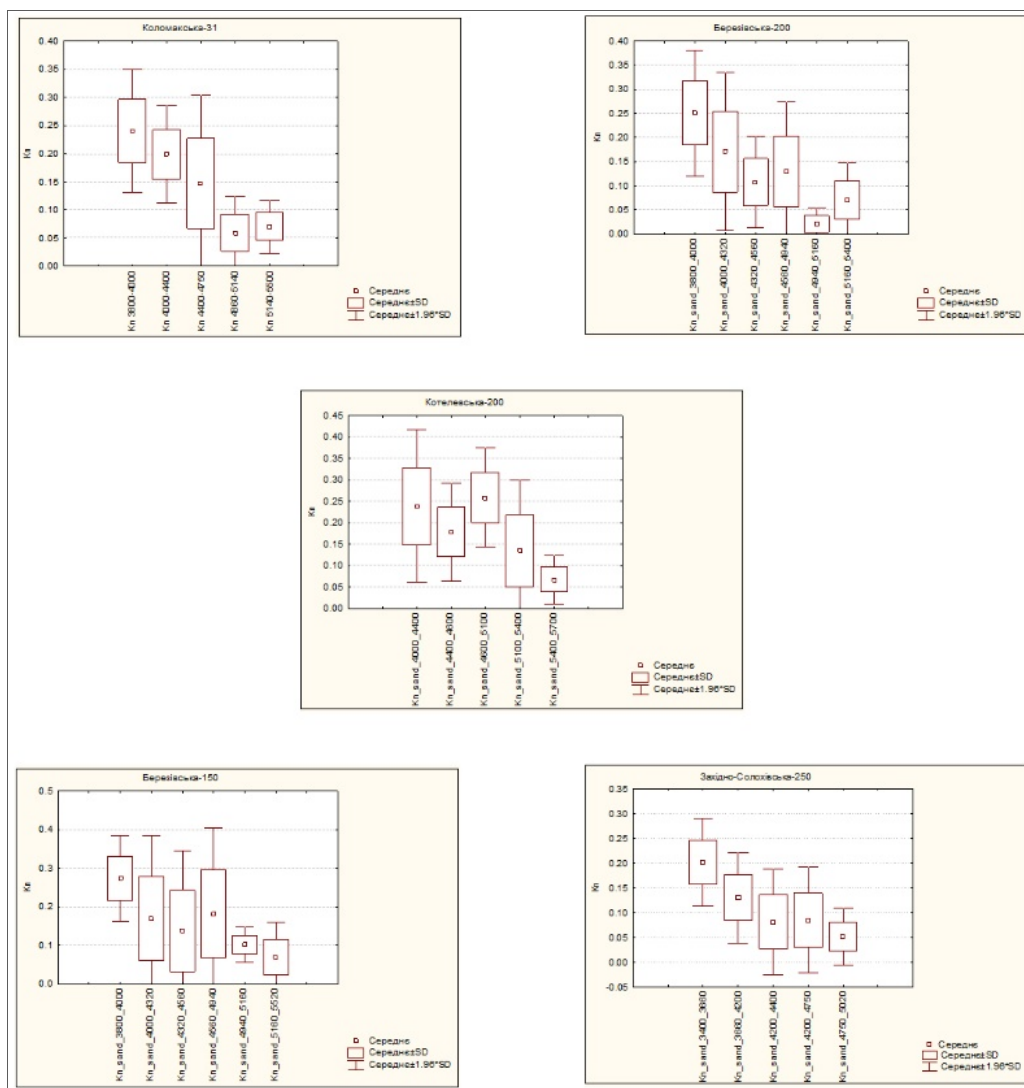


Рис. 4. Статистичні характеристики розподілів значень коефіцієнта пористості піщано-алевритових літотипів

Деякі дослідники наголошують на зв'язку покладів вуглеводнів з колекторами, первинна пористість яких повністю редукована в результаті аутигенної цементації (карбонати, кварц) і спорідненого структурного перетворення, що й робить породу щільною та майже непроникною (Лукін *и др.*, 2011). Відповідно, у температурній зоні, що досліджується, у результаті вторинних перетворень можуть утворюватися як колектори з тріщино-кавернозною пористістю, так і покришки, з повністю редукованою пористістю.

Нами в шліфах було виявлено мінеральні індикатори та вторинні зміни катагенетичної стадії літогенезу. Із раннім етапом катагенезу пов'язано утворення сидериту та каолініту. Спостерігаються окремі агрегати мікрористалічного каолініту (приблизно 5%) і скупчення сидериту в міжзерновому просторі, що можливо мало вплив на погіршення колекторських властивостей (рис. 5, а, г, з). У середньому катагенезі утворилися кальцитові цементи пойкилітового типу та сферокристали сидериту (рис. 5, в, ж). У цьому випадку майже весь первинний цемент замінений добре розкристалізованим кальцитовим цементом. У пізньому катагенезі відбувалася регенерація зерен кварцу. На фотографіях шліфів видно, що більшість (80%) зерен мають регенераційну кайму, що виникла одночасно з їхнім розчиненням (рис. 5, д, е). Приблизно 50% кварцевих зерен зазнали інтенсивного розчинення (первинної форми зерна не спостерігається; зерно кварцу виглядає таблитчасто та не має суцільного хвилястого

загасання, що характерно для цілісних зерен), 20% – середнього та слабого розчинення (видно первинну форму зерна). Приблизно 10% кварцевих зерен залишились стабільними й не змінилися. (рис. 5, а, б, ж).

У даній статті наведені найбільш показні приклади, що носять точковий характер, проте тренд наведених змін дуже добре прослідковується та корелюється між собою по глибині та латералі.

Вивчення шліфів теригенних порід під поляризаційним мікроскопом показало, що найбільших змін породи зазнали в температурній зоні 110–120 °С, що підтверджується стандартним комплексом лабораторних досліджень для оцінки ємнісних властивостей порід колекторів і загалом даними ГДС.

Проте у теригенних породах вторинна пористість утворюється здебільшого внаслідок зміни структури та меншою мірою – перетвореннями цементу. У ДДЗ вторинні зміни кам'яновугільних відкладів відіграють одну з найважливіших ролей при формуванні як колекторів, так і покришок (Смехов *и Дорофеева*, 1987).

Із планшетів геофізичних досліджень (рис. 3) видно, що межі температурної зони 110–120 °С, яка виділена співробітниками УкрНДІГаз, не є повністю задовільними й точними, оскільки не відповідають чітким стрибкоподібним змінам колекторських властивостей порід. Імовірно, у даному випадку також мають вплив палеотемператури та підняття-опускання території, що відбувались

у процесі тектонічного формування території. Після проведення статистичної обробки даних ГДС (рис. 4) був отриманий інший інтервал зі значно погіршеними ємнісними властивостями, що локалізується нижче температурного вікна, виділеного за методикою УкрНДІГаз. Як

наслідок, є доцільним скоригувати межі так званого "температурного вікна" відповідно до отриманих нових даних дослідження (табл. 1).

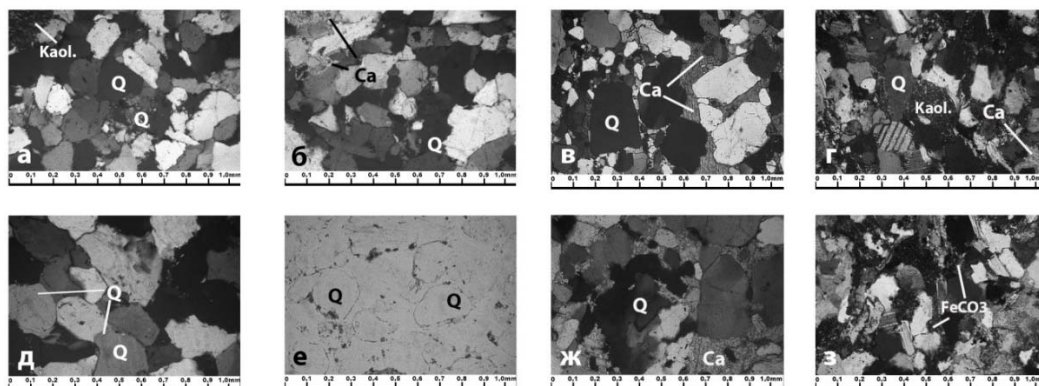


Рис. 5. Вторинні зміни в пісковиках нижньовізейського комплексу:

а, б – пісковики дрібнозернисті зі св. 200 – Котелевська, 5844,1 м, гор. В-23; розчинення зерен кварцу та утворення вторинного каолініту (а), карбонатизація (б) – $\times 10$ (схрещені ніколі); в, ж – пісковики дрібнозернисті зі св. 200 – Котелевська, 6067,1 м, гор. В-24-26; розчинення зерен кварцу (ж) та утворення кальцитового цементу пойкилітового типу (в) – $\times 10$ (схрещені ніколі); г, з – пісковики дрібнозернисті зі св. 31 – Коломацька, 5351,1 м, гор. С-4; утворення вторинного каолініту (г) та сидериту (з) – $\times 10$ (схрещені ніколі); д, е – пісковики різнозернисті зі св. 200 – Котелевська, 5571,4 м, гор. В-16; утворення регенераційної кайми по зернах кварцу – $\times 10$ (схрещені та паралельні ніколі)

Таблиця 1

Свердловина	Глибини локалізації ізотерм 110–120 °С		Автори статті	
	УкрНДІГаз			
	110 °С	120 °С	палеотемпература 110 °С	палеотемпература 120 °С
250 – Західносолохівська	4400	4750	4750	5020
200 – Котелевська	4600	5100	5400	5700
150 – Березівська	4560	4940	5160	5520
200 – Березівська	4560	4940	4560	5160
31 – Коломацька	4770,8	5143,3	4860	5140

З порівняльної таблиці (табл. 1) видно, що межі зони ущільнення або незначно зміщені, як у випадку зі свердловиною 31 – Коломацька, або зміщені на сотні метрів (св. 200 – Котелевська). Така розбіжність скоріш за все обумовлена впливом палеотемператур, які не збігаються із сучасними значеннями.

Ізотерму 110 °С, або верхню межу зони катагенетичних перетворень, можна не змінювати й погодитись із колегами з науково-дослідницького інституту та пояснити таку відмінність у перетвореннях нестачею часу дії сучасних температур, тому що фактор часу також є одним із найважливіших у процесах вторинних перетворень. Але нижня межа має бути зміщена.

Висновки. Зважаючи на дискусійність питання щодо проведення меж ущільненої в результаті вторинних процесів товщі, автори вважають недоцільним використання окремо статистичних та геологічних методів. Неможливо розрахувати лише математично та прогнозувати ті чи інші температури та зміни, що відбувались на конкретній глибині без спільного аналізу геологічної будови, історії розвитку, лабораторних досліджень ємнісних властивостей та мікроскопічного вивчення порід у прозорих шліфах. Так само неможливо виділити зону катагенетичного ущільнення лише за даними ГДС. Додатково слід розрізняти загальні підходи та критерії проведення ізотерм. Це можуть бути лише сучасні температури чи тільки палеотемператури, або сучасні з палеотемпературами разом. На думку авторів, використання найбільшої кількості критеріїв при оцінці стрибкоподібних змін колекторських властивостей при прогнозуванні можливого виникнення АВПТ є найдоцільнішим. Тому перехідну зону вторинних перетворень слід розширити від верхньої межі, виділеної за

методикою УкрНДІГаз, до нижньої межі, запропонованої авторами статті. Не менш доцільним є окремий аналіз товщі за інтенсивністю впливу накладених перетворень та визначення ємнісно-фільтраційних (породи-колектори) або екрануючих властивостей (покришки), необхідних для формування пасток вуглеводнів.

Список використаних джерел

- Вассоевич, Н.Б. (1983). Стадии литогенеза. Справочник по литологии (с. 85-96). Москва: Недра.
- Зарицкий, А.П., Зарицкий, П.В. (2013). Зональные особенности нефтегазонакопления Днепровско-Донецкой впадины. *Вісник Харківського Національного Університету, Серія "геологія – географія – екологія"*, 39 (1084), 71-75.
- Зарицкий, О.П., Зіненко, І.І., Лизанець, А.В., Бенько, В. М. (2007). Спосіб прогнозування положення зони аномально високих пластових тисків. *Патент UF21316 MPK(2006) E 21B 47/00 E 21B 47/06 g 01 V 9/00 від 15.03.2007*.
- Зарицкий, О.П., Зіненко, І.І., Лизанець, А.В., Бенько, В.М. (2007). Спосіб попередньої оцінки величини аномально високих пластових тисків у нафтогазоносних басейнах. *Патент UA22315 MPK(2006) E 21B 47/00 E 21B 47/06 g 01 V 9/00 від 25.04.2007*.
- Зіненко, І.І., Зарицкий, О.П. (2006). Наукове обґрунтування прогнозного розподілу пластових тисків і температур на площах і родовищах на етапі проектування ПРР. *Звіт з НДР (заключний) за договором 100 УГВ 2006-2006 (34.101/2006-2006)*. Харків: УкрНДІГаз.
- Логвиненко, Н. В., Орлова, Л. В. (1987). Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Ленинград: Недра
- Лукин, А.Е., Гафич, И.П. (2016). О генезисе вторичных коллекторов нефти и газа на сверхбольших глубинах. *Доповіді Національної академії наук України*. (7), 86-94. DOI: doi.org/10.15407/dopovidi2016.07.086
- Лукин, А.Е., Щукин, Н.В., Лукина, О.И., Пригарина, Т.М. (2011). Нефтегазоносные коллекторы глубокозалегающих нижнекаменноугольных комплексов центральной части Днепровско-Донецкой впадины. *Геофизический журнал*, 33(1), 2-27.
- Осипова, Е.Н., Ежова, А.В. (2010). Влияние катагенетических преобразований на коллекторские свойства пласта Ю11 Хвойного нефтяного месторождения. *Известия Томского политехнического Университета. Инженерия георесурсов*, 317(1), 105-109.

10. Смахов, Е.М., Дорофеева, Т.В. (1987). Вторичная пористость пород-коллекторов нефти и газа. Ленинград: Недра.

11. Страхов, Н.М. (1960). Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. Основы теории литогенеза. Москва: Издательство АН СССР.

12. Стрижак, В.П., Стрижак, Л.І. та Вакарчук С.Г. (2012). Потенціал глинистих горизонтів східного нафтогазоносного регіону (на прикладі Центральної частини Дніпровсько-Донецької западини). *Збірник наукових праць "Проблеми нафтогазової промисловості"*, (1), 54-58.

13. Тунік, О.В., Огар, В.В. (2017). Вторинні зміни візейських карбонатних порід у проізоєсовій зоні Дніпровсько-Донецької западини (Котельвсько-Березівський та Солохівсько-Диканський вали). *Науковий Вісник Івано-Франківського національного технічного університету нафти та газу*, 42(1), 7-16.

14. Dillinger, A., Ricard, L. P., Huddleston-Holmes, C. and Esteban, L. (2016). Impact of diagenesis on reservoir quality in a sedimentary geothermal play: a case study in the Cooper Basin, South Australia. *Basin Res*, 28: 252-272. doi:10.1111/bre.12109

15. Gong, X., Shi, Z., Wang, Y., Tian, Y., Li, W., & Liu, L. (2017). Characteristics and origin of the relatively high-quality tight reservoir in the Silurian Xiaohaba Formation in the southeastern Sichuan Basin. *PLoS ONE*, 12(7), e0180980. <http://doi.org/10.1371/journal.pone.0180980>

16. Worden, R. H., Burley, S. D. (2009). Sandstone Diagenesis: The Evolution of Sand to Stone. In Burley, S. D. and Worden, R. H. (Eds). *Sandstone Diagenesis*. doi:10.1002/9781444304459.ch

References

1. Dillinger, A., Ricard, L. P., Huddleston-Holmes, C. and Esteban, L. (2016). Impact of diagenesis on reservoir quality in a sedimentary geothermal play: a case study in the Cooper Basin, South Australia. *Basin Res*, 28: 252-272. doi:10.1111/bre.12109

2. Gong, X., Shi, Z., Wang, Y., Tian, Y., Li, W., & Liu, L. (2017). Characteristics and origin of the relatively high-quality tight reservoir in the Silurian Xiaohaba Formation in the southeastern Sichuan Basin. *PLoS ONE*, 12(7), e0180980. <http://doi.org/10.1371/journal.pone.0180980>

3. Logvinenko, N., & Orlova, L. (1987). Sedimentary rocks formation and alteration on the continent and in the ocean. *Leningrad: Nedra*. [In Russian]

4. Lukin, A., Schukin, N., Lukina, O., & Prigarin, T. (2011). Deep-seated Low Carboniferous in the central part of Dnieper-Donets depression. *Geophysical Journal*, 33(1), 2-27 p. [In Russian]

5. Lukin, A., & Gafich, I. (2016). On the genesis of secondary reservoirs of oil and gas at superdeep depths. *Reports of National Science Academy*, (7), 86-94. DOI: doi.org/10.15407/dopovid2016.07.086. [In Russian]

6. Osipova, Y., & Yegova, A. (2010). Catagenesis alterations effect on the filtration capacity properties of J11 layer of Hvoynoye oil deposit. *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*, 317(1), 105-109. [In Russian]

7. Smehov, Y., Dorofeyeva, T. (1987). Secondary porosity of petroleum reservoir rocks. *Leningrad: Nedra*. [In Russian]

8. Strahov, N. (1960). Types of lithogenesis and its propagation over Earth's surface. In *Basics of lithology*. Moscow: Science Academy of USSR. [In Russian]

9. Strygak, V., Strygak, L., & Vakarchuk, S. (2017). Prospects of deep-seated formation in the eastern oil and gas bearing region (in the case of the central part of the Dnieper-Donets depression). *Collection of scientific works "Problems and prospects of the oil and gas industry"*, (1), 54-58. [In Ukrainian]

10. Tunik, O., & Ogar, V. (2017). Secondary alterations of Visean carbonate rocks in the preaxial zone of the Dnieper-Donets depression (Kotyleva-Berezivka and Solokha-Dykanska rampart). *Scientific Bulletin Ivano-Frankivsk National Technical University of Oil and Gas*, 42(1), 7-16. [In Ukrainian]

11. Vassoyevich, N. (1983). Lithogenesis Stages. In *Reference book of lithology* (pp. 85-96). Moscow: Nedra. [In Russian]

12. Worden, R.H. and Burley, S.D. (2009). Sandstone Diagenesis: The Evolution of Sand to Stone. In Burley, S.D. and Worden, R.H. (Eds). *Sandstone Diagenesis*. doi:10.1002/9781444304459.ch

13. Zaritskyi, O., & Zaritskyi, P. (2013). Zonality of oil and gas accumulations within Dnieper-Donets depression. *Visnyk of V.N. Karazin Kharkiv National University, Series "Geology. Geography. Ecology"*, 39(1084), 71-75. [In Russian]

14. Zarytskyi, O., Zinenko, I., Lizanets, A., Benko, V. (2007). Method of abnormally pressured zone prediction. Patent UF21316 MPK(2006) E 21B 47/00 E 21B 47/06 g 01 V 9/00 from 15.03.2007. [In Ukrainian]

15. Zarytskyi, O., Zinenko, I., Lizanets, A., Benko, V. (2007). Method of prior abnormal pressure magnitude estimation within oil and gas bearing basin. Patent UA22315 MPK(2006) E 21B 47/00 E 21B 47/06 g 01 V 9/00 from 25.04.2007. [In Ukrainian]

16. Zinenko, I., Zarytskyi, O. (2006). Scientific evidences of formation pressures and temperatures distribution within oil and gas bearing fields and areas during exploration works. *Research report (final) on the agreement 100 UGV 2006-2006 (34.101/2006-2006)*. Kharkiv: UkrNDIGaz. [In Ukrainian]

Надійшла до редколегії 25.05.18

O. Karpenko, Dr. Sci. (Geol.), Professor,

E-mail: karpenko.geol@gmail.com,

O. Tunik, PhD student, E-mail: alyonatunik1@gmail.com

Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology

90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine

REFINEMENT OF THE INTERVAL WITH ABRUPT CATAGENETICAL ALTERATIONS OF THE SEDIMENTARY ROCKS IN SOME OIL AND GAS FIELDS IN DDB

The article elaborates on the topic about abrupt catagenetical alterations in sedimentary rocks and postulates the topicality and problematics of the study during exploration of new and already existing oil and gas deposits. The goal of the research is the identification of compacted zone which was formed under secondary physical and chemical processes within 110–120 °C temperature interval (including possible paleotemperature effect).

To get the most qualitative/comprehensive results, integrated analysis of lithology, petrophysical characteristics of cored intervals in the slide sections and geological information has been done by the authors. Essential part of the article is devoted to the methodology, study description and interpretation of outcome results. Four gas condensate fields were chosen based on their similarity. They have similar tectonic, structural, generation and accumulation conditions and all of them are located in the axial and pre-axial zone of the central part of Dnieper-Donets basin. After well log data processing and precise microscopy study of slide sections, the authors concluded that 110–120 °C temperature surfaces, which frame compacted and altered zone (identified by the Ukrainian Research Institute of Gas), have to be shifted according to new research findings.

Practical value of this work is to identify compacted and decompact zones at a great depth, which can be an indirect indicator of traps existence for hydrocarbons and possible manifestations of abnormal pressures.

Keywords: catagenesis, Lower Carboniferous, sandstone, siltstone, hydrocarbons, well logging, microscopy.

A. Карпенко, д-р геол. наук, проф.,

E-mail: karpenko.geol@gmail.com,

O. Тунік, асп., E-mail: alyonatunik1@gmail.com

Київський Національний Університет імені Тараса Шевченка

ул. Васильківська, 90, г. Київ, 03022, Україна

УТОЧНЕНИЕ ГРАНИЦ СКАЧКООБРАЗНЫХ КАТАГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД НА ПРИМЕРЕ ОТДЕЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ ДДВ

Рассмотрены актуальность и проблематика изучения вторичных изменений осадочных пород при поиске новых и изучении уже известных залежей углеводородов. Целью исследования является выделение зоны уплотненных пород, которая сформировалась под влиянием вторичных физико-химических преобразований в пределах изотерм 110–120 °C (включая возможное влияние палеотемператур).

При выполнении поставленного задания были применены комплексные исследования состава пород в прозрачных шлифах, их петрофизических характеристик и геологической информации для достижения наиболее качественного (достоверного) результата. Основная часть статьи посвящена методике и описанию хода исследования, обработке полученных данных. Для изучения были выбраны четыре газоконденсатных месторождения, сходных по геологическим условиям, которые локализируются в Центральной части Днепровско-Донецкой впадины, в её осевой и приосевой зонах. После анализа данных ГИС и результатов микропетрографических исследований кернового материала, авторы пришли к выводу, что границы интервалов с заметными катагенетическими изменениями, которые были выделены по методике УкрНИИГаз, должны быть существенно смещены в соответствии с полученными результатами.

Практическая значимость работы состоит в выявлении уплотненных и разуплотненных зон на больших глубинах, что может косвенно указывать на наличие дополнительных ловушек для углеводородов или свидетельствовать о возможных проявлениях аномально высоких пластовых давлений.

Ключевые слова: катагенез, нижний карбон, песчаники, алевролиты, углеводороды, ГИС, микроскопия.

УДК 550.382.3

О. Круглов¹, канд. геол. наук, ст. наук. співроб.,

E-mail: alex_kruglov@ukr.net

О. Меньшов², д-р геол. наук, ст. наук. співроб.,

E-mail: menshov.o@ukr.net

Є. Улько¹, канд. екон. наук, ст. наук. співроб.,А. Кучер¹, канд. екон. наук, зав. сектору,П. Назарок¹, наук. співроб.¹ННЦ "Інститут ґрунтознавства та агрохімії імені О.Н. Соколовського"

вул. Чайковська, 4, м. Харків, Україна;

²Київський національний університет імені Тараса Шевченка

ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

ІНДИКАЦІЯ ЕРОЗІЙНИХ ПРОЦЕСІВ У ҐРУНТОВОМУ ПОКРИВІ ХАРКІВСЬКОЇ ОБЛАСТІ ЗА МАГНІТНИМИ ДАНИМИ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук, проф. П.О. Міненком)

При формуванні системи нових земельних відносин в Україні, а також в умовах євроінтеграції, сільськогосподарські землі потребують оновлення методичних підходів із ґрунтоохоронного моніторингу, які, у свою чергу, направлені на підвищення точності досліджень та здешевлення їхньої вартості. Серед таких ефективних інструментів пропонується застосування магнетизму ґрунтів для вивчення ерозійних процесів. Упровадження магнітних методів на рівні технології пов'язане з методичними проблемами: формою та густотою мережі опробувань, достовірністю статистичного зв'язку. Об'єктом дослідження виступили ерозійні процеси ґрунтового покриття на території полігону в межах земель Русько-Тишківської селищної ради (Харківська обл.). Було використано польові, науково-пошукові, статистичні, лабораторні та картографічні методи. Показники магнітної сприйнятливості (МС) і вмісту гумусу (Г) були одержані для зразків ґрунтів із трьох шарів розрізу (0–10, 10–20 та 25–40 см). Було сформовано послідовність показників, систематизовано числові значення МС 1, МС 2, МС 3 та Г 1, Г 2, Г 3. Виявлено, що показник вмісту гумусу характеризується більшим ступенем варіації, ніж магнітна сприйнятливість. Вибіркові дані мають більш щільний розподіл порівняно з показником вмісту гумусу за всіма горизонтами ґрунту. Порівняння досліджуваних показників за величиною відносною граничної похибки вибірки встановило, що більш достовірні результати спостерігаються для магнітної сприйнятливості, оскільки граничні похибки вибірки за всіма горизонтами ґрунту є меншими, ніж для вмісту гумусу. У статті широко застосовувалися статистичні тести на перевірку однорідності сукупності відібраних польових даних. Згідно з Т-критерієм Крамера – Велча для всіх вибірок, крім МС 3, виконується вимога щодо однорідності математичного сподівання. Кореляційний аналіз вибірок показав, що найменші коефіцієнти рангової кореляції Спірмена виявлені в парі Г 1 і МС 1 та в парі Г 1 і МС 3, які відповідно становлять 0,697 і 0,641. МС і вміст гумусу проявляють достатньо високий ступінь зв'язку, який простежується для різних генетичних горизонтів.

Ключові слова: ґрунти, магнітна сприйнятливість, ерозія.

Вступ. Питання індикації проявів ерозійних процесів завжди було одним із головних у цілій низці дисциплін: ґрунтознавство, землеустрій, землеробство, економіка природокористування тощо. Визначення ступеня змитості ґрунту важливе для суб'єктів господарювання. При цьому рослинництво на еродованих землях потребує особливих режимів внесення добрив і пестицидів. Зацікавленість землевпорядників полягає в коректному складанні проектів господарського землеустрою. Слід відзначити, що змиті відміни ґрунтів переважно не входять до списку особливо цінних, а, отже, мають спрощений процес трансформації сільськогосподарських угідь і зміни цільового призначення земель.

Градація ґрунтів на відміни: незмиті, слабкозмиті, середньозмиті та сильнозмиті базується на визначенні скорочення гумусового профілю порівняно з незмитим еталоном (Булыгин и др., 1998; Орлов и Танасиенко, 1985; Сурмач, 1992). Таке скорочення діагностують шляхом закладання ґрунтових розрізів або відбору ґрунтових колонок буром. Є альтернативний варіант, за якого ступінь змитості визначається за вмістом гумусу у верхньому шарі ґрунту.

Усі вказані методи мають ряд суттєвих недоліків: вони розроблені для роботи з великими земельними масивами. Проте в результаті проведення земельної реформи в аграрному секторі з'явилися різноманітні форми господарювання, у тому числі багато малих за площею бізнес-структур. За наявних методик проведення досліджень вони характеризуються низькими показниками деталістості та експресності, високою вартістю (Меньшов та ін., 2012; Kruglov and Menshov, 2017). Також виникає потреба в залученні висококваліфікованих кадрів.

Одним із шляхів вирішення зазначеного вище завдання є застосування одного з методів магніторозвідки, а саме визначення питомої магнітної сприйнятливості (МС) орного (верхнього) горизонту сільськогосподарських земель. Попри численні спроби довести метод до рівня технології проблема на теперішній час залишається

до кінця не вирішеною, застосування МС для визначення еродованості ґрунтів агроценозу стикається з недостатнім вивченням як самого зв'язку МС та вмісту гумусу в ґрунті, так і проблемами, що пов'язані з формою та щільністю мережі відбору, способами відбору зразка (Меньшов та ін. 2017).

Підвищенню ефективності інтерпретації отриманої інформації сприяє все ширше застосування магнітних досліджень ґрунтового покриття в Україні (Меньшов, 2016) та за її межами (Jordanova et al., 2014; Jakšik et al., 2016). Крім того, важливим лишається питання розробки природного та техногенного сигналів (Banzi et al., 2017), особливо у контексті завдання сталого розвитку важкої промисловості України (Filonenko, 2018).

Мета роботи – дослідити зв'язок МС, вмісту гумусу та еродованості на прикладі одного з найбільш поширених ґрунтів Лісостепової зони – чорнозему типового, обґрунтувати глибину відбору зразка, показати деякі аспекти інформативності застосування МС. Для вирішення даного завдання було заплановано виконати такі дослідження:

1. Дослідити репрезентативність вибірок за показниками МС та вмісту гумусу орного шару ґрунту (0-25 см) та підорного (30-40 см) горизонту.

2. Виявити характер просторового розподілу та взаємозв'язки між вмістом гумусу, МС та ерозійним індексом.

Об'єкти та методи. Під час підготовки роботи було задіяно польові, науково-пошукові, статистичні, лабораторні та картографічні методи. За відсутності картографічних матеріалів щодо еродованості ґрунтів ділянки досліджень використовували картограму індексу ерозійної небезпеки (КЕН) території Іе, що показує відношення швидкості водного потоку (під час випадіння злив) у цій точці до максимальної нерозмивної швидкості для відповідного ґрунту (Куценко та Тімченко, 2016):

$$I_e = \frac{v}{v_p}, \quad (1)$$

де v – швидкість водного потоку (середня або донна), м/с; v_p – розмивна швидкість водного потоку (середня або донна), м/с.

У роботі використано шкалу індексу ерозійної небезпеки, запропоновану М.В. Куценком (табл. 1):

Таблиця 1

Шкала оцінки ерозійної небезпеки земель	
Інтервали I_e	Оцінка ерозійної небезпеки
0,0 – 0,5	Ерозійно-безпечні землі
0,5 – 1,0	Умовно ерозійно-безпечні землі
1,0 – 1,5	Допустимо ерозійно-небезпечні землі
1,5 – 2,0	Ерозійно-небезпечні землі
> 2,0	Надмірно ерозійно-небезпечні землі

Під час нашого дослідження використовувалися методики відбору ґрунтових проб за ДСТУ 4287:2004 та визначення вмісту гумусу за ДСТУ 4289:2004, параметр питомої магнітної сприйнятливості (Evans and Heller, 2003), коефіцієнт ерозійної небезпеки визначали за М.В. Куценком (Куценко та Тімченко, 2016). Визначаючи статистичні показники, автори користувались стандартним програмним продуктом Statistica®, візуалізацію результатів дослідження було проведено в середовищі MapInfo.

Об'єктом дослідження обрано ґрунтовий покрив на території умовного полігону в межах земель Русько-Тишківської селищної ради (Харківський район Харківської області), який представлений катенарним рядом чорноземів типових. Досліджувані землі використовують у польовій сівозміні без технологічних обмежень. Проби відбирали восени, невдовзі після проведення основного обробітку ґрунту (дискування на глибину до 15 см з посівом озимої пшениці без внесення мінеральних добрив), тобто за умови максимально можливої польової гомогенності оброблюваного шару. На ділянці відсутні ускладнення галоморфної або гідроморфної природи. Проби

ґрунту були відібрані за схемою, зображеною на рис. 1, із трьох шарів (0–10, 10–20 та 25–40 см).

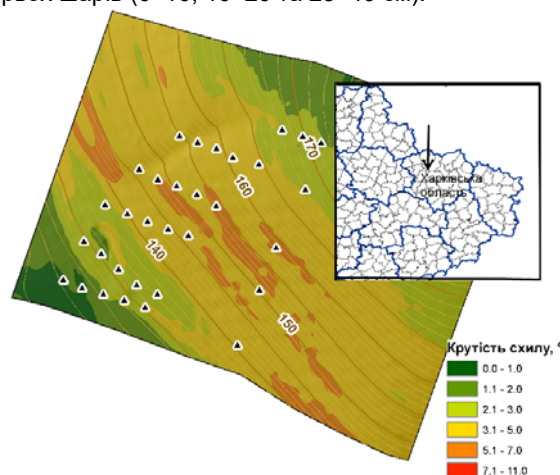


Рис. 1. Схема відбору зразків ґрунтового покриву ділянки спостережень та картограма ухилів поверхні

Результати та їх обговорення. Згідно з результатами досліджень Л. Смирнкової зі співавторами, використання профільного відбору проб ґрунту для визначення вмісту гумусу дозволяє більш надійно локалізувати еродованість (змитість) (Смирнова і др., 2011). Відповідно, за нерегулярною сіткою було відібрано із трьох шарів проби ґрунту, для яких у лабораторних умовах було визначено вміст гумусу (Г 1, Г 2 та Г 3) та МС (МС 1, МС 2 та МС 3). Додатково для визначення ерозійного статусу території місць відбору проб було визначено КЕН I_e за формулою 1.

На першому етапі досліджували числові статистичні характеристики одержаних вибірок. Основні результати показано в табл. 2, 3 та 4.

Таблиця 2

Описові статистичні характеристики масивів даних

Показник	Вміст гумусу, %			МС, 10^{-8} м ³ /кг			КЕН (I_e)
	Г 1	Г 2	Г 3	МС 1	МС 2	МС 3	
Число спостережень	32	32	32	32	32	32	32
Середнє арифметичне	3,23	3,25	2,80	72,3	72,1	64,8	1,80
Мода	п/м	п/м	2,70	п/м	п/м	67,5	п/м
Максимальне значення	4,41	4,41	4,24	107,4	96,7	94,4	2,76
Мінімальне значення	2,24	2,03	1,17	51,9	51,4	22,2	1,09
Медіана	3,17	3,19	2,78	70,4	70,9	70,0	1,82
Стандартне відхилення	0,53	0,54	0,79	10,1	8,6	17,1	0,32
Коефіцієнт варіації, %	16,2	16,3	27,6	13,7	11,7	25,9	17,3
Гранична похибка вибірки ($p=0,95$), %	5,6	5,6	9,6	4,8	4,0	9,0	6,0

Як видно з таблиці, відібрані масиви даних (табл. 2) для двох верхніх горизонтів відбору характеризуються середніми значеннями варіативності ознаки, які між собою залишаються близькими. Так, за вмістом гумусу першого та другого горизонту (Г 1 та Г 2) їхнє середньоарифметичне значення становить відповідно 3,23% та 3,25%. Аналогічно, незначне відхилення за цим самим показником спостерігається і для магнітної сприйнятливості (МС 1 та МС 2) або $72,3 \times 10^{-8}$ м³/кг та $72,1 \times 10^{-8}$ м³/кг відповідно. Слід зазначити, що для двох верхніх горизонтів за вмістом гумусу та магнітної сприйнятливості близькими залишаються значення й деяких інших статистичних показників, таких як медіана, коливання від мінімального до максимального значення, стандартне відхилення, коефіцієнт варіації та гранична похибка вибірки. Проте зовсім інші результати одержано за двома показниками в нижньому горизонті ґрунту (Г 3 та МС 3). Для нього спільним є не лише зменшення числових характеристик порівняно з двома верхніми горизонтами ґрунту, а й відмічається одночасне підвищення варіативності досліджуваних

ознак. Тобто про збільшення дисперсії цих показників у нижньому горизонті свідчить стандартне відхилення, коефіцієнт варіації та гранична похибка вибірки. Отже, стандартне відхилення, яке показує величину абсолютної варіації ознаки у вибірці та вимірюється в тих же одиницях, що й вибіркові показники, матиме кращі оцінні значення, якщо буде зменшуватися. Тому за досліджуваними вибірковими ознаками (показниками) виявлено, що варіація підвищиться з глибиною відбору проб.

За величиною коефіцієнта варіації досліджувані показники перебувають у допустимих межах, тому вони можуть вважатися як однорідні, без істотних відхилень або, якщо аналізувати їхню однорідність, не перевищують величини розсіювання в 33%. Вибіркові дані за магнітною сприйнятливістю мають щільніший розподіл ніж за вмістом гумусу, а тому це варто враховувати як одну з потенційних переваг під час індикації проявів ерозійних процесів.

Окремо слід відзначити й характеристику надійності розподілу досліджуваних показників за вибірковими ознаками досліджуваного об'єкта. Для взаємного

порівняння показників ми обчислили відносну граничну похибку вибірки, яка враховує надійність розподілу t-Стюдента за умов двостороннього інтервалу за ймовірності 0,95. Це певний інтервал довіри, у якому досліджувана вибіркова ознака набирає значення від нижньої межі до верхньої з урахуванням надійності такого розподілу. Відтак, як свідчать дані табл. 2, кращі результати спостерігаються для магнітної сприйнятливості, оскільки їхні граничні похибки вибірки за всіма горизонтами ґрунту виявилися меншими, ніж для вмісту гумусу.

Статистична оцінка вибірки для індексу ерозійної небезпеки (табл. 2) свідчить про загально допустимі значення цього показника з позитивними характеристиками. Так, при середньому значенні цього показника, який становить 1,80, медіана не істотно відхиляється від нього й становить 1,82, що є досить близьким показником. Величина індексу ерозійної небезпеки за об'єктом досліджень

змінювалася від найменшого – 1,09 до найбільшого – 2,76, що підкреслює доволі динамічні процеси на одній ділянці. Допустимою є й величина коефіцієнта варіації – 17,3%, яка підкреслює, незважаючи на динамічність процесу змиву ґрунту, що одержані дані за цим показником є однорідною вибіркою. При цьому інтервал довіри, про який свідчить гранична похибка вибірки ($p=0,95$), становить 6%. Тобто вибіркові дані індексу ерозійної небезпеки з ймовірністю 95% перебувають у межах 6% порівняно із середнім (арифметичним), що не істотно відрізняється від інших оцінюваних показників.

Важливий крок (етап) щодо оцінки вибірових ознак (показників) полягає в обчисленні асиметрії та ексцесу, а також виявлення відповідності їх до закону нормального розподілу (табл. 3 і 4).

Таблиця 3

Оцінка досліджуваних вибірових рядів на відповідність їх щодо закону нормального розподілу за асиметрією

Вибірковий ряд (показник)	Асиметрія (A_s)	Похибка асиметрії (σ_A)	Співвідношення ($ A_s /\sigma_A$)	Характеристика асиметрії розподілу	Висновок за відповідністю щодо закону нормального розподілу
Г 1	0,507	0,414	1,2	правостороння, висока	відповідає
Г 2	0,477	0,414	1,2	правостороння, середня	відповідає
Г 3	-0,249	0,414	0,6	лівостороння, низька	відповідає
МС 1	1,389	0,414	3,4	правостороння, висока	не відповідає
МС 2	0,137	0,414	0,3	правостороння, низька	відповідає
МС 3	-1,183	0,414	2,9	лівостороння, висока	відповідає
Індекс (I_e)	0,389	0,414	0,9	правостороння, середня	відповідає

із даних табл. 3 випливає, що всі показники мають різний ступінь прояву асиметрії. Лівостороння асиметрія характерна для підорних горизонтів як за вмістом гумусу, так і магнітною сприйнятливостю. При цьому верхній горизонт ґрунту за двома показниками проявляє високий ступінь асиметрії. Для індексу ерозійної небезпеки виявлена правостороння із середнім ступенем

асиметрії. Проте, враховуючи критичне значення асиметрії, яка допускається для закону нормального розподілу, було виявлено, що лише МС 1 має надмірну величину, тим самим ця вибірка не відповідає допустимій умові зазначеного закону. Отже, МС 1 має чітко виражену високу правосторонню асиметрію, якою не можна нехтувати під час стохастичного моделювання.

Таблиця 4

Оцінка досліджуваних вибірових рядів на відповідність їх щодо закону нормального розподілу за ексцесом

Вибірковий ряд (показник)	Ексцес (E_s)	Похибка ексцесу (σ_E)	Співвідношення ($ E_s /\sigma_E$)	Характеристика ексцесу розподілу	Висновок за відповідністю щодо закону нормального розподілу
Г 1	0,124	0,809	0,2	гостровершинний	відповідає
Г 2	0,493	0,809	0,6	гостровершинний	відповідає
Г 3	-0,289	0,809	0,4	плосковершинний	відповідає
МС 1	5,098	0,809	6,3	гостровершинний	не відповідає
МС 2	2,747	0,809	3,4	гостровершинний	не відповідає
МС 3	1,349	0,809	1,7	гостровершинний	відповідає
Індекс (I_e)	1,797	0,809	2,2	гостровершинний	відповідає

За характером ексцесу досліджувані вибіркові ознаки переважно мають гостровершинну форму розподілу і лише плосковершинна відмічається для Г 3 (табл. 4). Таким чином, для вибірок притаманним є щільне групування вибірових даних (значень) навколо своїх середніх. Загалом оцінка за величиною ексцесу показує, що МС 1 та МС 2 не відповідає закону нормального розподілу, оскільки величина співвідношення ексцесу до похибки відповідно становить 6,3 та 3,4 (більше 3). Отже, тест на відповідність закону нормального розподілу за величиною ексцесу не пройшов МС 2, а МС 1 не пройшов як за асиметрією, так і ексцесом. Ураховуючи одержані дані, які підтверджують наявність (присутність) ексцесу для МС 1 та МС 2, під час стохастичного моделювання нехтувати впливом саме ексцесу не слід.

У цьому випадку слід провести детальніше оцінювання за статистичними критеріями вибірових ознак на відповідність закону нормального розподілу та виявлення між показниками кореляційної залежності. Але перед цим

не менш істотним є уточнення достатності вибірок на обсяг спостережень (подій). Тому ефективність оцінювання досліджуваних ознак і загалом їхня об'єктивність залежить від повноти одержання інформації через якомога ширшу систему аналізу даних за всіма складниками. Це, у свою чергу, залежить від вибору методичного підходу, за яким здійснюють такий аналіз. Приклад наведено в роботі (Кучер та ін., 2017), де розглянуто оцінювання технологій вирощування сільськогосподарських культур за ефективністю використання ресурсів, у тому числі землі. Про репрезентативність вибірових ознак будемо стверджувати не лише на підставі варіативності ознак чи однорідності відібраних даних, а й достатньої їхньої кількості або обсягу вибірки. Якщо фактичне значення буде поступатися розрахунковому обсягу вибірки, то така вибірка не буде прийматися до розгляду через невідповідність умов репрезентативності. Між тим, це не говорить про недопустимість розгляду таких вибірових ознак, а

лише уточнення їх для підвищення достовірності статистичних спостережень, підвищення якості проведення в подальшому регресійного аналізу.

У зв'язку з підвищеною дисперсією деяких вибірових ознак, не всі вони повною мірою задовольняють умову достатнього обсягу відібраних даних (табл. 5).

Таблиця 5

Гранична похибка (довірчий інтервал) і критичний обсяг вибірки при $S=8\%$ ($p=0,95$)

Вибірковий ряд (показник)	Середньоквадратична похибка (σ)	Середня похибка вибірки (μ_x^-)	Гранична похибка вибірки (Δ_x^-)	Гранична похибка вибірки при 8% (Δ_x^S)	Обсяг вибірки (n)
Г 1	0,53	0,094	0,184	0,258	16
Г 2	0,54	0,095	0,186	0,260	17
Г 3	0,79	0,140	0,274	0,224	48
МС 1	10,1	1,785	3,499	5,783	12
МС 2	8,6	1,520	2,979	5,769	9
МС 3	17,1	3,023	5,925	5,187	42
Індекс (I_e)	0,32	0,057	0,112	0,144	19

З метою подальшої перевірки репрезентативності вибірок за досліджуваними показниками було використано методику повторного відбору за середнього розміру ознаки (Наконечний та ін., 2005). Крім того, розрахункова гранична похибка вибірки враховувала критичний поріг допустимого відхилення або похибку (S), яка має становити не більше 8% (Моторин та Чеботовський, 2011; Савицька, 2002). Такий додатковий прийом здійснено, щоб підвищити точність аналізу одержаних польових спостережень завдяки забезпеченню більшого ступеня однорідності сукупності даних (випадків) за кожним із показників (Новиков, 2006).

Із табл. 5 випливає, що лише дві вибірки мають перевищення величини граничної похибки вибірки за фактом над її граничним рівнем, тобто при $S=8\%$. А саме для Г 3 та МС 3 фактична гранична похибка вибірки становить 0,274 та 5,925 відповідно. Граничний рівень похибки цих спостережень – відповідно 0,224 та 5,187, а фактичний довірчий інтервал виходить за межі прийнятого критичного за ймовірності 95%. Звідси випливає, що одержані вибірові спостереження в обсязі 32 одиниці не є достатніми для цих показників. Тому необхідно для забезпечення прийнятного рівня репрезентативності вибірових спостережень збільшити обсяги вибірки в 48 одиниць для Г 3 та 42 одиниці для МС 3. Найбільша варіативність проявляється за обома показниками для нижнього горизонту ґрунту, при цьому для показника за вмістом гумусу необхідність збільшення числа спостережень вища, ніж за магнітної сприйнятливості. Більш високий ступінь прояву просторової диференціації саме в підорному шарі пов'язаний із градієнтними значеннями досліджуваних показників по латералі, які нівелюються через постійне перемішування шару внаслідок проведення основного обробітку ґрунту (оранка, дискування, культивування) (Сухорада та Круглов, 2005).

Для перевірки на однорідність вибірових сукупностей скористаємося статистичними тестами. Застосування критеріїв забезпечує математично обґрунтоване прийняття істинної та відхилення помилкової гіпотези, зменшує ймовірність виникнення похибок, пов'язаних із якістю проведення первинного аналізу відібраних показників (Руденко, 2012; Холлендер і Вульф, 1983; Хейс, 1981; Опря, 2005). У цьому випадку важливу роль відіграють параметричні критерії оцінки вибірових рядів (Орлов, 2015), деякі з них залежно від їхнього призначення наведено в табл. 6.

Для поліпшення статистичної перевірки на однорідність вибірок і підвищення якості формулювання висновків нами було додатково розглянуто й непараметричний критерій. Перехід на непараметричні доповнення статистичних перевірок пов'язаний із малим обсягом вибірок, де для всіх показників виконується умова $n_i < 100$ спостережень.

Усі критерії передбачають тестування раніше сформульованих гіпотез, де нульова (H_0) свідчить про відсутність підстав стверджувати про неоднорідність незалежних вибірок. У такому разі відобразимо їх як не спрямовані гіпотези, а саме: $H_0: \psi_1 - \psi_2 = 0$, за якою ψ_1 не відрізняється від ψ_2 ; якщо буде протилежний випадок, то приймається альтернативна (конкурентна) гіпотеза такого вигляду: $H_1: \psi_1 - \psi_2 \neq 0$. Значення параметрів ψ мають незалежні вибірки, які входять до генеральної сукупності, а безпосереднє оцінювання цих параметрів здійснюють на підставі зіставлення величин за емпіричним критерієм і його критичним рівнем. Лише в разі відповідності згідно з припущеними умовами остаточно можна приймати або відхиляти нульову гіпотезу зі статистичною достовірністю та математичною строгістю.

Згідно з критерієм Крамера – Велча для всіх вибірок, крім МС 3, виконується сформульована вимога, а тому приймається нульова гіпотеза. Відтак вони однорідні за математичними сподіваннями, а для МС 3 математичні сподівання – відмінні, що за цією характеристикою не відповідає належності МС 3 до однієї генеральної сукупності, тим самим нульова гіпотеза – відхиляється, а приймається конкурентна.

Згідно з непараметричним критерієм Вілкоксона – Манна – Вітні виявлено, що всі його емпіричні значення перевищують критичний рівень, а тому для кожного з них приймається нульова гіпотеза про відсутність розбіжностей між двома вибірками як достатньо значущих. Тобто цей критерій свідчить про близькість (схожість) двох вибірок за кожною з ознак (показників), а загалом про однорідність вибірових спостережень. Проте він має істотний недолік, оскільки ним не завжди вдається виявити розходження функцій розподілу (Руденко, 2012). Але, враховуючи те, що це питання відіграє особливе значення під час оцінки однорідності, то скористаємося Z-критерієм Лемана – Розенблатта типу омега-квадрат (ω^2).

Таблиця 6

Результати визначення однорідності та відповідності емпіричних даних генеральній вибірці досліджуваних показників

Показник (X_i)	Критерій Крамера-Велча		Критерій Вілкоксона-Манна-Вітні		Критерій Лемана-Розенблатта	
	Темп.	Темп.:ткр	Уемп.	Уемп.:Укр	Земп.	Земп.:Зкр
Г 1	-0,65	<	133,5	>	0,25	<
Г 2	-0,26	<	113,0	>	0,26	<
Г 3	1,08	<	99,0	>	0,47	>
МС 1	-0,41	<	130,0	>	0,12	<
МС 2	-0,22	<	138,0	>	0,20	<
МС 3	2,01	>	92,0	>	0,53	>
Індекс	1,25	<	120,0	>	0,21	<

Звідси сформульовані гіпотези набудуть такого вигляду: $H_0: F_1(x_i) = F_2(x_i)$ – нульова гіпотеза та $H_1: F_1(x_i) \neq F_2(x_i)$ – конкурентна гіпотеза. При цьому F_1 та F_2 функції розподілу двох вибірових сукупностей вибірки за x_i . Зауважимо, що нульова гіпотеза (H_0) передбачає відсутність різниці між функціями розподілу двох незалежних вибірок, у протилежному разі матиме місце конкурентна гіпотеза (H_1).

Одержані результати, які представлено в табл. 6, свідчать, що лише за Г 3 і МС 3 емпіричні значення Z-критерію перевищують критичні, а тому нульова гіпотеза відхиляється, натомість приймається конкурентна. Робимо висновок, що Г 3 і МС 3 мають відмінності за функціями розподілу порівняно з генеральною сукупністю, тим самим з рівнем значущості $\alpha=0,05$, що доводить їхню неоднорідність. Більше того, ці показники неоднорідні за Z-критерієм, а також мають недостатній обсяг вибірок (табл. 5). Накладається подвійне обмеження на два показники, що свідчить про низьку якість одержаних даних. До того ж Г 3 характерна висока варіація та неоднорідність за функціями розподілу, де набір спостережень з високою мірою статистичної значущості не належить одній генеральній сукупності, а взяті з різних за походженням масивів даних. Тобто їм притаманна різна природа підпорядкування до розподілу чисел, що ускладнює спроможність імовірнісного розподілу за функцією щільності, оскільки емпіричні величини будуть розходитися з теоретичними величинами. Для Г 3 неоднорідність випливає з причин високої дисперсії та різних функцій розподілу значень досліджуваних ознак, хоча за математичним очікуванням такі порушення відсутні. Однак для МС 3, разом з попередніми недоліками Г 3, додатковим виступає порушення схожості математичних очікувань, підтверджуючи різномірне походження одержаних

даних, які за двома критеріями належать не до однієї генеральної сукупності. Що стосується причин, пов'язаних із дисперсією досліджуваних ознак, то її негативний вплив може бути мінімізований через додаткове збільшення кількості спостережень, а саме через оптимальний підбір параметрів сітки. Але остання потребує проведення нових статистичних розвідок, оскільки, не зважаючи на високу дисперсію, присутніми є ряд інших недоліків, які роблять спостереження за нижнім горизонтом ґрунту в розрізі двох показників не приналежними генеральній сукупності. Так, гранична похибка вибірки за Г 3 є більшою, ніж для МС 3 (табл. 2), але за Т-критерієм значно гіршим опинився МС 3 (табл. 6), що є зовсім протилежним випадком порівняно з дисперсією.

Ураховуючи попередній крок щодо уточнення вибіркової сукупності спостережень на однорідність ознак, виявлено, що Г 3 та МС 3 не задовольняють цій умові, тому їхні вибірки не можна вважати репрезентативними. А отже, брати участь у подальшому статистичному дослідженні вони не повинні, хоча для повноти (комплексності) досліджень будемо їх і надалі враховувати, але водночас зважати на зазначену невідповідність умові однорідності. Таким чином, на цьому етапі ми додатково уточнили статистичну надійність відібраних спостережень, де два показники не відповідають заявленим вимогам, а тому для одержання за ними якісної оцінки регресії у такому виді не можуть застосовуватися.

Під час побудови математичних (стохастичних) моделей зв'язку між досліджуваними показниками велика роль належить визначенню розподілу їхніх значень. Форму нормального розподілу визначали за основними методами: Колмогорова – Смірнова, Шапіро – Вілка та за допомогою параметра Лільєфорса (табл. 7).

Таблиця 7

Результати оцінки вибірових сукупностей (показників) згідно із законом нормального розподілу

Показник (X_i)	Обсяг вибірки (N)	Колмогорова-Смірнова (K-S)	p(K-S)	Лільєфорса p(l)	Шапіро-Віллка (S-W)	p(S-W)
Г 1	32	0,173	>0,20	<0,05	0,947	0,1171
Г 2	32	0,138	>0,20	<0,15	0,953	0,1704
Г 3	32	0,070	>0,20	>0,20	0,980	0,8071
МС 1	32	0,178	>0,20	<0,05	0,830	0,0002
МС 2	32	0,165	>0,20	<0,05	0,907	0,0092
МС 3	32	0,187	<0,20	<0,01	0,883	0,0023
I_e	32	0,096	>0,20	>0,20	0,958	0,2437

Висуваємо нульову гіпотезу H_0 щодо відповідності нормальному розподілу вибірових спостережень, для якої за всіма показниками ймовірності має виконуватися така умова: $p>0,05$, а в іншому випадку гіпотеза H_0 відхиляється. Вони мають такий вигляд: $H_0: F(x_i) > a$ або $H_1: F(x_i) \leq a$, де $F(x_i)$ – неперервна й невідома функція розподілу за вибіркою x_i з обсягом n_i , a – виступає критичним значенням, що можна записати як $a = p_k^j$, а p – фактична (розрахункова) величина за j -го методу оцінювання за умови коли $p^j < p_k^j \leq p^j$, тоді роблять висновок про вибірову сукупність (x_i) щодо відмінності чи схожості (подібності) з нормальним розподілом. Серед j -го методу оцінювання важливе місце займає метод Шапіро-Віллка (S-W), оскільки за рейтингом посідає першу сходинку серед двадцяти одного аналітичного методу (Кобзарь, 2006). Слід зазначити, що введення нових параметрів оцінювань є вимушеним кроком, оскільки раніше проведений статистичний аналіз вибірових сукупностей (рядів) на присутність або відсутність асиметрії та ексцесу є недостатнім, щоб можна було стверджувати про

їхній нормальний розподіл. Оскільки ці критерії дозволяють перевірити лише деякі співвідношення між моментами розподілу й аж ніяк не є спроможними критеріями нормальності (Руденко, 2012).

Зважаючи на те, що МС 1 має чітко виражену асиметрію та ексцес, а також останній недолік виявлено й для МС 2, то більш повний аналіз розподілу вибірових ознак теж підтвердив невідповідність їхніх величин нормальному розподілу, оскільки $p(l)$ та $p(S-W)$ менші 0,05. Слід зазначити, якщо хоч один із показників за ймовірності буде менше 0,05, то H_0 має бути відхиленою, а вибіркова сукупність вважається такою, що не підпорядковується закону нормального розподілу. Як видно з даних таблиці 6, усі вибірові спостереження магнітної сприйнятливості та вмісту гумусу верхнього горизонту ґрунту (Г 1) не відповідають нормальному розподілу. Крім того, показник Г 3 хоч і має істотну достовірність приналежності нормальному розподілу, що засвідчується високими значеннями ймовірності за оцінюваними критеріями (табл. 7), але, враховуючи неоднорідність вибірового спостереження, теж має бути відхиленою. Таким чином, ми не маємо повної відповідності окресленим статистичним умовам як

для вмісту гумусу, так і магнітної сприйнятливості. Однак індекс ерозійної небезпеки повністю задовольняє всім розглянутим статистичним умовам і за вибірковою сукупністю із чисельністю спостережень 32 одиниці мало відрізняється від нормального розподілу. А відтак вибірковою сукупністю за цим показником слід вважати з нормальним розподілом.

Отже, за цих вибірових сукупностей однокроковий метод найменших квадратів (1 МНК) може бути використаний для побудови стохастичних функцій, виходячи з виконання всіх статистичних вимог у випадку моделювання процесу $\Gamma 2$ на I_e ($N=32$) (Наконечний та ін., 2005; Савицкая, 2002; Новиков, 2006). Незважаючи на це, жоден із показників не проявив повних переваг, а така ситуація не може розглядатися як задовільна, що тим самим потребує переглянути та уточнити одержані вибіркові спостереження польового досліджу, у тому числі параметрів сітки.

Наступним етапом дослідження було відстеження зв'язку між параметрами та між масивами, відібраними з різних горизонтів. Для вирішення цього питання було методами непараметричної статистики встановлено рангові кореляції Спірмена, кореляції Кендала та окремо розраховані коефіцієнти лінійної кореляції Пірсона з відповідною величиною його значущості, які подано в табл. 8 та 9.

Усі коефіцієнти кореляцій указують на присутність зв'язку не лише між горизонтами ґрунту за вмістом гумусу та магнітною сприйнятливістю, але і між ними самими. Так, у розрізі горизонтів за обома показниками виявлено, що на підставі рангової кореляції Спірмена та згідно зі шкалою Чеддока щільність зв'язку переважно є сильною (від 0,7 до 0,9), а в деяких випадках, особливо між вибірковими сукупностями одного показника, кореляція має дуже сильний зв'язок (понад 0,9) (Моторин та Чеботовський, 2011). Наприклад, це досить добре простежується між парами показників $\Gamma 2$ і $\Gamma 3$, $MC 1$ і $MC 2$. Характерною особливістю є те, що щільність зв'язку між Γ і MC зростає в міру поступового переходу від верхнього до підорного горизонту ґрунту, змінюючись таким чином: 0,697 (верхній горизонт), 0,747 (середній) та 0,894 (нижній). Аналогічні тенденції спостерігаються й за іншими видами коефіцієнтів кореляції.

Звідси: найменші коефіцієнти рангової кореляції Спірмена виявлені в парі $\Gamma 1$ і $MC 1$ та в парі $\Gamma 1$ і $MC 3$, які відповідно становлять 0,697 і 0,641, але за шкалою оцінювання вони належать до групи щільності із середнім зв'язком, що в цілому свідчить про істотність кореляційних зв'язків між досліджуваними показниками.

Таблиця 8

Показники кореляції досліджуваних характеристик							
Рангова кореляція Спірмена ($p < 0,05000$)							
	$\Gamma 1$	$\Gamma 2$	$\Gamma 3$	$MC 1$	$MC 2$	$MC 3$	I_e
$\Gamma 1$	-	0,888400	0,770445	0,697368	0,717366	0,640551	-0,246033
$\Gamma 2$	0,888400	-	0,904779	0,728340	0,747410	0,761966	-0,185202
$\Gamma 3$	0,770445	0,904779	-	0,757198	0,766734	0,894452	-0,256006
$MC 1$	0,697368	0,728340	0,757198	-	0,971774	0,840436	-0,214443
$MC 2$	0,717366	0,747410	0,766734	0,971774	-	0,831638	-0,237903
$MC 3$	0,640551	0,761966	0,894452	0,840436	0,831638	-	-0,255889
I_e	-0,246033	-0,185202	-0,256006	-0,214443	-0,237903	-0,255889	-
Тау кореляція Кендала ($p < 0,05000$)							
$\Gamma 1$	-	0,744383	0,638042	0,526980	0,551396	0,484741	-0,172947
$\Gamma 2$	0,744383	-	0,757637	0,545093	0,589673	0,596354	-0,119556
$\Gamma 3$	0,638042	0,757637	-	0,549146	0,585620	0,734286	-0,180347
$MC 1$	0,526980	0,545093	0,549146	-	0,862903	0,663976	-0,133065
$MC 2$	0,551396	0,589673	0,585620	0,862903	-	0,659940	-0,165323
$MC 3$	0,484741	0,596354	0,734286	0,663976	0,659940	-	-0,183653
I_e	-0,172947	-0,119556	-0,180347	-0,133065	-0,165323	-0,183653	-

Отже, магнітна сприйнятливість і вміст гумусу проявляють достатньо високий ступінь зв'язку, який простежується не лише на одних рівнях горизонтів, але й за їхніх відповідних змін, при цьому середній і підорні горизонти посилюють такий вплив між собою, що не у повній мірі є характерним для верхнього горизонту для обох показників. Разом із тим, слід відмітити, що величини коефіцієнтів кореляції за показником MC у розрізі горизонтів є більшими, ніж для показника Γ у розрізі цих же горизонтів ґрунту. До того ж, зважаючи на шкали відношень вибірових

сукупностей, зміщення ваги орієнтиру на коефіцієнти кореляції є більш обґрунтованим, а тому перевагу слід віддавати й відповідним оцінним критеріям щільності зв'язку. Що стосується зазначеної умови, кращими в цьому випадку є коефіцієнти лінійної кореляції Пірсона. Демонстрація за цими даними більш вищого рівня взаємозв'язку між горизонтами для MC порівняно з вмістом гумусу, зрештою свідчить про ефективність цього підходу.

Таблиця 9

Матриця коефіцієнтів лінійної кореляції Пірсона та їх надійності							
	$\Gamma 1$	$\Gamma 2$	$\Gamma 3$	$MC 1$	$MC 2$	$MC 3$	I_e
$\Gamma 1$	1,000	0,933	0,844	0,758	0,814	0,726	-0,384
	$p=---$	$p=,000$	$p=,000$	$p=,000$	$p=,000$	$p=,000$	$p=,030$
$\Gamma 2$	0,933	1,000	0,907	0,753	0,818	0,762	-0,364
	$p=,000$	$p=---$	0	0	0	0	$p=,041$
$\Gamma 3$	0,844	0,907	1,000	0,686	0,771	0,885	-0,283
	0	0	$p=---$	0	0	0	$p=,116$
$MC 1$	0,758	0,753	0,686	1,000	0,939	0,742	-0,285
	0	0	0	$p=---$	0	0	$p=,114$
$MC 2$	0,814	0,818	0,771	0,939	1,000	0,828	-0,273
	0	0	0	0	$p=---$	0	$p=,131$
$MC 3$	0,726	0,762	0,885	0,742	0,828	1,000	-0,188
	0	0	0	0	0	$p=---$	$p=,304$
I_e	-0,384	-0,364	-0,283	-0,285	-0,273	-0,188	1,000
	$p=,030$	$p=,041$	$p=,116$	$p=,114$	$p=,131$	$p=,304$	$p=---$

Таким чином, порівняльна оцінка двох показників за набором коефіцієнтів кореляції підтверджує можливість альтернативної заміни одного показника іншим, а, враховуючи переваги як у середині груп, так і міжгрупового простору, магнітна сприйнятливості цілком може застосовуватися як один із способів дослідження ерозійних процесів. Однак, враховуючи значущість одержаних коефіцієнтів лінійної кореляції Пірсона, можна стверджувати, що з імовірністю, прийнятою на рівні 95%, лише Г 1 та Г 2 має достатній рівень щільності зв'язку між ними та I_e , який становить -0,384 і -0,364 або за шкалою Чеддока оцінюється як помірна (табл. 9). Разом із цим, зважаючи на одержані висновки на попередніх етапах статистичної розвідки, що Г 1 не відповідає нормальному розподілу, тому залишається єдиний показник (Г 2), який задовольняє всі сформульовані статистичні вимоги для проведення стохастичного моделювання розвитку ерозійних процесів.

Незважаючи на звужені за статистичними оцінками можливості щодо проведення стохастичного моделювання, ми вирішили навести повне статистичне порівняння одержаних регресій за всіма показниками. Результати проведених обчислень подано в табл. 10.

Як можна побачити з даних табл. 10, усі коефіцієнти регресій (a_1) є однопорядковими й показують обернений вплив на досліджувану ознаку (I_e). Тобто, за зростання будь-якого з показників (X_i) на одну одиницю, результативна ознака (I_e) зменшується на деяку величину, а показники, які відображають співвідношення між верхнім і підорним горизонтом ґрунту, за їхнього збільшення на одиницю проявляють пряму залежність, збільшуючи досліджувану ознаку. Деталізувати одержані показники ми повною мірою не будемо, оскільки слід переглянути їхні статистичні значення, а також урахувати попередні результати оцінювання вибірових сукупностей. Отже, за статистикою розподілу Фішера-Снедекора при $\alpha=0,05$ лише дві моделі є адекватними, а саме регресія (I_e) від Г 1, Г 2. При цьому, як можна переконатися з даних табл. 9, при $\alpha=0,01$ жодна з регресій не задовольняє умову адекватності. А враховуючи те, що показник Г 1 не підпорядковується умові нормального розподілу, у такому разі 1 МНК не може бути застосованим, оскільки порушує основні вимоги згідно з теоремою Гаусса – Маркова (Новиков, 2006).

Таблиця 10

Статистична характеристика однофакторних лінійних моделей залежно від досліджуваної ознаки (X_i) на величину Індексу ерозійної небезпеки (залежна змінна, Y) одержаних за сукупності емпіричних даних за результатами польових дослідів (відібраних проб або зразків)

Показник (X_i)	Коефіцієнти регресії		Коефіцієнт кореляції	Коефіцієнт детермінації	Кількість спостережень	F-статистика (розр.) (Фішера-Снедекора) ¹⁾	t-статистика Стьюдента ²⁾		Стандартна похибка коефіцієнтів регресії (моделі):		Середня помилка апроксимації, %
	a_0	a_1					a_0	a_1	a_0	a_1	
Г 1	2,537	-0,229	0,384	0,147	32	5,19	7,714	-2,277	0,329	0,101	12,9
Г 2	2,491	-0,214	0,364	0,132	32	4,57	7,578	-2,138	0,329	0,099	13,1
Г 3	2,116	-0,114	0,283	0,080	32	2,61	10,341	-1,617	0,205	0,071	13,7
МС 1	2,443	-0,009	0,285	0,081	32	2,64	6,095	-1,626	0,401	0,005	13,4
МС 2	2,524	-0,010	0,273	0,075	32	2,41	5,360	-1,553	0,471	0,006	13,6
МС 3	2,023	-0,003	0,188	0,035	32	1,09	9,103	-1,046	0,222	0,003	14,5

¹⁾ F-статистика Фішера – Снедекора при значущості $\alpha=0,05$ та ступенях свободи $df_1=1$ та $df_2=30$ із таблиці становить $F=4,17$, а при $\alpha=0,01$ $F=7,56$;

²⁾ t-статистика Стьюдента при значущості $\alpha=0,05$ та $df=30$ становить 1,697, а при $\alpha=0,01$ – 2,457.

Звідси випливає, що лише однофакторна лінійна модель (регресія) від Г 2 повною мірою задовольняє всім статистичним умовам. Разом із цим, перевірка коефіцієнтів регресій на надійність за величиною t-Стьюдента показує, що за $\alpha=0,05$ усі коефіцієнти цієї регресії є надійними, тому висновки будуть достовірними та якісними. Таким чином, за збільшення на 1% вмісту гумусу в середньому горизонті ґрунту (Г 2) величина індексу ерозійної небезпеки (I_e) зменшиться на 0,214, що створює достатньо істотний буферний ефект гальмування змивання ґрунту. Але останнє твердження не можна розглядати як переважаче, оскільки досліджуваний фактор лише на 13,2% пояснює дисперсію індексу ерозійної небезпеки, і, відповідно, остання на 86,8% пояснюється іншими, не врахованими в моделі факторами. Крім того, прогностична здатність цієї регресії є низькою, оскільки середня помилка апроксимації становить 13,1% при допустимому (граничному) рівні в 5–8% (Савицкая, 2002). Тому навіть використання цієї стохастичної моделі (регресії) є достатньо обмеженою в цих дослідженнях саме через апроксиматичні її властивості.

Лінійний характер взаємозв'язків між досліджуваними ознаками на величину індексу ерозійної небезпеки (I_e), незважаючи на ціле коло виявлених проблем, пов'язаних із їхньою статистичною відповідністю, розкривають нам наявність помірного (шкала Чеддока, де $r>0,3$), як це показано за вмістом гумусу для Г 1 і Г 2, зв'язку, так і слабого (при $r<0,3$) зв'язку серед усіх інших показників,

що доводить припущення про нехарактерну лінійну природу цього процесу в умовах досліджуваної ділянки поля. Відтак, ще однією причиною зниження якості моделей, поруч із відповідністю до розподілу вибірових сукупностей (спостережень), є зміна їхньої специфікації, переходячи від лінеаризації на інші нелінійні форми. Разом з тим, цьому твердженню є достатньо обґрунтоване пояснення щодо необхідності проведення таких кроків у зв'язку з варіативністю ознак у вибірових спостереженнях та їхнього динамічного характеру змін, а подекуди й неоднорідності рядів. На підставі проведення статистичних розвідок і математичного аналізу вибірових сукупностей у цілому виявлено, що, хоч магнітна сприйнятливості має переважно кращі результати щільності зв'язку порівняно з вмістом гумусу (Г), але апроксимація першого показника ще більше відрізняється від останнього, розкриваючи по суті його нелінійну взаємозалежність. Звідси: магнітна сприйнятливості має криволінійну взаємозалежність з індексом ерозійної небезпеки, а ці лінійні стохастичні функції, на перший погляд, указують на переваги від вмісту гумусу (Г) над МС, хоча, як раніше зазначали, це не відповідає наявній закономірності зв'язків. Тому зміна останніх через специфікацію стохастичних моделей здатна повніше розв'язати вказану проблему та здобути кращі статистичні оцінки параметрів регресій.

Досліджувані показники Г і МС у розрізі горизонтів ґрунту між собою корелюють, а деякі з них мають високу або дуже високу щільність зв'язку, як це видно з коефіцієнтів лінійної кореляції Пірсона. Також слід зазначити,

що всі коефіцієнти кореляції (Спірмена, Кендала та Пірсона) свідчать не тільки про присутність зв'язку між вибірковими сукупностями показників, а й про позитивний вплив між ними. Тобто, напрям впливу між показниками для всіх трьох горизонтів ґрунту є прямий або позитивний, що тим самим описує зміну однієї ознаки (показника) в тому ж напрямі, за яким змінюється інша. Крім того, спільний характер впливу показників відмічається й за індексом ерозійної небезпеки, хоч регресійні коефіцієнти (a_0) мали обернену величину, що раніше було нами зазначено. По суті, розглянуті рівняння регресії позбавлені саме такого роду суперечностей, завдяки спільній узгодженості показників Г і МС. З іншого боку, взаємозалежність двох показників можливо пояснити й за рахунок близької форми прояву кореляційних полів, де напрямок їхніх векторів для всіх них є подібним.

Висновки. Проведенні дослідження показали, що вибірки за вмістом гумусу та магнітної сприйнятливості для нижнього (підорного) шару ґрунту в цілому не відповідають критеріям однорідності. Для показника Г 3 характерним є порушення однорідності функцій розподілу, що встановлено за Z-критерієм Лемана – Розенблатта. Це підкреслює статистично значущу відмінність вибірки порівняно з генеральною сукупністю. Для показника МС 3 відмічається порушення однорідності вибірки як за попереднього критерію, так і за наявністю істотної різниці за математичним сподіванням, на що вказав T-критерій Крамера-Велча. Такі ж проблеми характерні для цих показників через високі значення дисперсії, де гранична похибка вибірки для Г 3 і МС 3 становить відповідно 9,6 і 9,0%. Між тим, для показників за іншими горизонтами та ерозійної небезпеки статистичні тести підтвердили відсутність істотних різниць, а тому за ними були прийняті нульові гіпотези, що доводить однорідність цих вибірок.

Статистичні розвідки досліджуваних вибірок на відповідність закону нормального розподілу, виявлені численні порушення, серед яких істотна асиметрія для показника МС 1, а також ексцес за МС 1 і МС 2. Лише показники вмісту гумусу для середнього горизонту ґрунту (Г 2) та індексу ерозійної небезпеки повністю задовольнили всі сформульовані вимоги щодо статистичної значущості.

Низький кореляційний зв'язок за індексом ерозійної небезпеки в досліджуваному випадку зумовлюється особливостями його обчислення за умов ускладненого рельєфу. Абсолютні значення лежать у діапазоні, характерному для середньоеродованих ґрунтів. Разом з тим встановлено, що низький рівень апроксимації наведених у статті лінійних моделей, особливо за МС, викликаний нелінійним характером і необхідністю зміни специфікації стохастичних моделей.

Виявлено, що МС ґрунтового покриття може бути застосовано як інструмент індикації ерозійних процесів, для чого зазвичай використовують більш вартісне й трудомістке визначення вмісту гумусу. У роботі показано високий ступінь зв'язку цих двох показників. При цьому слід використовувати проби ґрунту верхнього шару (0–10 см) або орного (оброблюваного) горизонту, що мають схожі показники репрезентативності. Використання проб із підорного (30–40 см) горизонту приводить до різкого підвищення варіативності ознаки та зниження статистичної надійності, гранична похибка вибірки в цьому випадку збільшується із 4–6% до 9%. Усе це потребує збільшення обсягу вибірки та додаткових статистичних розвідок щодо параметрів сітки.

Список використаних джерел

1. Булыгин, С.Ю., Бреус, Н.М., Семиноженко, Т.А. (1998). К методике определения степени эродированности почв на склонах. Почвоведение, 6, 714-718.
2. Кобзарь, А.И. (2006). Прикладная математическая статистика. Для инженеров и научных работников. Москва: ФИЗМАТЛИТ.
3. Кудченко, М.В., Тімченко, Д.О. (2016). Теоретичні основи організації системи охорони ґрунтів від ерозії в Україні: монографія. Харків: Мисська друкарня.

4. Кучер, А.В., Анісімова, О.В., Улько, Є.М. (2017). Эффективность инноваций для рационального использования ґрунтов: теория, методика, анализ: монография. Харьков: ФОП Бровін О.В.

5. Меньшов, О.И., Круглов, О.В., Сухорада, А.В. (2017). До питання про розподіл значень магнітної сприйнятливості ґрунтів у агроландшафті. Abs. XI International Scientific Conference "Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment". 11 – 14 October, Kyiv, Ukraine.

6. Меньшов, О.И. (2016). Застосування магнітних методів для контролю деградації продуктивних земель. Геофізичний журнал, 4(38), 130-137.

7. Меньшов, О.И., Круглов, О.В., Сухорада, А.В. (2012). Информативность показателей магнетизма ґрунтового покрова при вирішенні агрогеофізичних та ґрунтознавчих задач. Науковий вісник Національного гірничого ун-ту, 3, 7-12.

8. Моторин, Р.М., Чеботовський, Е.В. (2011). Статистика для економістів: навч. посіб. Київ: Знання.

9. Наконечний, С.І., Терещенко, Т.О., Романюк, Т.П. (2005). Економетрія: підручник. Київ: КНЕУ.

10. Новиков, А.И. (2006). Эконометрика: учеб. пособ. Москва: ИНФРА-М.

11. Орлов, А.Д., Танасиенко, А.А. (1985). О месте эродированных черноземов в единой классификационной схеме почв. Эродированные почвы и повышение их плодородия, 19-27.

12. Орлов А.И. (2015). Проверка статистической гипотезы однородности математических ожиданий двух независимых выборок: критерий Крамера-Уэлча вместо критерия Стьюдента. Научный журнал КубГАУ, 110(06).

13. Опрят, А.Т. (2005). Математична статистика. Теорія статистики: навч. посіб. Київ: ЦНЛ.

14. Руденко, В.М. (2012). Математична статистика: навч. посіб. Київ: ЦНЛ.
15. Савицкая, Г.В. (2002). Анализ хозяйственной деятельности предприятия: учеб. пособие. Мн.: Новое знание.

16. Смирнова, Л.Г., Чендев, Ю.Г., Новых, Л.Л., Украинский, П.А., Новых, И.Е. (2011). Микрозональные особенности профильного и пространственного распределения содержания гумуса в почвах склона. Научные ведомости БелГУ. Серия: Естественные науки, 15, 160-167.

17. Сурмач, Г.П. (1992). Рельефообразование, формирование лесостепи, современная эрозия и противоэрозионные мероприятия. Волгоград.

18. Сухорада, А.В., Круглов, О.В. (2005). Влияние механической обработки на магнитные свойства ґрунтов. Мат. доп. VI Міжнародної наукової конференції "Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища", 196-198.

19. Хейс, Д. (1981). Причинный анализ в статистических исследованиях. Москва: Финансы и статистика.

20. Холлендер, М., Вульф, Д. (1983). Непараметрические методы статистики. Москва: Финансы и статистика.

21. Banzi, F., Msaki, P., Mohammed, N. (2017). Assessment of radioactivity of ²²⁶Ra, ²³²Th and ⁴⁰K in soil and plants for estimation of transfer factors and effective dose around Mkuju river Project, Tanzania. Mining of Mineral Deposits, 11(3), 93-100.

22. Evans, M., Heller, F. (2003). Environmental magnetism: principles and applications of enviromagnetics. Academic press.

23. Filonenko, O. (2018). Sustainable development of Ukrainian iron and steel industry enterprises in regards to the bulk manufacturing waste recycling efficiency improvement. Mining of Mineral Deposits, 12(2), 122-131. <https://doi.org/10.15407/mining12.02.122>

24. Jakšik, O., Kodešová, R., Kapička, A., Klement, A., Fér, M., Nikodem, A. (2016). Using magnetic susceptibility mapping for assessing soil degradation due to water erosion. Soil and Water Research, 11, 2, 105-113.

25. Jordanova, D., Jordanova, N., Petrov, P. (2014). Pattern of cumulative soil erosion and redistribution pinpointed through magnetic signature of Chernozem soils. Catena, 120, 46-56.

26. Kruglov, O., Menshov, O. (2017). To the soil magnetic susceptibility application in modern soil science. 16th EAGE International Conference on Geoinformatics-Theoretical and Applied Aspects.

References

1. Banzi, F., Msaki, P., Mohammed, N. (2017). Assessment of radioactivity of ²²⁶Ra, ²³²Th and ⁴⁰K in soil and plants for estimation of transfer factors and effective dose around Mkuju river Project, Tanzania. Mining of Mineral Deposits, 11(3), 93-100.

2. Bulygin, S.Y., Breus, N.M., Seminojenko, T.A. (1998). К методике определения степени эродированности почв на склонах. Почвоведение, 6, 714-718. [in Russian]

3. Evans, M., Heller, F. (2003). Environmental magnetism: principles and applications of enviromagnetics. Academic press.

4. Filonenko, O. (2018). Sustainable development of Ukrainian iron and steel industry enterprises in regards to the bulk manufacturing waste recycling efficiency improvement. Mining of Mineral Deposits, 12(2), 122-131. <https://doi.org/10.15407/mining12.02.122>

5. Heyes, D. (1981). Prichinniy analiz v statisticheskikh issledovaniyah. Moskva: Financy i statistika. [in Russian]

6. Hollender, M., Vulf, D. (1983). Neparametricheskie metody statistiki. Moskva: Financy i statistika. [in Russian]

7. Jakšik, O., Kodešová, R., Kapička, A., Klement, A., Fér, M., Nikodem, A. (2016). Using magnetic susceptibility mapping for assessing soil degradation due to water erosion. Soil and Water Research, 11, 2, 105-113.

8. Jordanova, D., Jordanova, N., Petrov, P. (2014). Pattern of cumulative soil erosion and redistribution pinpointed through magnetic signature of Chernozem soils. Catena, 120, 46-56.

9. Kobzar, A.I. (2006). Prikladnaya matematicheskaya statistika. Dla inzhenerov i nauchnih rabotnikov. Moskva: FIZMATLIT. [in Russian]

10. Kruglov, O., Menshov, O. (2017). To the soil magnetic susceptibility application in modern soil science. 16th EAGE International Conference on Geoinformatics-Theoretical and Applied Aspects.

11. Kucher, A.V., Anisimova, O.V., Ulko, E.M. (2017). Efektivnost innovatsiy dlia racionalnogo vykorystannia gruntiv: teoriia, metodika, analiz: monografiia. Kharkiv: FOP Brovin O.V. [in Ukrainian]

12. Kutsenko, M.V., Timchenko, D.O. (2016). Teoretichni osnovy organizatsii systemy ohorony gruntiv vid erozii v Ukraini: monografiia. Kharkiv: Miska drukarnia. [in Ukrainian]

13. Menshov, O.I., Kruglov, O.V., Sukhorada, A.V. (2017). Do pytanna pro rozpodil znachen magnitnoi sprynatlivosti gruntiv u agrolandshafti. Abs. XI International Scientific Conference "Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment". 11 – 14 October, Kyiv, Ukraine. [in Ukrainian]

14. Menshov, O.I. (2016). Zastosuvanna magnitnykh metodiv dlia kontroliu degradatsii produktivnykh zemel. Geofizichnyi jurnal, 4(38), 130-137. [in Ukrainian]

15. Menshov, O.I., Kruglov, O.V., Sukhorada, A.V. (2012). Informativnist pokaznykiv magnetizmu gruntovogo pokryvu pry vyrisneni agrogeofizichnykh ta gruntoznachnykh zadach. Naukoviy visnyk Nacionalnogo gimnazychnoho universitetu, 3, 7-12. [in Ukrainian]

16. Motorin, R.M., Chekotovskiy, E.V. (2011). Statystyka dlia ekonomistiv: navchalnyi posibnyk. Kyiv: Znanna. [in Ukrainian]

17. Nakonechniy, S.I., Tereshenko, S.I., Romanuk, T.P. (2005). Ekonometria: pidruchnyk. Kyiv: KNEU. [in Ukrainian]

18. Novikov, A.I. (2006). Ekonometria: uchebnoe posobie. Moskva: INFRA-M. [in Russian]

19. Orlov, A.D., Tanasienko, A.A. (1985). O meste erodirovannykh chernozemov v edinoi klassifikatsionnoy scheme pochv. Erodirovannye pochvy I povyshenie ih plodorodii, 19-27. [in Russian]

20. Orlov, A.I. (2015). Proverka statisticheskoy gipotezy odnorodnosti matematicheskikh ojedaniy dvukh nezavisimyykh vyborok: kriteriyi Kramera-Uelcha vmesto kriteriya Studenta. Nauchnyi jurnal KubGAU, 110(06). [in Russian]

21. Oprya, A.T. (2005). Matematychna statystyka. Teoria statystyky: navchalnyi posibnyk. Kyiv: CNL. [in Ukrainian]

22. Rudenko, V.M. (2012). Matematychna statystyka: navchalnyi posibnyk. Kyiv: CNL. [in Ukrainian]

23. Savitskaya, G.V. (2002). Analiz hozaystvennoy deyatelnosti predpriyatiya: uchebnoe posobie. Mn.: Novoe znanie. [in Russian]

24. Smirnova, L.G., Chendev, Y.G., Novyh, L.L., Ukrainskiy, P.A., Novyh, I.E. (2011). Mikrozonálne osobennosti profilnogo i prostanstvennogo raspredelenia sodержaniya gumusa v pochvah sklona. Nauchnie vedomosti BelGU. Seria Estestvennye nauki, 15, 160-167. [in Russian]

25. Sukhorada, A.V., Kruglov, O.V. (2005). Vplyv mekhanichnogo obrobitku na magnitni vlastyosti gruntiv. Materialy dopovidey naukovi konferentsii "Monitoryng nebezpechnykh geologichnykh procesiv ta ekologichnogo stanu sereodovisha", 196-198. [in Ukrainian]

26. Surmach, G.P. (1992). Relefoobrazovanie, formirovanie lesostepi, sovremennaya erozia i protiverozionnye meropriyatiya. Volgograd. [in Russian]

Надійшла до редколегії 17.01.18

O. Kruglov¹, PhD (Geol.), Senior Researcher,
E-mail: alex_kruglov@ukr.net,

O. Menshov², Dr. Sci. (Geol.), Senior Researcher,
E-mail: menshov.o@ukr.net,

E. Ulko¹, PhD (Econ.), Senior Researcher,
A. Kucher¹, PhD (Econ.), Head of Department,

P. Nazarok¹, Researcher

¹NSC "Institute for Soil Science and Agrochemistry Research n. a. O.N. Sokolovskiy"
4 Chaikovska Str., Kharkiv, Ukraine

²Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology
90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine

SOIL EROSION INDICATION BY MAGNETIC METHODS IN KHARKIV REGION

The new land regulation system in Ukraine, as well as European integration strategy, require to update the methodological approaches of farming land monitoring, increasing the accuracy of research and reducing the cost of the studies. Among such effective tools is soil magnetism application to study the erosion processes. The introduction of magnetic methods at the technology level is associated with methodological problems: density of the sampling network, the reliability of the statistics. The object of the research was soil erosion processes at the territory of Rusko-Tishkivska land council (Kharkiv region). Field, statistical, laboratory, and cartographic methods were used. The parameters of magnetic susceptibility (MS) and humus content (G) were obtained for soil samples from three genetic horizons of the sections (the depth is 0–10, 10–20 and 25–40 cm). A sequence of indicators was formed, the numerical values of MS 1, MS 2, MS 3, and G 1, G 2, G 3 were systematized. The humus content index is characterized by a greater degree of variation than the magnetic susceptibility. The sample data has a more dense distribution than the humus content in all horizons of the soil. Comparison of the studied indicators with respect to the magnitude of the relative sampling error established that more reliable results are observed for magnetic susceptibility. The maximum sampling errors for all horizons of the soil are lower than for the humus content. The article widely considers the statistical tests to check the homogeneity of the collection of selected field data. According to the Cramer–Welch T criterion, the homogeneity of the mathematical expectation is satisfied for all samples except MS 3. The correlation analysis of the samples showed that the small coefficients of rank correlation of Spearman were found in the pair of G 1 and MC 1, and in the pair G 1 and MC 3. The correlation is 0,697 and 0,641 respectively. Magnetic susceptibility and humus content show a high degree of correlation, which can be traced for different genetic horizons.

Keywords: soil, magnetic susceptibility, erosion.

A. Круглов¹, канд. геол. наук, ст. науч. сотруд.,
E-mail: alex_kruglov@ukr.net,

A. Меньшов², д-р геол. наук, ст. науч. сотруд.,
E-mail: menshov.o@ukr.net,

Е. Улько¹, канд. экон. наук, ст. науч. сотруд.,
А. Кучер¹, канд. экон. наук, зав. сектором,

П. Назарок¹, науч. сотруд.

¹ННЦ "Институт почвоведения и агрохимии имени А.Н. Соколовского"
ул. Чайковская, 4, Харьков, Украина

²Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, Киев, 03022, Украина

ИНДИКАЦИЯ ЭРОЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ПОЧВЕННОМ ПОКРОВЕ ХАРЬКОВСКОЙ ОБЛАСТИ ПО МАГНИТНЫМ ДАННЫМ

При формировании системы новых земельных отношений в Украине, а также в условиях евроинтеграции, сельскохозяйственные земли нуждаются в обновлении методических подходов почвоохранного мониторинга, что в свою очередь направлено на повышение точности исследований и удешевления их стоимости. Среди таких эффективных инструментов предлагается применение магнетизма почвы для изучения эрозионных процессов. Внедрение магнитных методов на уровне технологии связано с методическими проблемами: формой и плотностью сети опробования, достоверностью статистической связи. Объектом исследования выступили эрозионные процессы почвенного покрова на территории полигона в пределах земель Русско-Тиховского сельского совета (Харьковская обл.). Были использованы полевые, научно-поисковые, статистические, лабораторные и картографические методы. Показатели магнитной восприимчивости (МС) и содержания гумуса (Г) были получены для образцов почвы из трех горизонтов разреза (0–10, 10–20 и 25–40 см). Была сформирована последовательность показателей, систематизированы числовые значения МС 1, МС 2, МС 3 и Г 1, Г 2, Г 3. Выявлено, что показатель содержания гумуса характеризуется большей степенью вариации, чем магнитная восприимчивость. Выборочные данные имеют более плотный характер распределения по сравнению с показателем содержания гумуса по всем горизонтам почвы. На основании сравнения исследуемых показателей по величине относительной предельной погрешности выборки было установлено, что более достоверные результаты наблюдаются для магнитной восприимчивости, поскольку предельные погрешности выборки по всем горизонтам почвы меньше, чем для содержания гумуса. В статье широко применялись статистические тесты на проверку однородности совокупности отобранных полевых данных. Согласно Т-критерию Крамера–Уэлча для всех выборок, кроме МС 3, выполняется требование по однородности математического ожидания. Корреляционный анализ выборок показал, что маленькие коэффициенты ранговой корреляции Спирмена обнаружены в паре Г 1 и МС 1 и в паре Г 1 и МС 3, которые соответственно составляют 0,697 и 0,641. МС и содержание гумуса проявляют достаточно высокую степень связи, что прослеживается для различных генетических горизонтов.

Ключевые слова: почвы, магнитная восприимчивость, эрозия.

УДК 550.552.53.553

А. Шинкаренко, асп., E-mail: anastasiia.nesterenko@gmail.com
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

СУЧАСНІ ПІДХОДИ ДО ВИЗНАЧЕННЯ ПРОНИКНОСТІ ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ ЗА ДАНИМИ ГЕОФІЗИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

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

Проникність гірської породи – це фізична властивість, що характеризує її здатність пропускати крізь себе флюїди за наявності градієнта тиску. У роботі представлено коротку характеристику та аналіз основних методів визначення проникності колекторів вуглеводнів.

Проникність гірських порід є функцією багатьох параметрів, що викликає додаткові складнощі під час її визначення. З метою врахування факторів, що впливають на неї, проводять вивчення структури пустотного простору порід, їхніх анізотропій, моделюють умови їхнього залягання тощо.

Загалом методи визначення проникності можуть бути умовно розділені на три групи: методи на основі лабораторних досліджень керна; методи на основі даних ГДС та випробувань свердловин; методи на основі кореляційних зв'язків та залежностей. Перші дві групи, у свою чергу, можуть бути розділені на методи з використанням стаціонарної фільтрації робочого флюїду та нестаціонарної фільтрації. Методи на основі нестаціонарної фільтрації зазвичай є більш точними й оперативними, тому основні перспективи вдосконалення підходів до визначення проникності пов'язуються саме з ними.

Кожен із представлених у статті методів визначення проникності характеризується своїми недоліками та перевагами, а вибір методу досліджень у конкретному випадку проводиться залежно від умов та вимог експерименту та очікуваних результатів.

Подальші дослідження автора в даному напрямку будуть пов'язані з побудовою петрофізичних моделей проникності порід-колекторів вуглеводнів, у тому числі складнопобудованих колекторів.

Ключові слова: проникність, порода-колектор, петрофізика, ГДС, структура пустотного простору, коефіцієнт пористості.

Вступ. Проникність гірської породи – це фізична властивість, що характеризує її здатність пропускати крізь себе різнні флюїди за наявності градієнта тиску. Вона, разом із коефіцієнтом пористості, використовується для характеристики пустотного простору породи та поведінки потоку флюїду крізь породу. Стандартною одиницею вимірювання проникності є Дарсі (Д) або мкм². Майже всі осадові породи з первинною пористістю проникні. Найкращу проникність мають грубоуламкові породи (пісковики, брекчії, гравеліти). Тонкодисперсні породи (глини, аргіліти, тонкокристалічні вапняки і т.д.) мають досить тонкі капіляри і тому майже непроникні, однак за появи тріщинуватості проникність цих порід суттєво зростає.

Проникність гірських порід є одним із основних параметрів, що визначають динаміку руху природних та техногенних флюїдів у геологічному середовищі. Тому для моделювання різних геологічних процесів, проектування підземних сховищ та вирішення багатьох інших фундаментальних і прикладних задач потрібно визначати проникність гірських порід *in situ*. Дані безпосередніх вимірів проникності обмежені невеликою глибиною спостережених свердловин. Визначення проникності *in situ* за допомогою дистанційних методів часто приводить до недостовірних результатів, або й узагалі неможливе. Тому для отримання достатньо надійних даних проводять лабораторні дослідження зразків керна, які дають змогу враховувати також і анізотропію проникності гірських порід (Добрынин и др., 2004; Malkovsky et al., 2009; Schon, 2011; див. wiki.aapg.org/Permeability).

Метою даної статті є опис та аналіз основних методів визначення проникності гірських порід за даними лабораторних та свердловинних досліджень порід-колекторів.

Етапи розвитку методів визначення проникності. Початок дослідження фільтрації флюїдів у гірських породах можна віднести до 1927 р., коли Козені вирішив рівняння Нав'є – Стокса для руху флюїду в пористому середовищі, представивши його як сукупність пор однакової довжини. Він отримав зв'язок між проникністю і пористістю породи та площею поверхні пустот. Згодом з'явилася рівняння Хайгена – Пуазейля, яке описує потік в одичинній прямій капілярній трубці та представляє собою найпростіше рівняння течії. Ввівши у нього коефіцієнт звивистості, Юелл використала розподіл пор за роз-

мірами для розрахунку проникності піщаних порід. Загальний вираз для потоку флюїду в пористих середовищах був отриманий Дарсі в 1856 р. на основі інтерпретації різних параметрів, що впливають на протікання води крізь піщані фільтри, і отримав назву закону Дарсі.

Хоча закон Дарсі був розроблений для однофазного потоку флюїду в пористому середовищі, він також може застосовуватися і для багатофазних потоків. У 1936 р. Хаслер та ін. розглянули методику й апаратуру для визначення параметрів багатофазного потоку в гірських породах. Морс та ін. розробили динамічний метод для вивчення стаціонарного потоку флюїдів, що одночасно проходять крізь породу, використовуючи невеликі зразки керна. Вони показали, що достовірні значення відносних проникностей двох флюїдів, що протікають крізь породу, можуть бути отримані як функція насичення змочуючим флюїдом. У 1952 р. Уелдж та ін. розробили метод розрахунку відносних проникностей як функції насичення змочуючою фазою для неусталеного режиму витіснення нафти із пласта, використовуючи у ролі фази, що витісняє, воду чи газ. У 1959 р. Джонсон та ін. розвинули підхід Уелджа для розрахунку значень відносних проникностей усіх фаз у випадку неусталеного режиму їх витіснення. У 1978 р. Джоунз та Розелл запропонували графічний спосіб оцінки відносних проникностей за допомогою методу неусталеного потоку.

Баклі та Леверетт застосували концепцію відносної проникності при аналізі роботи пласта та прогнозуванні коефіцієнта нафтовіддачі. Вони вивели два рівняння, відомі як рівняння багатофазного потоку та рівняння фронтального витіснення, які дозволили розраховувати коефіцієнт вилучення нафти у випадку витіснення її флюїдом, що не змішується з нею (газом чи водою) (Вахромеев и Давыденко, 1987).

Нині багато вчених, зокрема Бернабе, Вонг, Дональдсон, Корнелл, Тіаб, Хільдеганд та інші, працюють над удосконаленням та модифікацією вже існуючих методів визначення проникності, а також над створенням та розвитком нових.

Закон Дарсі, який є фундаментальною залежністю для визначення проникності, був встановлений на основі інтерпретації результатів експерименту, у якому вода проходила крізь товщу піску, що містилася в металевому

циліндри, а два манометри реєстрували вхідний та вихідний тиск флюїду.

У результаті тривалих досліджень та деяких перетворень лінійний закон фільтрації Дарсі виглядає наступним чином:

$$Q = \frac{k_{np} S \Delta p}{\eta L}, \text{ звідки } k_{np} = \frac{Q \eta L}{\Delta p S}, \quad (1)$$

де Q – витрати води, k_{np} – коефіцієнт проникності, S – площа поперечного перерізу досліджуваного зразка, Δp – перепад тиску між двома манометрами, L – довжина (висота) досліджуваного зразка, η – в'язкість флюїду (Добрынин и др., 2004; див. wiki.aapg.org/Permeability).

Основні фактори, що впливають на проникність гірських порід. Проникність порід-колекторів може змінюватися у широкому діапазоні значень, а якість колектора, яка визначається його проникністю, можна оцінювати як: низька, якщо $k_{np} < 0,001$ мкм²; задовільна, якщо $0,001 < k_{np} < 0,01$ мкм²; середня, якщо $0,01 < k_{np} < 0,05$ мкм²; висока, якщо $0,05 < k_{np} < 0,25$ мкм²; та дуже висока, якщо $k_{np} > 0,25$ мкм². На величину проникності гірських порід впливають наступні фактори:

1. Пористість. Наявність у породах пустот різного розміру та форми призводить до різних видів взаємодії між твердою фазою та насичуючим пустоти флюїдом. Наприклад, вода, що міститься у пустотах, може бути вільною, капілярною, пухко- та міцнов'язаною тощо. Для багатьох порід рух флюїду може забезпечуватися наявністю тріщинуватості. Загалом вченими було зроблено багато спроб створити загальний закон, що описує зв'язок між пористістю та проникністю: Козені, Карман, Берг встановили деякі закономірності між цими параметрами, однак усі вони мають досить обмежені можливості через анізотропію та складність геометрії пористих середовищ. Крім того, деякі дослідження показали, що використання ефективної пористості замість відкритої для встановлення залежності між пористістю та проникністю породи призводить до збільшення тісноти зв'язку між цими параметрами.

2. Форма та розмір зерен. Якщо порода складена великими та плоскими зернами, які розташовані рівномірно, причому їхня найдовша вісь орієнтована горизонтально, то горизонтальна проникність цієї породи буде дуже високою, тоді як вертикальна проникність буде від середньої до високої. Якщо порода складена в основному великими та округлими зернами, то її проникність буде досить високою і матиме одну й ту саму величину в обох напрямках. Якщо зерна дрібні та неправильної форми, то проникність породи-колектора буде, як правило, нижчою, особливо у вертикальному напрямку.

3. Геометрія пустотного простору та питома поверхня фільтрації. Проникність є функцією геометрії пустотного простору гірської породи і контролюється розміром, орієнтацією та відсортованістю зерен, упаковкою, цементациєю, вмістом глинистих часток, вторинними змінами, наявністю тріщин тощо.

4. Глинистість. Наявність глинистого матеріалу іноді є вирішальним фактором при розділенні порід на колектори і неколектори, а колекторів – на пласти з різними фільтраційно-ємнісними властивостями (ФЄВ). Зі зміною вмісту глинистого матеріалу можуть змінюватися пористість, проникність, залишкова флюїдонасиченість порід. ФЄВ колектора з ростом глинистості зазвичай погіршуються. Суттєвий вплив глинистих мінералів на проникність породи часто пов'язаний не лише з їхньою кількістю, але й із їхнім мінералогічним складом та складом

порових флюїдів. Крім того, глинистий матеріал у гірських породах може бути присутнім у різних виглядах: розсіяна глинистість, глинистий цемент, шарувата глинистість, кожен з яких може по-різному впливати на властивості породи.

5. Шаруватість. У гірських породах зазвичай спостерігається анізотропія проникності у різних напрямках, зокрема, вертикальна проникність (виміряна у напрямку, перпендикулярному до площин нашарування) є часто нижчою за горизонтальну (виміряну у напрямку, паралельному до площин нашарування). Шаруваті мінерали, а також прошарки глин знижують вертикальну проникність. Однак іноді вона вища за горизонтальну завдяки наявності тріщин, вертикальних каналів вилуговування чи блокової структури породи.

6. Цементация. Ступінь цементациї визначає параметри каналів фільтрації породи, що забезпечують протікання флюїду.

7. Тріщинуватість та вилуговування. Тріщинуватість і розчинення мінералів поверхневими та підземними кислотами водами зазвичай призводить до збільшення проникності породи-колектора.

8. Літостатичний тиск. Проникність порід суттєво знижується зі збільшенням літостатичного тиску за рахунок їх ущільнення (Добрынин и др., 2004; Chilingarian et al., 1992; див. wiki.aapg.org/Permeability).

Методи визначення проникності. Проникність гірських порід залежить не лише від властивостей самої породи, але і від взаємодії флюїдів, що фільтруються, з породами та кількості фаз флюїдів, що фільтруються. Тому виділяють такі види проникності, і як абсолютна, фазова та відносна.

Абсолютна проникність визначається при фільтрації крізь породу єдиного флюїду, що є хімічно та фізично інертним щодо породи, тоді як при визначенні фазової проникності використовується більше ніж один флюїд. Відносна проникність для певного флюїду є безрозмірною величиною, яка є відношенням фазової проникності до абсолютної.

Загалом методи визначення проникності колекторів можна розділити на кілька груп:

1. Лабораторні методи (за керном).

2. Методи визначення проникності за даними ГДС (у тому числі гідродинамічного каротажу) та випробування свердловини (за результатами дослідження притоку в свердловинах).

3. Визначення проникності через кореляційні залежності (опосередковано через лабораторні дані та дані ГДС) та за даними дослідження пористості й пустотного простору гірських порід.

Визначення проникності за даними лабораторних досліджень керна. Вплив на проникність порід безлічі різних факторів та необхідність визначення проникності для різних флюїдів призвели до потреби у спеціальних приладах, що дозволяють моделювати різні умови фільтрації з відтворенням пластових тисків та температур (Гиматудинов и Ширковский, 1982). У лабораторних умовах проникність може бути визначена шляхом фільтрації рідин чи газів крізь зразки керна. Газова проникність визначається частіше, оскільки підготовка зразків для експерименту в такому випадку є простішою.

Величина проникності розраховується за даними досліджень гірських порід, під час яких може робитися припущення про однорідність потоку флюїду крізь породу та постійне значення проникності в досліджуваному напрямку. При цьому враховується в'язкість флюїду, що фільтрується крізь породу, дотримується умова його інертності відносно породи, а для газів враховується ефект Клінкербєрга.

Визначення газової та рідинної проникності методом стаціонарної фільтрації. При використанні даного методу визначення проникності зазвичай проводиться на зразках циліндричної форми. Установка складається з ємності зі стиснутим газом, кернотримача та лічильника потоку. Промитий та висушений зразок розташовується в кернотримачі всередині резинового кожуха, який обтискає зразок та герметизує його бічні стінки. Після цього газ під постійним тиском починають пропускати крізь зразок до тих пір, поки тиск на виході зразка та потік газу не стабілізуються, при цьому реєструється різниця вхідного й вихідного тисків та потік газу, що пройшов крізь зразок (рис. 1). На основі отриманих даних розраховується проникність за узагальненим законом Дарсі для стискуваних флюїдів:

$$k_{np} = \frac{2000 p_a \eta Q L}{(p_1^2 - p_2^2) S}, \quad (2)$$

де k_{np} – проникність породи, p_a – атмосферний тиск, p_1 і p_2 – тиск на вході та виході зразка, L – довжина

зразка, η – в'язкість газу, Q – витрати флюїду (відношення об'єму флюїду, що фільтрується, до часу фільтрації), S – площа поперечного перерізу зразка.

Використання газу для визначення проникності дозволяє уникнути небажаної взаємодії флюїд-порода, однак потребує введення поправки, що враховує вплив проковзування газу вздовж стінки порового каналу: ефект Клінкенберга.

У випадку фільтрації рідини зразок після екстрагування насичується робочою рідиною, яка під час експерименту буде крізь нього фільтруватися, а проникність визначається за формулою:

$$k_{np} = \frac{1000 \eta Q L}{\Delta p S}, \quad (3)$$

де Δp – падіння тиску; η – в'язкість рідини (Malkovsky et al., 2009).

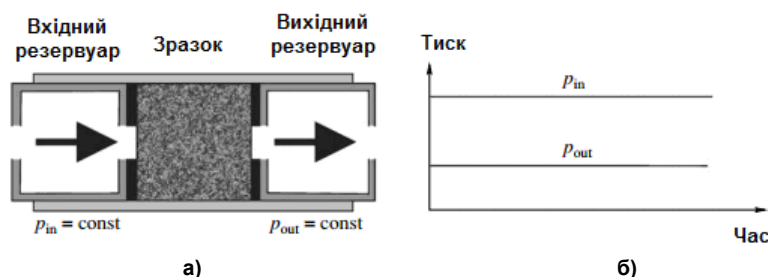


Рис. 1. Методика вимірювання проникності методом стаціонарної фільтрації:

а) схематичне зображення вимірювальної системи;
б) залежність тиску в системі від часу (Malkovsky et al., 2009)

У загальному випадку та у припущенні, що у всьому зразку вектори швидкості фільтрації рівні за величиною та перпендикулярні до його крайніх перерізів, значення проникності визначається за законом Дарсі:

$$k_{np} = \frac{\eta L Q}{S(p_1 - p_2)}, \quad (4)$$

де η – динамічна в'язкість флюїду, що фільтрується, L – довжина зразка, p_1 та p_2 – тиск на вхідному та вихідному перерізах зразка відповідно.

Визначення газової та рідинної проникності методом нестаціонарної фільтрації або методом затухання тиску (імпульсу тиску). Зазвичай даний метод використовує зразки циліндричної форми, під час вимірювань бічні стінки зразка герметизуються, а вхідний і вихідний перерізи з'єднуються із замкнутими резервуарами (рис. 2). У початковий момент часу тиск флюїду в зразку та резервуарах однаковий і дорівнює p_0 . Потім у вхідному резервуарі робиться стрибкоподібне збільшення тиску на невелику величину Δp ($\Delta p \ll p_0$). За рахунок різниці тисків флюїду на вході та виході зразка флюїд фільтрується крізь нього, унаслідок чого тиск у першому резервуарі падає, а в другому зростає, доки не досягнуть рівноважного значення. Залежності тиску від часу в обох резервуарах фіксуються. Тривалість вимірів визначається часом відновлення рівноваги між тисками у резервуарах. Рівняння, що описує залежність тиску від часу в даній системі для флюїду, що стискається, має вигляд:

$$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} = \frac{\eta \phi}{k_{np}} \left(\beta_f + \frac{\beta_r}{\phi} - \frac{1 + \phi}{\phi} \beta_s \right) \frac{\partial p}{\partial t}, \quad (5)$$

де p – тиск, x – відстань від вхідного перерізу зразка, ϕ – пористість зразка, $\beta_f, \beta_r, \beta_s$ – стискуваність флюїду, інтегральна стискуваність породи та стискуваність її мінерального скелету відповідно, η – динамічна в'язкість флюїду.

Вищенаведене рівняння для визначення проникності може бути вирішене графічним, аналітичним або чисельним методом (Жариков и др., 2009; Malkovsky et al., 2009).

Осциляційний метод. При визначенні проникності за допомогою осциляційного методу тиск флюїду на вхідному перерізі зразка є періодичною функцією часу, а виміри можна проводити безперервно під час перебігу процесів, що можуть змінювати поровий простір породи. У типовій вимірювальній системі зразок у манжеті розташовується в камері, з'єднаній із вхідним та вихідним резервуарами та навантажений до бажаного тиску (рис. 3).

За допомогою контрольованої комп'ютером помпи генерується осциляція вхідного тиску флюїду, $P_U = A_U \exp[i(\omega t + \theta_U)]$, а на виході реєструються вагіації тиску у вихідному резервуарі, $P_B = A_D \exp[i(\omega t + \theta_D)]$. Якщо матеріал гомогенний, то конфігурація потоку флюїду одномірна. У цьому випадку A та θ можуть бути записані в довготривалому наближенні як:

$$Ae^{-i\theta} = \left(\frac{1+i}{\sqrt{\xi\mu}} \sinh \left[(1+i) \sqrt{\frac{\xi}{\mu}} \right] + \cosh \left[(1+i) \sqrt{\frac{\xi}{\mu}} \right] \right)^{-1}. \quad (6)$$

Безрозмірні параметри ξ (безрозмірна ємність) і μ (безрозмірна проникність) тут визначаються як:

$$\xi = \frac{SL\beta}{\beta_D}, \quad \mu = \frac{ATk_{np}}{\pi L\eta\beta_D}, \quad (7)$$

де S – площа поперечного перерізу зразка, L – довжина зразка, β – ємність зразка, β_D – ємність вихідного резервуару, η – в'язкість флюїду.

Рівняння (6) нелінійне та має бути чисельно вирішеним для ξ та μ , після чого з (7) можна визначити k_{np} та β .

Зазвичай для цього використовується ітераційний метод оптимізації (Bernabe et al., 2006; Malkovsky et al., 2009).

Модифікація методу затухання імпульсу тиску з урахуванням залежності властивостей газу, що фільтрується, від параметрів його стану. Дана методика базується на одномірній нестационарній моделі фільтрації аргону крізь зразок циліндричної форми, причому вхідний переріз зразка з'єднується з газовою камерою малого об'єму, а вихідний переріз зразка відкритий в атмосферу (рис. 4).

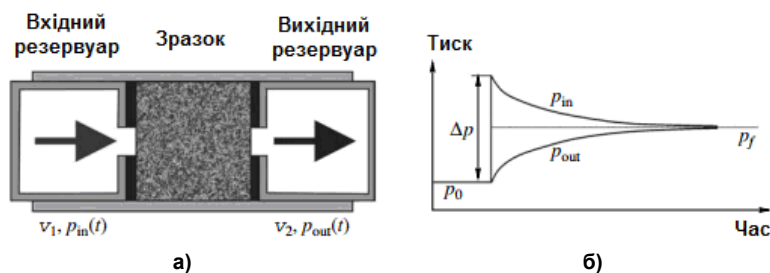


Рис. 2. Методика вимірювання проникності методом нестационарної фільтрації (затухання імпульсу тиску): а) схематичне зображення вимірювальної системи; б) залежність тиску в системі від часу (Malkovsky et al., 2009)

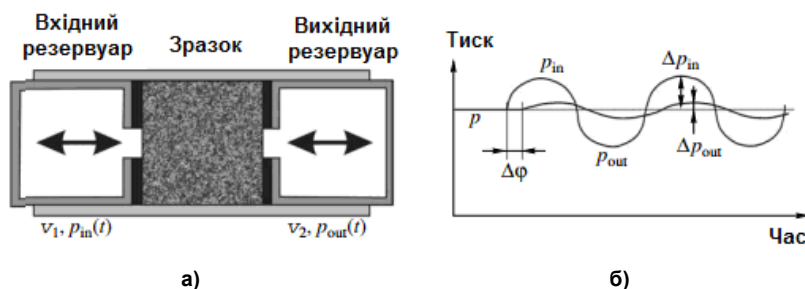


Рис. 3. Методика вимірювання проникності осциляційним методом: а) схематичне зображення вимірювальної системи; б) залежність тиску в системі від часу (Malkovsky et al., 2009)

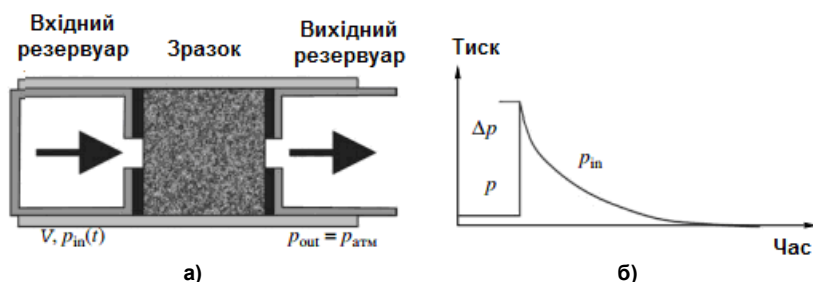


Рис. 4. Методика вимірювання проникності модифікованим методом затухання імпульсу: а) схематичне зображення вимірювальної системи; б) залежність тиску в системі від часу (Malkovsky et al., 2009)

У початковий момент часу вхідна камера з'єднується з газовим балоном високого тиску. У результаті до камери подається деяка кількість газу при стрибкоподібному підвищенні тиску $p_{in}(0) = p + \Delta p$, після чого клапан, що з'єднує камеру з балоном, закривається. У результаті фільтрації газу через зразок тиск у камері поступово зменшується, причому швидкість зменшення залежить від проникності зразка.

Аналітичний та чисельний розв'язки рівняння фільтрації для даного методу враховують пористість породи та залежність властивостей газу, що фільтрується, від РТ-умов. Розрахунковим шляхом отримується залежність $p_{in}(t)$, яка порівнюється з експериментальною, на основі чого підбираються такі значення параметрів, що визначають значення проникності, за яких розходження

розрахованих та вимірних значень $p_{in}(t)$ буде мінімальним. Підбір виконується на основі мінімізації функції нев'язки модифікованим градієнтним методом.

Метод зміни форми потоку. Лабораторні методи вимірювання проникності гірських порід, як правило, розраховані на визначення лише однієї з компонент тензора проникності та базуються на припущенні про ізотропність проникності порід. Однак через анізотропію гірських порід таке припущення справедливе далеко не завжди і для деяких порід тензорний характер проникності досить суттєвий і є необхідність визначати дві та більше компоненти тензора проникності.

Метод зміни форми потоку дозволяє визначати компоненти тензора проникності протягом одного дослідження, що дві головні компоненти із трьох рівні

між собою, а визначення двох незалежних компонент проводиться на одному і тому ж зразку.

При визначенні проникності ізотропних порід на вхідному та вихідному перерізах зразка зазвичай створюються умови для рівномірного втікання та витікання флюїду шляхом однорідного розподілу тиску флюїду на перерізах зразка. Однак, якщо зробити введення флюїду неоднорідним по вхідному перерізу, то лінії протікання стануть криволінійними, причому ступінь їхньої кривизни (і, відповідно, параметри потоку) будуть залежати від анізотропії проникності.

Розглянемо циліндричний зразок породи з шаруватою анізотропією, вісь якої перпендикулярна до площини шаруватості. Для визначення проникності використовуються два режими фільтрації, як це показано на рис. 5. У першому режимі (рис. 5, а) флюїд вводиться у зразок лише через круг малого радіуса, розташований на осі зразка. У другому режимі (рис. 5, б) флюїд вводиться не лише через малу кругову область, розташовану на осі зразка, але і через тонку кільцеву область на периферії вхідного перерізу. Вплив анізотропії проникності на характеристики протікання в цих двох випадках буде різним і зіставляючи характеристики протікання, що виміряні у двох режимах, можна визначити не лише поздовжню, а і поперечну компоненти тензора проникності. У випадку фільтрації крізь зразок газу з урахуванням ефекту Клінкенберга компоненти тензора проникності описуються виразами:

$$k_{np l} = k_{np l}^0 \left(1 + \frac{b}{p} \right), k_{np t} = k_{np t}^0 \left(1 + \frac{b}{p} \right), \quad (8)$$

де $k_{np l}$, $k_{np t}$ – поздовжня і поперечна компоненти проникності відповідно, $k_{np l}^0$, $k_{np t}^0$ – значення поздовжньої та поперечної компоненти проникності для рідини, p – тиск газу, b – константа Клінкенберга.

За допомогою розрахунків можна визначити масові витрати газу в режимах 1 і 2, що разом зі значеннями поперечної та поздовжньої компонент тензора проникності дозволяють оцінювати ступінь анізотропії проникності (Жариков и др., 2004).

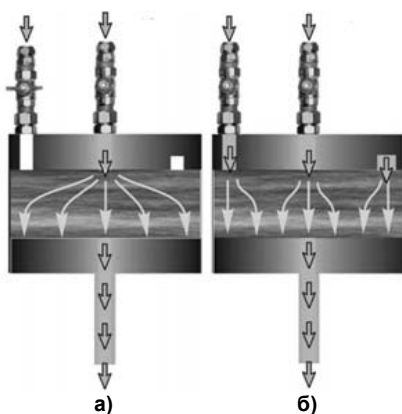


Рис. 5. Введення флюїду при вимірюванні анізотропії тензора проникності на одному зразку:

- перший режим: флюїд вводиться у зразок лише через круг малого радіуса, розташований на осі зразка;
- другий режим: флюїд вводиться не лише через малу кругову область, розташовану на осі зразка, але й через тонку кільцеву область на периферії вхідного перерізу (Malkovsky et al., 2009)

Визначення проникності за даними геофізичних досліджень свердловин (ГДС) та розробки пластів. Для вивчення коефіцієнта проникності гірських порід можуть бути використані різні методи ГДС: методи опорів,

потенціалів викликаной (ВП) і самочинної поляризації (СП), природного гамма-випромінювання, індукційний метод, метод ізотопів, кавернометрія, метод ядерно-магнітного резонансу (ЯМР) тощо.

Якісна оцінка проникності за даними ГДС може бути отримана достатньо легко. Проникні горизонти гарно виділяються за діаграмами СП, мікрозондів. У результаті інтерпретації даних бокового каротажного зондування (БКЗ) можна визначити діаметр зони проникнення, а він тим більший, чим вищий k_{np} .

Кількісна оцінка проникності за даними ГДС складніша, так як k_{np} є складною функцією пористості, водонасиченості, глинистості та інших параметрів. Існує багато підходів до кількісної оцінки k_{np} за даними ГДС та розробки пластів (Дахнов, 1958; Сковородников, 2003).

Визначення проникності за даними методів опорів базується на встановленій залежності між вмістом зв'язаної води в нафтонасиченому колекторі та питомою поверхнею його зерен і між останньою та величиною коефіцієнта проникності. На основі цієї залежності існує метод визначення проникності порід за параметром насичення, основою якого є рівняння Козені-Кармана, яке після введення параметрів пористості P_n і насичення P_n та деяких перетворень приводиться до вигляду:

$$k_{np} = KP_n^p P_n^q, \quad (9)$$

де K – постійна, характерна для досліджуваного резервуару, що враховує середню товщину плівки зв'язаної води та геометрію порових каналів; p і q – емпіричні показники степеня, які залежать від властивостей колектора та насичуючих флюїдів, причому p близький до 1, а q – до -1. Величину K чи межі її змін встановлюють для об'єкта дослідним шляхом (Дахнов, 1958; Кобранова, 1986; див. wiki.aapg.org/Permeability).

Визначення проникності за значеннями потенціалів викликаной поляризації та викликаной електрохімічної активності можливе завдяки існуванню прямої залежності цих параметрів від питомої поверхні зерен і, відповідно, їхньої оберненої залежності від проникності породи (Дахнов, 1958). За проникностей, які змінюються у межах від 0,05 до 1 мкм², залежність викликаной електрохімічної активності від проникності близька до обернено квадратичної.

Можливість визначення проникності порід за даними потенціалів самочинної поляризації визначається залежністю між потенціалами самочинної поляризації та глинистості, а відповідно, і проникністю породи. Інтенсивна залежність дифузійно-адсорбційної активності і, відповідно, потенціалів СП від проникності спостерігається в області низьких значень проникності, що обмежує використання цього методу головним чином для слабопроникних глинистих пісків та пісковиків (Дахнов, 1958; Комаров, 1973).

Метод визначення проникності порід за даними методу СП з використанням результатів лабораторних досліджень керна полягає в наступному: зі свердловини відбирають керн та визначають його проникність, після чого у свердловині проводять каротаж методом СП та радіоактивний каротаж для визначення вмісту водню у твердій фазі керна. На основі проведених досліджень будують залежність відносної амплітуди СП від проникності за керном та вимірюють вміст каолініту в керні, виділяючи групи порід-колекторів. Для кожної групи розраховують відношення вмісту водню у твердій фазі до відносної амплітуди СП і будують його кореляційну залежність із вмістом каолініту в керні, що допомагає уточнити структуру груп. Потім для кожної групи будується залежність

$\alpha_{nc} = f(k_{np})$, яка може використовуватися для визначення проникності колекторів за даними методу СП (див. www.findpatent.ru/patent/241/2419111.html).

Вивчення можливостей визначення проникності порід за даними методу природного гамма-випромінювання також представляє значний інтерес. Радіоактивність колекторів пов'язана з їхньою глинистістю, а вміст глинистого матеріалу істотно впливає на проникність, що є петрофізичною передумовою оцінки коефіцієнта проникності за діаграмами гамма-методу (ГМ). У піщано-глинистих колекторах, в яких понижені проникності зазвичай пов'язані з ущільненням та підвищенням глинистості колектора, у тих випадках, коли піщаний матеріал слабо радіоактивний, буде спостерігатися обернена залежність між проникністю колектора та інтенсивністю природного гамма-випромінювання.

Визначення проникності за даними методу ЯМР. Дослідження показують, що час релаксації ЯМР обернено залежить від відношення площі та об'єму порового простору. Визначення проникності за даними ЯМР базується на моделях, яким властиве збільшення проникності зі збільшенням розміру пор та зерен. Відомо, що дані ЯМР корелюють з розмірами пор: малий час релаксації зазвичай відповідає порам малого розміру, а більший час релаксації відповідає крупним порам. Проникність за даними ЯМР можна розраховувати з використанням певних моделей, наприклад: моделі вільного флюїду (Тімура-Коатса або Коатса) чи моделі середнього часу T_2 (Шлюмберже-Долла).

Модель вільного флюїду використовується для порід, насичених водою чи вуглеводнями, а модель середнього часу – для водонасичених колекторів. Загалом ці дві моделі проникності передбачають гарну кореляцію між пористістю, розміром зерен і порових каналів та зв'язаністю пор, однак вони обидві відображають проникність матриці та недооцінюють тріщинну проникність.

У найпростішій формі моделі вільного флюїду проникність $k_{np}(\text{Coates})$ визначається як:

$$k_{np(\text{Coates})} = \left[\left(\frac{k_n}{C} \right)^2 \frac{FFI}{BVI} \right]^2, \quad (10)$$

де C – формаційний коефіцієнт, FFI – індекс вільного флюїду, BVI – індекс зв'язаного флюїду. Дана модель дуже гнучка та за допомогою кернових даних може бути відкалібрована для різних формацій.

Для моделі середнього часу T_2 проникність визначається як:

$$k_{np(\text{SDR})} = CT_{2gm}^2 k_n^4, \quad (11)$$

де k_n – ефективна пористість за даними методу ЯМР, T_{2gm} – середнє геометричне розподілу T_2 , C – формаційний коефіцієнт, T_2 – час поперечної релаксації (див. petrowiki.org/Permeability_estimation_with_NMR_logging).

Визначення проникності за допомогою хвиль Стоунлі. Дані для хвиль Стоунлі зазвичай представляються у вигляді інтервального часу або відношення амплітуд сигналу для двох приймачів. Також для покращення результатів визначення проникності можуть використовуватися коефіцієнти затухання та розсіювання енергії хвилі. Загалом відомо, що зі збільшенням проникності швидкість хвиль Стоунлі зменшується, а затухання зростає.

Під час обробки хвиль Стоунлі криві відбитих хвиль для середніх частот можуть бути використані для індексації тріщин, каверн та поверхонь напластування; криві заломлених хвиль для середніх частот використовуються для

визначення проникності пласта (див. petrowiki.org/Permeability_estimation_with_Stoneley_waves).

Загалом за даними каротажу можна визначати проникність пластів, а для калібрування отриманих даних використовуються кернові дані, дані розробки пластів та зміни тиску. Для кореляції каротажних кривих та проникності можуть використовуватися різні рівняння, що включають дані лабораторних та свердловинних досліджень. Спільний аналіз керна та каротажних кривих дає змогу оцінювати потенціал колекторів, однак навіть у сприятливих випадках відносна помилка визначення проникності за каротажем може досягати високих значень. Це спричинено не похибками вимірювань при каротажі, а недостатньо тісним зв'язком коефіцієнта проникності з тими параметрами, які визначаються під час ГДС. Водночас, визначення k_{np} за даними ГДС має і свої переваги,

такі як оперативність, велика представницькість та детальність результатів, можливість буріння без відбору керна тощо, тоді як проникність, виміряна на зразку керна, представницька лише для цього конкретного керна і використання цього значення як значення проникності всього пласта-колектора може призвести до помилкового прогнозу продуктивності свердловини. Цінність використання матеріалів ГДС для оцінки параметра проникності полягає також у тому, що навіть при невеликій точності такої оцінки дані ГДС дозволяють виділити принаймні два-три класи колекторів і охарактеризувати їхній розподіл по площі та в об'ємі покладу нафти або газу, а це створює передумови для побудови просторової динамічної моделі родовища – об'єкта розробки. Ефективність використання даних ГДС для цієї мети суттєво зростає при синтезі даних ГДС та сейсморозвідки (Комаров, 1973; див. wiki.aapg.org/Permeability).

Визначення проникності тріщин на основі даних сейсморозвідки. Існує кілька методів, що базуються на сейсмічних даних відбитих хвиль та дозволяють визначати розташування природних систем тріщинуватості та попередньо прогнозувати їхню проникність. Ці методи використовують амплітуду відбитої хвилі, кривизну годографа відбитих хвиль та її модифікації, куб когерентності, спектральне розвинення, азимутальну анізотропію швидкостей пружних хвиль, аналіз амплітудного кубу міграції дуплексних хвиль (DWM) тощо. Одним із найбільш надійних методів для прогнозування проникності тріщин серед них вважається метод DWM (Khromova et al., 2011).

Визначення проникності за даними розробки пласта. Дані розробки пласта можуть бути використані для визначення проникності колекторів, так як під час розробки свердловини отримуваний приток флюїду залежить насамперед від пористості та проникності досліджуваного пласта та в'язкості флюїдів, які містяться в ньому. Існує ряд методів для аналізу результатів розробки: даних про кількість відібраного флюїду, динаміку пластового тиску тощо. Для отримання величини проникності найчастіше будують графік залежності тиску від часу в напівлогарифмічному масштабі. Потім визначають кутовий коефіцієнт отриманої прямої та підставляють його в рівняння:

$$k_{np} = 2149 \frac{Q\eta B_0}{mh}, \quad (12)$$

де Q – дебіт; η – в'язкість флюїду; B_0 – об'ємний коефіцієнт нафти (м^3 в пластових умовах / м^3 в стандартних умовах); h – товщина пласта; m – кутовий коефіцієнт прямої $P(\ln t)$ (Schon, 2011).

Тестування нарощування тиску. Визначення проникності пласта за даними нарощування тиску є досить точним. Для цього потрібно, щоб пласт був з'єднаний зі свердловиною, а потік був достатньо високий для

точного вимірювання. Свердловина має бути робочою досить тривалий час для того, щоб встановився суттєвий радіус досліджень. Спеціальні рівняння зв'язують радіус досліджень, параметри потоку та пластового флюїду, а також проникність, наприклад:

$$r_i = \left(\frac{k_{np} t}{948 k_n \eta c_t} \right)^{1/2}, \quad (13)$$

де r_i – радіус досліджень, t – час, c_t – загальна стисливість досліджуваних порід.

Тестування на одній точці. У багатьох випадках дані тривалої розробки відсутні та виникає потреба оперативного визначення проникності пласта. У такому випадку свердловина перфорується та розробляється протягом кількох годин чи днів і для оцінки проникності на основі отриманих даних використовується метод одної точки.

У цьому методі рівняння квазістаціонарної фільтрації газу та радіусу досліджень вирішуються одночасно одразу для проникності та радіусу досліджень. Рівняння квазістаціонарної фільтрації газу виглядає наступним чином:

$$\frac{k_{np} h}{1.422 Q_g T} (\psi_i - \psi_{wf}) = \ln \left(\frac{r_d}{r_w} \right) - 0.75 + s', \quad (14)$$

де $r_d = \left(\frac{kt}{376 k_n \eta c_t} \right)^{1/2}$, $s' = s + DQ_g$, h – ефективна по-

тужність пласта, Q_g – витрати газу, T – температура (°F), ψ_i та ψ_{wf} – псевдотиск у досліджуваному радіусі

та свердловині відповідно, r_d та r_w – радіус дренажної зони та свердловини відповідно, s – товщина глинистої кірки, s' – фактор глинистої кірки, D – константа.

Визначення проникності за результатами гідродинамічних досліджень. Вирішення обернених гідродинамічних задач дозволило розробити технологію дослідження свердловин за режимів стаціонарної та нестационарної фільтрації та отримати формули, що пов'язують параметри пластів, флюїдів та технологічні показники роботи свердловин. У даному напрямку є дві основні групи методів: дослідження свердловин на основі інтерпретації результатів спостереження нестационарних процесів (метод кривої відновлення забійного тиску в добувних свердловинах або падіння забійного тиску в нагнітальних свердловинах) і дослідження свердловин за стаціонарного режиму.

Для першої групи методів використовується формула обробки даних глибинного манометра, у найпростішому випадку – формула обробки кривої відновлення тиску без урахування притоку рідини у стовбур свердловини після її закриття на усті:

$$\Delta P_{заб}(t) = \frac{Q \cdot \eta}{4 \cdot \pi \cdot k_{np} \cdot h} \cdot \ln \frac{2,25 \cdot \chi \cdot t}{r_c^2}, \quad (15)$$

де Q – дебіт свердловини до зупинки, h – ефективна товщина пласта, χ – п'єзопровідність пласта, r_c – радіус свердловини, t – час після зупинки. Після деяких перетворень отримуємо рівняння для визначення k_{np} :

$$k_{np} = \frac{Q \eta}{4 \pi i h}, \quad (16)$$

де i – кутовий коефіцієнт графіку забійного тиску в системі координат $\Delta P_{заб}(t) - \ln t$.

Для другої групи методів використовують формулу Дюпію в умовах дотримання справедливості лінійного закону фільтрації Дарсі:

$$Q = \frac{2 \cdot \pi \cdot k_{np} \cdot h}{\eta} \cdot \frac{P_{nl} - P_{заб}}{\ln \frac{R_k}{r_c}}, \quad (17)$$

де P_{nl} – пластовий тиск на період дослідження свердловини, $P_{заб}$ – забійні тиски відповідних режимів роботи свердловини, R_k – радіус контуру живлення, r_c – радіус свердловини.

Гідродинамічний каротаж (ГДК) виконується за допомогою каротажного обладнання та дозволяє вивчати гідродинамічні параметри пласта. Коефіцієнт проникності визначається з виразу:

$$k_{np} = \frac{V \eta}{A \Delta P \Delta t}, \quad (18)$$

де V – відібраний об'єм пластової рідини, Δt – час фільтрації, ΔP – перепад тиску, A – геометричний коефіцієнт (визначається формою капілярів фільтрації). Дане рівняння справедливе лише при дотриманні лінійного закону фільтрації (Гиматудинов і Ширковский, 1982).

Вимірювання газової проникності за профілем повнорозмірного ядра. Профільна газопроникність на керні може бути виміряна на автоматизованому скануючому приладі Autoscan. Вимірювання проводяться через плоску бічну грань колонки ядра після його поздовжнього розпилювання під час фільтрації газу – азоту. Вимірювання проводяться з кроком 5–10 см за глибиною, тривалість одного виміру 3–120 с, діапазон досліджуваних значень проникності – від 0,01 до 3 мкм² (Гиматудинов і Ширковский, 1982).

До методів визначення проникності гірських порід можна також віднести *методи визначення пористості та структури пустотного простору порід*, які дають інформацію для визначення проникності за емпіричними кореляційними залежностями.

Пористість гірських порід може бути визначена:

- за величинами мінеральної та об'ємної густини, визначених на одному зразку пікнометричним методом та методом гідростатичного зважування;
- методом насичення (зразок насичують рідиною, при цьому реєструючи вагу сухого та насиченого зразка, а також насиченого зразка у насичуючій рідині. Це дає змогу визначити пористість зразка);
- газоволюметричним методом або двокомірковим методом за законом Бойля (використовується установка з двома ємностями відомого об'єму: одну наповнюють газом під певним тиском і з'єднують з другою ємністю, всередині якої розташований зразок. На основі даних про зміни тиску в системі можна визначити об'єм пустот у зразку);
- метод ртутної порометрії (зразок насичується ртуттю та вимірюється об'єм витраченої ртуті) тощо.

Для вивчення структури пустотного простору порід використовуються наступні методи: напівпроникної мембрани; ртутної і водної порометрії; капілярометричних досліджень за допомогою центрифугування; адсорбції; насичення зразка люмінофором; використання оптичних і електронних мікроскопів.

У методі напівпроникної мембрани з водонасиченого зразка, встановленого на водонасиченій штучній мембрані, азотом витісняють воду і будують залежність величини водонасиченості зразка від величини капілярного тиску. З рівняння Лапласа розраховують ефективні діаметри пор, які відповідають кожній точці тиску, а за зміною водонасиченості – відносний вміст цих пор в породі.

У методі ртутної порометрії у вакуумований зразок нагнітають ртуть. Чим менший діаметр пор, тим більший тиск потрібно прикласти для подолання капілярних сил. За результатами нагнітання будують залежність капілярного тиску від насиченості зразка ртуттю, потім – криву розподілу пор за розміром.

У методі капілярного насичування змочуюча рідина, яка люмінесцує в ультрафіолетовому світлі, під впливом капілярних сил втягується зразком. Спостереження за зміною забарвлення перерізів зразка дозволяє проводити моделювання пустотного простору.

Усі перераховані методи є прямими й безпосередньо вивчають пустотний простір. До опосередкованих методів можна віднести петрофізичні акустичні методи, які вважаються найбільш інформативними. Вони базуються на дослідженні залежностей швидкостей поширення пружних хвиль від ємності пустотного простору, форми окремих пустот, орієнтації мікротріщин тощо (Кобра-нова, 1986; Bernabe et al., 2006).

Визначення коефіцієнта проникності за кореляційними зв'язками. Науковцями було створено багато петрофізичних рівнянь та залежностей для визначення проникності гірських порід на основі результатів дослідження їхнього пустотного простору та інших параметрів, наприклад:

1) Рівняння Козені – Кармана (пустоти в породі моделюються циліндричними каналами лінійної фільтрації):

$$k_{np} = \frac{k_{n,d}^3}{fT_e^2 S_\phi^2} \text{ або } k_{np} = \frac{k_n^3}{5A_g^2(1-k_n)^2}, \quad (19)$$

де f – коефіцієнт форми фільтруючих капілярів, T_e – гідравлічна звивистість каналів, $k_{n,d}$ – коефіцієнт динамічної пористості, S_ϕ – питома поверхня фільтруючих каналів, A_g – площа поверхні зерен, k_n – коефіцієнт пористості.

2) Рівняння Тімура (для щільних та сланцюватих порід):

$$k_{np} = \frac{10^4 k_{n,e}^{4.5}}{k_{e,e}^2} \text{ або } k_{np} = 0.136 \frac{k_n^{4.4}}{k_{e,3}^2}, \quad (20)$$

де $k_{n,e}$ – ефективна пористість, $k_{e,e}$ – коефіцієнт ефективного водонасичення, $k_{e,3}$ – коефіцієнт залишкового водонасичення.

3) Рівняння Берга (пустоти в породі вважаються "прямолінійними" та пронизують всю породу):

$$k_{np} = 0.0053 k_n^3 D_g^2, \quad (21)$$

де D – діаметр зерен.

4) Рівняння Коатса (для щільних та сланцюватих порід):

$$\sqrt{k_{np}} = 100 k_{n,e}^2 \frac{(1-k_{e,3})}{k_{e,3}}$$

або

$$k_{np} = 1 - \left[(1-k_{e,3})^{2.1} / k_h \right]^{0.5}, \quad (22)$$

де k_h – коефіцієнт проникності породи для вуглеводнів.

5) Рівняння Шлюмберже (для щільних та сланцюватих порід):

$$k_{np}^{1/2} = 250 \frac{k_n^3}{k_{вз}}, \quad (23)$$

де $k_{вз}$ – коефіцієнт залишкового водонасичення.

6) Рівняння для визначення проникності пористих карбонатних порід:

$$k_{np} = \frac{k_{n,e} k_{e,3} \tau_{cp}^2}{fT_e^2} \left(\frac{1}{k_{e,3}} - 1 \right)^3, \quad (24)$$

де $k_{e,3}$ – вміст залишкової води в зоні граничного нафтонасичення, $k_{n,e}$ – коефіцієнт відкритої пористості, τ_{cp} – середня товщина плівки зв'язаної води та води кутів пор у гідрофільних породах.

7) Рівняння для визначення проникності тріщинуватих порід за наявності системи тріщин у трьох взаємно перпендикулярних напрямках:

$$k_{np} = \frac{10^{-8} b^2}{18 \cdot 10^{-8}} k_T = 5.6 \cdot 10^{-2} b^2 k_T, \quad (25)$$

для системи тріщин одного чи двох паралельних напрямків:

$$k_{np} = \frac{10^{-8} b^2}{12 \cdot 10^{-8}} k_T = 8.3 \cdot 10^{-2} b^2 k_T, \quad (26)$$

де b – розкритість тріщини, k_T – коефіцієнт тріщинуватості в напрямку фільтрації.

Існує також багато інших рівнянь та залежностей, як наприклад Хейзена, Сліхтера, Терзагі тощо, які для розрахунків використовують різні параметри гірських порід. (Добрынин и др, 2004; Brace et al., 1968; Hildebrand et al., 2004; Rose and Smith, 1957; Recommended Practices for Core Analysis; petrowiki.org/Permeability_estimation_in_tight_gas_reservoirs; petrowiki.org/Permeability_determination).

Обговорення. На основі проведених досліджень було встановлено, що існує велика кількість підходів та методів визначення проникності гірських порід за різних умов: за умов стаціонарної або нестаціонарної фільтрації, з використанням лінійного або нелінійного потоку флюїду тощо. Різні цілі досліджень потребують використання різних методів. Зокрема, прикладом вибору методу визначення проникності гірських порід є дослідження даного параметра в петрофізичній лабораторії ННІ "Інститут геології" Київського національного університету імені Тараса Шевченка, де зазвичай проводиться визначення абсолютної газової (або рідинної) проникності методом лінійної фільтрації в атмосферних умовах або умовах, що моделюють пластові (рис. 6) (Вишва та ін., 2012; Вишва та ін., 2013). Дані таких досліджень мають широке використання, зокрема, у промисловості для визначення перспективних ділянок для видобутку вуглеводнів, підрахунках запасів вуглеводневої сировини та плануванні умов розробки пласта.

Висновки. Нині існує велика кількість методів і підходів для визначення проникності гірських порід як за даними лабораторних досліджень, так і за даними свердловинних та геофізичних випробувань. Кожен із методів має свої переваги та недоліки, пов'язані з точністю отримуваних даних, (не)врахуванням параметрів фільтруючих каналів та робочого флюїду тощо. Зокрема, лабораторні методи визначення проникності на зразках керна шляхом стаціонарної фільтрації газу дозволяє уникати небажаної взаємодії порода-флюїд, однак базується на припущенні про однорідність потоку газу та проникності породи у досліджуваному напрямку, а також потребує введення поправки Клінкенберга. Використання для визначення проникності стаціонарної фільтрації рідини базується на тому ж припущенні про однорідність потоку та проникності породи, однак є більш складним через можливість взаємодії порода-флюїд, а також є більш тривалим за часом. Методи, що використовують нестаціонарну

фільтрацію робочих флюїдів через породу, дозволяють безперервно проводити виміри під час протікання процесів, що можуть змінювати пустотний простір породи. Модифікації методів нестационарної фільтрації є одним із засобів визначення анізотропії проникності породи у різних напрямках, однак потребують ретельної підгото-

вки зразків для коректного визначення параметрів тензора проникності. Загалом лабораторні методи визначення проникності є досить точними та достатньо швидкими, однак для їх використання необхідні зразки керна визначеної форми, а також постійний контроль параметрів потоку робочого флюїду.

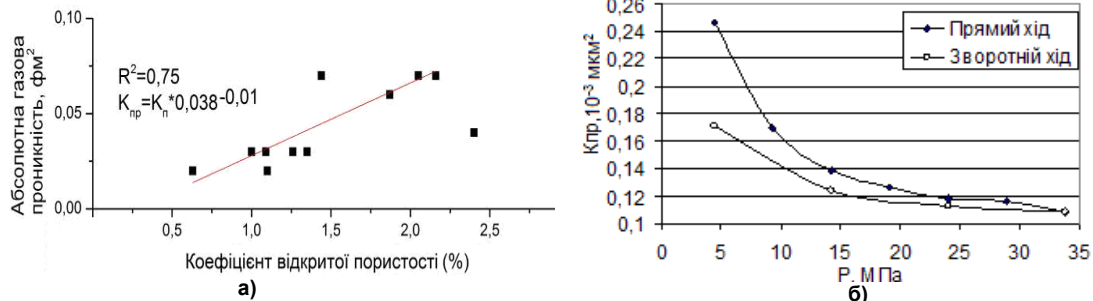


Рис. 6. Приклад залежностей коефіцієнта проникності порід-колекторів від різних параметрів, що отримані за результатами досліджень у петрофізичній лабораторії ННІ "Інститут геології":
а) залежність коефіцієнта абсолютної газової проникності від коефіцієнта відкритої пористості порід-колекторів;
б) залежність коефіцієнта абсолютної водопроникності зразка пісковику від ефективного тиску

Методи визначення проникності за даними ГДС та геофізичних методів є більш зручними, ніж лабораторні, через відсутність необхідності вилучення керна зі свердловини та його обробки, однак їхня роздільна здатність значно менша, а оцінка проникності є непрямою, що вносить у результати додаткові похибки. Розрахунок значення проникності за даними ГДС проводиться за допомогою різних залежностей, які можуть містити велику кількість коефіцієнтів та поправок за параметри пласта. Некоректний вибір одного з параметрів може призвести до суттєвих похибок результатів. Оцінка коефіцієнта проникності за допомогою кореляційних рівнянь є досить обмеженою, так як різні породи описуються різними залежностями, що можуть суттєво відрізнятися навіть для прилягаючих пластів.

Під час будь-якого дослідження потрібно визначати похибку вимірювань, а також розкид отриманих значень проникності. Важливим є також ретельне врахування впливу на проникність різних факторів, таких як пористість, форма та розмір зерен мінералів, геометрія пустотного простору, глинистість, шаруватість та тріщинуватість породи тощо. Систематичні та випадкові похибки можуть впливати на точність визначення проникності будь-яким методом, тому врахування їх завжди потребує значної уваги. Важливим напрямком подальшого вивчення представленого питання є побудова петрофізичних моделей проникності складнопобудованих порід-колекторів нафти і газу різної літології.

Список використаних джерел

1. Вахромеев, Г.С., Давыденко, А.Ю. (1987). Моделирование в разведочной геофизике. Москва: Недра.
2. Вижва, С.А., Безродна, І.М., Козинова, О.О. (2012). Аналіз фільтраційно-емнісних властивостей карбонатних порід карбону Руденківсько-Пролетарського регіону за результатами петрофізичних досліджень. Геоінформатика, 1, 17-25.
3. Вижва, С. А., Михайлов, В. А., Онищук, Д. І., Онищук, І. І. (2013). Петрофізичні параметри нетрадиційних порід-колекторів Південного нафтогазового регіону. Геоінформатика, 3, 17-25.
4. Гиматудинов, Ш.К., Ширковский, А.И. (1982). Физика нефтяного и газового пласта. Москва: Недра.
5. Дахнов, В.Н. (1958). Геофизические методы изучения коллекторских свойств и нефтенасыщенности горных пород. Материалы Межвузовского совещания по вопросам новой техники в нефтяной промышленности. Т.1. Гостоптехиздат.
6. Добрынин, В.М., Вендельштейн, Б.Ю., Кожевников, Д.А. (2004). Петрофизика (Физика горных пород). Учеб. для вузов. Москва: Изд-во "Нефть и газ" РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина.
7. Жариков, А.В., Мальковский, В.И., Шмонов, В.М., Витовтова, В.М., Графчиков, А.А. (2004). Метод измерения проницаемости образцов горных пород с учетом изменения термодинамических свойств флюида.

Электронный научно-информационный журнал "Вестник отделения наук о Земле РАН", 1(22).

8. Жариков, А.В., Мальковский, В.И., Шмонов, В.М. (2009). Техника измерения проницаемости образцов горных пород методом затухания импульса с использованием воды в качестве фильтрующегося флюида. Электронный научно-информационный журнал "Вестник Отделения наук о Земле РАН", 1(27), 1-3.
9. Кобранова, В.Н. (1986). Петрофизика. Учебник для вузов. 2-е изд., перераб. и доп. Москва: Недра.
10. Комаров, С.Г. (1973). Геофизические методы исследования скважин. Изд. 2-е, переработанное и дополненное. Москва: Недра.
11. Сковородников, И.Г. (2003). Геофизические исследования скважин. Курс лекций. Екатеринбург: УПТА.
12. Bernabe, Y., Mok, U., Evans, B. (2006). A note on oscillation flow method for measuring rock permeability. International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, 43, 311-316.
13. Brace, W.F., Walsh, J.B., Frangos, W.T. (1968). Permeability of granite under high pressure. Journal of Geophysical Research, 73(6), 2225-2236.
14. Chilingarian, G.V., Mazzullo, S.V., Reike, H.H. (1992). Carbonate reservoir characterization: a geologic engineering analysis. Part I. Developments in Petroleum Science 30. Elsevier Scienc. Publ. Co.
15. Hildebrand, A., Schlomer, S., Krooss, B.M., Littke, R. (2004). Gas breakthrough experiments on polycrystalline rocks: comparative study with N₂, CO₂ and CH₄. Geofluids, 4(1), 61-80.
16. Khromova, I., Link, B., Marmalevskiy, N. (2011). Comparison of seismic-based methods for fracture permeability prediction. First break, 29, 37-44.
17. Malkovsky, V.I., Zharikov, A.V., Shmonov, V.M. (2009). New Methods for Measuring the Permeability of Rock Samples for a Single-Phase Fluid. Izvestiya, Physics of the Solid Earth, 45(2), 89-100.
18. Recommended Practices for Core Analysis (1998). Recommended Practice 40 Second Edition.
19. Rose, H. G., Smith, H. F. (1957). Particles and Permeability: A method of determining permeability and specific capacity from effective grain size. Reprinted from the March 1957 issue of Water Well Journal, 59.
20. Schon, J.H. (2011). Physical properties of rocks: A Workbook. Handbook of petroleum exploration and production. Elsevier, 8.
21. Tiab, D., Donaldson, E. (2003). Petrophysics: Theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties. 2nd edition. Gulf Professional Publishing.

References

1. Bernabe, Y., Mok, U., Evans, B. (2006). A note on oscillation flow method for measuring rock permeability. International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, 43, 311-316.
2. Brace, W.F., Walsh, J.B., Frangos, W.T. (1968). Permeability of granite under high pressure. Journal of Geophysical Research, 73(6), 2225-2236.
3. Chilingarian, G.V., Mazzullo, S.V., Reike, H.H. (1992). Carbonate reservoir characterization: a geologic engineering analysis. Part I. Developments in Petroleum Science 30. Elsevier Scienc. Publ. Co.
4. Dakhnov, V.N. (1958). Геофизические методы изучения коллекторских свойств и нефтенасыщенности горных пород. Материалы Межвузовского совещания по вопросам новой техники в нефтяной промышленности. Т.1. Гостоптехиздат. [in Russian]
5. Dobrynin, V.M., Vendelshtein, B.Iu., Kozhevnikov, D.A. (2004). Петрофизика (Физика горных пород). Учеб. для вузов. Москва: FGUP Izdatelstvo "Neft i gaz" RGU nefti i gaza im. I.M. Gubkina. [in Russian]
6. Gimatudinov, Sh.K., Shirkovskii, A.I. (1982). Физика нефтяного и газового пласта. Москва: Недра. [in Russian]

7. Hildebrand, A., Schlomer, S., Krooss, B.M., Littke, R. (2004). Gas breakthrough experiments on polycrystalline rocks: comparative study with N₂, CO₂ and CH₄. *Geofluids*, 4(1), 61-80.

8. Khromova, I., Link, B., Marmalevskiy, N. (2011). Comparison of seismic-based methods for fracture permeability prediction. *First break*, 29, 37-44.

9. Kobranova, V.N. (1986). *Petrofizika. Uchebnik dlia vuzov*. Moskva: Nedra. [in Russian]

10. Komarov, S.G. (1973). *Geofizicheskie metody issledovaniia skvazhin*. Izd. 2-e, pererabotannoe i dopolnennoe. Moskva: Nedra. [in Russian]

11. Malkovsky, V. I., Zharikov, A. V., Shmonov, V. M. (2009). New Methods for Measuring the Permeability of Rock Samples for a Single-Phase Fluid. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 45(2), 89-100.

12. Recommended Practices for Core Analysis (1998). Recommended Practice 40 Second Edition.

13. Rose, H. G., Smith, H. F. (1957). Particles and Permeability: A method of determining permeability and specific capacity from effective grain size. Reprinted from the March 1957 issue of *Water Well Journal*, Circular №59.

14. Schon, J.H. (2011). Physical properties of rocks. *Workbook. Handbook of petroleum exploration and production*. Elsevier, 8.

15. Skovorodnikov, I.G. (2003). *Geofizicheskie issledovaniia skvazhin*. Kurs lektcii. Ekaterinburg: UPTA. [in Russian]

16. Tiab, D., Donaldson, E. (2003). *Petrophysics: Theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties*. 2nd edition. Gulf Professional Publishing.

17. Vakhromeev, G.S., Davydenko, A.Iu. (1987). *Modelirovanie v razvedochnoi geofizike*. Moskva: Nedra. [in Russian]

18. Vyzhva, S.A., Bezrodna, I.M., Kozionova, O.O. (2012). Analiz filtratsiino-iemnisnykh vlastyvoitei karbonatnykh porid karbonu Rudenskivsko-Proletarskoho rehionu za rezul'tatamy petrofizychnykh doslidzhen. *Heoinformatyka*, 1, 17-25. [in Ukrainian]

19. Vyzhva, S. A., Mykhailov, V. A., Onyshchuk, D. I., Onyshchuk, I. I. (2013). Petrofizychni parametry netradytsiinykh porid-kolektoriv Pivdennoho naftohazovoho rehionu. *Heoinformatyka*, 3, 17-25. [in Ukrainian]

20. Zharikov, A.V., Malkovskii, V.I., Shmonov, V.M., Vitovtova, V.M., Grafchikov, A.A. (2004). Metod izmereniia pronitcaemosti obraztcov gornykh porod s uchetoм izmeneniia termodinamicheskikh svoistv fluida. *Elektronnyi nauchno-informatcionnyi zhurnal "Vestnik otdeleniia nauk o Zemle RAN"*, 1(22). [in Russian]

21. Zharikov, A.V., Malkovskii, V.I., Shmonov, V.M. (2009). Tekhnika izmereniia pronitcaemosti obraztcov gornykh porod metodom zatukhaniia impulsa s ispolzovaniem vody v kachestve filtruiushchegosia fluida. *Elektronnyi nauchno-informatcionnyi zhurnal "Vestnik Otdeleniia nauk o Zemle RAN"*, 1(27), 1-3. [in Russian]

Надійшла до редколегії 13.12.17

A. Shynkarenko, PhD Student, E-mail: anastasiia.nesterenko@gmail.com
Taras Shevchenko National University of Kyiv
Institute of Geology, 90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine

MODERN APPROACHES TO DETERMINE THE PERMEABILITY OF RESERVOIR ROCKS BASED ON THE RESULTS OF GEOPHYSICAL INVESTIGATIONS

Permeability of rock is its physical property that describes its ability to conduct fluids under the pressure gradient. This paper presents short description and analysis of methods for determination of permeability of oil and gas reservoirs.

Permeability is a function of different parameters that leads to difficulties during its estimation. Investigations of the void space structure of rocks, their anisotropy etc. were carried out in order to take into account all factors that have an influence on the permeability. Reservoir conditions could also be modeled for that purpose.

Methods for determination of permeability of rocks can be divided into three groups: methods based on the laboratory studies of rocks; methods based on the well logging data; and methods based on the correlations between different parameters of rocks. The first two groups include methods for steady and unsteady fluid flow. Methods for the unsteady flow are usually more precise and rapid, thus prospects of extension of methods for permeability determination are mostly connected with them.

Each of the presented methods to determine permeability is characterized by some pros and cons. The most appropriate method for the specific experiment is always chosen according to conditions and requirements and expected results.

Further author's investigations will be related to the creation of petrophysical models of permeability of oil and gas reservoir rocks, including reservoirs of complex structure.

Keywords: permeability, reservoir rock, petrophysics, well logging, void space structure, porosity.

A. Шинкаренко, асп., E-mail: anastasiia.nesterenko@gmail.com
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

СОВРЕМЕННЫЕ ПОДХОДЫ К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ПРОНИЦАЕМОСТИ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Проницаемость горной породы – это физическое свойство, которое характеризует ее способность пропускать сквозь себя флюиды при наличии градиента давления. В данной работе представлена краткая характеристика и анализ методов определения проницаемости коллекторов углеводородов.

Проницаемость горных пород является функцией многих параметров, что вызывает дополнительные сложности при ее определении. С целью учета факторов, которые на нее влияют, проводят исследования структуры пустотного пространства пород, их анизотропии, моделируют условия их залегания и т. д.

Методы определения проницаемости могут быть условно разделены на три группы: методы на основании лабораторных исследований ядра; методы на основании данных ГИС и испытаний скважин; методы на основании корреляционных связей и зависимостей. Первые две группы, в свою очередь, могут быть разделены на методы с использованием стационарной фильтрации рабочего флюида и нестационарной фильтрации. Методы на основании неустановившегося потока зачастую являются более точными и оперативными, поэтому основные перспективы усовершенствования подходов к определению проницаемости связываются именно с ними.

Каждый из представленных в статье методов определения проницаемости характеризуется своими недостатками и преимуществами, а выбор метода исследований в конкретном случае проводится в зависимости от условий и требований эксперимента и ожидаемых результатов.

Дальнейшие исследования автора в данном направлении будут связаны с построением петрофизических моделей проницаемости пород-коллекторов углеводородов, в том числе сложнопостроенных коллекторов.

Ключевые слова: проницаемость, порода-коллектор, петрофизика, ГИС, структура пустотного пространства, коэффициент пористости.

ГЕОЛОГИЯ РОДОВИЩ КОРИСНЫХ КОПАЛИН

УДК 553.411.071

В. Михайлов, д-р геол. наук, проф.,
E-mail: vladvam@gmail.com
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, Киев, 03022, Украина
А. Тоц, E-mail: totz@yandex.ru
Компания Favss Limited
Mohamed Street Mhasibu House, P.O. Box 4059 Dar es Salam, Tanzania

НОВЫЙ ЗОЛОТОРУДНЫЙ РАЙОН В ТАНЗАНИИ

(Рекомендовано членом редакционной коллегии д-ром геол.-минералог. наук, проф. В.Н. Загнитком)

Танзания – одна из ведущих золотодобывающих стран мира и открытие новых ресурсов золота на ее территории является актуальной задачей. Известные месторождения золота сконцентрированы преимущественно на северо-западе страны в металлогенической зоне озера Виктория, где связаны с архейскими зеленокаменными поясами, в меньшей мере – на юго-западе, в рудных районах Лира и Мранда, приуроченных к палеопротерозойскому подвижному поясу Ubendian. Что касается восточных районов Танзании, где развиты протерозойские структуры подвижного пояса Uzagaran, то до последнего времени в этом районе сколько-нибудь существенные проявления золотой минерализации не были известны.

В результате наших исследований северной части провинции Морогоро Республики Танзания открыто новое, ранее неизвестное месторождение золота Mananila, представленное большеобъемной минерализованной ослабленной зоной, протяженностью до 400–450 м, мощностью до 60–80 м по интенсивно обеленным и расланцованным мигматитам, гнейсам, амфиболитам, пронизанным эшелонированными системами кварцевых жил и прожилков, крутопадающими телами кварцевых брекчий мощностью до 1,0–1,5 м. Содержания золота колеблются от 0,61 до 8,11 г/т, средние содержания по зоне достигают 2,5–3,0 г/т. Параллельно главной зоне на участке развиты подобные структуры, хотя и меньшей мощности. Прогнозные ресурсы месторождения оценены в 20 т золота.

В 2,8 км восточнее месторождения Mananila, расположено недавно открытое месторождение золота Mazizi, в районе известен также ряд небольших проявлений золота. Все эти объекты локализованы в пределах крупной ослабленной зоны северо-восточного простираения шириной до 4–5 км, протяженностью свыше 20 км. Эти данные служат основанием для выделения нового золоторудного района в северной части провинции Морогоро Объединенной Республики Танзания, в пределах протерозойского подвижного пояса Usagaran, возможная золотоносность которого ранее никогда не обсуждалась в геологической литературе.

Ключевые слова: месторождение золота, золоторудный район, прогнозные ресурсы

Постановка проблемы. Актуальность исследования обуславливается общими высокими перспективами золотоносности Республики Танзания, которая занимает третье место в Африке (после ЮАР и Ганы) по прогнозным ресурсам (2000 т) общим (1090 т) и подтвержденным (630 т) запасам и добыче (45–50 т в год) золота. Главными золотодобывающими компаниями здесь являются Barrick Gold (рудники Tulawaka, Bulyanhulu, Golden Ridge, Buzwagi); AngloGold (Geita), Acacia (North Mara), Resolute (Golden Pride), Meremeta (Buhemba), Twigg (Miyabi Hill), Lakota (Sekenke), Shanta Gold (New Luika) и др. (табл. 1). Известные месторождения золота (более 20) сконцентрированы в трех золоторудных структурах: золотоносной зоне оз. Виктория в северо-западной части Танзании, где они преимущественно связаны с архейскими зеленокаменными поясами (ЗКП); рудных районах Лира и Мранда в палеопротерозойских подвижных поясах западной части Танзании. Безусловно, прирост запасов золота является насущной задачей не только для геологоразведочной отрасли Танзании, но и для золотодобывающей промышленности мира.

Анализ последних исследований и публикаций. Известные рудные районы, особенно золотоносная зона озера Виктория, достаточно широко описаны в научной литературе, где рассматриваются вопросы их геологического строения, возраста, структуры, металлогении золота, происхождения и условий становления золоторудной минерализации (Cook et al., 2016; Kabete et al., 2012; Kwelwa et al., 2018; Many, Maboko, 2008; Sanislav et al., 2017; Tumsifu, 2013; The Mineral Industry..., 2014; USGS, 2015 и др.). Однако все это относится к северо-западной и западной частям Танзанийского щита, которые издавна, уже более 100 лет являлись объектами интенсивной добычи золота. Что касается восточной части Танзанийского щита, а именно административной провинции Морогоро, которой посвящена эта статья, сведения о ее золотоносности в научной литературе отсутствуют.

Выделение нерешенных ранее частей общей проблемы. Это связано с тем, что до последнего времени здесь не было известно мало-мальски значимых золоторудных объектов, а вся добыча золота ограничивалась крайне локальными, незначительными старательскими разработками с минимальной производительностью. Вместе с тем, как показали наши исследования лицензионного участка Mananila компании Favss Limited в северной части провинции Морогоро, проведенные в марте-апреле 2018 г., этот регион обладает значительным золоторудным потенциалом. В результате этих исследований был установлен принципиально новый для региона тип золоторудной минерализации, связанный с большеобъемными минерализованными структурами в ослабленных зонах гранито-нейсовых комплексов раннего докембрия в районе, где ранее не были известны даже сколько-нибудь существенные проявления золота.

Формулирование целей статьи. Основной задачей статьи является обоснование перспектив месторождения Mananila в отношении золотой минерализации и возможностей выделения нового, ранее неизвестного золоторудного района в провинции Морогоро Республики Танзания. Статья основана преимущественно на собственных материалах авторов, которые в марте-апреле 2018 г. провели в этом районе геологоразведочные работы на территории лицензионного участка Mananila (PML 25939/EZ) компании Favss Limited в северной части провинции Морогоро, площадь которого составляет около 1,5 км². Они заключались в маршрутных исследованиях территории участка с отбором образцов, штучных проб (6 проб) и проходки двух линий горных выработок (7 канав общей протяженностью 56,8 м) с отбором пунктирных бороздовых проб (35 проб).

Изложение основного материала исследований. Танзанийский кратон, который является одним из древних стабильных массивов Африканского континента, характеризуется зональным строением. Его центральная

часть сложена древними глубоко метаморфизованными породами архейского комплекса Dodoma (гнейсы, гранулиты, гранитогнейсы, мигматиты), на которые в северной части кратона, в районе озера Виктория наложены ЗКП, сложенные зеленокаменными породами системы

Nyanzian также архейского возраста. Именно с ними связана основная масса золоторудной минерализации региона (месторождения Geita, Tulawaka, Bulyanhulu, Golden Ridge, Buzwagi, Golden Pride, North Mara и др.).

Таблица 1

Ресурсы золоторудных объектов Республики Танзания
(*The list of the largest..., 2014; The Mineral Industry..., 2014; Tumsifu, 2013; USGS, 2015*)

ЗКП	Месторождение	Ресурсы, т Au	Содержание Au, г/т	Добыча, т	Компания
Металлогеническая провинция озера Виктория					
Rwamagaza	Tulawaka	53,8	11,1	3,0–3,9	Barrick Gold
	Buckreef	34,2	4,6	-	Gallery
	Mawe-Meru	22,9	27,0	-	
Geita	Ridge-8	102,6	5,5	-	AngloGold
	Nyankanga	226,7	4,0	-	AngloGold
	Geita	186,6	2,5	9,3–11,0	AngloGold
	Kukuluma	62,2	4,0	-	AngloGold
	Mugusu	192,8	4,5	-	Barrick Gold
	Golden Horse	289,2	3,5	-	Tan Range
Kahama	Bulyanhulu	466,5	9,5	10,3–14,0	Barrick Gold
Sukumaland (Mabale- Buhungurica)	Nyakafuru	22,7	6,3	-	Gallery
	Golden Ridge	86,7	3,0	4,0–4,5	Barrick Gold
	Kitongo	17,1	2,0	-	Gallery
Nzega	Miyabi Hill	23,3	2,1	-	Twigg
	Buzwagi	49,7	1,9	10,0–11,1	Barrick Gold
	Golden-Pride	68,4	-	4,3	Resolute
	Canuck	7,1	-	-	
Musoma-Mara	Buhemba	24,8	2,6	2,0	Meremeta
	Mrangi (Phoenix)	1,2	Высокое	-	
	Simba Sirori	3,1	12,0–14,0	-	
	Kiabakari	8,7	-	-	
	Mara	1,8	15,3	-	
	North Mara	161,1	3,3	10,0	Acacia
Sekenke	Sekenke	77,7	3,0	-	Lakota
Рудный район Lupa					
	New Luika	6,4	6,1	1,5	Shanta Gold
	New Saza – Razorback	12,0	3,0–7,5	-	
	N'Tumbi	6,0	до 13	-	
Рудный район Mpanda					
	Mukwamba	-	1,56	-	

С запада и востока ядерная часть кратона окружена протерозойскими мобильными поясами: поясом Ubendian северо-северо-западного до субмеридионального простирания на западе и поясом Usagaran северо-северо-восточного до субмеридионального простирания – на востоке (Tumsifu, 2013). С первым из них связаны золоторудные месторождения рудных районов Lupa и Mpanda (New Luika, New Saza-Razorback, N'Tumbi, Mukwamba), промышленная значимость которых намного уступает месторождениям металлогенической зоны озера Виктория. В поясе Usagaran до последнего времени месторождения золота не были известны.

В соответствии с тектонической схемой Танзании, предложенной J.M. Kabete с соавторами (Kabete et al., 2012), исследуемый район расположен в неопротерозойском супертеррейне Uluguru-Pare в Восточной тектонической зоне Юго-Восточно-Африканского орогена, сложенного преимущественно гнейсами, гранитами, гранодиоритами в ассоциации с порфиритами и фельзитами, которые представляют собой протолиты архей-протерозойского возраста, переработанные за счет неопротерозойской тектоно-термальной активизации.

Район исследований расположен в северной части супертеррейна, сложенной однородными гнейсами, гранитогнейсами, мигматитами, для которых характерны полосчатые текстуры (рис. 1). На космических снимках здесь выделяется крупная ослабленная зона северо-северо-восточного простирания шириной до 4–5 км, протяженностью свыше 20 км. До последнего времени ско-

лько-нибудь значительных объектов золоторудной минерализации здесь не было известно, хотя незначительные старательские разработки существовали.

Это положение начало меняться несколько лет назад, когда на месте старых старательских разработок компания Mazizi Goldmine начала геологоразведочные работы, которые привели к открытию месторождения золота Mazizi.

Месторождение Mazizi расположено в северной части провинции Morogoro, в 25 км от г. Morogoro. Оно представлено вытянутой в северо-восточном направлении (50–60°) на 450 м крутопадающей (70–75° на северо-запад) зоной минерализации мощностью до 50–70 м, содержания золота в которой достигают 40–80 г/т (Mazizi Gold Mine). Сведения об общих запасах месторождения отсутствуют, судя по параметрам зоны минерализации и содержаниям золота, они должны быть весьма значительными. Запасы поверхностной части зоны минерализации до глубины 7 м оцениваются в 300 тыс. т руды (910 кг или 29 тыс. унций золота) с содержанием золота 3,02 г/т.

В 2018 г. нами по заказу компании Favss Limited на ее лицензионном участке Mananila (PML 25939/EZ) были проведены геологоразведочные работы, а именно: маршрутные исследования с отбором образцов и штучных проб (6 проб), проходка горных выработок (7 канав общей протяженностью 56,8 м) с отбором бороздовых проб (35 проб). Участок расположен в 25 км к северо-востоку от г. Morogoro, административного центра одно-

менной провинции Объединенной Республики Танзания, в 2,8 км западнее месторождения Mazizi, его общая площадь составляет 1,5 км². Основным результатом работ было открытие месторождения Mananila, прогнозные запасы которого по категории Р₁₋₂ были оценены в 20 т золота.

По нашим наблюдениям, вмещающими породами зоны минерализации участка Mananila являются розовато-серые гнейсы (до мигматитов) и черные амфиболиты, преимущественно полого залегающие на восток-юго-восток ($110-130^\circ < 20^\circ$), прорванные интрузией габ-

броидов, которыми сложена гора к югу от участка. Главная зона минерализации представлена интенсивно обеленными и рассланцованными мигматитами, гнейсами, амфиболитами, пронизанными эшелонированными системами кварцевых жил и прожилков преимущественно северо-восточного простирания ($60-70^\circ$), иногда образующими системы штокверков с жилами и прожилками северо-западного направления ($310-320^\circ$) (рис. 2, 3). Иногда встречаются крутопадающие тела кварцевых брекчий северо-восточного и северо-западного простирания мощностью до 1,0–1,5 м (рис. 4).



Рис. 1. Гранитогнейсовые и мигматитовые комплексы района



Рис. 2. Система крутопадающих и послойных пологопадающих кварцевых прожилков в обеленных гнейсах уступа канавы Т-2



Рис. 3. Система пологопадающих послойных кварцевых прожилков в канаве Т-2



Рис. 4. Жила кварцевых брекчий, Т-2

Общие параметры Главной зоны можно оценить следующим образом: простирание – северо-восточное ($65-70^\circ$), протяженность по простиранию – до 430 м, ширина – до 60–80 м в центральной части зоны, на флангах зона выклинивается. Кварц представлен преимущественно белесыми массивными и стеклоподобными разновидностями без видимых признаков минерализации, реже розовато-серыми и желтовато-серыми сахаровидными разновидностями, иногда с микроскопической вкрапленностью и тонкими волосовидными включениями сульфидов, иногда золота.

Все отобранные пробы (6 штучных и 35 бороздовых проб) были проанализированы в лаборатории GST (Geological Survey of Tanzania) в г. Dodoma. Все они показали повышенное содержание золота – от 0,61 до 8,11 г/т. Это означает, что мы имеем дело с большой объемной золотоносной структурой, вскрытой не на полную мощность двумя линиями пунктирных горных выработок, средние содержания золота в которой колеблются от 2 до 3 г/т (рис. 5).

В первом пересечении в центральной части Главной зоны (Т-1 – Т-5) установлены следующие рудные интервалы (протяженность/содержание золота в г/т):

- Т-1 – 16,7 м / 2,10 г/т;
- Т-2 – 19,5 м / 2,59 г/т;
- Т-4 – 5,2 м / 3,49 г/т;

- Т-5 – 4,3 м / 4,82 г/т

Таким образом, в первом пересечении вскрыта рудная зона шириной более 75 м, со средним содержанием золота 2,72 г/т. В то же время, на отдельных интервалах содержание золота доходит до 5,91 г/т на 2,0 м (проба Т-2-2), 6,87 г/т на 1,2 м (Т-4-3) и 8,11 г/т на 1,5 м (Т-5-2). Кроме того, содержания золота в целом повышаются в юго-восточной части зоны, где между канавами Т-2–Т-5 не вскрыты значительные промежутки. Это позволяет предполагать, что общие параметры зоны в этом сечении (включая содержание золота) могут повыситься. В отдельных штучных пробах из свалов кварцевых брекчий в пределах зоны содержание золота доходит до 5,19 г/т (проба 7) и 7,25 г/т (проба 5).

Во втором пересечении в юго-западной части Главной зоны (Т-6–Т-8) установлены следующие параметры рудных интервалов (протяженность/содержание золота в г/т):

- Т-6 – 2,7 м / 0,76 г/т;
- Т-7 – 3,2 м / 1,35 г/т;
- Т-8 – 7,0 м / 1,12 г/т;

Таким образом, во втором пересечении вскрыта рудная зона мощностью более 40 м, со средним содержанием золота 1,10 г/т. Вместе с тем, в штучной пробе из свалов кварцевых брекчий в пределах зоны (которые не были вскрыты канавами) содержание золота достигает 6,22 г/т (проба 6).

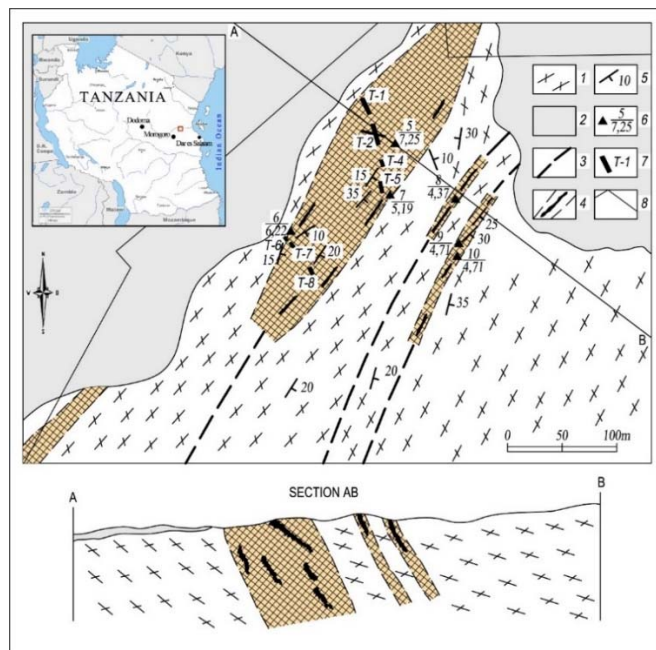


Рис. 5. Схема геологического строения и геологический разрез месторождения Mananila:

- 1 – гнейсы и мигматиты; 2 – латериты; 3 – разломы; 4 – зоны минерализации: осветленные, рассланцованные гнейсы с мелкими, как правило послойными, прожилками кварца, отдельными жилами кварцевых брекчий мощностью до 1,0–1,5 м;
5 – элементы залегания; 6 – места отбора штучных проб, их номера (в числителе) и содержания золота, г/т (в знаменателе);
7 – каналы, их номера; 8 – контуры лицензионной площади

В обоих случаях рудная зона вскрыта не на полную мощность.

Кроме Главной зоны минерализации в пределах лицензионной площади можно предполагать наличие еще как минимум трех подобных зон минерализации, хотя и меньшей мощности. Они устанавливаются по наличию свалов кварцевых брекчий, содержание золота в которых доходит до 4,37–4,71 г/т (пробы 8–10).

Общие прогнозные ресурсы рудной минерализации площади оцениваются в 20 т золота.

Полученный фактический материал позволяет предполагать наличие как минимум трех типов минерализации и, соответственно, трех типов рудных тел.

Во-первых, это жилы кварца и кварцевых брекчий северо-восточного простирания, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров, с относительно высоким содержанием золота (от 4,37 г/т до 8,11 г/т). Судя по многочисленным свалам кварца, их удельный вес в составе зоны минерализации составляет не менее 5–10%. В отдельных случаях в кварце визуально наблюдалась мелкая вкрапленность сульфидов и золота.

Основной объем минерализации связан с рассеянной вкрапленностью золота в интенсивно рассланцованных мигматитах, гнейсах и амфиболитах, с многочисленными мелкими и нитевидными жилами и прожилками кварца. Именно они формируют большеобъемное рудное тело Главной зоны минерализации. Средние содержания золота в нем составляют 2–3 г/т.

Наконец, третий тип минерализации представлен плащеобразным покровом латеритов, мощность которых составляет от 0,5 до 2–3 метров, резко возрастающая в северо-западной части участка. Их минерализация установлена в трех бороздовых пробах, отобранных из слоя латеритов в канаве Т-1. Содержание золота в латеритных корках выветривания непосредственно над рудным телом по данным ограниченного бороздового опробования стенки канавы Т-1 (пробы Т-1-1, Т-1-10, Т-1-11) достигает 1,75–4,71 г/т. Проведенное в 2016 г. сотрудниками Morogoro zonal mines office литохимическое

опробование латеритных кор выветривания (soil sampling) на площади участка выявило литохимическую аномалию золота: все проанализированные пробы (24 пробы) показали повышенное содержание золота (17,10–37,82 г/т) (*Geological report...*, 2017).

Выводы и рекомендации. В результате проведенных исследований в северной части провинции Морого Объединенной Республики Танзания выявлено новое, ранее неизвестное месторождение золота Mananila, прогнозные ресурсы которого оцениваются в 20 т золота, установлен принципиально новый для региона тип золоторудной минерализации, связанный с большеобъемными минерализованными структурами рассланцевания (shear zone) в гранитогнейсовых комплексах раннего докембрия.

Месторождение Mananila расположено в непосредственной близости от месторождения Mazizi. Кроме них в этом районе известен ряд мелких проявлений золота, разрабатываемых старателями. Пространственная сближенность золоторудных объектов, их расположение в пределах ослабленной зоны северо-восточного простирания, значительные параметры последней дают возможность выделить в северной части провинции Морого, в Восточной тектонической зоне Танзанийского кратона новый перспективный золоторудный район и рекомендовать проведение в его пределах комплекса региональных геологоразведочных работ с целью его прогнозной оценки. Параллельно рекомендуется проведение поисково-разведочных работ на месторождении Mananila для перевода прогнозных ресурсов в запасы, проведения геолого-экономической оценки и определения экономической целесообразности его дальнейшей разработки.

Список использованных источников

1. Cook, Y.A., Sanislav, I.V., Hammerli, J., Blenkinsop, T., Dirks, P.H.G.M. (2016). A primitive mantle source for the Neoproterozoic mafic rocks from Tanzania Craton. *Geoscience Frontiers*. <https://researchonline.jcu.edu.au/42301/6/42301%20Cook%20et%20al%202016.pdf>
2. Geological report on exploration for gold at Mananila village PML 25939/EZ of Antenesia Patrick John in Morogoro region (2017).
3. Kabete, J.M., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Mruma, A.H. (2012). A new tectonic and temporal framework for the Tanzanian Shield:

Implications for gold metallogeny and undiscovered endowment. *Ore Geology Reviews*, 48, 88-124.

4. Kwelwa, S.D., Sanislav, I.V., Dirks, P.H.G.M., Blenkinsop, T., Kolling, S.L. (2018). Zircon U-Pb ages and Hf isotope data from the Kukuluma Terrain of the Geita Greenstone Belt, Tanzania Craton: implications for stratigraphy, crustal growth and timing of gold mineralization. *Journal of African Earth Sciences*, 139, 38-54. / <https://researchonline.jcu.edu.au/51874/>

5. Many, S., Maboko, M.A.H. (2008). Geochemistry of the Neoproterozoic mafic volcanic rocks of the Geita area, NW Tanzania: implications for stratigraphical relationships in the Sukumaland greenstone belt. *J Afr Earth Sci*, 52, 152-160. <http://repository.udsm.ac.tz:8080/xmlui/bitstream/handle/123456789/558/Geochemistry%20of%20the%20Neoproterozoic%20mafic%20volcanic%20rocks%20of%20the%20Geita%20area%20C%20NW%20Tanzania.pdf?sequence=1&isAllowed=y>

6. Mazizi Gold Mine Tanzania. <https://www.mutusalibint.com/mazizi-gold-mine>.

7. Sanislav, I.V., Drayshaw, M., Kolling, S.L. et al. (2017). The structural history and mineralization controls of the world-class Geita Hill gold deposit, Geita Greenstone Belt, Tanzania. *Mineralium Deposita*, 52, 2, 257-279.

8. The list of the largest active mines in Tanzania by 2014. (2014). <https://www.tanzaniainvest.com/mines>

9. The Mineral Industry of Tanzania. USGS. (2014). 2014 Mineral Yearbook.

10. Tumsifu, N. A. (2013). Geophysical mapping of geological structures as potential site for gold mineralization at Golden Pride Nzega greenstone belt Tabora south of Lake Victoria, Tanzania. Dissertation. University of Nairobi.

11. USGS. (2015). 2015 Mineral Yearbook. Gold.

Reference

1. Cook, Y.A., Sanislav, I.V., Hammerli, J., Blenkinsop, T., Dirks, P.H.G.M. (2016). A primitive mantle source for the Neoproterozoic mafic rocks from Tanzania Craton. *Geoscience Frontiers*. <https://researchonline.jcu.edu.au/42301/6/42301%20Cook%20et%20al%202016.pdf>

V. Mykhailov, Dr. Sci. (Geol.), Professor,

E-mail: vladvam@gmail.com

Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology

90 Vasylkivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine

A. Tots, E-mail: totz@yandex.ru

Company Favss Limited

Mohamed Street Mhasibu House, P.O. Box 4059 Dar es Salam, Tanzania

2. Geological report on exploration for gold at Mananila village PML 25939/EZ of Antenesia Patrick John in Morogoro region (2017).

3. Kabete, J.M., Groves, D.I., McNaughton, N.J., Mruma, A.H. (2012). A new tectonic and temporal framework for the Tanzanian Shield: Implications for gold metallogeny and undiscovered endowment. *Ore Geology Reviews*, 48, 88-124.

4. Kwelwa, S.D., Sanislav, I.V., Dirks, P.H.G.M., Blenkinsop, T., Kolling, S.L. (2018). Zircon U-Pb ages and Hf isotope data from the Kukuluma Terrain of the Geita Greenstone Belt, Tanzania Craton: implications for stratigraphy, crustal growth and timing of gold mineralization. *Journal of African Earth Sciences*, 139, 38-54. / <https://researchonline.jcu.edu.au/51874/>

5. Many, S., Maboko, M.A.H. (2008). Geochemistry of the Neoproterozoic mafic volcanic rocks of the Geita area, NW Tanzania: implications for stratigraphical relationships in the Sukumaland greenstone belt. *J Afr Earth Sci*, 52, 152-160. <http://repository.udsm.ac.tz:8080/xmlui/bitstream/handle/123456789/558/Geochemistry%20of%20the%20Neoproterozoic%20mafic%20volcanic%20rocks%20of%20the%20Geita%20area%20C%20NW%20Tanzania.pdf?sequence=1&isAllowed=y>

6. Mazizi Gold Mine Tanzania. <https://www.mutusalibint.com/mazizi-gold-mine>.

7. Sanislav, I.V., Drayshaw, M., Kolling, S.L. et al. (2017). The structural history and mineralization controls of the world-class Geita Hill gold deposit, Geita Greenstone Belt, Tanzania. *Mineralium Deposita*, 52, 2, 257-279.

8. The list of the largest active mines in Tanzania by 2014. (2014). <https://www.tanzaniainvest.com/mines>

9. The Mineral Industry of Tanzania. USGS. (2014). 2014 Mineral Yearbook.

10. Tumsifu, N. A. (2013). Geophysical mapping of geological structures as potential site for gold mineralization at Golden Pride Nzega greenstone belt Tabora south of Lake Victoria, Tanzania. Dissertation. University of Nairobi.

11. USGS. (2015). 2015 Mineral Yearbook. Gold.

Надійшла до редколегії 21.02.18

A NEW GOLD ORE REGION IN TANZANIA

Tanzania is one of the leading gold mining countries in the world and the discovery of new gold resources on its territory is an actual task. Known gold deposits are concentrated mainly in the northwest of the country, in the metallogenic zone of Lake Victoria, where they are associated with the Archean greenstone belts, and to a lesser extent – in the southwest, in the ore regions of Lupa and Mpanda, confined to the Ubendian Paleoproterozoic mobile belt. With regard to the eastern regions of Tanzania, where the Proterozoic structures of the Usagaran mobile belt are developed, until recently in this region any significant manifestations of gold mineralization were not known.

As a result of our research in the northern part of the Morogoro province of the Republic of Tanzania, a new previously unknown gold deposit Mananila was discovered. It is represented by a large volume, up to 400–450 m long, up to 60–80 m thick, mineralized shear zone over intensely leached and schistosed migmatites, gneisses, amphibolites, penetrated by echelon systems of quartz veins and veinlet, steeply dipping bodies of quartz breccia up to 1.0–1.5 m thick. Gold contents range from 0.61 to 8.11 g/t, the average zone content is 2.5–3.0 g/t. Parallel to the main zone, similar structures are developed on the site, although they are of lower thickness. The forecast resources of the deposit are estimated at 20 tons of gold.

2.8 km to the east from the Mananila field, the recently discovered Mazizi gold deposit is located, and a number of small occurrences of gold are also known in the region. All these objects are located within a large shear zone of the northeastern strike, up to 4–5 km width, over 20 km in length. This serves as the basis for the identification of a new gold ore region in the northern part of the Morogoro province of the United Republic of Tanzania, within the Proterozoic mobile belt of Usagaran, the possible gold content of which has never been previously discussed in geological literature.

Keywords: gold deposit, gold ore region, forecast resources.

B. Михайлов, д-р геол. наук, проф.,

E-mail: vladvam@gmail.com

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

ННІ "Інститут Геології", вул. Васильківська, 90, Київ, 03022, Україна

A. Точ, E-mail: totz@yandex.ru

Компанія Favss Limited

Mohamed Street Mhasibu House, P.O. Box 4059 Dar es Salam, Tanzania

НОВИЙ ЗОЛОТОРУДНИЙ РАЙОН У ТАНЗАНІЇ

Танзанія – одна з провідних золотодобувних країн світу і відкриття нових ресурсів золота на її території є актуальним завданням. Відомі родовища золота сконцентровані переважно на північному заході країни, у металогенічній зоні озера Вікторія, де пов'язані з архейськими зеленокам'яними поясами, меншою мірою – на південному заході, у рудних районах Лупа і Мпанда, приурочених до палеопротерозойського рухливого поясу Ubendian. Що стосується східних районів Танзанії, де розвинені протерозойські структури рухливого поясу Usagaran, то до останнього часу в цьому районі скільки-небудь суттєві прояви золотої мінералізації не були відомі.

У результаті наших досліджень північної частини провінції Морогоро Республіки Танзанія відкрито нове, раніше невідоме родовище золота Mananila, представлене великооб'ємною, протяжністю до 400–450 м, потужністю до 60–80 м мінералізованою ослабленою зоною розсланцювання по інтенсивно освітлених і розсланцюваних мігматитах, гнейсах, амфіболітах, пронизаних ешелонами кварцових жил і прожилків, крутопадаючими тілами кварцових брекчій потужністю до 1,0–1,5 м. Вміст золота коливається від 0,61 до 8,11 г/т, середній вміст по зоні досягає 2,5–3,0 г/т. Паралельно головній зоні на ділянці розвинені подібні структури, хоча й меншої потужності. Прогнозні ресурси родовища оцінені в 20 т золота.

На відстані 2,8 км на схід від родовища Mananila розташоване недавно відкрите родовище золота Mazizi, у районі відомий також ряд невеликих проявів золота. Усі ці об'єкти локалізовані в межах великої ослабленої зони північно-східного простягання шириною до 4–5 км, протяжністю понад 20 км. Це служить підставою для виділення нового золоторудного району в північній частині провінції Морогоро Об'єднаної Республіки Танзанія, у межах протерозойського рухливого поясу Usagaran, можлива золотонасність якого раніше ніколи не обговорювалася в геологічній літературі.

Ключові слова: родовище золота, золоторудний район, прогнозні ресурси.

УДК 553:332.122.5(477)

В. Волков, д-р техн. наук, проф.,
E-mail: volkovvp49@gmail.com,
Л. Горшкова, д-р екон. наук, проф.,
E-mail: gorshkova69@gmail.com
Запорізький національний університет
вул. Жуковського, 66, м. Запоріжжя, 69600, Україна

УПРАВЛІННЯ РАЦІОНАЛЬНИМ ВИДОБУВАННЯМ ТА ВИКОРИСТАННЯМ МІНЕРАЛЬНО-СИРОВИННИХ РЕСУРСІВ УКРАЇНИ

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

Розглядається захищена патентами авторська методика управління раціональним видобуванням та використанням мінерально-сировинних ресурсів України на прикладі нерудних корисних копалин для будівництва. Запропоновано варіант вирішення проблеми на основі технологічної спорідненості процесів видобутку та раціонального використання продуктів видобування з прогнозуванням розвитку видобувної галузі. Показано, що Україна має значні запаси гірських порід, придатних для видобутку будівельного каменю, будівельних пісків та сировини керамзитової. Аналіз офіційних статистичних даних щодо обсягів видобутку цієї сировини показав, що впродовж дослідженого періоду (12 років) відбувалися коливання показників як за обсягами видобутку, так і за темпами їхнього зростання.

Здійснено апроксимацію та згладжування показників темпів зростання обсягів видобутку досліджених нерудних корисних копалин для будівництва поліноміальною функцією з використанням лінії тренду. Встановлено, що коливання досліджених показників мають періодичний циклічний характер, вони корелюються між собою та пов'язані із загальноекономічним станом будівельної галузі та країни. Доведено, що вирішити проблему раціонального використання корисних копалин можливо шляхом більш збалансованого їх видобутку, а саме встановлення кореляції між видобутком та обсягами використання.

Для прогнозування розвитку галузі запропоновано використати авторську багатofакторну економіко-математичну модель прогнозування розвитку складних систем. Доведено, що така модель дозволить управляти обсягами видобутку технологічно споріднених корисних копалин у взаємозалежності від обсягів їх використання.

Ключові слова: мінерально-сировинна база, нерудні корисні копалини для будівництва, будівельний камінь, пісок, керамзитова сировина, прогнозування, моделювання, управління.

Постановка проблеми. Україна посідає одне із провідних місць у світі за запасами корисних копалин як на одного мешканця, так і за обсягами їх видобутку: щороку тут видобувається до 4% світових обсягів мінеральної сировини (Лисенко, 2017). Саме тому, у Загальнодержавній програмі розвитку мінерально-сировинної бази (МСБ) України на період до 2030 р. разом із відтворенням запасів корисних копалин, передбачено проведення геологічних досліджень, спрямованих на їхній приріст (Закон України, 2011). Але станом на 2017 р. унаслідок складного економічного становища країни та суттєвого зменшення бюджетного фінансування геологорозвідувальних робіт очікуваних темпів відтворення МСБ не досягнуто. За таких умов важливим є формування системи раціонального видобутку та використання корисних копалин з урахуванням реального стану фінансів у країні. Це в повному обсязі стосується як рудних, так і нерудних корисних копалин, розробка яких суттєво впливає на економіку країни (металургія, агропромисловий комплекс, будівництво тощо).

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Проблемам геологічного вивчення надр, надрокористування, зокрема економічних аспектів, присвячені роботи А.В. Бодюка, С.О. Довгого, М.М. Коржнева, М.М. Костенко, Є.О. Куліша, М.В. Курило, О.А. Лисенка, В.А. Михайлова, В.С. Міщенко та ін. (Бордюк, 2013; Довгий та ін., 2007; Коржнев та ін., 2006; Лисенко та ін., 2017; Михайлов та ін., 2007). Дискусійним залишається питання щодо класифікації нерудних корисних копалин, що теж негативно впливає на економічні проблеми галузі. Ними використовується класифікація Державної служби геологій та надр (Примушенко та ін., 2017). У публікаціях, присвячених геолого-економічній оцінці родовищ корисних копалин, зазвичай наводиться інформація щодо запасів, терміну експлуатації, глибини залягання, якості покладів, тобто природних параметрів родовищ або фінансово-економічних показників (собівартості видобутку, прибутковості, рентабельності та ін.). Є також роботи, пов'язані зі спробами вирішення проблеми оцінки запасів корисних копалин з використанням математичного моделювання (Лустюк, 2013).

Держава суттєве значення приділяє державній експертизі та оцінці запасів корисних копалин. Відповідно до

Положення про порядок проведення державної експертизи та оцінки запасів корисних копалин (Постанова КМУ, 2002), геолого-економічна оцінка має періодичний характер – з інтервалом 5 років. Гірничі роботи з видобутку корисних копалин є процесом, що планується і погоджується, згідно ст. 19 Гірничого закону України, з органами гірничого нагляду.

Виділення невирішених раніше частин загальної проблеми. Останніми роками в економіці країни зберігається нестабільна ситуація, внаслідок скорочення обсягів державного фінансування геологорозвідувальних робіт під загрозою знаходиться виконання Загальнодержавної програми розвитку МСБ України на період до 2030 р., прийнятої у 2012 р. На нашу думку, в межах економічної геології доцільно більш глибоко та системно підходити до проблеми управління ефективним використанням та відтворенням МСБ країни, тобто не обмежуватись тільки традиційними геолого-економічними оцінками родовищ. Крім того, при плануванні робіт з видобутку корисних копалин використовується переважно геологічна інформація, тобто економічно недостатньо обґрунтованим залишається процес планування обсягів видобутку копалин.

Формулювання цілей статті. Метою статті є розробка методики врахування економічних показників в процесі управління ефективністю використання та відтворенням МСБ України на прикладі нерудних корисних копалин для будівництва.

Виклад основного матеріалу дослідження. У надрах України виявлено понад 20 тис. родовищ і проявів 117 видів мінеральної сировини, з яких 9168 родовищ (у т.ч. 1687 ділянок вод підземних питних та технічних, мінеральних) мають промислове значення і враховуються Державним балансом запасів корисних копалин (Примушенко, 2017). Промисловістю освоєно понад 3371 родовищ (у т.ч. 844 ділянок вод підземних питних та технічних, мінеральних) 100 видів корисних копалин, що містять від 40 до 75% розвіданих запасів різноманітних корисних копалин. На базі цих родовищ діє понад дві тисячі гірничодобувних, збагачувальних і переробних підприємств.

Стаття присвячена нерудним корисним копалинам для будівництва, а саме: каменю будівельному, піску будівельному та сировині керамзитовій. Ці корисні

копалини широко використовуються у будівництві у певному процентному співвідношенні.

Україна має значні запаси гірських порід, придатних для видобутку будівельного каменю, який використовується для кладки фундаменту, зовнішніх та внутрішніх стін, інших частин будівлі і споруд, будівництва автомобільних шляхів та залізниць, гідротехнічних споруд, а також як заповнювач важких та легких бетонів. Державним балансом запасів корисних копалин України станом на 01.01.2017 р. обліковано 918 родовищ в тому числі 167 об'єктів обліку будівельного каменю. Розробляються 466 родовищ, в тому числі 111 об'єктів обліку. Експлуатацію родовищ здійснюють комерційні структури та підприємства державних корпорацій. За останні роки збільшилась кількість дрібних родовищ із запасами до 10 000 тис. м³, які головним чином розробляються комерційними структурами (Примушенко, 2017).

У межах України будівельні піски широко розповсюджені і зустрічаються в усіх геоструктурних регіонах. Пісок застосовується у виробництві легких і важких бетонів в якості інертного матеріалу, будівельних розчинів, штукатурних і асфальтових мас, силікатної цегли, великих і дрібних силікатних блоків, вапняково-піщаних стінових блоків, як дорожньо-будівельний матеріал тощо. Сьогодні відомо понад 900 родовищ та проявів піску будівельного. Станом на 01.01.2017 р. Державним балансом запасів враховується 623 родовища, у тому числі 32 об'єкти обліку (591+32). Розробляється 257 родовищ, у тому числі 16 об'єктів обліку (241+16) (Примушенко, 2017).

Родовища керамзитової сировини розташовані майже в усіх регіонах України і представлені глинами, суглинками, аргілітами та сланцями. Керамзит за своїми тепло- та звукоізоляційними властивостями використовується в будівельній промисловості як легкий заповнювач. Державним балансом запасів корисних копалин України станом на 01.01.2017 р. обліковується 53 родовищ керамзитової сировини, із них 5 комплексних родовищ – об'єктів обліку. Балансові запаси всіх родовищ становлять: за категоріями А+В+С₁ – 243 153,36 тис. м³, за категорією С₂ – 19 454 тис. м³, позабалансові запаси – 255 тис. м³. На даний час різними підприємствами розробляються 9 родовищ, із них 2 комплексних родовища – об'єкти обліку.

Аналіз офіційних статистичних даних (Примушенко, 2017) щодо обсягів видобутку каменю будівельного, піску будівельного та сировини керамзитової свідчить, що ці корисні копалини є, в першу чергу, сировиною для будівництва. Графічна інтерпретація цих досліджень наведена на рис. 1, а на рис. 2 – темпи зростання обсягів видобутку корисних копалин упродовж 2004–2016 рр. На рисунках видно, що впродовж дослідженого періоду відбувалися коливання показників як обсягів видобутку, так і темпів їхнього зростання. Здійснимо апроксимацію та згладжування кривих показників темпів зростання обсягів видобутку досліджуваних нерудних корисних копалин поліноміальною функцією (з використанням лінії тренду) та отримаємо відповідні криві (рис. 3).

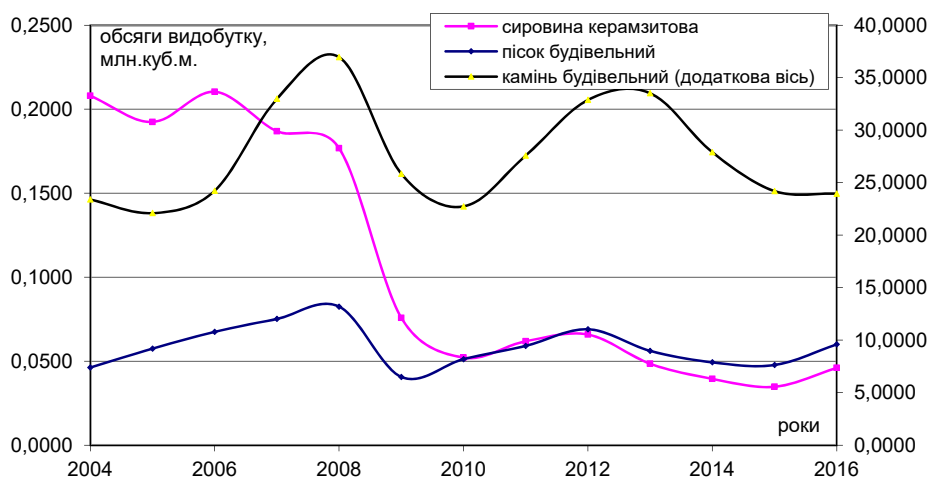


Рис. 1. Динаміка обсягів видобутку каменю будівельного, піску будівельного та сировини керамзитової у 2004–2016 рр.

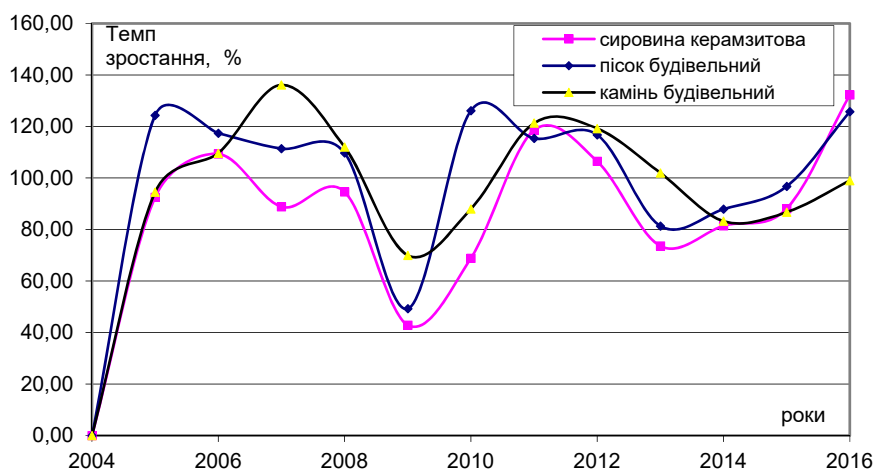


Рис. 2. Динаміка темпів зростання обсягів видобутку каменю будівельного, піску будівельного та сировини керамзитової у 2004–2016 рр.

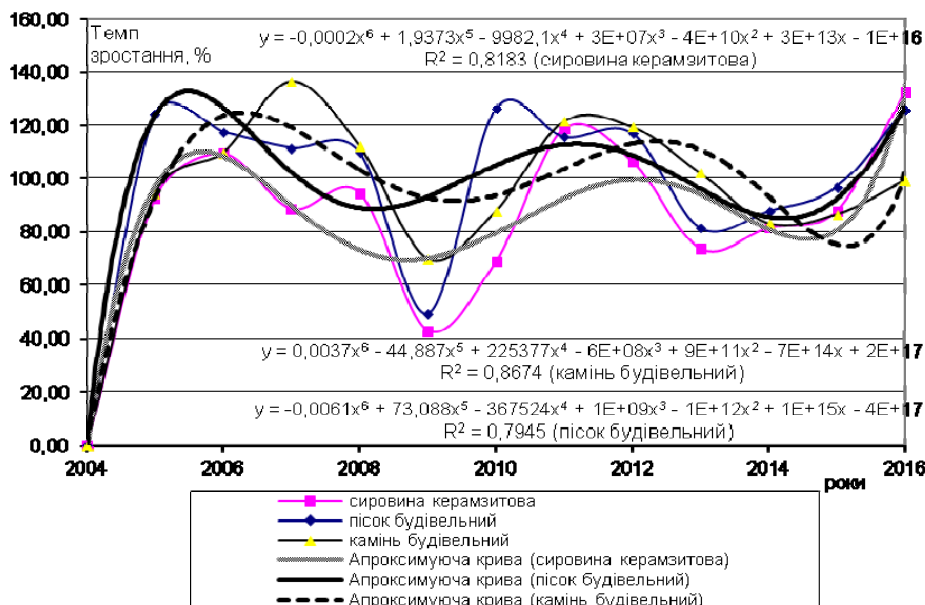


Рис. 3. Темпи зміни обсягів видобутку каменю будівельного, піску будівельного та сировини керамзитової у 2004–2016 рр. та відповідні апроксимуючі криві

Аналіз отриманих результатів показав, що наведені залежності мають максимуми у 2006–2007, 2011–2012 рр.; мінімуми – у 2009 та у 2014–2015 рр. Крім того, коливання досліджуваних показників видобутку нерудних корисних копалин для будівництва мають періодичний, циклічний характер. Такі коливання, на наш погляд, віддзеркалюють малі цикли економічного розвитку, тривалість яких складає 4–5 р. (Горошкова, 2011; Горошкова, 2011; Волков та Горошкова, 2013; Волков та Горошкова, 2013). Якщо зіставити отримані результати із загальною економічною ситуацією у країні, то максимуми обсягів видобутку та їхніх темпів зростання збігаються з роками, коли економіка України зростала. Так, протягом 2006–2007 рр. в економіці країни спостерігалось стійке зростання. Саме тому, на наш погляд, активізувалася діяльність будівельної галузі країни і, відповідно, збільшилися обсяги видобутку нерудних корисних копалин для будівництва. Подібна ситуація була характерною і для 2014–2015 рр. У 2009–2010 рр., навпаки, була економічна криза, спостерігалось уповільнення будівництва та, відповідно, показники видобутку нерудних корисних копалин для будівництва також були на мінімальному рівні. Аналогічна ситуація була й у 2015 р.

Подальший аналіз показав, що крім періодичності, спостерігається кореляція між досліджуваними показниками для трьох видів нерудних корисних копалин: каменю будівельного, піску будівельного та сировини керамзитової. Традиційними методами апроксимації та сгладжування можливо моделювати ситуацію щодо кожної із корисних копалин окремо, без урахування їхнього взаємозв'язку.

З урахуванням того, що внаслідок недофінансування під загрозою опинилось виконання таких важливих завдань Загальнодержавної програми розвитку МСБ України, як відтворення та приріст запасів корисних копалин, можливо запропонувати шляхи вирішення зазначених завдань. На нашу думку, сприяти відтворенню корисних копалин можливо шляхом більш збалансованого видобутку, а саме необхідно, щоб обсяги видобутку корелювали з обсягами використання. Такий підхід забезпечить, з одного боку, більш раціональне ставлення до запасів корисних копалин, з іншого – підвищить економічну ефективність видобутку, оскільки в разі, коли обсяги й

темпи росту видобутку і використання будуть корелювати один з одним, зменшаться непродуктивні витрати на зберігання та транспортування запасів копалин.

Отже, доцільним є використання не виштовхувальних логістичних технологій, а витяжних, які передбачають жорстку залежність темпів видобутку з темпами реалізації сировини (Чейз і др., 2004). Зекономлені завдяки використанню запропонованих сучасних логістичних технологій кошти можуть бути використані й на фінансування геологорозвідувальних робіт.

У роботі (Волков та Горошкова, 2013) нами запропонована багатофакторна економіко-математична модель прогнозування розвитку складних систем. До них можливо віднести нерудні корисні копалини для будівництва і здійснити прогнозування обсягів видобутку й використання каменю будівельного, піску будівельного та сировини керамзитової в їхньому взаємозв'язку.

Для опису взаємозалежних процесів циклічного розвитку видобутку корисних копалин з урахуванням наявності взаємозв'язку між ними, можливо запропонувати систему диференціальних рівнянь:

$$\begin{cases} \frac{dN_1}{dt} = N_1(\varepsilon_1 + \gamma_1 N_2), \\ \frac{dN_2}{dt} = N_2(\varepsilon_2 + \gamma_2 N_1), \\ \frac{dN_i}{dt} = N_i(\varepsilon_i + \gamma_i N_{i-1}) \end{cases} \quad (1)$$

де i – кількість підсистем у складній системі; N – обсяги видобутку корисних копалин; ε – коефіцієнт приросту обсягів видобутку корисної копалини за умов, що не існує взаємозв'язку з іншими обсягами (це коефіцієнт пропорційності, що виражає відношення швидкості приросту обсягів видобутку $\frac{dN}{dt}$ до N), γ – коефіцієнт приросту потреби у корисній копалині.

З урахуванням того, що для аналізу обрано три корисні копалини: камінь будівельний, пісок будівельний та сировина керамзитова, система (1) містить три рівняння (за кількістю копалин). У подальшому аналізі та прогнозування будуть використані такі показники, як базисний темп зростання (n) та середнє значення обсягів видобутку (K). Взаємозв'язок між ними є таким:

$$n = N/K, K = \varepsilon / \gamma; \quad \varepsilon = \frac{\ln \frac{N}{N_0}}{t - t_0}$$

На рис. 4 наведено отримані базисні темпи зростання видобутку піску будівельного, сировини керамзитової та каменя будівельного.

Таким чином, тенденції співпадають з отриманими раніше для випадків абсолютних значень обсягів видобутку та ланцюгових темпів зростання (рис. 1–3).

На рис. 5 наведено отримані залежності коефіцієнтів приросту видобутку піску будівельного $\varepsilon_1(t)$, сировини керамзитової $\varepsilon'_1(t)$ і каменя будівельного $\varepsilon_2(t)$. Залежності

коефіцієнтів приросту $\varepsilon_1(t)$, $\varepsilon'_1(t)$ і $\varepsilon_2(t)$ характеризують динаміку видобутку кожної корисної копалини окремо, самостійно.

Тепер побудуємо криві знайдених значень коефіцієнтів приросту потреби в зазначених копалинах: $\gamma_1 = \frac{n_1 \varepsilon_2}{N_1}$,

$\gamma'_1 = \frac{n'_1 \varepsilon'_2}{N'_1}$, $\gamma_2 = \frac{n_2 \varepsilon_1}{N_2}$ і $\gamma'_2 = \frac{n'_2 \varepsilon'_1}{N'_2}$ і залежність їх від часу t (рис. 6).

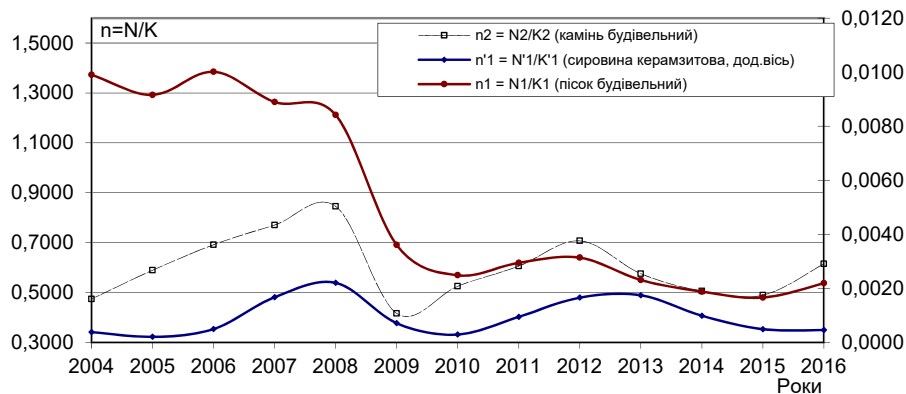


Рис. 4. Динаміка базисних темпів зростання обсягів видобутку піску будівельного, сировини керамзитової та каменя будівельного у 2004–2016 рр.

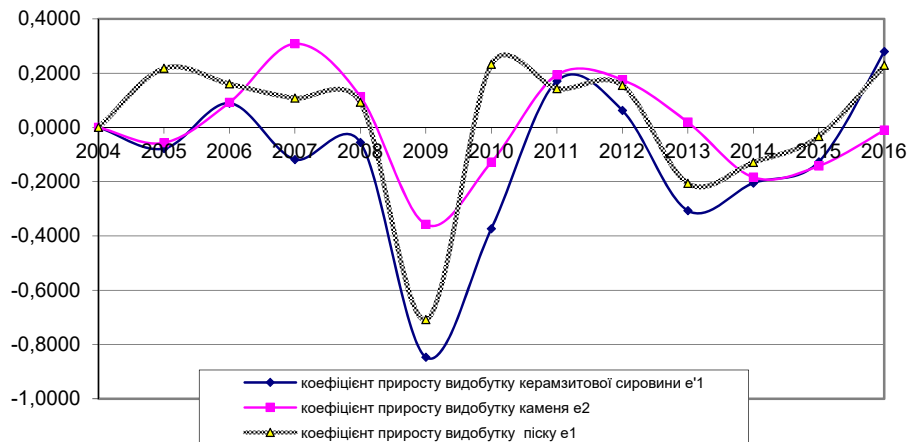


Рис. 5. Динаміка коефіцієнтів приросту видобутку піску будівельного, сировини керамзитової та каменя будівельного за умови відсутності взаємозв'язку

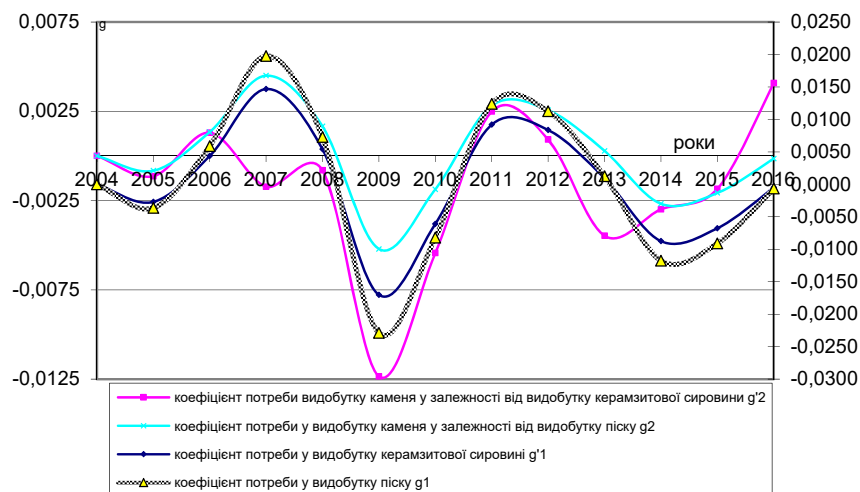


Рис. 6. Динаміка коефіцієнтів потреби у видобутку піску будівельного, сировини керамзитової і каменя будівельного

Представлена на рис. 6 динаміка залежностей для коефіцієнтів $\gamma_1(t)$, $\gamma'_1(t)$, $\gamma_2(t)$ і $\gamma'_2(t)$ свідчить, що вони корелюють між собою у часі, що є цілком закономірним, оскільки при побудові моделі ми вважали, що коефіцієнти γ_1 , γ'_1 , γ_2 і γ'_2 – це величини, які відображають потреби будівництва у видобутку піску, потреби виробництва керамзиту у видобутку керамзитової сировини, потреби у видобутку каменя залежно від потреб у видобутку піска та керамзитової сировини відповідно. Ці величини і повинні повністю корелювати, оскільки протягом досліджуваного періоду не відбувалося зміни технології виробництва.

З використанням системи рівнянь (1) знайдено залежності коефіцієнта приросту видобутку сировини керамзитової $\lambda_1'(t) = \varepsilon_1'(t) + \gamma'_1(t) N_2(t)$, коефіцієнта приросту

видобутку каменя будівельного залежно від обсягів видобутку сировини керамзитової $\lambda_2'(t) = \varepsilon_2'(t) + \gamma'_2(t) N_1(t)$, коефіцієнта приросту видобутку піску будівельного $\lambda_1(t) = \varepsilon_1(t) + \gamma_1(t) N_2(t)$, коефіцієнта приросту видобутку каменя будівельного від обсягів видобутку піску будівельного $\lambda_2(t) = \varepsilon_2(t) + \gamma_2(t) N_1(t)$ за умови наявності взаємозв'язку (рис. 7). Наведені залежності (рис. 7) корелюють одна з одною в часі більшому ступені, ніж відповідні залежності коефіцієнтів $\varepsilon_1(t)$, $\varepsilon'_1(t)$, $\varepsilon_2(t)$ і $\varepsilon'_2(t)$ (рис. 4). Це зумовлено тим, що наведені на рис. 7 зміни коефіцієнтів приросту у часі побудовані за умови взаємозв'язку у видобутку усіх трьох корисних копалин.

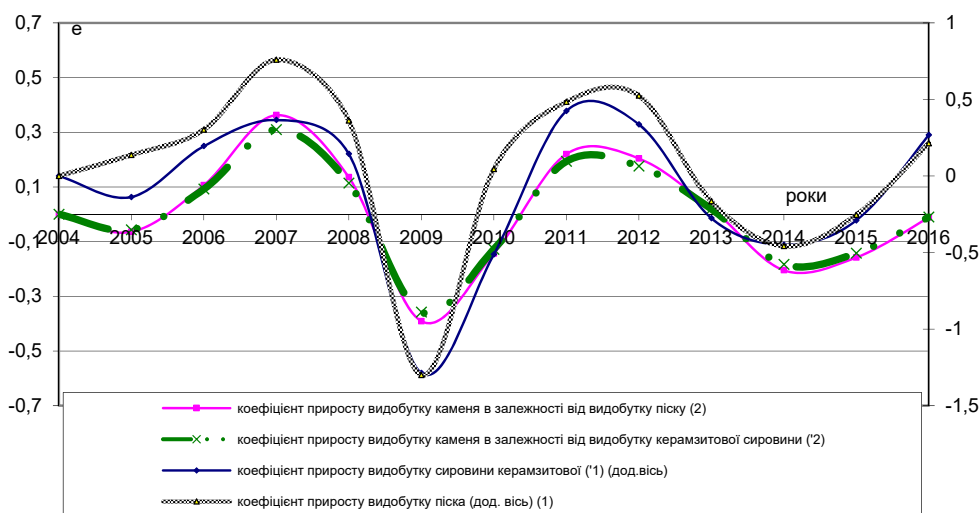


Рис. 7. Динаміка коефіцієнтів приросту видобутку піску будівельного, сировини керамзитової і каменя будівельного за наявності взаємозв'язку

Висновки і рекомендації. У результаті проведених досліджень розроблена методика розрахунку і використання економічних показників у процесі управління ефективністю використання та відтворення МСБ України на прикладі нерудних корисних копалин для будівництва.

Проведений аналіз офіційних статистичних даних щодо обсягів видобутку каменя будівельного, піску будівельного та сировини керамзитової показав, що протягом дослідженого періоду відбувалися коливання показників як за обсягами видобутку, так і за темпами їхнього зростання.

Аналіз отриманих результатів показав, що коливання досліджуваних показників видобутку нерудних корисних копалин для будівництва мають періодичний, циклічний характері, корелюють один з одним і пов'язані із загальноекономічною ситуацією у країні та будівельній галузі зокрема.

З метою розв'язання проблеми відтворення та приросту запасів корисних копалин, запропоновано збалансувати обсяги видобутку з обсягами використання. Для довгострокового прогнозування з урахуванням циклічності розвитку процесів запропоновано використати багатфакторну економіко-математичну модель прогнозування розвитку складних систем. Доведено, що така модель дозволяє прогнозувати обсяги видобутку корисних копалин залежно один від одного та у взаємозв'язку з обсягами використання їх.

Подальших досліджень потребує проблема прогнозування видобутку та використання корисних копалин з урахуванням експортних можливостей країни.

Список використаних джерел

1. Бодюк, А.В. (2013). Економіко-ресурсний аспект досліджень корисних копалин. Формування ринкових відносин в Україні, 12(151), 176-179.

2. Волков, В.П., Горошкова, Л.А. (2013). Спосіб прогнозування розвитку складних систем. Патент 82983, МПК (2013.01) G06Q90/00; G06Q10/06 (2012.01).

3. Волков, В.П., Горошкова, Л.А. (2013). Прогнозування розвитку складних техніко-економічних систем мезорівня. Економічний вісник університету: Збірник наукових праць учених та аспірантів. Переяслав-Хмельницький: Переяслав-Хмельницький державний педагогічний університет ім. Г. Сковороди, 20/2, 257-263.

4. Волков, В.П., Горошкова, Л.А. (2014). Малі економічні цикли: теорія та вітчизняна практика. Науковий вісник Ужгородського університету. Серія "Економіка": Збірник наукових праць, 1 (42), 270-276.

5. Горошкова, Л.А. (2011). Економічна циклічність розвитку металургійної та забезпечуючих галузей. Економічний вісник університету: Збірник наукових праць учених та аспірантів. Переяслав-Хмельницький: Переяслав-Хмельницький державний педагогічний університет ім. Г. Сковороди, 17/2, 47-54.

6. Горошкова, Л.А. (2011). Моделирование цикличности развития черной металлургии и обеспечивающих отраслей в условиях трансформации экономики. Экономический бюллетень научно-исследовательского экономического института Министерства экономики Республики Беларусь, 10, 37-42.

7. Довгий, С.О., Шестопапов, В.М., Коржнев, М.М. та ін. (2007). Реструктуризація мінерально-сировинної бази України та її інформаційне забезпечення. К.: Наукова думка.

8. Закон України "Про затвердження Загальнодержавної програми розвитку мінерально-сировинної бази України на період до 2030 року". №4731-VI від 17.05.2012 р. (2011). Відомості Верховної Ради України (ВВР), 44, 457.

9. Коржнев, М.М., Михайлов, В.А., Міщенко, В.С. та ін. (2006). Основи економічної геології. Навчальний посібник. К.: Логос.

10. Костенко, М.М. (2014). Мінерально-сировинна база України. Стаття 3. Стан мінерально-сировинної бази неметалічних корисних копалин України та основні напрями геологорозвідувальних робіт. Мінеральні ресурси України, 4, 6-13.

11. Лисенко, О.А. (2017). Геолого-економічна оцінка корисних копалин (актуальні питання й методичні аспекти). Мінеральні ресурси України, 3, 22-26.

12. Лисенко, О.А., Василенко, А.П., Костенко, М.М. (2017). Геологія рудних і нерудних корисних копалин – важливий напрям наукових досліджень Українського державного геологорозвідувального інституту. Збірник наукових праць УкрДГРІ, 2, 20-32.

13. Лустик, М.Г., Дякон, В.М., Петрина, М.Л. (2013). Математична модель оцінки запасів корисних копалин. Науковий вісник НГУ, 5, 5-10.

14. Михайлов, В.А., Віноградов, Г.Ф., Курило, М.В. та ін. (2007) Неметалічні корисні копалини України. Підручник. К.: ВПЦ "Київський університет".

15. Положення про порядок проведення державної експертизи та оцінки запасів корисних копалин // Постанова КМ України від 22.12.1994 р., № 865 (зі змінами і доповненнями, внесеними постановою КМУ від 27.08.1997 р. № 927, від 04.10.2000 № 1512, від 25.10.2002 № 1595). <http://zakon5.rada.gov.ua/laws/show/865-94-%D0%BF>

16. Примушко, С.І., Білошапська, Т.Д., Величко, В.Ф. (Ред.). (2017). Мінеральні ресурси України. К.: ДНВП "Державний інформаційний геологічний фонд України".

17. Чейз, Р.Б., Эквилан, Н.Дж., Якобс, Р.Ф. (2004). Производственный и операционный менеджмент. М.: Вильямс.

References

1. Bodiuk A.B. (2013). Economical-recourse aspect of researches of minerals. Forming of market relations in Ukraine, 12 (151), 176-179. [In Ukrainian]

2. Cheiz, R.B., Ekvylin, N.D., Yakobs, R.F. (2004). Productive and operating management. M.: Vilyams. [In Russian]

3. Dovhyi, O.V., Shestopalov, V.M., Korzhnev M.M. et al. (2007). Restructuring of raw mineral-material base of Ukraine and her dataware. K.: Naukova dumka. [In Ukrainian]

4. Horoshkova, L.A. (2011). An economic recurrence of development of metallurgical and provide industries. Economic announcer of university: Collection of scientific works of scientists and graduate students of Pereyaslav-Khmelnytsky State pedagogical University, 17/2, 47-54. [In Ukrainian]

5. Horoshkova, L.A. (2011). Modeling of recurrence of development of ferrous metallurgy and providing industries in the conditions of transformation of economy. Economic bulletin of research economic institute of Ministry of economy of Republic of Belarus. Minsk: NIEI, 10, 37-42. [In Russian]

6. Korzhnev, M.M., Mykhailov, V.A., Mischenko, B.S. et al. (2006). Bases of economic geology. The manual for the students of geological specialties of higher educational institutions. K.: Logos. [In Ukrainian]

7. Kostenko, M.M. (2014). A raw Mineral-material base of Ukraine. Article 3. State of raw mineral-material base of non-metal minerals of Ukraine and basic directions of geological survey works. Mineral resources of Ukraine, 4, 6-13. [In Ukrainian]

8. Law of Ukraine "On claim of the National program of development of raw mineral-material base of Ukraine on a period to 2030". № 4731-VI from 17.05.2012 (2011). List of Supreme Soviet of Ukraine, 44, 457. [In Ukrainian]

9. Lustiuk, M.H., Diakon, V.M., Petryna, M.L., Lustiuk M.H. (2013). Mathematical model of estimation of supplies of minerals. Scientific announcer NGU, 5, 5-10. [In Ukrainian]

10. Lysenko, O.A. (2017). Geology-economical estimation of minerals (pressing questions and methodical aspects). Mineral resources of Ukraine, 3, 22-26. [In Ukrainian]

11. Lysenko, O.A., Vasylenko, A.P., Kostenko, M.M. (2017). Geology of ore and non-metallic minerals is important direction of scientific researches of the Ukrainian state geological survey institute. Collection of scientific works of UkrSGRI, 1-2, 20-32. [In Ukrainian]

12. Mykhailov, V.A., Vinogradov, H.F., Kurilo, M.V. et al. (2007). Industrial minerals and rocks of Ukraine. The manual for the students of geological specialties of higher educational institutions. K.: VS of the Kyiv University. [In Ukrainian]

13. Prymushko, S.I., Biloshapskoi, T.D., Velychka, V.F. (Eds.). (2017). Mineral resources of Ukraine. K.: State scientific and production enterprise the "State informative geological fund of Ukraine". [In Ukrainian]

14. Regulations on State examination and evaluation of mineral recourse. Postanova KМУ Ukraine from 22.12.1994, №865 (with changes and additions brought in by resolution of KМУ from 27.08.1997 № 927, from 04.10.2000 № 1512, from 25.10.2002 № 1595). <http://zakon5.rada.gov.ua/laws/show/865-94-%D0%BF> [In Ukrainian]

15. Volkov, V.P., Horoshkova, L.A. (2013). Prognostication of development of the difficult technical-economical systems of mezolevel. Economic announcer of university: Collection of scientific works of scientists and graduate students of Pereyaslav-Khmelnytsky State pedagogical University, 20/2, 257-263. [In Ukrainian]

16. Volkov, V.P., Horoshkova, L.A. (2014). Small economic cycles: theory and home practice. Scientific announcer of the Uzhhorod University. Series "Economy": Collection of scientific workss Uzhhorod University, 1 (42), 270-276. [In Ukrainian]

17. Volkov, V.P., Horoshkova, L.A. (2013). Method of prognostication of development of the difficult systems. The patent 82983, МРК (2013.01) G06Q90/00; G06Q10/06 (2012.01). [In Ukrainian]

Надійшла до редколегії 19.12.17

V. Volkov, Dr. Sci. (Techn.), Professor, E-mail: volkovvp49@gmail.com
L. Horoshkova, Dr. Sci. (Econ.), Professor, E-mail: goroshkova69@gmail.com
Zaporizhzhya National University
66 Zhukovskogo Str., Zaporizhzhya, 69600, Ukraine

MANAGEMENT OF LEAN MINING AND USE OF MINERAL RESOURCES OF UKRAINE

The article proposes a patent protected proprietary technique for managing lean mining and use of mineral resources of Ukraine on the example of non-metallic minerals for construction. Proposed solution of the problem on the basis of the technological relationship between the production processes and the lean use of production products with forecasting the development of the extractive industry is new. Ukraine has significant reserves of rocks suitable for mining of building stone, construction sands and expanded clay. Analysis of official statistics on the volume of mining of construction stone, construction sand and expanded clay showed that over the analyzed period, which was 12 years, there were fluctuations in both the volume of production and the rate of their growth.

Approximation and smoothing of rates of growth of volumes of extraction of the investigated nonmetallic minerals for construction of a polynomial function with use of a trend line is carried out. The analysis of the obtained results showed that the fluctuations of the investigated indicators of extraction of nonmetallic minerals for construction have a periodic, cyclical nature, correlate with each other and are related to the general economic state of the construction industry and the country.

It is proved that it is possible to solve the problem of lean use of minerals by more balanced extraction of minerals, namely, establishing a correlation between extraction and use volumes. To predict the development of the industry, the author suggests using multifactorial economic and mathematical model for forecasting the development of complex systems. It is proved that such a model will allow controlling the volumes of mining of technologically related minerals in interdependence on the volumes of their use.

Keywords: mineral and raw materials base, nonmetallic minerals for construction, building stone, sand, expanded clay, forecasting, modeling, management.

B. Волков, д-р техн. наук, проф., E-mail: volkovvp49@gmail.com,
Л. Горошкова, д-р экон. наук, проф., E-mail: goroshkova69@gmail.com
Запорожский национальный университет
ул. Жуковского, 66, г. Запорожье, 69600, Украина

УПРАВЛЕНИЕ РАЦИОНАЛЬНОЙ ДОБЫЧЕЙ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫХ РЕСУРСОВ УКРАИНЫ

Рассматривается защищенная патентами авторская методика управления рациональной добычей и использованием минерально-сырьевых ресурсов Украины на примере нерудных полезных ископаемых для строительства. Предложен вариант решения проблемы на основе технологического родства процессов добычи и рационального использования продуктов добычи с прогнозированием развития добывающей отрасли. Показано, что Украина имеет значительные запасы горных пород пригодных для добычи: строительного камня, строительных песков и сырья керамзитового. Анализ официальных статистических данных относительно объемов добычи этого сырья показал, что на протяжении исследованного периода (12 лет) происходили колебания показателей как по объемам добычи, так и по темпам их роста.

Осуществлена аппроксимация и сглаживание показателей темпов роста объемов добычи исследованных нерудных полезных ископаемых для строительства полиномиальной функцией с использованием линии тренда. Установлено, что колебания исследуемых показателей имеют периодический, циклический характер, коррелируют между собой и связаны с общеэкономическим состоянием строительной отрасли и страны. Доказано, что решить проблему рационального использования полезных ископаемых возможно путем более сбалансированной их добычи, а именно установления корреляции между добычей и объемами использования.

Для прогнозирования развития отрасли предложено использовать авторскую многофакторную экономико-математическую модель прогнозирования развития сложных систем. Доказано, что такая модель позволит управлять объемами добычи технологически родственных полезных ископаемых во взаимозависимости от объемов их использования.

Ключевые слова: минерально-сырьевая база, нерудные полезные ископаемые для строительства, строительный камень, песок, керамзитовое сырье, прогнозирование, моделирование, управление.

УДК 550.8+549.6+550.4+550.8

I. Lazareva, Cand. Sci. (Geol.), Associate Professor,
E-mail: lazareva@mail.univ.kiev.ua,
S. Shnyukov, Dr. Sci. (Geol.), Associate Professor,
E-mail: shnyukov@mail.univ.kiev.ua,
A. Aleksieienko, PhD student,
E-mail: scr315@gmail.com,
L. Gavryliv, PhD student,
E-mail: liubomir.gavryliv@gmail.com

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

ORE-BEARING METASOMATITES OF PERGA AREA AND KOROSTEN PLUTON GRANITOIDS (UKRAINIAN SHIELD): GENETIC RELATIONS ON THE BASIS OF GEOCHEMICAL MODELLING

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

Geochemistry of the most typical ore-bearing (sulfide-rare metal mineralization) metasomatites formation within tectonic zones (Perga area) spatially associated with Precambrian (1.75-1.8 Ga) Korosten anorthosite-rapakivigranite pluton (Ukrainian Shield) was investigated in detail. Major and trace elements behavior during the multistage alteration of predominantly granites was studied. All investigated altered varieties were classified into several geochemical types of alteration which result in formation of corresponding metasomatites during the multistage processes: (1) Fe – Mg – Na – K – Zn, Pb, Nb, Rb, Cs, Cd (Be, Li, Ta etc.) – apogranites, albitites-I, albite-microcline, microcline-albite, siderophyllite-feldspar and siderophyllite metasomatites; (1a) Na – Nb, Sn (Ta, Be etc.) – albitites-II; (2) Si – (Sn, Be, W etc.) – apogranites and quartz-muscovite greisens. Metasomatites of the 1st (main) type are widely distributed and contain the most of related economic mineralization. Geochemical data obtained were compared to hypothetical compositions of metasomatites, calculated from predesigned geochemical model of the Korosten pluton granitoid evolution based on fractional crystallization equations. A set of zircon, apatite and monazite solubility equations in silicate melts was used in the model designed to estimate magma crystallization temperature in deep chamber and the level of its saturation in H₂O. Dependences $C^L = C_0 f^{D-1}$ (C_0 = element concentration in parent magma, C^L = element concentration in residual melt, f = weight fraction of liquid phase in magma chamber, D = bulk distribution coefficient of the element) for Zn, Pb, Nb, F and Cl show inverse nature. Their extremum points indicate f value when residual melt reaches saturation in water (aqueous fluid separation beginning). This makes it possible to calculate the $K^{FL} = C^F/C^L$ (C^F – element concentration in fluid) values and to estimate the Zn, Pb, Nb concentrations in hypothetical (model) metasomatites. Model (calculated) element concentrations correspond to the composition of natural ore-bearing metasomatites of the Perga area. These results confirm the hypothesis that high-temperature metal-bearing fluids, which formed metasomatites, were produced by the Korosten pluton granitoids during their magmatic evolution.

Keywords: metasomatites, granite, trace element, magmatic evolution, fluid separation, fluid/melt distribution coefficient, rock alteration, ore mineralization.

1. Introduction

Metasomatically altered rocks of various compositions (apogranites, diverse feldspar and siderophyllite metasomatites, greisens) are abundant within tectonic zones spatially associated with Precambrian (≈ 1.75 -1.8 Ga (Ponomarenko et al., 2014)) Korosten anorthosite-rapakivi granite pluton (Ukrainian Shield) (Fig. 1). Multistage alteration of predominantly granites resulted in the formation of complex sulfide-rare metal mineralization. Perga area (Fig. 2) is the largest and the most typical site of these metasomatites with economic ores (Belous, 1994; Metalidi and Nechaev, 1983 etc.). All the metasomatites, both with economic and non-economic mineralization, show uniform F-Li-Be-Nb-Ta-Zr-Th-W-Sn-Mo-Zn-Pb-Cu-Bi-Cd geochemical specialization with rarely high Au and Ag concentrations in the varieties formed at the final stages of alteration (Belous, 1994; Nechaev, 1998). Available geological data (Fig. 1 and 2) demonstrate close spatial relations between economic ores, metasomatites and differentiated Korosten pluton granitoids. Recently published geochronological data (Verchogliad, 1995 etc.) indicate the ages of metasomatites formation ~ 1760 –1752 Ma, which demonstrate their almost coeval genesis with the pluton. However, despite Perga area (Bespalko, 1975; Belous, 1994; Velikoslavinsky et al., 1978; Verchogliad, 1995; Vynar and Razumeeva, 1972; Galetsky, 1974; Gurov, et al., 1971; Esipchuk et al., 1993; Kazitsyn and Rudnik, 1968; Kovalenko, 1979; Lazareva, 2015; Nechaev, 1998; Shatskaya and Shpanov, 1977; Sheremet et al., 2011; Sheremet et al., 2014; Shnyukov and Lazareva, 2002; Sherbakov, 2005; Shnyukov et al., 2000; Shnyukov et al., 2018) was thoroughly studied, the **problem** of absence of complete hypothesis about the source of high-temperature metal-bearing fluids that explains metasomatites formation remains until now. The most appropriate point of view is that such fluids were produced by Korosten pluton granitoids

during their magmatic evolution, but this hypothesis has not been finally confirmed by now.

The **aim** of this paper is to solve following **tasks**: (1) evaluate the ability of the Korosten pluton granitic magma to be the source of high-temperature metal-bearing fluids responsible for both metasomatic alteration and ore mineralization processes and (2) design geochemical model of ore-bearing metasomatically altered rocks formation using the example of Perga area (Fig. 2), which is abundant with such metasomatites that concentrate most of economic ore mineralization.

2. Geological settings of the Perga metasomatites

Perga area (more than 200 km²) is situated (Fig. 1) within the northwestern part of the Korosten anorthosite-rapakivi granite pluton (≈ 1.8 -1.75 Ga) which is one of the largest and well-preserved magmatic complexes of the Ukrainian Shield (USh) (Esipchuk et al., 1993; Mytrohyn, 2008; Ponomarenko et al., 2014 etc.). It occupies the northwestern part of the USh and covers an area of approximately 12000 km². Pluton was formed at the subplatform stage of the USh formation and intrudes predominantly gneisses, amphibolites, plagiomigmatites and granites (≈ 1.9 -2.1 Ga (Ponomarenko et al., 2014 etc.)). At the present erosional level, it comprises ≈ 75 % granitoids (rapakivi, granite-porphyrries, vein granites) and ≈ 25 % basic rocks (anorthosites, gabbro-norites, subordinate ultrabasic rocks and microgabbros) (Mytrohyn, 2008 etc.).

Metasomatites and economic ores of Perga area are located within 3 to 10 km wide and approximately 200 km long northeast-striking structural corridor consisting of numerous fault zones and limited by the longest ones (Fig. 2), which is situated along the northwestern margin of Korosten pluton (Fig. 1). Corridor structure is a result of intense multistage tectonic activity. Submeridional faults were produced in final tectonic events (Galetsky and Zinchenko, 1971 etc.).

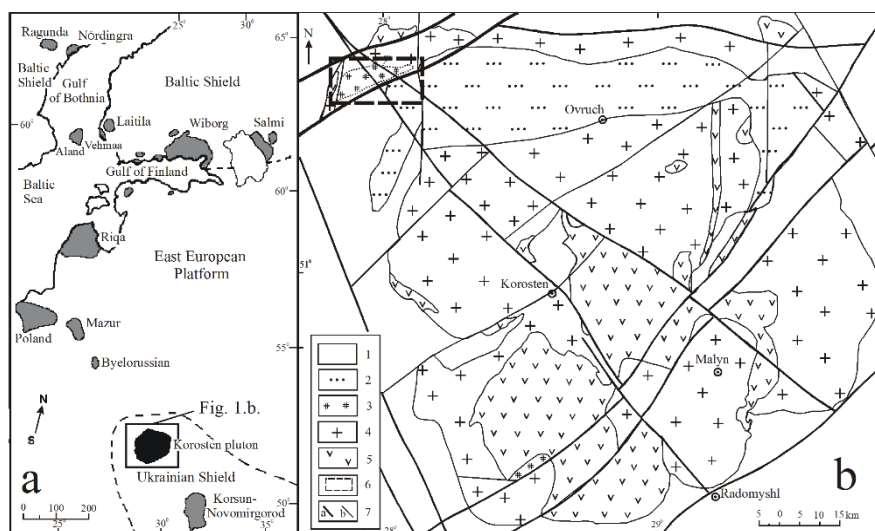


Fig. 1. Geological position of the Perga area.

(a) Position of the Korosten pluton among other anorthosite-rapakivi granite complexes of the East European platform (Velikoslavinsky et al., 1978 etc.). (b) Position of the Perga area within the Korosten pluton region (see references in (Shnyukov et al., 2018)): 1 – host rocks; 2 – platform-type sedimentary-volcanic rocks within the graben structures; 3 – ore-bearing metasomatically altered rocks in tectonic zones; 4, 5 – Korosten pluton granitoids and basic rocks respectively; 6 – the borders of the region represented on Fig. 2; 7 – faults (a – regional, b – local)

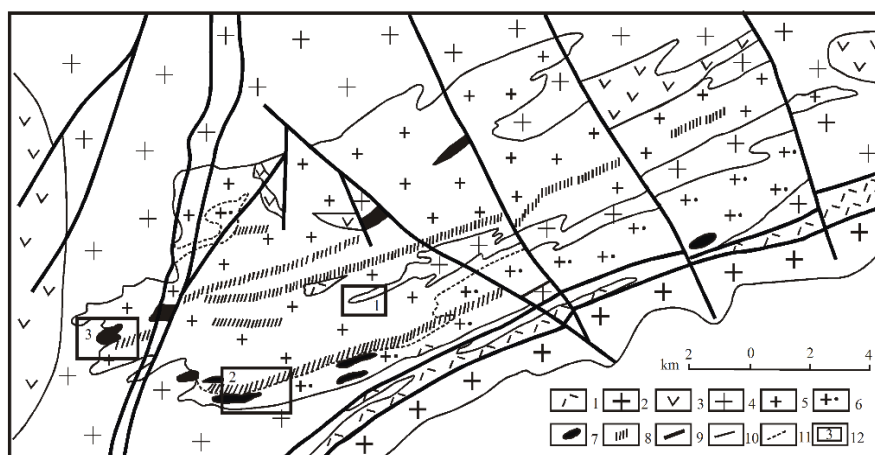


Fig. 2. Geological sketch map of the investigated central part of the Perga area (modified from (Belous, 1994)):

1 – quartz-sericite schists; 2, 3 – Korosten pluton granitoids and basic rocks respectively; 4 – metasomatically altered granites; 5, 6 – ordinary metasomatic granites of Perga type and their varieties with redistributed quartz respectively; 7 – quartz-muscovite greisens; 8 – quartz-feldspar, feldspar, siderophyllite-feldspar; siderophyllite metasomatites of all types (including albitites-I and albitites-II); 9 – faults; 10, 11 – principal and secondary geological boundaries respectively; 12 – regions where metasomatically altered granites (1), metasomatites of the 1st (including albitites-II) (2) and 2nd (3) alteration series were sampled. Points of the unaltered Korosten granites sampling are not shown as they are situated within the central part of the pluton

Metasomatites represented within Perga area inherit tectonic zones. Metasomatic bodies generally have typical vein or more complicated form and also tectonic contacts with the host rocks, which makes it difficult to study formation stages and metasomatic zoning. Host rocks are mainly represented by granitoids with minor gabbroids of the Korosten pluton. Granites play the role of substratum for alteration in most cases.

3. Sampling and analytical investigations

Metasomatically altered rocks were sampled within the Perga area (Fig. 2), and subdivided into a number of rock types that are represented in the area. Each rock type was investigated by a series of point geochemical samples ($n=10-30$, ~300 g) to carry out element analysis as well as detailed mineralogical investigations by some bulk samples (3-5 kg). As a result, metasomatic rock types are represented by a set of more than 200 point and bulk samples collected from drill cores and outcrops.

All samples were crushed, pulverized and analyzed by means of X-ray fluorescence method (XRF). Major oxides and

selected trace elements content (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{total}}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , S, Cl, Zr, Sr, Ba, Rb, Y, La, Ce, Nd, Nb, Th, Ga, Pb, Zn, Cu) was determined in each sample. The precision and accuracy of the XRF method were verified by replicate analysis of the rock standards of specially prepared reference samples set. Final calculations for each powder sample were obtained as averages of individual powder pellet results with 3-7 for point samples and 10-40 for bulk ones. In the last case total analytical uncertainty (one σ level) was estimated as: Si – 0.5-0.6; Al, Fe, Na, K, Rb, Ba – 1.5-5; Ti, Mn, Mg, Ca, P, Zr, Sr, Y, La, Ce, Nd, Nb, Pb, Th, Cu, Zn, Ga, Cd, Cs – 5-15; S, Cl – 15-30 relative %. In the case of point samples more significant analytical uncertainty was noticed only for Zr (up to 15-25 relative %).

All the samples underwent detailed research in thin sections. Heavy mineral concentrates were studied additionally for the bulk ones to investigate complete mineralogical composition. All mineral phases studied were reanalyzed using electron microprobe to validate previous qualitative mineral analysis.

Whole-rock data set for main types of Perga area altered rocks is based on final results of analytical and mineralogical research (Table 1-3). This data set includes additional geochemical data obtained for the Korosten pluton

granitoids earlier (Lazareva, 2015; Shnyukov, 2001; Shnyukov, 2002; Shnyukov and Lazareva, 2002; Shnyukov et al., 2000; Shnyukov et al., 2018 etc.).

Table 1

Modal mineralogical composition of selected unaltered rocks and metasomatites of Perga area

Mineral	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
K-feldspar, vol%	48	45	50	60	48	34	30	40	20	15
Plagioclase, vol%	16	9	3	-	-	-	-	-	-	-
Albite, vol%	-	5	2	10	15	14	11	20	5	60
Quartz, vol%	30	40	40	25	30	50	55	10	15	20
Ferrimuscovite, vol%	-	-	2	-	-	-	-	5	-	-
Biotite, vol%	3	1	3	5	5	5	3	25*	30*	2
Zircon, ppm	384	185	60	622	2252	10145	1328	3250	20996	69
Fluorite, ppm	1890	128	310	491	2065	133	1490	592	70897	131
Genthelvite, ppm	-	-	-	-	-	27	17268	4132	222828	1871
Blende, ppm	-	-	-	-	-	93	77	-	-	-
Cassiterite, ppm	-	-	1	16	428	-	18	-	1532	25904
Monazite, ppm	-	-	-	-	-	-	-	-	7507	-
Xenotime, ppm	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-
Molybdenite, ppm	-	1	2	-	298	-	22	-	-	-
Galenite, ppm	-	2	2	-	-	32	-	-	-	-
Pyrite, ppm	-	1	1	-	32	43	5	-	-	-
Ilmenite, ppm	-	1	-	1	4	-	-	-	-	-
Anatase, ppm	-	-	-	3	-	3	8	-	-	-
Perovskite, ppm	-	-	-	-	-	-	-	15	-	-
Thorite, ppm	-	-	-	5	-	-	-	-	-	-
Phenakite, ppm	-	-	-	-	-	-	-	124	-	-
Weberite, ppm	-	-	-	-	17073	-	-	-	-	-
Magnetite, ppm	483	8	309	7	28	13	12	124	-	25
Hematite, ppm	-	3	-	-	326	1429	-	1374	159	446
Bastnasite, ppm	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
Epidote, ppm	-	4	-	-	-	-	-	-	-	4

Notes: (1) 1-3 – Korosten granitoids (1 – unaltered, 2 and 3 – weakly altered varieties); 4, 5 – ordinary metasomatic granites of Perga type; 6 – granites of Perga type with redistributed quartz; 7, 8 and 9 – quartz-albite-microcline, siderophyllite-feldspar (siderophyllite-albite-microcline) and siderophyllite metasomatites respectively; 10 – albitites-II. (2) * siderophyllite.

4. Main types of metasomatites description

Among metasomatically altered rocks of the Perga area the most widespread and typical varieties were investigated (Bespalko, 1975; Galetsky and Zinchenko, 1971; Galetsky, 1974; Esipchuk et al., 1993; Metalidi and Nechaev, 1983 etc.), substratum for formation of which were granitoids. Two series of rock varieties subsequently replacing each other were distinguished among them. Their mineral and chemical compositions are given in Tables 1, 2 and 3.

The first series includes:

(1) *Ordinary metasomatic granites of Perga type*. Brownish to grey-rosy in color, mainly medium-grained and uneven-grained, in some cases porphyry varieties. Characteristic gneissic banding is caused by parallel arrangement of lenticular biotite scales. Texture varies from blastogranitic to protoclastite with crystalloblastic cement, with minor porphyroblastic. The rocks of first series are most widely distributed in the Perga area. They are originated from Korosten pluton granitoids, which is proved by the presence of transition and altered in a various degree varieties (apogranites). The age of the Perga granites, estimated by U-Pb method (zircon) yields 1760-1730 Ma (Kovalenko, 1979; Sherbakov, 2005).

(2) *Granites of Perga type with redistributed quartz*. These are pink-reddish medium-grained, massive, with minor gneissic banding rocks with newly formed aggregations of bluish quartz grains. They possess similar structure and texture to Perga granites. Small lenses and irregular-shaped bodies among ordinary granites of Perga type are typical for the variety, gradually passing into quartz-albite-orthoclase and actually feldspar metasomatites.

(3) *Quartz-albite-microcline metasomatites*. Light pink, medium- to fine-grained, massive varieties with poorly

distinguishable gneissic banding. They have heteroblastic to minor granoblastic texture. Aggregations of quartz are common and characterized by granoblastic texture. Such metasomatites form separate vein-shaped bodies among granitoids or compose peripheral zones of the bodies that consist of rocks varieties described below.

(4) *Feldspar metasomatites* are represented by leucocratic, mainly medium-grained varieties. They show metasomatic textures similar to that of cryptocrystalline panidiomorphic texture of intrusive rocks. Albite-microcline (more widespread), *microcline-albite varieties* and *albitites-I* are distinguished among them. This classification is based on the primary microcline/secondary albite ratio. Feldspar metasomatites are the basic ore-bearing varieties that mostly occur at the central parts of the economic metasomatic bodies.

(5) *Siderophyllite-feldspar metasomatites* are massive, with minor gneissic banding varieties and blastocataclastic, protoclastite, and sometimes porphyroclastic texture. They form irregular-shaped bodies in common metasomatites. It is possible to distinguish *siderophyllite-albite-microcline* and *siderophyllite-microcline-albite* varieties among them depending on variety of primary feldspar metasomatites.

(6) *Siderophyllite metasomatites*. Dark gray fine-grained gneissic varieties with lepidogranoblastic and rare porphyroclastic texture. They compose thin zones among their bodies.

The second series is represented by a single variety, *quartz-muscovite greisens*. These are green- to light grey, unevenly colored coarse-schistose rocks. They are characterized by porphyroblastic texture with lepidogranoblastic matrix and compose small elongated

bodies confined to zones of cataclastic rocks and mylonite formation processes. The second series was found in every unaltered variety of the Korosten granites and apogranites

except for the Perga type. Gradual transitions from the host rocks to greisen bodies are evident and therefore their texture varies over a wide range.

Table 2

Major element average composition of unaltered rocks and metasomatites of Perga area (wt%)

Oxide, element	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	75.628	75.857	75.383	76.780	66.293	70.036	66.892	61.866	65.501	47.583	69.395	75.380	85.842
TiO ₂	0.209	0.126	0.115	0.068	0.114	0.084	0.045	0.171	0.153	0.311	0.015	0.161	0.096
Al ₂ O ₃	12.177	11.656	12.276	11.862	17.577	15.516	18.767	17.810	15.691	14.148	16.621	12.593	8.091
Fe ₂ O ₃ ^{total*}	2.114	2.590	2.390	1.366	2.182	2.008	1.669	4.983	3.792	18.569	0.301	2.325	1.513
MnO	0.027	0.031	0.025	0.028	0.040	0.115	0.053	0.106	0.265	0.580	0.025	0.033	0.025
MgO	0.125	0.072	0.059	0.053	0.070	0.071	0.095	0.147	0.093	0.217	0.033	0.157	0.182
CaO	0.524	0.592	0.481	0.282	0.400	0.227	0.153	0.400	0.733	0.788	0.098	0.506	0.001
Na ₂ O	3.053	3.517	3.680	2.975	5.179	5.590	9.805	3.310	5.706	1.114	10.237	2.825	0.047
K ₂ O	5.341	4.527	4.726	5.768	7.033	4.894	1.243	8.367	4.625	9.217	0.325	4.777	2.613
P ₂ O ₅	0.027	0.010	0.010	0.016	0.019	0.012	0.015	0.018	0.014	0.043	0.012	0.011	0.012
S	0.095	0.081	0.095	0.135	0.067	0.165	0.102	0.199	0.213	0.502	0.101	0.027	0.018
Cl	0.009	0.009	0.009	0.009	0.023	0.008	0.024	0.025	0.009	0.094	0.005	0.008	0.004
LOI – (S + Cl)	0.455	0.544	0.378	0.231	0.389	0.342	0.456	1.017	0.585	0.981	0.271	0.953	1.402
TE**	0.214	0.386	0.372	0.448	0.613	0.941	0.678	1.574	2.609	6.085	2.642	0.244	0.154
Total	99.998	99.999	99.998	100.02	99.998	100.01	99.996	99.993	99.989	100.23	100.08	99.999	100.01
Density, g/cm ³	2.610	2.624	2.631	2.604	2.632	2.621	2.612	2.706	2.688	3.031	2.600	2.609	2.702

Notes: (1) Rock varieties of the 1st alteration type: 1 – unaltered Korosten granitoids (substratum for alteration); 2 – ordinary metasomatic granites of Perga type; 3 – granites of Perga type with redistributed quartz; 4, 5 and 6 – quartz-albite-microcline, albite-microcline and microcline-albite metasomatites respectively; 7 – albitites-I; 8, 9 and 10 – siderophyllite-albite-microcline, siderophyllite-microcline-albite and siderophyllite metasomatites respectively; 11 – albitites-II (probably of 1a alteration type). Rock varieties of the 2nd alteration type: 12 – unaltered or weakly altered Korosten granitoids (substratum for alteration); 13 = quartz-muscovite greisens. (2) Fe₂O₃^{total} = all Fe as Fe₂O₃. (3) TE – total trace elements content as oxides.

Table 3

Trace element average composition of unaltered rocks and metasomatites of Perga area (ppm)

Element	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Cu	30	45	39	52	53	88	76	137	219	403	44	28	25
Zn	167	1030	1028	1763	1754	7561	4830	17429	21754	52023	1723	178	195
Ga	21	33	30	38	45	57	95	123	122	303	54	28	19
Rb	337	919	857	1033	1285	935	450	1880	1140	4068	31	491	357
Sr	44	31	26	19	26	16	9	29	24	70	5	32	19
Y	71	152	155	159	265	146	110	247	285	373	22	115	57
Zr	349	533	500	475	640	589	473	707	658	794	31	469	262
Nb	43	174	142	116	248	121	43	252	265	284	496	96	61
Pb	34	42	45	34	100	196	177	154	817	138	12	54	39
Th	24	51	36	44	59	64	33	89	100	104	≤5	38	25
Ba	284	24	31	37	49	47	28	58	36	122	8	106	68
La	119	86	102	62	245	64	23	125	97	166	6	131	61
Ce	195	148	168	110	413	107	43	221	174	278	12	214	105
Nd	79	49	58	31	131	34	<20	69	56	99	<10	70	24
Sn	20	75	49	65	76	86	51	109	141	170	18644	<20	<20
Cd	<20	<20	<20	<20	12	31	13	20	83	57	36	<20	<20
Cs	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	105	<20	<20	<20

Note: Column (rock types) numbers are the same as in Table 2.

Albitites-II occupy specific position among the investigated types of rocks. Their structural relation with other types of metasomatites is insufficiently studied until now. *Albitites-II* are light gray or white massive fine-grained rocks which texture reminds the alotriomorphic one. *Albitites-II* occur as veinlets that crosscut bodies of the first series feldspar metasomatites, but distinctly differ from them in mineralogical composition. Cassiterite is the main accessory mineral which content reaches ore levels. In the present paper *albitites-II* are conditionally referred to 1a alteration series.

5. Major and trace element behavior during the metasomatites formation

Weight content (representative average data shown in Tables 2 and 3), transformed into the estimations of atomic amounts in reference rock volume (10000 cm³) (*Kazitsyn and Rudnik, 1968*): $N_i = A_i \cdot d / 16.6$, where d – rock density (g/cm³), $A_i = 1000n_i \cdot C_i / M_i$ (C_i – element i oxide content in rock, wt %; M_i – element i oxide molecular weight; n_i –

amount of element i atoms in oxide) or $A_i = 1000C_i / M_i$ (C_i – element i content in rock, wt %; M_i – its atomic weight) was used to study mass balance and element behavior for major and trace elements respectively to take into account rock density variations during metasomatic processes.

Significant major element migration is noticed only for Si, Na, K, Al, Fe, Mg and Ca. It is accompanied by significant efflux and influx of many important trace chalcophilic and lithophilic elements. As a result, concentration of many of them reaches practically economic levels (Table 3). Si as major element with especially contrast and regular behavior most unequivocally characterizes possible trend and degree of alteration process. Therefore, this element lies in a basis of chemical types of rocks metasomatic alterations systematization. The estimations obtained are summarized on diagrams of selected major and trace elements behavior plotted as function of N_{Si} (Fig. 3-7). These diagrams show the main features of mass balance during the formation of ore-bearing metasomatites of Perga area.

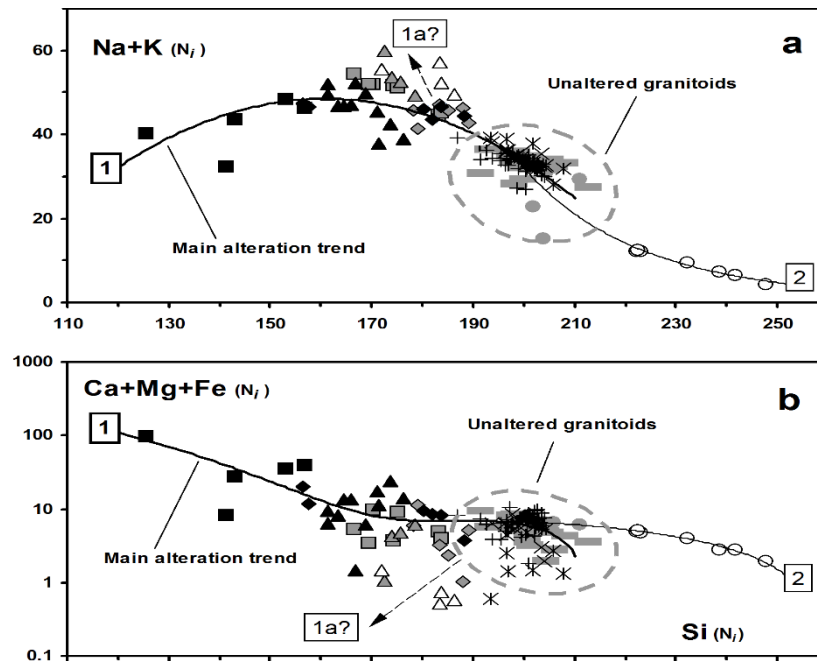


Fig. 3. General chemical typification of rocks alteration in ore-bearing metasomatic zones of Perga area spatially associated with Korosten pluton granitoids. Defined alteration types (numbered trends) are presented on Na+K (a) and Ca+Mg+Fe (b) vs. Si graphs (in N_f units).

Varieties of the 1st alteration type: gray rectangles – unaltered Korosten granitoids (substratum for alteration); black crosses, oblique crosses and stars – ordinary metasomatic granites of Perga type, their varieties with redistributed quartz and metasomatites of quartz-albite-microcline composition respectively; gray squares, rhombuses and triangles – albite-microcline, microcline-albite metasomatites and albitites-I; black filled triangles and rhombuses – siderophyllite-feldspar metasomatites formed as a result of albite-microcline and microcline-albite metasomatites alteration respectively; filled black squares – siderophyllite metasomatites; unfilled triangles – albitites-II (probably of 1a alteration type).

Varieties of the 2nd alteration type: gray circles – unaltered or weakly altered Korosten granitoids (substratum for alteration); unfilled circles – quartz-muscovite greisens. See text for metasomatic rock types description and additional explanations

Based on the data obtained (Fig. 3-7) all studied alteration varieties were classified into several geochemical types of alteration that resulted in formation of corresponding metasomatites during the multistage metasomatic processes:

(1) Fe–Mg–Na–K–Zn, Pb, Nb, Rb, Cs, Cd (Be, Li, Ta etc.) – Perga granites (both types), quartz-albite-microcline, feldspar, siderophyllite-feldspar and siderophyllite metasomatites;

(1a?) Na–Nb, Sn (Ta, Be etc.) – albitites-II;

(2) Si–(Sn, Be, W etc.) – quartz-muscovite greisens.

Elements that were not studied in this work are placed in brackets for all classified types, but they are known to be intensively accumulated during metasomatism (*Galetsky, 1974; Esipchuk et al., 1993; Shatskaya and Shpanov, 1977* etc.). First geochemical type of alteration plays a key role within the Perga area due to outcrops abundance of corresponding metasomatites and high economic mineralization. Therefore, average composition of these metasomatites (Tables 2 and 3) were used to compare to the results of geochemical modelling.

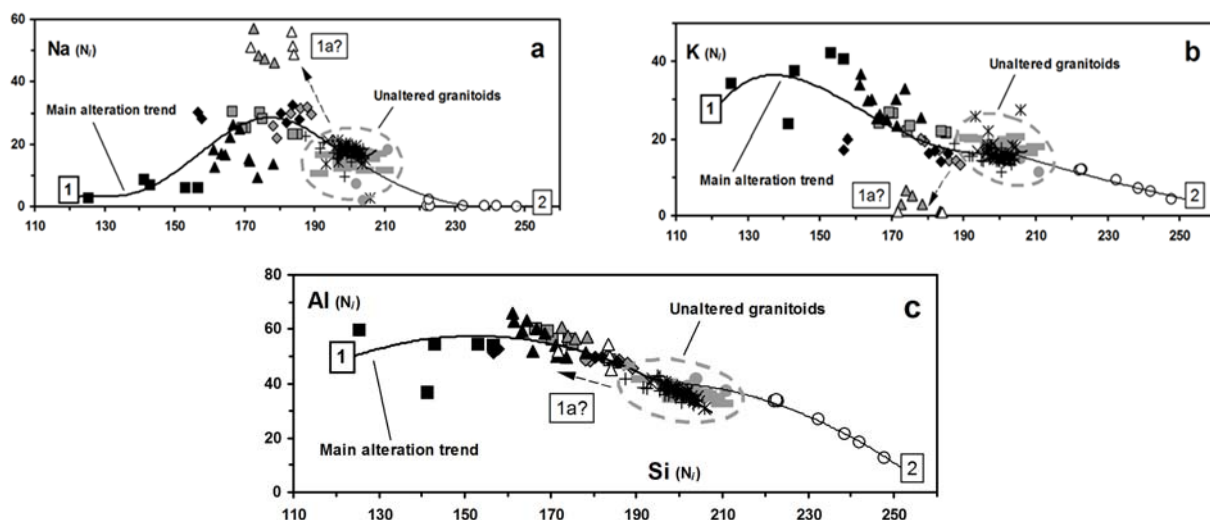


Fig. 4. Na (a), K (b) and Al (c) behavior during the rocks alteration in ore-bearing metasomatic zones of Perga area spatially associated with Korosten pluton granitoids. Element concentrations are in N_f units. Rock types symbols and trends numbers are the same as on Fig. 2. See text for additional explanations

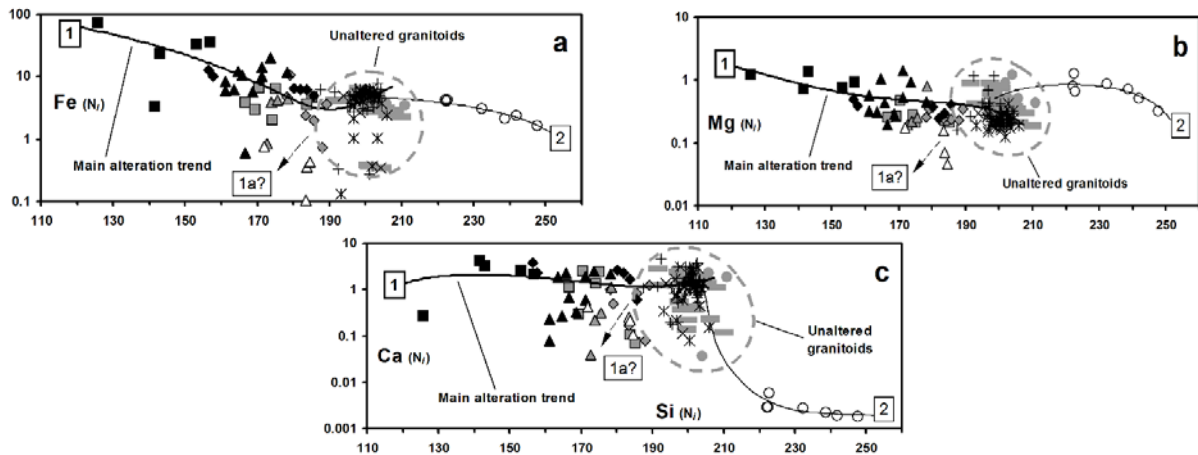


Fig. 5. Fe (a), Mg (b) and Ca (c) behavior during the rocks alteration in ore-bearing metasomatic zones of Perga area spatially associated with Korosten pluton granitoids. Element concentrations are in N_i units. Rock types symbols and trend numbers are similar to Fig. 2. See text for additional explanations

6. Modelling procedure

6.1. Initial data for geochemical modelling of altered rocks formation

Geochemical modelling of altered rocks formation was based on geochemical model of Korosten pluton granitoids magmatic evolution prepared earlier (Lazareva, 2015; Shnyukov, 2001; Shnyukov, 2002; Gavryliv et al., 2016; Lazareva et al., 2017; Shnyukov et al., 2000; Shnyukov et al., 2018 etc.) using representative geochemical data set that covers their main varieties (rapakivi, granite-porphyry, veined granites etc.) and Rayleigh fractional crystallization model to approximate the trace element data. Following crucial results were derived from this "magmatic" model for use in altered rocks formation geochemical modelling:

(1) Typical incompatible behavior with approximately constant bulk distribution coefficient was determined for Rb ($D_{Rb} = 0.5$). Model f values (weight fraction of liquid phase in magma chamber) were calculated for each granitoid type (residual melt portion) from Rayleigh equation and Rb content in rocks (C_{Rb}) assuming minimum concentration in granitoids (169 ppm) as Rb content in parent magma (C_0^{Rb}).

(2) C vs. f curves for trace (including P, Ti, S, Cl, F, and Ca) and major elements were approximated by means of $C = C_0 \cdot f^{D-1}$ equations or polynomial ones respectively (Fig. 8, b and 8, c). Parameters of these equations, corresponding bulk distribution coefficient (D) and C_0 values for trace elements are represented in Table 4. Obtained D values are realistic (Fig. 9, b). This set of equations is an idealized model of elements behavior that demonstrates depletion in Ba, Sr, Ti, Zr, P, S and enrichment in Th and Ga in the residual liquid as well as the inversion type of LREE, Y, F, Cl, Nb, Zn and Pb behavior during the melt fractional crystallization in magma chamber. Monotonous decrease of both Zr and P content indicates melt saturation in zircon and apatite. Therefore, the model temperature (T_{model}) of the melt was estimated using experimental equations for zircon and apatite solubility (Harrison and Watson, 1984; Watson and Harrison, 1983). The temperature evolution in magma chamber is presented as T_{model} vs. f polynomial equation (T_{model} range: 900-720°C) (Fig. 10, d).

(3) Inversion in LREE content ($f = 0.185$) indicates the apatite/monazite replacement in the crystallizing material. Water content in melt for this f value for corresponding T_{model} was calculated from monazite solubility equation (Montel, 1993) which demonstrates its high H_2O -dependence, which yielded $C_0^{H_2O} = 2.36$ wt% (assuming $D_{H_2O} = 0.1$) for the liquidus of initial granite melt ($P_{total} \sim 6.3$ kbar corresponds to this value (Ryabchikov, 1975; Harrison and Watson, 1984)) (Fig. 8, a).

(4) According to the model designed, water saturation limit was reached at $f = 0.165$ and H_2O -fluid was extracted from the melt during its further evolution (Fig. 8, a). Synchronous inversion of C vs. f behavior (Fig. 8, b) proves fluid enrichment with F, Cl, Nb, Zn, Pb etc.

Elements with inversion type behavior for the entire data set (Fig. 8, b and 8, c) indicate the beginning of aqueous fluid separation from the melt at the lower f -parameter value ($f = 0.123$).

6.2. Calculation of the trace element fluid/melt distribution coefficients

The set of parameters calculated from the "magmatic" model, especially crystal/melt bulk distribution coefficient (D) and f parameter at the beginning of aqueous fluid separation from the melt ($f_{inv.}$), allows us to calculate fluid/melt distribution coefficient values for elements with inversion behavior (F, Cl, Nb, Zn, Pb). The theoretical background and procedure of the calculation are given below.

If fractional crystallization is the main factor of magmatic system evolution, trace elements behavior can be described using the well-known Rayleigh equation assuming that their bulk distribution coefficients are constant (Ryabchikov, 1975; Neumann et al., 1954 etc.):

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

where C is the trace element concentration in the residual melt, C_0 is the initial trace element content in the parent melt, D is the bulk distribution coefficient for this element, and f is the weight fraction of liquid (melt) in the system. According to predesigned "magmatic" model (Lazareva, 2015; Shnyukov, 2001; Shnyukov, 2002; Shnyukov and Lazareva, 2002; Shnyukov et al., 2000; Shnyukov et al., 2018 etc.), Korosten pluton represents this exact case.

Before the fluid phase emerges in the system parameter f in equation (1) can be defined as:

$$f = \frac{M^L}{(M^L + M^S)}, \quad (2)$$

where M^L and M^S are the masses of liquid and solid phases of the system respectively. Bulk distribution coefficient (D) values for each element under the same condition are:

$$D = ak_i^x + bk_i^y + \dots + ck_i^z, \quad (3)$$

where $a, b, \dots, c$ are the weight fractions of each mineral ($x, y, \dots, z$ respectively) in a solid phase composition; $k_i^x, k_i^y, \dots, k_i^z$ are the mineral/melt distribution coefficients of the element i for these minerals ($k_i^x = C_i^x / C_i^L$, where C_i^x

and C_i^L are the concentrations of the element i in mineral and melt respectively). According to designed "magmatic" model (Fig. 8, b and Table 4), the behavior of each of the inversion element can be described by two equations of type (1), which correspond to the stages of magmatic evolution before the beginning of fluid separation ($f < f_{inv.}$) and after the inversion point ($f > f_{inv.}$), which coincides with the

beginning of the fluid separation. Concentration values of each element in residual melt were calculated from the first and the second equations and denoted as C^M and C^L , and corresponding bulk distribution coefficients as D and D' respectively. D and D' are approximately constant (Fig. 8, b) and their values are summarized in Table 4.

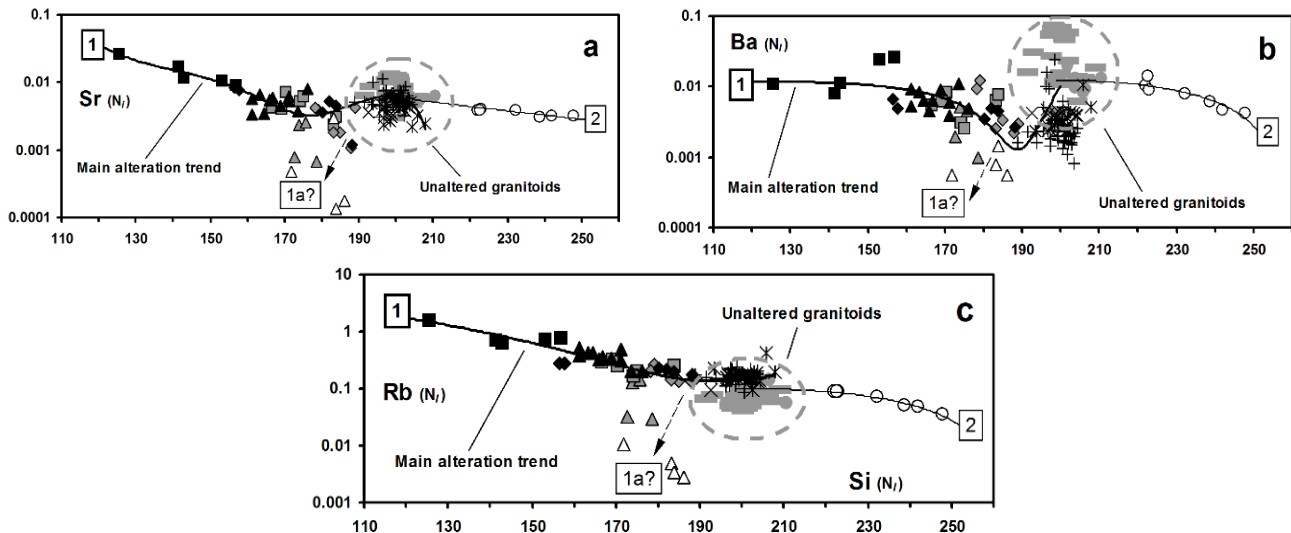


Fig. 6. Sr (a), Ba (b) and Rb (c) behavior during the rocks alteration in ore-bearing metasomatic zones of Perga area spatially associated with Korosten pluton granitoids. Element concentrations are in N_i units. Rock types symbols and trend numbers are similar to Fig. 2. See text for additional explanations

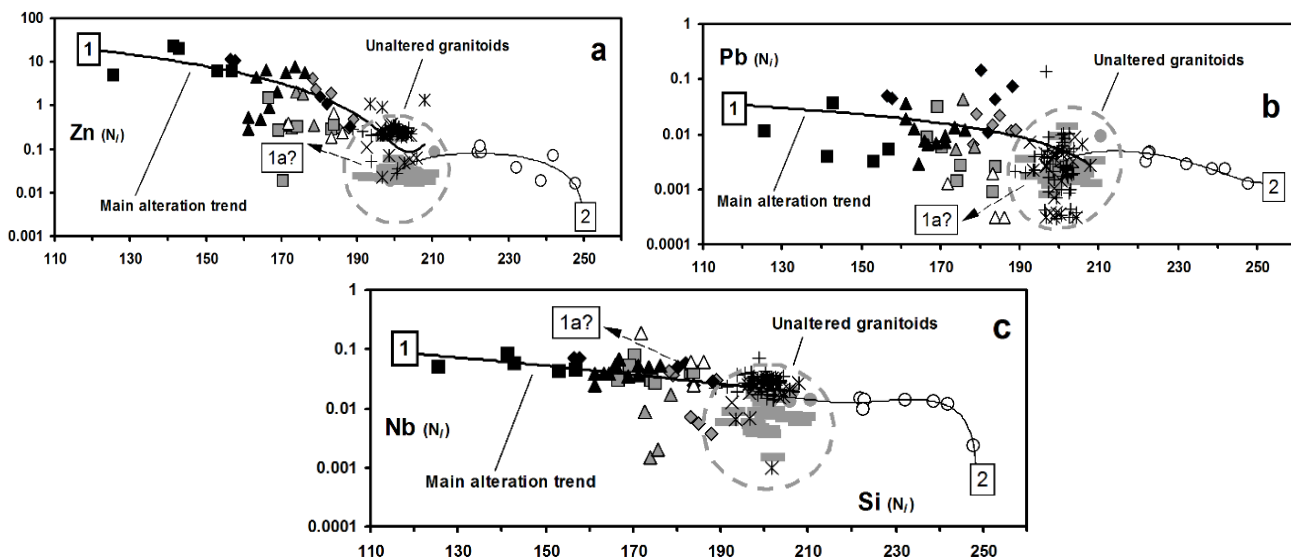


Fig. 7. Zn (a), Pb (b) and Nb (c) behavior during the rocks alteration in ore-bearing metasomatic zones of Perga area spatially associated with Korosten pluton granitoids. Element concentrations are in N_i units. Rock types symbols and trend numbers are similar to Fig. 2. See text for additional explanations

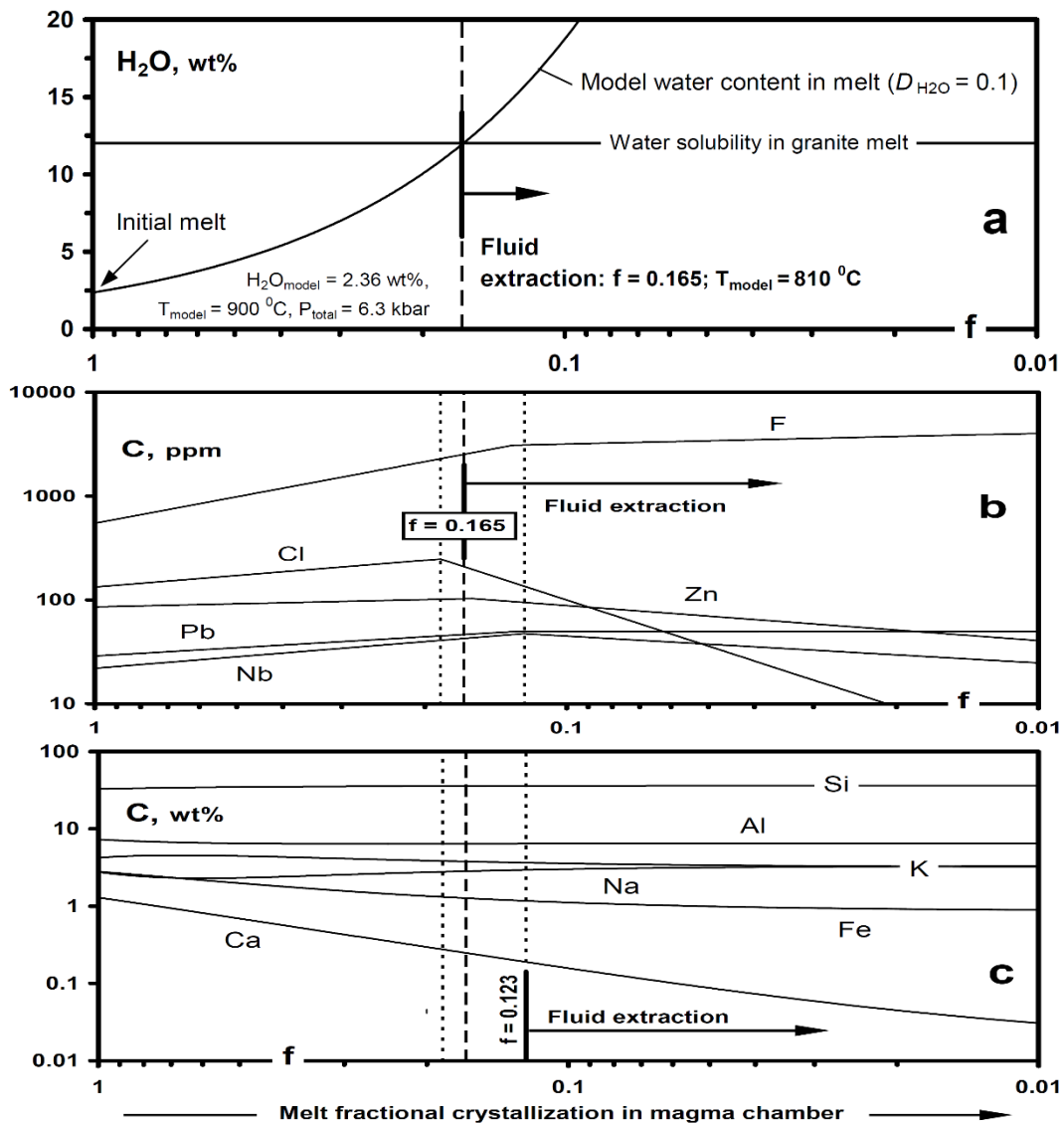


Fig. 8. Conditions of the aqueous fluid extraction from the melt (a), selected trace (b) and major (c) elements behavior during the Korosten pluton granitoids formation estimated assuming the magma fractional crystallization model. See text for additional explanations

After emergence of the fluid component in system ($f < f_{inv.}$) the equation (1) remains valid, but on the condition that the equation (2) transforms into:

$$f = \frac{M^L}{(M^L + M^S + M^F)},$$

where M^F is the mass of the fluid phase of the system. Certainly, D' is taking place of D , which values, similar to expression (3), are defined as:

$$D' = xD + yK^{F/L}, \quad (4)$$

where x and y are the mass fractions of the solid and fluid phases in the system respectively, excluding the liquid phase ($x + y = 1$), a $K^{F/L}$ – fluid/melt distribution coefficient for element with inversion type of behavior ($K^{F/L} = C^F/C^L$, C^F и C^L – concentration of the element in the fluid and the melt respectively). Since $x = 1 - y$, the final equation (4) becomes: $D' = D - yD + yK^{F/L}$. Hence:

$$K^{F/L} = \frac{D' - D + yD}{y}. \quad (5)$$

Consequently, there is a necessity in y parameter estimation to calculate $K^{F/L}$. The given model of magmatic evolution provides such possibility (Fig. 1, a, the works cited), which allows to estimate model water concentration value in the residual melt for any f value and to define the separation of the aqueous fluid beginning moment upon reaching the solubility of water in it (Fig. 1, a). This gives the opportunity to estimate the "excessive" water concentration for the range of $f < f_{inv.}$ ($\Delta C_{H_2O}^{f_n}$, wt%) – aqueous fluid formation resource, which separates during any period Δf_n ($\Delta f_n = f_{n-1} - f_n$; $n = 1, 2, 3 \dots n$ – a number of conventional periods in the evolution of the system with the length of Δf from the beginning of the separation of the aqueous fluid): $\Delta C_{H_2O}^{f_n} = C_{H_2O}^{f_n} - C_{H_2O}^L$, where $C_{H_2O}^{f_n}$ and $C_{H_2O}^L$ – respectively, model water concentration in the residual melt at the certain moment f_n and H_2O solubility in granitic melt (wt%) under current conditions, which is buffering its actual concentration for the range $f < f_{inv.}$. Hence: $\Delta F_n = 0.01 \cdot \Delta C_{H_2O}^{f_n} \cdot \Delta f_n$, where ΔF_n – the proportion of the fluid phase in the system,

separated during period Δf_n . The proportion of the solid phase in the system (S) for any moment f_n can be calculated using the expression: $S_n = 1 - (f_n + F_n)$, where S_n, f_n, F_n ($F_n = \sum_{n=1}^n \Delta F_n$) – the fractions of solid, liquid and fluid phases in the system respectively. The quantity of solid phase formed

during the period Δf_n can be easily estimated as: $\Delta S_n = S_{n-1} - S_n$. It is consequently easy to define y (mass fraction of fluid phase in the system excluding the liquid phase) for each period of the evolution of the system Δf_n :

$$y = \frac{\Delta F_n}{\Delta F_n + \Delta S_n} \quad (6)$$

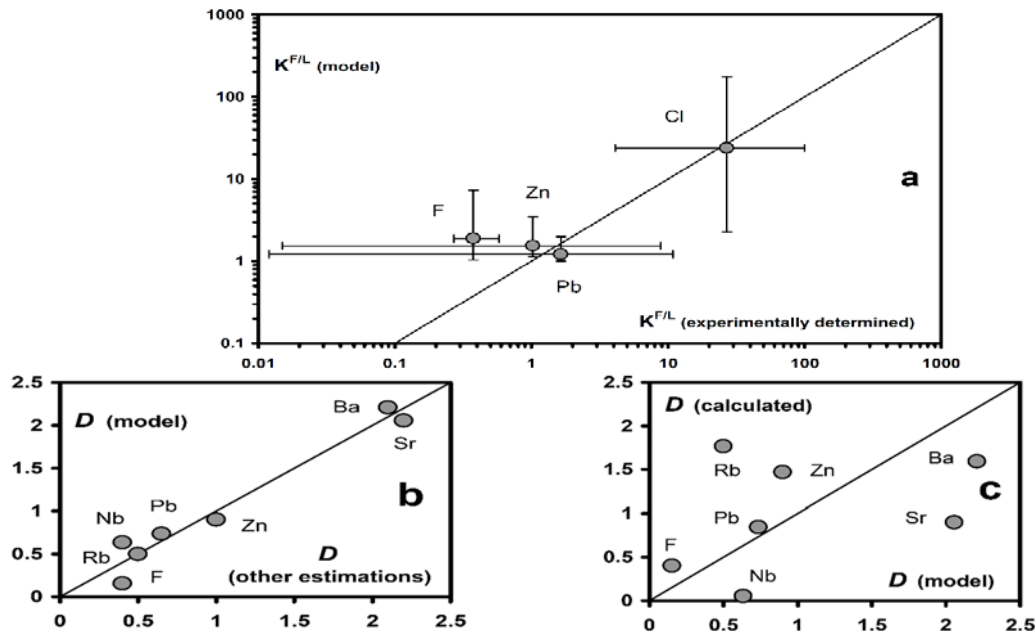


Fig. 9. Comparison of $K^{F/L}$ (a) and D (b) values extracted from the geochemical model of Korosten granitoids formation (this work) with experimental (Kovalenko, 1979; Chevichelov and Epelbaum, 1985 etc.) and other estimations (Antipin et al., 1984; Ryabchikov, 1975 etc.) obtained for these parameters under the same conditions. Differences between the D values calculated on a basis of rock-forming minerals distribution coefficient on high-temperature altered rocks composition modelling empirical data (Antipin et al., 1984; Ryabchikov, 1975 etc.) and D values obtained from the model of granitoids formation are shown on Fig. 6c. See text for additional explanations

Table 4

C_0 and D values calculated for selected elements on a base of C vs. f trends assuming that studied main Korosten granitoids rock types composition is as liquids (Lazareva, 2015; Shnyukov, 2001; Shnyukov, 2002; Shnyukov and Lazareva, 2002; Shnyukov et al., 2000; Shnyukov et al., 2018 etc.)

Element	Values calculated for various sections of C vs. f trends			
	Before inversion ($f > 0.1 ? 0.2$)		After inversion ($f < 0.1 ? 0.2$)	
	$C_0 = a$ (ppm)	$D = b + 1$	a	$D = b + 1$
Zr	555.08	1.381	**	**
Sr	119.99	2.0564	**	**
P	497.04	2.172	9.4801	0.3058
Ti	2622.7	1.7251	**	**
Y	36.104	0.34	412.89	1.5363
LREE	251.6	0.7182	2381.3	2.0511
Rb	169*	0.5*	**	**
Ba	1289.8	2.2094	**	**
Zn	85.55	0.9	191.26	1.3368
Ga	19.314	0.9346	**	**
Th	11.428	0.5872	**	**
Nb	21.991	0.6341	81.164	1.258
Pb	28.841	0.7359	49.842	1.0001
Cu	24.789	1.1069	**	**
F	547.41	0.153	2492.5	0.8963
Cl	132.82	0.6315	2963.4	2.4732
S	780.15	1.418	**	**

Notes: (1) a and b are the parameters of the equations of $y = ax^b$ [$C(\text{ppm}) = af^b$] form obtained for each trace element (Shnyukov, 2001; Shnyukov, 2002; Shnyukov et al., 2000; Shnyukov et al., 2018), (2) * assumed values, (3) ** C vs. f trends demonstrate the monotonous behavior of these elements without inversion points, (4) LREE = La+Ce+Nd, (5) inversion point f values (f_{inv}) for the elements extracted from the melt by H_2O -fluid are: 0.130 (F), 0.185 (Cl), 0.159 (Zn), 0.126 (Pb), 0.123 (Nb).

Polynomial equations obtained for C (wt%) vs. f trends of selected major elements are follows:

$$y = -0.7893x^2 - 2.7304x + 36.399 \text{ (Si)}, \quad y = 1.6734x^2 - 0.8974x + 6.5034 \text{ (Al)}, \quad y = 2.8997x^2 - 3.4556x + 3.3231 \text{ (Na)}, \quad y = -2.9621x^2 + 3.988x + 3.1936 \text{ (K)}, \\ y = -0.1409x^2 + 1.4169x + 0.0164 \text{ (Ca)}, \quad y = -0.5874x^2 - 0.8974x + 6.5034 \text{ (Fe)}.$$

Substituting (6) into equation (5) and performing simple transformations, we obtain the final equation for calculation of inversion behavior elements fluid/melt distribution coefficient for any value of f_n :

$$K^{F/L} = \frac{\Delta S_n(D' - D) + D'\Delta F_n}{\Delta F_n} \quad (7)$$

For the elements with monotonous behavior, such as Ba, Sr, Zr and Th (Fig. 1), the expression (7) simplifies to the form $K^{F/L} = D$, their $D' = D$ a-priori.

6.3. Evaluation of the separated H₂O-fluid composition

If the element content in residual melt (C^L) is known, the $K^{F/L}$ values derived from the expression (7) allow calculating the inversion type element concentrations (C^F) in the fluid, which was separated from the melt at any f -parameter values within the ($f < f_{inv}$) range:

$$C^F = K^{F/L} \cdot C^L. \quad (8)$$

Designed "magmatic" model provides all the data required (Table 4, Fig. 8b).

C^F values calculated for the elements with inversion type of behavior (Zn, Pb, Nb) are very important parameters which may be used separately. For example, these values, coupled with fluid/liquid or fluid/whole system weight proportions derived from the expression (6), are useful for evaluation of ore elements total amounts, which were extracted from the melt during fluid separation. Therefore, C^F combination with aforementioned complementary parameters is able to produce reliable estimations of ore-bearing potential of various magmatic complexes.

At the same time, C^F values obtained for ore elements with inversion type behavior are to be supplied with data on C^F values of other elements to generalize them in a complete set to use in altered rocks formation modelling. At least major elements with a leading role in mass balance during the natural metasomatic process must be included in this set. In the case of Perga area metasomatites such elements as Si, Na, K and Fe meet the mentioned requirements (see § 5). Unfortunately, their C vs. f graphs show a simple type of behavior without any inversion points (Fig. 8, c) which makes it impossible to calculate the corresponding $K^{F/L}$ values in the aforementioned way. Therefore only the experimental results obtained for these most important major elements under conditions similar to those which were derived from the "magmatic" model (granitic composition of the melt, $T = 700-900^\circ\text{C}$, $F > \text{Cl}$ in water-fluid composition) may be summarized in applicable average $K^{F/L}$ values and then recommended for further modelling. The representative examples of such experimental research were reported by (Chevichelov and Epelbaum, 1985) and other investigators.

According to "magmatic" model, major elements concentrations in residual melt within the whole f values range is described as C vs. f polynomial equations (Table 4, Fig. 8, c). So the experimentally determined $K^{F/L}$ average values allow calculating the non-inversion type elements content in fluid at any $f < f_{inv}$ values using the same expression (8). However, proposed procedure yields lesser accuracy of the C^F evaluations due to inconstancy of real $K^{F/L}$ values in natural systems in contrast to the assumed constant ones.

6.4. Estimation of the model trace element content in hypothetical altered rocks

Metasomatically altered rocks spatially and genetically associated with granitoids commonly represent the product of complicated process of multistage interaction between the fluid (hydrothermal solution) and various host rocks. Such processes are usually controlled by multiple natural factors, only main of which can be taken into account in any geochemical model. Therefore, the modelling of the simplified and idealized variant of alteration process must be carried out.

The variant suggested in this work implies the monotone fluid (solution) temperature decrease as well as its coeval chemical composition changes caused by (1) equilibrium components exchange between fluid and host rocks and (2) precipitation of components as consequence of their solubility decrease during fast cooling of the solution. Mechanisms (1) and (2) were accepted as the main ways for metasomatites of the highest and the lowest temperature types formation respectively. These two extreme cases of idealized alteration processes may be modeled on a basis of following assumptions:

(1) *The highest temperature type metasomatites.* Melt temperature (estimated as T_{model}) at corresponding f -parameter values is a realistic extreme (maximum) estimation for the temperature of such model metasomatites formation. Only rock-forming minerals take part in equilibrium components exchange between fluid and solid phases (own trace elements minerals crystallization is prohibited). Therefore, empirically assessed mineral/melt distribution coefficient values for low-temperature rare metal granitoids (for example reported by (Antipin et al., 1984 etc.)) are used for trace element solid/fluid bulk distribution coefficients (D) calculation from expression (3). The rock-forming minerals content in the earliest stages real metasomatites of natural metasomatic process were accepted as proportion of minerals in solid phase. Each trace element content in metasomatites (C^{MST}), which corresponds to fluid separated within the $f < f_{inv}$ range, can be evaluated using the following simple expression:

$$C^{MST} = D \cdot C^F. \quad (9)$$

(2) *The lowest temperature type metasomatites.* Minimum value among the thermometric results empirically obtained for the latest stages of natural metasomatic process is accepted as a temperature of such model metasomatites formation. Assumption that this hypothetical event resulted in complete precipitation of elements that were extracted from the melt is valid for model calculations. In this case each trace element content in metasomatites (C^{MST}), which corresponds to fluid separated within the $f < f_{inv}$ range, can be estimated as:

$$C^{MST}(\text{ppm}) = 10^6 C^F / \Sigma_C, \quad (10)$$

where Σ_C is the total element content in the fluid (including major elements and excluding F and Cl) estimated via equation (8).

We must emphasize that model results, which were obtained using expressions (9) and (10), represent only the idealized extreme cases of altered rocks formation. Empirical data on the natural metasomatites can be compared to them exclusively on the main alteration trends level.

7. Results and discussion

Described procedure was applied to ore-bearing metasomatites trace element composition modelling. Initial data for all the calculations [D , D' , C_0 values for trace and polynomial equations for selected major elements (Table 4), final f_{inv} value (0.123), T_{model} vs. f equation (Fig. 10, d)

etc.] were derived from the "magmatic" model of the Korosten pluton granitoids formation. Results of the modelling were compared to geochemical data set on

natural metasomatically-altered rocks of the Perga area (§ 4, 5; Tables 1-3) to verify the hypothesis on their genetic correlation with Korosten pluton granitoids.

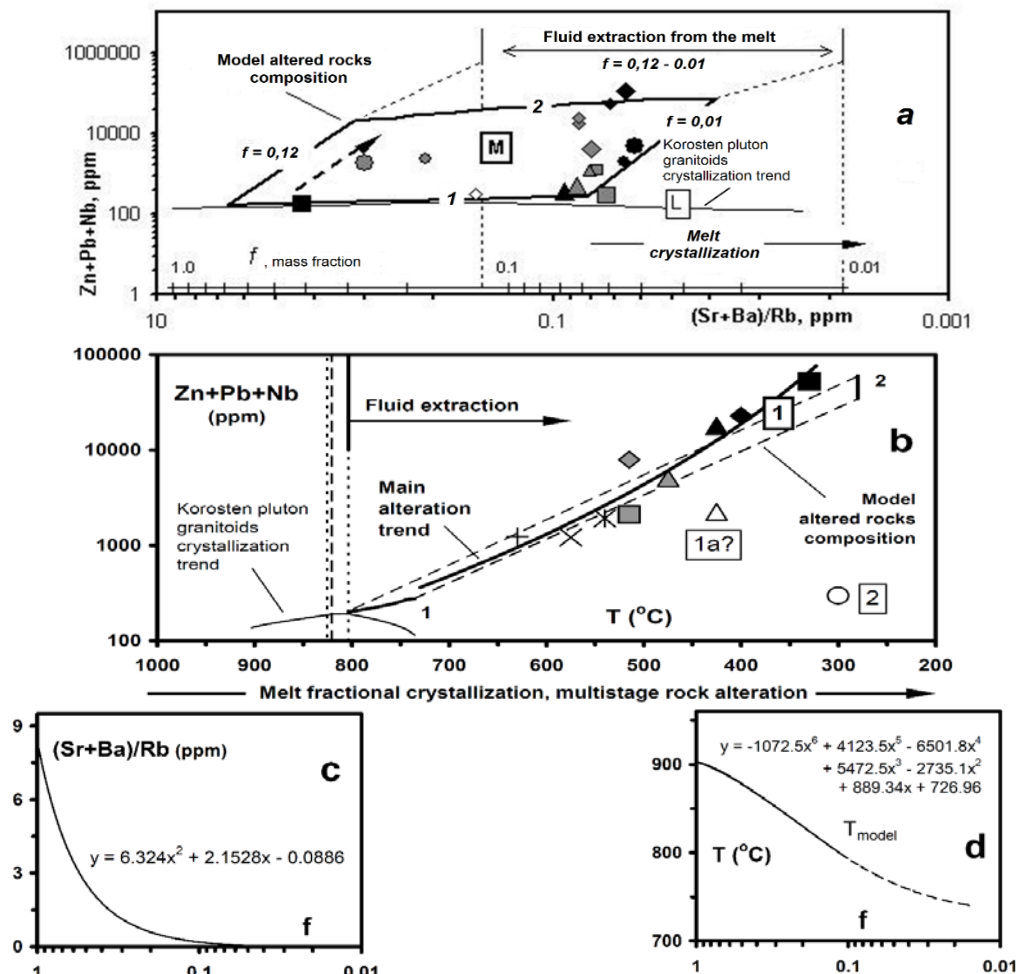


Fig. 10. Selected ore elements (Zn+Pb+Nb) model content in hypothetical metasomatites produced by aqueous fluid and average compositions of the real Perga area altered rocks plotted against (Sr+Ba)/Rb (black symbols stand for monazite-bearing rocks; big and small symbols – data on bulk samples and average metasomatites compositions, respectively; 1 and 2 – model range of concentration changes in high- and low-temperature metasomatites, respectively and T (°C) (b). Model f values for magmatic system were recalculated in (Sr+Ba)/Rb and T values by the means of corresponding equations (c, d). See text for additional explanations

$K^{F/L}$ values for elements with inversion type of behavior (F, Cl, Zn, Pb, Nb) within the $f < f_{inv}$ range covered by the "magmatic" model ($f = 0.123-0.01$) were calculated from expression (7) using the equation (1) and data (D , D' , C_0 values etc.) from Table 4. As it can be seen on Fig. 9a results calculated generally concur with the experimental results (Kovalenko, 1979; Chevichelov and Epelbaum, 1985 etc.) obtained for similar conditions. Noticeable but not significant difference was recorded only for the F (calculated results are slightly higher than experimental estimations). This minor disagreement can be explained by some errors of the "magmatic" model. For example, not original, but reference data on F content in rocks were used in contrast to other elements during this model preparation (Shnyukov, 2001; Shnyukov, 2002; Shnyukov and Lazareva, 2002 etc.). Such feature of the initial whole-rock analytical data set may result in errors of estimation of both corresponding trend parameters (D , D' , C_0 etc.) and $K^{F/L}$ values. And, of course, discrepancy noticed can be also caused by inaccuracy of the experimental results (Kovalenko, 1979; Chevichelov and Epelbaum, 1985 etc.). In general, the

conducted comparison (Fig. 9, a) indicates sufficient reliability of model $K^{F/L}$ values calculated for elements with inversion type of behavior. For the most important major elements, following $K^{F/L}$ average values, based on experimental determinations (Chevichelov and Epelbaum, 1985 etc.), were accepted: Si (0.007), Al (0.0003), Ca (0.002), Na (0.004), K (0.001), Fe (0.0008).

Concentrations of F, Cl, Zn, Pb, Nb, Si, Al, Ca, Na, K, Fe in the fluid within the $f < f_{inv}$ range covered by the "magmatic" model ($f = 0.123-0.01$) were calculated using expression (8), (1) and data from Table 4. Corresponding model element concentrations in metasomatically altered rocks were calculated from expressions (9) and (10). Solid/fluid bulk distribution coefficients (D) for calculations on expression (9) were obtained from expression (3) on the basis of rock-forming mineral distribution coefficients empirical data (Antipin et al., 1984 etc.). At that, the rock-forming minerals compositions in metasomatic granites of Perga type (Table 1) were accepted as minerals proportion in solid phase. Obtained D values ($D_{Zn} = 1.47$, $D_{Pb} = 0.85$, $D_{Nb} = 0.05$ etc.) substantially differ from the values derived from "magmatic" model (Fig. 9, c).

Calculated model Zn, Pb and Nb concentrations after their summation were plotted against (Sr+Ba)/Rb ratio and T (°C) on Fig. 10, and 10? b. It makes it possible to combine magmatic and metasomatic components of the model on one plot [model f values for "magmatic" model were recalculated in (Sr+Ba)/Rb and T, °C values by means of corresponding equations represented in Fig. 10, c and 10. d; values, similar to those derived from "magmatic" model for the same f , were accepted for (Sr+Ba)/Rb ratio in the model metasomatites composition]. The model area of altered rocks composition is restricted by curves 1 and 2 (Fig. 10, a and 10, b), which corresponds to the hypothetical (model) metasomatites of the highest and lowest temperature types respectively [§ 6.4, expressions (9) and (10)]. Real average compositions of investigated natural metasomatites of Perga area (Table 3) were plotted on the same diagrams to compare to the calculated (model) results. To do that, in the case of Fig. 10, b average temperature estimations on formation of each metasomatic variety were summarized basing on the reference data on temperature evaluations with fluid inclusions investigation methods (Bespalko, 1975; Vynar and Razumeeva, 1972; Gurov et al., 1971; Lazareva, 2015; Shatskaya and Shpanov, 1977; Shnyukov and Lazareva, 2002 etc.). Minimum empirical temperature values (275°C) were accepted as a temperature of model the lowest temperature type metasomatites formation (curve 2).

Comparison represented in Fig. 10 shows that all the points with compositions corresponding to the natural metasomatites of the main (1st) alteration type were plotted within or close to the model area of altered rocks composition. Only the rarest metasomatic varieties of 1a and 2nd alteration type did not correspond to the compositions calculated. The results stated above prove the existence of genetic correlations between granitoids of the Korosten pluton and altered varieties (metasomatites) of Perga area with economic ore mineralization.

8. Conclusions

(1) Good agreement between calculated model results and analytical results on main types of natural metasomatites composition ensure genetic correlation between ore-bearing metasomatites of Perga area and Korosten pluton granitoids. Results obtained may be considered an example of geochemical modeling ability for assessment of high-temperature metal-bearing fluids that account for both metasomatic alteration and ore mineralization processes source.

(2) Realistic estimations for a number of important parameters ($K^{F/L}$, C^F , f_{inv} , fluid/melt ratio and weight fraction of fluid phase in the whole system for each $f < f_{inv}$ value etc.) were derived from combination of the "magmatic" and "metasomatic" models designed. New data are valid for real natural ore-forming system and provide additional opportunity, as compared to the earlier research results (Ryabchikov, 1975; Ryabchikov, 1976; Shnyukov and Lazareva, 2002 etc.), on the basis of general evaluations of these parameters, to grant more precise estimations of the amounts of ore elements extracted by the fluid from the melt during the granitoid pluton formation.

(3) Described technique enables to model genetic evolution of ore deposits in hydrothermally altered rocks as well as to produce the reliable estimations of potential ore-bearing potential of different granitoid complexes. Therefore, it may be used as a powerful tool for area selection and target evaluation in hydrothermally-metasomatic ore deposits exploration.

Acknowledgements

This work was supported by the Scientific Research Department of the Taras Shevchenko National University of Kiev throughout grants 0195U004122, 0195U004123, 0197U003159 and 0116U004784. Important samples for geochemical data set formation were contributed by A.I. Belous and E.A. Khlon with the aid of E.L. Docenko. The authors give their thanks to O.V. Zinchenko, for numerous consultations as well as to A.V. Andreev and V.V. Zagorodny for the significant assistance in analytical investigations.

Список використаних джерел

1. Антипин, В.С., Коваленко, В.И., Рябчиков, И.Д. (1984). Коэффициенты распределения редких элементов в магматических породах. Монография. Москва: Наука.
2. Беспалько, Н.А. (1975). Формации Суцано-Пержанской зоны. Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Киев: Наук. думка, 135-137.
3. Білоус, О.І. (1994). Високотемпературні метасоматичні формації Суцано-Пержанської зони Українського щита та їх рудоконтролююче значення. Автореф. дис. ... канд. геол.-мінерал. наук: 23.06.94. Київ.
4. Великославинский, Д.А., Биркис, А.П., Богатиков, О.А., Бухарев, В.П., Великославинский, С.Д., Гордиенко, Л.Д., Зинченко, О.В., Кивисилла, Я.Я., Кирс, Ю.Е., Кононов, Ю.В., Левицкий, Ю.Ф., Ниин, М.И., Пуура, В.А., Хворов, М.И., Шустова, Л.Е. (1978). Анортозит-рапакиви-гранитная формация Восточно-Европейской платформы. Монография. Ленинград: Наука.
5. Верхогляд, В.М. (1995). Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона. Геохимия и рудообразование, 21, 34-47.
6. Вынар, О.Н., Разумеева, Н.Н. (1972). Особенности образования гидротермальной минерализации Суцано-Пержанской зоны. Минералогич. сб. Львовск. ун-та, 2, 26, 197-206.
7. Галецкий, Л.С., Зинченко, О.В. (1971). Досвід застосування геохімічних досліджень для вирішення різних геологічних завдань. Геологічний журнал, 31, 1, 11-19.
8. Галецкий, Л.С. (1974). Миграция вещества при образовании метасоматитов северо-западной части Украинского щита. Геол. журнал, 34, 2, 24-35.
9. Гуров, С.П., Марченко, С.Я., Металіди, С.В. (1971). До умов утворення фенакту в апогранітових метасоматитах. Доп. АН УРСР, Б, 5, 391-394.
10. Есипчук, К.Е., Орс, В.И., Щербак, И.Б., Шеремет, Е.М., Скобеев, В.М., Рябконов, В.В., Галецкий, Л.С., Панов, В.С., Юшин, А.А., Бочай, Л.В., Голуб, Е.Н., Демьяненко, В.В., Бучинская, К.М., Свечников, К.И., Сухоруков, Ю.Т., Щербак, Д.Н., Осадчий, В.К., Пийяр, Ю.К., Самчук, А.И., Кушнир, А.С., Андреев, А.В., Чебуркин, А.К. (1993). Гранитоиды Украинского щита: петрохимия, геохимия, рудоносность. Справочник. Киев: Наук. думка.
11. Казидин, Ю.В., Рудник, В.А. (1968). Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. Москва: Недра, 105-115.
12. Коваленко, Н.И. (1979). Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. Монография. Москва: Наука.
13. Лазарева, І.І. (2015). Геохімія та забарвлення природних флюоритів: ефективність і простота застосування в практиці мінералого-геохімічних досліджень. Вісник Київського національного університету. Геологія, 68, 32-39.
14. Лазарева, І.І. (2015). Інформативність типізації цирконів з метасоматитів за деякими фізичними, морфологічними та геохімічними ознаками. Вісник Київського національного університету. Геологія, 69, 24-29.
15. Металіди, С.В., Нечаев, С.В. (1983). Суцано-Пержанская зона (геология, минералогия, рудоносность): Монография. Киев: Наук. думка.
16. Митрохин, О.В. (2008). Петрографічний склад комплексів анортозит-рапакивігранітної формації. Вісник Київського національного університету. Геологія, 45, 62-66.
17. Нечаев, С.В. (1998). Металлогения раннего докембрия и рифея-протерозоя Украинского щита. Минералогический журнал, 20, 88-99.
18. Пономаренко, А.Н., Степанов, Л.М., Шумлянский, Л.В. (2014). Геохронология и геодинамика палеопротерозоя Украинского щита. Минералогический журнал, 36, 2, 48-60.
19. Рябчиков, И.Д. (1975). Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. Монография. Москва: Наука.
20. Рябчиков, И.Д. (1976). Физико-химические аспекты связи эндогенного рудообразования с магматизмом. Магматизм и эндогенное рудообразование. Москва: Наука, 13-22.
21. Чевычелов, В.Ю., Эльзбаум, М.Б. (1985). Распределение Pb, Zn и петрогенных компонентов в системе гранитный расплав-флюид. В кн. Очерки физико-химической петрологии (экспериментальное исследование проблем магматизма). Москва: Наука, 120-135.
22. Шацкая, В.Т., Шпанов, Е.П. (1977). Особенности формирования бериллевого оруденения, связанного с полевошпатовыми метасоматитами зон активизации древних щитов. Закономерности формирования гидротермальных месторождений берилля. Москва: Недра, 192-215.
23. Шеремет, Е.М., Кулик, С.Н., Кривдик, С.Г. и др. (2011). Геолого-геофизические критерии рудоносности и металлогения областей субдукции Украинского щита. Донецк: Ноулидж.

24. Шеремет, Е.М., Кривдик, С.Г., Седова, Е.В. (2014). Редкометальні граніти Українського щита (петрологія, геохімія, геофізика і рудоносність). Донець: Ноулідж.

25. Шнюков, С.Е. (2001). Наскрізні акцесорні мінерали в геохімічному моделюванні магматичних процесів. Збірник наукових праць УкрДГРІ, 1-2, 41-53.

26. Шнюков, С.Е. (2002). Геохімічні моделі еволюції магматических систем і земної кори: потенціальний джерело петрофізическої і рудогенетическої інформації. Геофізический журнал, 24, 6, 201-219.

27. Шнюков, С.Е., Лазарева, І.І. (2002). Геохімічне моделювання в дослідженні генетичного зв'язку магматических комплексів та просторово асоціюючих з ними гідротермально-метасоматических рудних родовищ. Збірник наукових праць УкрДГРІ, 1, 128-143.

28. Щербаків, І. (2005) Петрологія Українського щита. Львів: ЗУКЦ.

29. Gavryliv, L., Shnyukov, S., Lazareva, I. (2016). Geochemical behavior of major and trace elements during magma evolution process in Bodie Hills Volcanic Field, Nevada. Geoinformatics. XV-th International Conference on Geoinformatics. Theoretical and Applied Aspects (May 10-13, 2016, Kiev, Ukraine). <http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=84616>

30. Harrison, T.M., Watson, E.B. (1984). The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. Geochim. et Cosmochim., 48, 1467-1477.

31. Lazareva, I., Shnyukov, S., Hlon, E., Aleksieienko, A., Morozenko, V., Gavryliv, L. (2017). Volcanoes of Antarctica as object of geological and ecological research at an example of Deception Island. Materials of XI International Scientific Conference "Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment" (October 11-14, 2017, Kyiv, Ukraine).

32. Montel, J.M. (1993). A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. Chemical Geology, 110, 127-145.

33. Neumann, H., Mead, J., Vitaliano, C.J. (1954). Trace element variation during fractional crystallisation as calculated from the distribution law. GCA, 6, 90-99.

34. Shnyukov, S.E., Andreev, A.V., Zinchenko, O.V., Khlon, E.A., Lazareva, I.I., Zagorodny, V.V., Grinchenko, A.V. (2000). Geochemical modelling of Pre-Cambrian granulitoid evolution in Ukrainian Shield: petrogenetic aspects and genesis of complex rare metal, polymetallic and gold mineralization in neighbouring metasomatic zones (Korosten anorthosite-rapakivigranite pluton as an example). Abstract volume & Field trip guidebook, 2nd annual GEODE-Fennoscandian Shield workshop on Palaeoproterozoic and Archaean greenstone belts and VMS districts in the Fennoscandian Shield (28 August – 1 September, 2000, Gällivare-Kiruna, Sweden). Lulea University of Technology, Research Report 2000, 6, 37-40.

35. Shnyukov, S., Lazareva, I., Zinchenko, O., Khlon, E., Gavryliv, L., Aleksieienko, A. (2018). Geochemical model of precambrian granulitoid magmatic evolution in the Korosten Pluton (Ukrainian Shield): petrogenetic aspects and genesis of complex ore mineralization in metasomatic zones. Вісник Київського національного університету. Геологія, 81.

36. 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.

References

1. Antipin, V.S., Kovalenko, V.I., Ryabchikov, I.D. (1984). Distribution coefficients of rare elements in magmatic rocks. Nauka Press, Moscow. [in Russian]

2. Bessalko, N.A. (1975). Metasomatites of the Suschano-Perga belt. In: Criteria on the deposits prospecting within the Ukrainian Shield region. Kiev: Naukova dumka Press, 225-230. [in Russian]

3. Belous, A.I. (1994). High-temperature metasomatic formations of Suschano-Perga area and their significance as a control factor for ore localization. Extended abstract of Candidate's thesis (Geol.-Min. Sciences). Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the Ukrainian Academy of Sciences, Kyiv. [in Russian]

4. Chevichelov, V.Y., Epelbaum, M.B. (1985). Lead, zinc and major element distribution in granite melt-fluid system. In: Physico-chemical petrology. Moscow: Nauka Press, 120-135. [in Russian]

5. Esiptchuk, K.E., Orsa, V.I., Scherbakov, I.B., Sheremet, E.M., Skobelev, V.M., Ryabokon, V.V., Galitsky, L.S., Panov, B.S., Yushin, A.A., Bocharov, L.V., Golub, E.N., Demyanenko, V.V., Buchinskaya, K.M., Sveshnikov, K.I., Sukhorukov, Yu.T., Scherbak, D.N., Osadchy, V.K., Piya, Yu.K., Samchuk, A.I., Kushnir, A.S., Andreev, A.V., Cheburkin, A.K. (1993). Granitoids of the Ukrainian Shield: petrochemistry, geochemistry and ore deposits (reference book). Kiev: Naukova dumka Press. [in Russian]

6. Galetsky, L.S., Zinchenko, O.V. (1971). Experience on the geochemical research application to the various geological problems solution. Geological Journal, 1, 31, 11-19. [in Russian]

7. Galetsky, L.S. (1974). Mass balance during the metasomatites of the north-western part of the Ukrainian Shield. Geological journal, 2, 34, 24-35. [in Russian]

8. Gavryliv, L., Shnyukov, S., Lazareva, I. (2016). Geochemical behavior of major and trace elements during magma evolution process in Bodie Hills Volcanic Field, Nevada. XV-th International Conference on Geoinformatics. Theoretical and Applied Aspects (May 10-13, 2016, Kiev, Ukraine). <http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=84616>

9. Gurov, E.P., Marchenko, E.Y., Metalidi, S.V. (1971). To the conditional features of phenakite formation in apogranite metasomatites. Papers of AS of the USSR, Ser. B, 5, 391-394. [in Russian]

10. Harrison, T.M., Watson, E.B. (1984). The behavior of apatite during crustal anatexis: Equilibrium and kinetic considerations. Geochim. et Cosmochim., Acta 48, 1467-1477.

11. Kazitsyn, Yu.V., Rudnik, V.A. (1968). Manual on the calculation of mass balance and internal energy during the metasomatic rocks formation. Moscow: Nedra Press, 105-115. [in Russian]

12. Kovalenko, N.I. (1979). Experimental investigations on raremetal lithium-fluorite granites. Moscow: Nauka Press. [in Russian]

13. Lazareva, I.I. (2015). Geochemistry and color of natural fluorites: efficiency and simplicity of practical application in mineralogical and geochemical research. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 68, 32-39. [in Ukrainian]

14. Lazareva, I.I. (2015). Informational content of metasomatic zircons typing by several physical, morphologic and geochemical features. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 69, 24-29. [in Ukrainian]

15. Lazareva, I., Shnyukov, S., Hlon, E., Aleksieienko, A., Morozenko, V., Gavryliv, L. (2017). Volcanoes of Antarctica as object of geological and ecological research at an example of Deception Island. Materials of XI International Scientific Conference "Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment" (October 11-14, 2017, Kyiv, Ukraine).

16. Metalidi, S.V., Nechaev, S.V. (1983). Suschano-Perga area (geology, mineralogy and ore deposits). Kiev: Naukova dumka Press. [in Russian]

17. Montel, J.M. (1993). A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. Chemical Geology, 110, 127-145.

18. Mytrohyn, O.V. (2008). Anorthosite-rapakivi-granite association complexes petrographic composition. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 45, 62-66. [in Ukrainian]

19. Neumann, H., Mead, J., Vitaliano, C.J. (1954). Trace element variation during fractional crystallisation as calculated from the distribution law. GCA, 6, 90-99.

20. Nechaev, S.V. (1998). Early Precambrian and Riphean-Phanerozoic metallogeny of the Ukrainian Shield. Mineralogical Journal, 20, 88-99. [in Russian]

21. Ponomarenko, A.N., Stepanuk, L.M., Shumlyanskiy, L.V. (2014). Geochronology and geodynamics of Paleoproterozoic Ukrainian Shield. Mineralogical journal, 36, 2, 48-60. [in Russian]

22. Ryabchikov, I.D. (1975). Thermodynamics of the fluid phase in granulitoid magmas. Moscow: Nauka Press. [in Russian]

23. Ryabchikov, I.D. (1976). Physicochemical aspects of endogenetic ore formation and magmatic processes. In: Magmatism and endogenetic ore formation. Moscow: Nauka Press, 13-22. [in Russian]

24. Shatskaya, V.T., Shpanov, E.P. (1977). Peculiarities of berrillium ore formations associated with feldspar metasomatites of activation zone within ancient shields. In: Regularities in formation of hydrothermal berrillium deposits. Moscow: Nedra Press, 192-215. [in Russian]

25. Sheremet, E.M., Kulik, S.N., Krivdik, S.G., et al. (2011) Geological-geophysical criteria of ore-bearing and mineral resources of subduction areas of Ukrainian Shield. Donetsk: "Knowledge". [in Russian]

26. Sheremet, E.M., Krivdik, S.G., Sedova, E.V. (2014) Rare metal granites of Ukrainian Shield (petrology, geochemistry, geophysics and minerals). Donetsk: "Knowledge". [in Russian]

27. Sherbakov, I. (2005) Petrology of Ukrainian Shield. Lviv: ZUKC. [in Russian]

28. Shnyukov, S.E. (2001). Ubiquitous accessory minerals in geochemical modeling of magmatic processes. Zbirnik naukovih materialiv UkrDGRI, 1-2, 41-53. [in Ukrainian]

29. Shnyukov, S.E. (2002). Geochemical models of magmatic systems and earth's crust evolution: potential source of petrophysical and ore-genetical information. Geophysical journal, 24 (6), 201-219. [in Russian]

30. Shnyukov, S.E., Lazareva, I.I. (2002). Geochemical modeling in research of genetic connection of magmatic complexes and spatially associated hydrothermal-metaspatic ore deposits. Zbirnik naukovih prac UkrDGRI, 1, 128-143. [in Ukrainian]

31. Shnyukov, S.E., Andreev, A.V., Zinchenko, O.V., Khlon, E.A., Lazareva, I.I., Zagorodny, V.V., Grinchenko, A.V. (2000). Geochemical modelling of Pre-Cambrian granulitoid evolution in Ukrainian Shield: petrogenetic aspects and genesis of complex rare metal, polymetallic and gold mineralization in neighbouring metasomatic zones (Korosten anorthosite-rapakivigranite pluton as an example). In: Wehred, P., Martinsson, O. (Eds.) Abstract volume & Field trip guidebook, 2nd annual GEODE-Fennoscandian Shield workshop on Palaeoproterozoic and Archaean greenstone belts and VMS districts in the Fennoscandian Shield (28 August – 1 September, 2000, Gällivare-Kiruna, Sweden). Lulea University of Technology, Research Report 2000:6, 37-40.

32. Shnyukov, S., Lazareva, I., Zinchenko, O., Khlon, E., Gavryliv, L., Aleksieienko, A. (2018). Geochemical model of precambrian granulitoid magmatic evolution in the Korosten Pluton (Ukrainian Shield): petrogenetic aspects and genesis of complex ore mineralization in metasomatic zones. Visnyk KNU. Geology, 81.

33. Velikoslavinsky, D.A., Birkis, A.P., Bogatkov, O.A., Bukharev, V.P., Velikoslavinsky, S.D., Gordienko, L.I., Zinchenko, O.V., Kivisilla, Ya.Ya., Kirs, Yu.E., Kononov, Yu.V., Levitsky, Yu.F., Niin, M.I., Puura, V.A., Khvorov, M.I., Shustova, L.E. (1978). The anorthosite-rapakivi granite formation of the East European platform. Leningrad: Nauka Press. [in Russian]

34. Verchoglyad, V.M. (1995). Age stages of magmatic processes of the Korosten pluton. Geochemistry and ore formation, 21, 34-47. [in Russian]

35. Vynar, O.N., Razumeeva, N.N. (1972). Some formational features of hydrothermal mineralisation of Suschano-Perga zone. Mineralogical Journal, 26, 2, 197-206. [in Russian]

36. 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.

І. Лазарева, канд. геол. наук, доц.,
E-mail: lazareva@mail.univ.kiev.ua,
С. Шнюков, д-р геол. наук, доц.,
E-mail: shnyukov@mail.univ.kiev.ua,
А. Алексєєнко, асп.,
E-mail: scr315@gmail.com,
Л. Гаврилів, асп.,
E-mail: liubomyr.gavryliv@gmail.com
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

РУДОНОСНІ МЕТАСОМАТИТИ СУЩАНО-ПЕРЖАНСЬКОЇ ЗОНИ І ГРАНІТОЇДИ КОРОСТЕНСЬКОГО ПЛУТОНУ (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ): ГЕНЕТИЧНІ ВІДНОСИНИ ЗА ДАНИМИ ГЕОХІМІЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ

У роботі представлено результати детального вивчення геохімії процесу формування рудоносних метасоматитів Сущано-Пержанської зони, що просторово асоціює з докембрійським (1,75–1,8 млрд років) Коростенським анортозит-рапаківігранітним плутоном. Досліджена поведінка головних і мікроелементів у процесі багастадійного зміння вмісних порід (переважно гранітів). Виділено декілька типів геохімічних змін, у результаті яких були сформовані відповідні метасоматити: (1) Fe–Mg–Na–K–Zn, Pb, Nb, Rb, Cs, Cd (Be, Li, Ta у т. д.) – апограніти, альбітиту-I, альбіт-мікроклін, мікроклін-альбіт, сидерофіліт-калішпат і сидерофілітові метасоматити; (1а) Na–Nb, Sn (Ta, Be у т. д.) – альбітиту-II; (2) Si–(Sn, Be, W у т. д.) – апограніти і кварц-мусковітові грейзени. Метасоматити першого (головного) типу є найпоширенішими і містять більшу частину рудної мінералізації. Одержані геохімічні дані були зіставлені з гіпотетичними композиціями метасоматитів, які розраховані виходячи з геохімічної моделі формування гранітоїдів Коростенського плутону, у якій використане фракціонування Релля і рівняння розчинності циркону, апатиту та монациту в силікатних розплавах для оцінки температури кристалізації гранітної магми і вмісту в ній H₂O. Одержані з моделі залежності $C^L = C_0 f^{D-1}$ (C_0 – вміст елемента у вихідному розплаві, C^L – вміст елемента у залишковому розплаві, f – масова частка рідкої фази в глибинній магматичній камері, D – комбінований коефіцієнт розподілу елемента) для Zn, Pb, Nb, F і Cl мають інверсійний характер. Їхні інверсійні перегиби збігаються за значенням f з моментом досягнення залишковим розплавом концентрації насичення H₂O і відокремлення водного флюїду. Відповідні рівняння демонструють різку зміну D в момент інверсії, що дозволило розрахувати значення $K^{FL} = C^F/C^L$ (C^F – вміст елемента у флюїді) і оцінити концентрації Zn, Pb, Nb в гіпотетичних (моделних) метасоматитах. Моделні концентрації елементів добре узгоджуються зі складом реальних рудоносних метасоматитів Сущано-Пержанської зони, що підтверджує можливість їх формування високотемпературними рудоносними флюїдами, які були генеровані в результаті магматичної еволюції гранітоїдів Коростенського плутону.

Ключові слова: метасоматити, граніти, мікроелементи, магматична еволюція, відокремлення флюїду, коефіцієнт розподілу флюїд/розплав, зміння гірських порід, рудна мінералізація.

І. Лазарева, канд. геол. наук, доц.,
E-mail: lazareva@mail.univ.kiev.ua,
С. Шнюков, д-р геол. наук, доц.,
E-mail: shnyukov@mail.univ.kiev.ua,
А. Алексєєнко, асп.,
E-mail: scr315@gmail.com,
Л. Гаврилів, асп.,
E-mail: liubomyr.gavryliv@gmail.com
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская 90, г. Киев, 03022, Украина

РУДОНОСНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ СУЩАНО-ПЕРЖАНСКОЙ ЗОНЫ И ГРАНИТОИДЫ КОРОСТЕНСКОГО ПЛУТОНА (УКРАИНСКИЙ ЩИТ): ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ПО ДАННЫМ ГЕОХИМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

В работе представлены результаты детального изучения геохимии процесса формирования рудоносных метасоматитов Сущано-Пержанской зоны, пространственно сопряженной с докембрійским (1,75–1,8 млрд лет) Коростенским анортозит-рапаківігранітним плутоном. Исследовано поведение главных и микроэлементов в процессе многостадийного изменения вмещающих пород (преимущественно гранитов). Выделено несколько типов геохимических изменений, в результате которых были сформированы соответствующие метасоматиты: (1) Fe–Mg–Na–K–Zn, Pb, Nb, Rb, Cs, Cd (Be, Li, Ta у т. д.) – апограниты, альбититу-I, альбит-микроклін, микроклін-альбит, сидерофиллит-калішпат и сидерофиллитовые метасоматиты; (1а) Na–Nb, Sn (Ta, Be у т. д.) – альбититу-II; (2) Si–(Sn, Be, W у т. д.) – апограниты и кварц-мусковитовые грейзены. Метасоматиты первого (главного) типа наиболее широко распространены и вмещают большую часть рудной минерализации. Полученные геохимические данные были сопоставлены с гипотетическими составами метасоматитов, рассчитанными исходя из геохимической модели формирования гранитоидов Коростенского плутона, в которой использовано фракционирование Релля и уравнения растворимости циркон, апатит и монацит в силикатных расплавах для оценки температуры кристаллизации гранитной магмы и содержания в ней H₂O. Полученные из модели зависимости $C^L = C_0 f^{D-1}$ (C_0 – содержание элемента в исходном расплаве, C^L – содержание элемента в остаточном расплаве, f – массовая доля жидкой фазы в глубинной магматической камере, D – комбинированный коэффициент распределения элемента) для Zn, Pb, Nb, F и Cl имеют инверсионный характер. Их инверсионные перегибы совпадают по значению f с моментом достижения остаточным расплавом концентрации насыщения H₂O и отделением водного флюида. Соответствующие уравнения демонстрируют резкое изменение D в точке инверсии, что позволило рассчитать значения $K^{FL} = C^F/C^L$ (C^F – содержание элемента во флюиде) и оценить концентрации Zn, Pb, Nb в гипотетических (моделных) метасоматитах. Моделные концентрации элементов хорошо согласуются с составом реальных рудоносных метасоматитов Сущано-Пержанской зоны, что подтверждает возможность их формирования высокотемпературными рудоносными флюидами, которые были генерированы в результате магматической эволюции гранитоидов Коростенского плутона.

Ключевые слова: метасоматиты, граниты, микроэлементы, магматическая эволюция, отделение флюида, коэффициент распределения флюид/расплав, изменения горных пород, рудная минерализация.

УДК 622.691.2

А. Инкин, д-р техн. наук, доц.,
проф. каф. гидрогеологии и инженерной геологии, E-mail: inkin@ua.fm
Государственное высшее учебное заведение "Национальный горный университет"
пр. Дмитрия Яворницкого, 19, г. Днепр, 49600, Украина

ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЯ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ВОДОНОСНЫХ ПОРОД ПРИ ХРАНЕНИИ ГАЗООБРАЗНЫХ УГЛЕВОДОРОДОВ

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

Сложившаяся экономическая и энергетическая ситуация в промышленных регионах Украины, наряду с потребностью решения проблем импортирования и разработки собственных месторождений природного газа, предполагает необходимость установления пригодности и поиска водоносных геологических структур для аккумуляции сезонных запасов газообразных углеводородов. На основе анализа геолого-структурных и гидрогеодинамических условий выполнено районирование Западного Донбасса и выбрана Левенцовская геологическая структура, в разрезе которой заключен пермско-триасовый водоносный горизонт. Выделенный коллектор представлен зеленовато-серыми, кварц-полевошпатовыми крупнозернистыми песчаниками с прослоями сильно каолинизированных песков и сравнительно однороден по физико-механическим свойствам и гранулометрическому составу. Содержащиеся в нем воды характеризуются повышенным значением минерализации, высокой жесткостью и совершенно непригодны для хозяйственно-бытовых и технических целей. Интерпретация данных выполненных на исследуемом участке опытно-фильтрационных работ, осуществленная на основе адекватной гидрогеологической и технологической схематизации, аналитических расчетов и графоаналитического метода показала, что коэффициенты фильтрации и пьезопроводности водоносного горизонта изменяются соответственно в пределах $1,51 - 3,66 \text{ м/сут}$ и $4,5 - 9,1 \cdot 10^6 \text{ м}^2/\text{сут}$. Полученные расчетные значения фильтрационных параметров позволяют рассматривать данный коллектор как перспективное водоносное газохранилище и могут быть использованы при определении его емкостных характеристик.

Для оценки степени влияния аккумулируемого газа на фильтрационные свойства выделенного пласта-коллектора и герметичность предполагаемого хранилища был проведен комплекс специальных лабораторных экспериментов, основанный на воспроизведении длительного контакта газообразных углеводородов под давлением с образцами водовмещающих пород и периодическом определении их проницаемости в стабилметре TriSCAN. Проведенными исследованиями установлено значительное (15 – 20%) увеличение абсолютной проницаемости водоносного пласта и подстилающих его пород при хранении в нем углеводородных газов. Показано, что вызванные агрессивным воздействием газа деструктивные изменения скелета пород происходят в приповерхностной зоне мощностью несколько миллиметров и не создают угрозу разгерметизации хранилища за проектный период его работы.

Ключевые слова: углеводородный газ, хранилище, водоносный горизонт, фильтрационные свойства.

Постановка проблемы. В Украине для обеспечения увеличивающегося спроса на тепловую энергию, наряду с необходимостью решения экономических проблем импортирования и разработки отечественных месторождений газообразных углеводородов, довольно остро стоит вопрос синхронизации сезонной неравномерности их использования и необходимости поиска резервных емкостей для аккумуляции энергоносителей. На данный момент предприятие "Укртрансгаз" для покрытия колебаний газопотребления эксплуатирует 13 подземных хранилищ газа (ПХГ), активный объем которых достигает 32 млрд м³. При этом на долю Южноукраинского и Донецкого комплексов ПХГ, которые осуществляют снабжение мощных горнодобывающих и перерабатывающих центров, расположенных на юго-востоке страны (Днепр, Кривой рог, Донецк и т.д.), приходится менее 8 % общих запасов (около 2,5 млрд м³) (Садовенко и др., 2012). Почти 70 % государственного резерва природного газа сосредоточено в Западноукраинском комплексе, обеспечивающем надежность его транзита через территорию Украины и регулирование неритмичности этого потока. Эти хранилища расположены в районе участков магистральных газопроводов "Союз", "Прогресс" и "Уренгой – Помары – Ужгород", транспортировка газа из которых в восточные регионы нерентабельна. Недостаточный объем собственных и невозможность получения ресурса других хранилищ стали причиной установления Министерством энергетики и угольной промышленности газового лимита для некоторых крупных городов юго-восточной части Украины в периоды пикового спроса (январь – февраль). Данные ограничения вызвали значительный дефицит газа на промышленных предприятиях, в бюджетных учреждениях и организациях. Кроме того, на отдельных производственных объектах происходило плановое и аварийное прекращение газоснабжения.

Хранение объема газообразных углеводородов (100–300 млн м³), способного сгладить сезонную нерав-

номерность их потребления на юго-востоке Украины, возможно только в резервуарах, созданных в отложениях горных пород, так как вместимость наземных газогельдеров не превышает 500 тыс. м³ (Басниев, 1994). Данные хранилища широко распространены во многих странах и эксплуатируются в США (около 400 хранилищ общим объемом 115 млрд м³), России (25 хранилищ – 66 млрд м³), Германии (40 хранилищ – 20 млрд м³), Франции (16 хранилищ – 12,7 млрд м³) и в других государствах. Всего в мире действует более 600 подземных хранилищ различных типов совокупной активной емкостью порядка 340 млрд м³, что соответствует 10,8 % общемирового потребления газа (рис. 1). Анализ их работы показал (Бачурина, 2002), что средние удельные затраты на прирост 1 тыс. м³ активного объема газа в водоносных породах составляют 50 долларов США, в то время как создание наземных резервуаров эквивалентного объема требует в 7–10 раз больше капитальных вложений. Кроме того, хранилища в водоносных структурах характеризуются высокой герметичностью, благодаря чему они могут использоваться для хранения парниковых газов, например, CO₂. Применяемые в мировой практике для хранения газа такие типы природных резервуаров, как соляные полости и истощенные газо-нефтяные залежи, не могут рассматриваться как альтернатива ввиду ограниченности их распространения на территории промышленных центров Украины.

Анализ последних исследований и публикаций. В работах (Инкин и др., 2014; Садовенко и др., 2010) уже было показано, что в качестве емкостного ресурса способного вмещать запасы природного газа в количестве 150 млн м³, может быть использовано поровое пространство пермско-триасового водоносного горизонта, расположенного в пределах Левенцовской площади (1930 км²) Западного Донбасса (рис. 2). Мощность выделенного коллектора изменяется от 113 до 127 м при глубине залегания кровли от 350 до 580 м. Воды горизонта характеризуются высокой минерализацией (33 – 65 г/л)

и не пригодны для любого вида водоснабжения. Перспективный пласт представлен зеленовато-серыми, кварц-полевошпатовыми крупнозернистыми песчаниками, переслаивающимися с прослоями темно-серых, сильно каолинизированных глинистых песков. Породы

пласта сравнительно однородны по физико-механическим свойствам и гранулометрическому составу, как в площадном отношении, так и в вертикальном разрезе, что обуславливает относительное постоянство их коллекторских свойств.

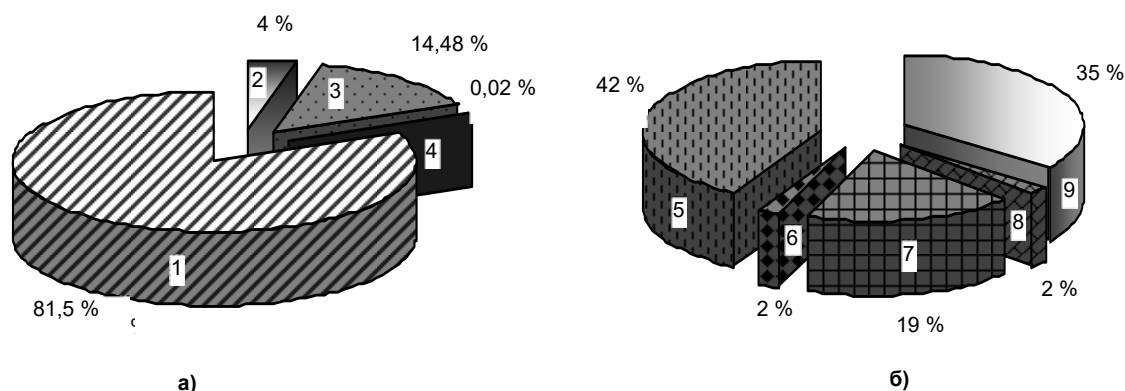


Рис. 1. Распределение подземных хранилищ газа по типам (а) и их активных объемов по регионам (б):

1 – 4 – соответственно хранилища в истощенных газонефтяных месторождениях, соляных кавернах, водоносных горизонтах и отработанных шахтах; 5 – 9 их емкость в Восточной Европе, Азии, Западной Европе, Ближнем Востоке и Американских континентах соответственно

Выделение нерешенных частей проблемы и формулировка целей статьи. Эксплуатация газохранилища в выделенном коллекторе будет сопровождаться периодической закачкой и отбором углеводородного газа, проникающего на довольно значительные расстояния и взаимодействующего с горными породами по пути движения. Этот процесс ведёт к изменению их порового пространства и значительному загрязнению геологической среды (Бухгалтер и др., 2002). Кроме того, агрессивное воздействие газа на вмещающие породы может вызвать деструкцию их скелета, что создаст угрозу увеличения проницаемости и потери герметичности предполагаемого резервуара. В связи с этим, целью данной работы является анализ горно-геологических условий Левенцовской структуры и проведение лабораторных исследований по оценке степени влияния аккумулируемого газа на фильтрационные свойства пород-коллекторов для обеспечения стабильной работы газохранилища.

Основной материал исследований. Перспективный пласт-коллектор приурочен к континентальным терригенным отложениям. Незначительная литологическая изменчивость пород, связанная с уменьшением объема пор под влиянием эпигенетических процессов и увеличения давления, происходит постепенно, поэтому выделение каких-либо границ внутри пласта не представляется возможным. Коллектор характеризуется повышенным и относительно выдержанным значением водообильности, а приуроченный к нему водоносный горизонт – смешанным типом циркуляции (трещинно-поровым), гидродинамическим напором, изменяющимся от 180 до 270 м и упругим режимом фильтрации, обусловленным слабопроницаемыми свойствами вышележащих пород, исключая перетекание подземных вод. Водовмещающие породы имеют осадочное происхождение и слабометаморфизированы в пределах всей Левенцовской структуры.

Непосредственная кровля выделенного коллектора характеризуется наличием мощной (110–200 м) толщи нижнеюрских, голубовато-серых, монтмориллонитовых глин следующего гранулометрического состава: глинистых частиц 49,7–72,1 %, пылеватых – 13,5–40,6 % и песчаных – 0,5–12,6 %. Удельный и объемный вес пород изменяется в пределах 2660–2740 кг/м³ и 1950–2010 кг/м³ соответственно, что свидетельствует об их сильном уплотнении. Естественная влажность глин (W)

колеблется от 13,41 до 22,11 % при нижнем пределе пластичности (W_p) 24,95–28,84%. Сравнение влажности с пределом пластичности позволяет установить, что нижнеюрские глины находятся в твердой консистенции ($W < W_p$). Кроме того, наличие минералов монтмориллонита и дисперсионный состав частиц обуславливает их высокую экранирующую способность пород и коэффициент проницаемости приблизительно равный 10^{-17} м².

На юрских глинах с угловым несогласием залегают отложения нижнего и верхнего мела. При этом нижнемеловые породы общей мощностью до 60 м сложены серыми разнозернистыми кварцевыми песчаниками, чередующимися с прослоями глин, верхнемеловые – кварцево-глауконитовыми мелко- и среднезернистыми песками сеноманского яруса и белым писчим мелом турона. Породы мезозоя трансгрессивно перекрываются палеогеновыми отложениями, представленными темно-серыми мелко- и тонкозернистыми песками бучакской свиты, а также голубовато-серыми мергелистыми глинами. Выше пород палеогена залегают четвертичные отложения мощностью до 50 м, состоящие из лессовидных суглинков, красно-бурых глин и аллювиальных песков.

Почва пермо-триасового коллектора приурочена к отложениям среднего карбона, представленного толщей разнозернистых алевролитовых песчаников трещиноватого строения и обладающих меньшей, в сравнении с вышележающими породами, проницаемостью. Незначительная изменчивость литологического состава, выветрелости и трещиноватости песчаников общей мощностью от 34 до 112 м обусловило сравнительную однородность их фильтрационных свойств. Водоносный горизонт этих отложений залегает под угольным пластом h_{10} и обладает гидродинамическим напором, изменяющимся от 240 м в зоне выхода под мезозой до 1800 м при погружении. Глубина пьезометрических уровней в зависимости от рельефа местности колеблется в пределах 77–120 м.

С целью адекватного определения водоносности, коллекторских свойств, гидродинамических параметров и состава подземных вод выделенного пермско-триасового водоносного горизонта Левенцовской площади в соответствии с методикой (Антонов, 2006) были проведены опытно-фильтрационные работы. На исследуемой территории выполнено четыре одиночных и одна кустовая откачка, одно пробное и опытное

нагнетание. Месторасположение и форма куста скважин определялось целевым назначением и продолжительностью опытов, а также гидрогеологическими и граничными условиями участка.

Откачки проводились эрлифтом на базе компрессора УКП-80, а нагнетания осуществлялись с помощью центробежного шахтного насоса ЦНС-180. Их продолжительность согласно рекомендациям (Шестаков и Невечера, 1998), обуславливалась необходимостью до-

стижения установившегося или квазистационарного режима в наблюдательных скважинах, соответствующего получению представительного (прямолинейного) участка на графиках временного $S=f(\lg(t))$ и площадного $S=f(\lg(r))$ прослеживания понижения уровня подземных вод. Также с целью повышения достоверности определяемых гидрогеологических параметров использовались данные о восстановлении уровня после прекращения откачки и построенные на их основе графики $S'=f(\lg(t))$ и $S'=f(\lg(r))$.

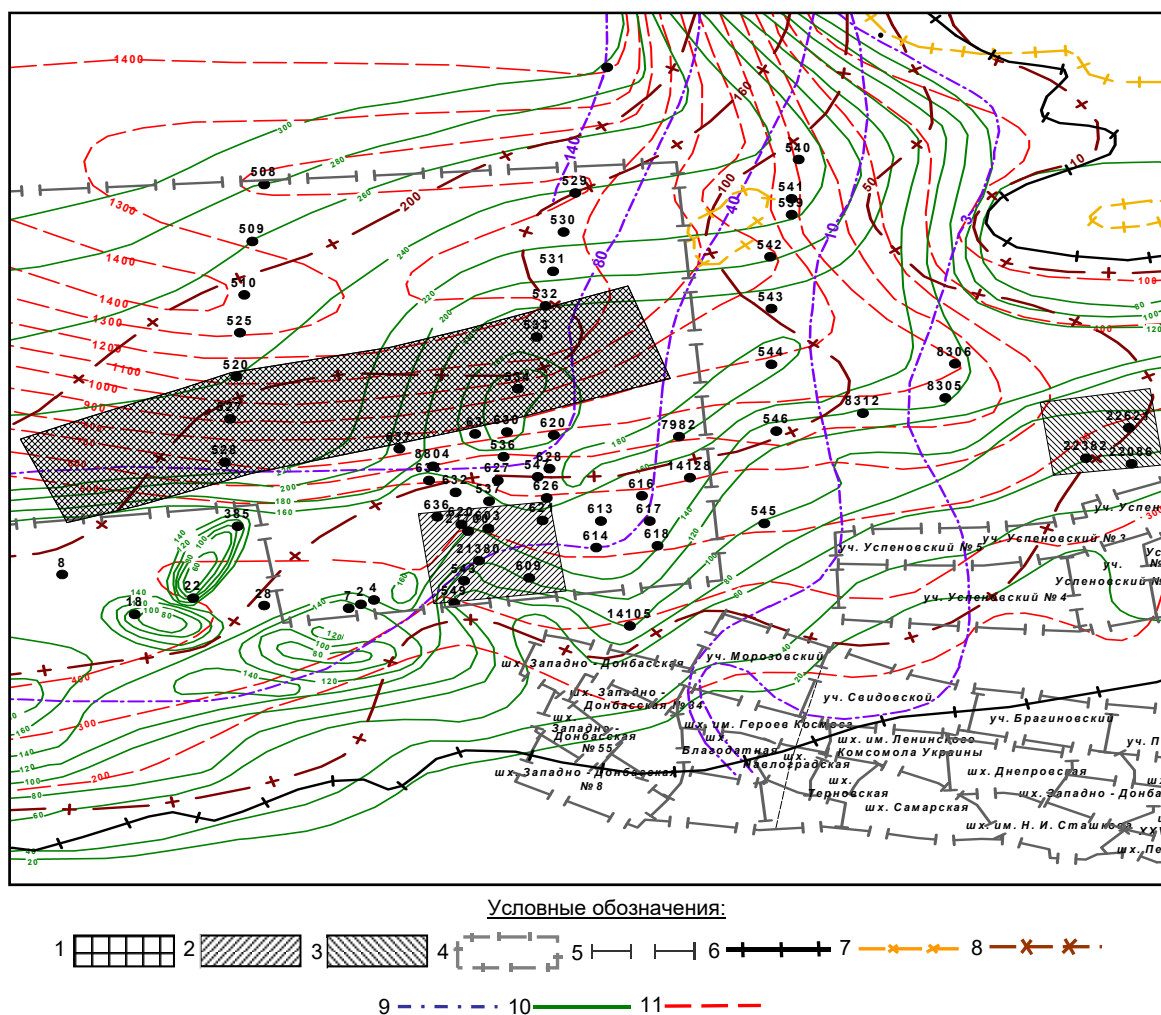


Рис. 2. Схема районирования территории Западного Донбасса по условиям хранения углеводородного газа в пермско-триасовых отложениях:

1–3 – соответственно Северо-Орельский, Левенцовский и Первомайский участки, 4–7 – границы шахтных полей, перспективных площадей, юрских и пермских отложений соответственно; 8–9 – минерализация водоносных горизонтов среднего карбона и пермо-триаса; 10–11 – изолинии мощности и глубины залегания кровли пермо-триасовых отложений

Проведения опытно-фильтрационных работ производилось по стандартной методике с учащенными замерами уровней подземных вод в начале откачек и нагнетаний, в виду неустановившегося режима фильтрации в эти периоды. Измерение дебитов скважин осуществлялось объемным способом одновременно с фиксированием динамических уровней лазерной рулеткой. Интервал замеров, в течение 2 часов после начала откачки, составлял 5 – 10 мин., последующие 6 часов – 30 мин. и далее до ее окончания – 60 мин. Наблюдения за восстановлением уровня проводились по следующему графику: первые 15 мин. через 2 мин., на протяжении 1 часа – через 5 мин. и затем – через 1 час. По данным опытных работ установлены изменения дебитов скважин (7,5–17,5 дм³/с) при понижениях 4,2–10,8 м и их

приемистости (7,1–11,35 дм³/с) при избыточном напоре 48,352,9 м.

В процессе откачки пробы подземных вод отбирались на полный химический анализ, согласно которому воды пермо-триаса относятся к хлоридно-натриевым, обладают минерализацией от 38,0 до 62,7 г/дм³ и содержат различные химические элементы в следующих концентрациях: Cu – 1,5–3,5 мг/дм³, Zn – 0,6–5,0 мг/дм³, U – до 6·10⁻⁷ г/дм³, Fe – до 20 мг/дм³, I – до 1,8 мг/дм³ и Br – до 20,5 мг/дм³. С увеличением глубины залегания пласта минерализация и количество ионов (Cl⁻, SO₄²⁻ и Na⁺) в подземных водах повышается. Физические свойства вод характеризуются как неудовлетворительные, в виду горько-соленого и очень жесткого состава, а также неблагоприятных индустриально-технических качеств (воды вспенивающиеся

$F = 32118 - 50242$, корродирующие $K_k = 44,14 - 110,88$ и обладают большим количеством твердого котельного камня $K_h = 0,61 - 1,95$). Приведенные физико-химические показатели подземных вод пермо-триаса показывают, что они совершенно непригодны для орошения, хозяйственно-бытовых и технических целей.

Для выполнения качественной интерпретации данных полученных в ходе выполнения опытно-фильтрационных работ нужна адекватная схематизация области фильтрации и обоснованный выбор расчетной схемы. Необходимость упрощения реальных условий исследуемого участка вызвана, с одной стороны сложностью и неоднородностью его геологического строения, а, с другой – незначительным влиянием ряда естественных параметров на конечный результат изысканий. При этом типизация режима подземных вод при проведении опытных откачек и нагнетаний возможна по совокупностям гидрогеологических и технологических факторов. Так исследуемый, для оценки возможности аккумуляции газообразных углеводородов, пермско-триасовый водоносный горизонт, по профильной структуре комплекса, может быть представлен как однослойный пласт, в виду относительной однородности его физико-механических свойств в вертикальном разрезе. По режиму подземных вод выделенный коллектор является напорным, по характеру емкостных свойств – гетерогенным (трещинно-поровым) и по степени фильтрационной анизотропии – изотропным. С точки зрения гидродинамических границ пласт может рассматриваться как неограниченный, поскольку в южном направлении он имеет весьма широкое распространение, а в северном – в 30 км от Левенцовского участка перекрывается вышележащим бучакским горизонтом, характеризующимся высокой водопроница-

мостью и являющимся его гидравлическим продолжением. По наличию дополнительного фильтрационного питания и взаимодействию с другими пластами водоносный горизонт принимается изолированным, что подтверждается данными пробных откачек, согласно которых при отборе воды из толщи пермо-триаса не были отмечены изменения уровней в горизонтах свит S_2^3 и P_{2bc} . В виду незначительного угла падения пласта, в расчетной схеме, он считается горизонтальным, а его кровля и подошва, из-за низких фильтрационных характеристик – непроницаемой.

Технологические факторы типизации опытно-фильтрационных работ, оказывающие меньшее влияние на режим подземных вод, чем гидрогеологические, в основном определяют структуру фильтрационного потока а, следовательно, и качество обработки полученных данных. В рассматриваемом случае буровые скважины по степени вскрытия водоносного пласта считаются несовершенными обладающими точечным источником (длина фильтра значительно меньше мощности пласта), а по пространственному расположению – строго вертикальными. Принимается, что все скважины работают в синхронном режиме, с одновременным включением и выключением.

Предварительные одиночные откачки проводились в песчаниках пермо-триаса (скв. № 22783 и 22784) и карбона (скв. № 22825 и 22902) с построением графиков восстановления уровня после их остановки. Опытная кустовая откачка из пермо-триаса происходила в течение 4 суток на скв. № 22817 с регистрацией уровней в скв. № 21729, 22783 и получением графиков временного, площадного и комбинированного прослеживания (рис. 3). Анализ графиков показывает уменьшение понижения уровня подземных вод с увеличением расстояния от центральной (опытной) скважины.

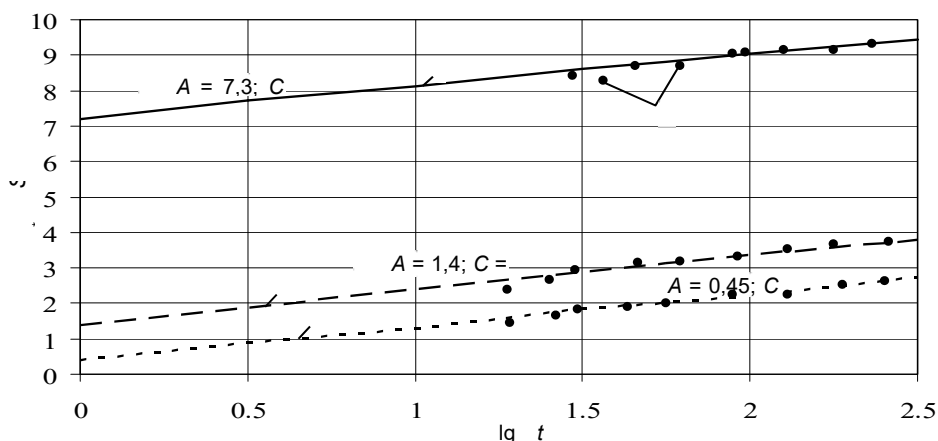


Рис. 3. Графики полулогарифмической зависимости повышения уровня воды при кустовой откачке:

1 – 4 соответственно фактические замеры и их прямолинейная аппроксимация в центральной № 22817 (стат. уровень 59,67 м) и наблюдательных № 21729 (стат. уровень 59,13 м), 22783 (стат. уровень 58,97 м) скважинах

Выполненная обработка результатов опытно-фильтрационных работ позволила определить коэффициенты фильтрации и пьезопроводности перспективного коллектора, величина которых изменяется в пределах $1,51 - 3,66 \text{ м/сут}$ и $4,5 - 9,1 \cdot 10^6 \text{ м}^2/\text{сут}$ соответственно. При этом средние значения проницаемости горных пород равняются: крупнозернистых песчаников – $3,2 - 4,4 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$; глинистых песков – $1,7 - 2,9 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$ и алевритовых песчаников (почва коллектора) – $6,5 - 7,8 \cdot 10^{-15} \text{ м}^2$. Диапазон полученных значений объясняется их определением по данным откачек и нагнетаний и связан с механическими свойствами и физико-химической коллиматацией пород. В условиях артезианского пласта

потенциальная энергия упруго сжатой системы "вода – минеральный скелет" при закачке и отборе имеет противоположную направленность, обуславливающую необходимость дополнительного напора на дофильтрационное сжатие нагнетаемой воды и разность рассчитываемых коэффициентов.

Отобранные в процессе проведения геологоразведочных работ пробы пород были использованы для лабораторных исследований. Размер и форма опытных образцов (длина – 76 мм, диаметр – 38 мм) принималась в соответствии с техническими требованиями прибора трехосного сжатия (стабилометра) TriSCAN фирмы VJTech (Великобритания), с помощью которого

производилось определение их проницаемости. Изготовленные образцы были помещены в экспериментальную установку (рис. 4), избыточное давление в которой поддерживалось периодическим нагнетанием сжиженного газа (пропано-бутановая смесь) из резервуара. Регистрация давления в сосуде осуществлялась с помощью манометра, при этом его величина на протяжении

всего эксперимента была равной давлению, которое соответствует упругости паров газовой смеси (0,3 МПа). Данный способ испытания образцов воспроизводил более жесткие, чем в реальности, условия соприкосновения углеводородов с породой из-за значительно большей контактирующей поверхности породы на единицу ее объема.

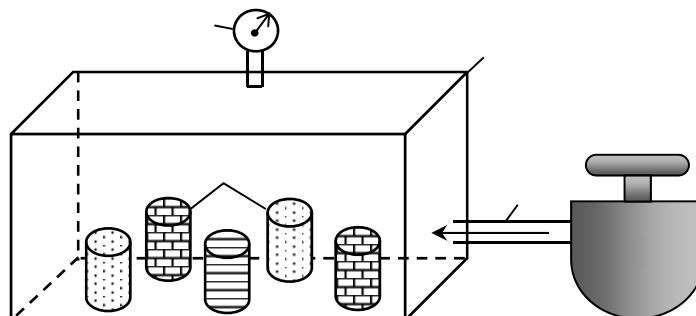


Рис. 4. Экспериментальная установка для оценки воздействия углеводородных газов на проницаемость горных пород: 1 – сосуд; 2 – образцы пород; 3 – резервуар с пропано-бутановой смесью; 4 – шланг; 5 – манометр

Перед помещением образцов в установку и через каждый месяц после этого проводилось определение их абсолютной проницаемости. Для этого извлеченные из сжиженного газа образцы по методу ASTM (Амикс и др., 1962) подвергались длительному экстрагированию толуолом до полного освобождения порового пространства и помещались в камеру стабилометра. Равностороннее обжатие образца (воссоздание горного давления) обеспечивалось при помощи нагнетания в камеру жидкости через контроллер, а покрытие образца эластичной оболочкой способствовало однородности возникающих деформаций. Подача дистиллированной воды под давлением в образец производилась с помощью другого контроллера. Регистрация объемов закачиваемой и вытесняемой жидкости, а также времени ее фильтрации позволяла фиксировать значения коэффициентов проницаемости в соответствии с программой исследований. Обработка результатов замеров и нахо-

ждение средних значений проницаемости производилось с помощью методов математической статистики. Такой режим испытаний поддерживался на всем протяжении эксперимента.

На рис. 5 приведены усредненные данные об изменении абсолютной проницаемости пород Левенцовской структуры в процессе их контакта с углеводородами. Анализ, построенных с помощью кубической сплайн-интерполяции, графиков показывает, что проницаемость большей части исследуемых групп образцов в течение семи месяцев испытаний (продолжительность хранения газа в межотопительный период) изменилась. В среднем к завершению эксперимента по всем типам исследуемых пород (крупнозернистые и алевролитовые песчаники, глинистые пески) проницаемость увеличилась на 15–20 %. Необходимо отметить, что хотя в целом по партии образцов определенного литологического типа существенного увеличения проницаемости не отмечалось, по отдельным образцам она возросла на 30–40 %.

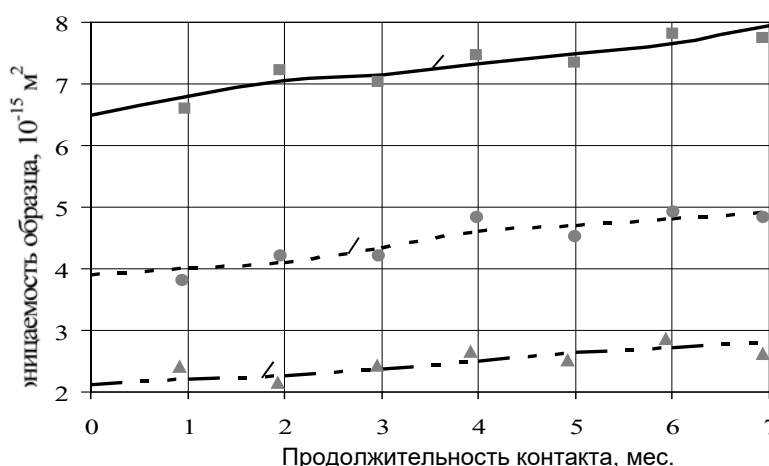


Рис. 5. Изменение абсолютной проницаемости образцов горных пород при контакте с углеводородным газом: 1 – глинистых песков; 2–3 – крупнозернистых и алевролитовых песчаников соответственно

Поскольку в период испытаний образцы горных пород, извлеченные из углеводородной среды, неоднократно подвергались экстрагированию, необходимо было оценить степень воздействия высоких температур паров толуола на скелет породы и точность проводимых экспериментов. Для этого дополнительно были изготовлены образцы, аналогичные хранившимся в сосуде с

избыточным давлением. После того как была определена их начальная проницаемость они дважды подверглись экстрагированию, причем длительность операции равнялась суммарной продолжительности нескольких экстрагирований, которым подверглись образцы, контактирующие с пропано-бутановой смесью. Полученные результаты показали, что проницаемость продолжительно

экстрагированных образцов практически не изменилась (не более 4%) и, следовательно, причиной увеличения проницаемости хранившихся в углеводородной среде образцов является ее агрессивное воздействие.

Для оценки проникновения углеводородного воздействия вглубь пород-коллекторов с боковых поверхностей образцов, хранившихся в сжиженном газе, по всему периметру механическим способом снимался равномерно тонкий слой породы, после чего определялась их абсолютная проницаемость. Снятие слоев с образцов проводилось до глубины 5 мм с интервалом в 1 мм. Результаты испытаний приведены на рис. 6, анализ которых показывает снижение проницаемости образцов по мере удаления слоев. Первоначальная проницаемость образцов достигается в зависимости от литологического типа пород в среднем после удаления 3–4-х миллиметрового слоя. Таким образом, обнаруженное ранее увеличение проницаемости образцов, контактирующих с углеводородными продуктами, вызвано деструктивными изменениями породы в приповерхностной зоне, мощность которой не превышает первых единиц миллиметров.

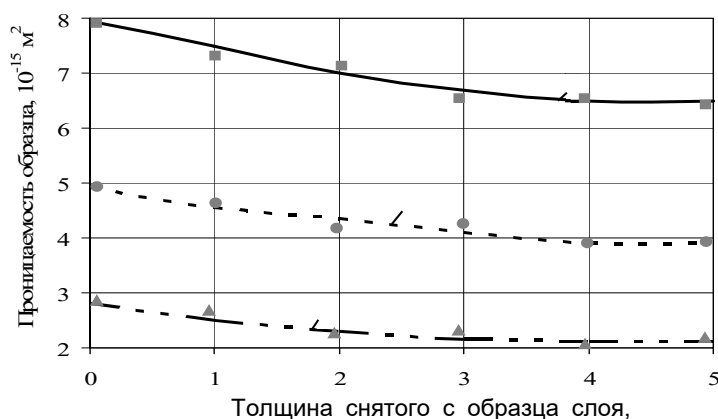


Рис. 6. Изменение абсолютной проницаемости образцов, хранившихся в сжиженном газе, при равномерном удалении породы с их поверхности. Обозначения см. рис. 5

Проведенные с целью установления влияния сберегаемого углеводородного газа на фильтрационные свойства пород лабораторные исследования в целом показали значительное (15–20%) повышение абсолютной проницаемости пласта-коллектора и подстилающих его пород. Данные изменения, с одной стороны, приведут к увеличению емкостного ресурса водоносного газохранилища, с другой – могут способствовать перетоку аккумулируемого газа в нижележащие породы. Однако если в процессе эксплуатации газохранилища деструктивные изменения пород будут происходить с той же скоростью (около 0,5 мм в месяц) как и во время эксперимента, то за проектный период его работы (50 лет) мощность формирующейся в почве коллектора зоны техногенной проницаемости не превысит 30 см, что не создаст угрозу разгерметизации хранилища.

Список использованных источников

1. Амикс, Д., Басс, Д., Уайтинг, Р. (1962). Физика нефтяного пласта. Москва: Гостоптехиздат.
2. Антонов, В.В. (2006). Поиски и разведка подземных вод. Санкт-Петербург: С.-Петербург. госуд. горн. ин-т.
3. Басниев, К.С. (1994). Энциклопедия газовой промышленности. Москва: Твент.
4. Бачурина, Н.М. (2002). Экономическая эффективность создания и эксплуатации подземных хранилищ газа. Автореф. дис...канд. экон. наук: 08.00.05. Москва.
5. Бухгалтер, Э.Б., Медиков, Е.В., Бухгалтер, Л.Б. (2002). Экология подземного хранения газа. Москва: МАИК "Наука/Интерпериодика".
6. Инкин, А.В., Деревягина, Н.И., Хрипливец, Ю.В. (2014). Перспективы создания водоносного газохранилища в горно-геологических условиях Левенцовской площади. Збірник наукових праць Національного гірничого ун-ту, 44, 22-27.

Выводы. Анализ горно-геологических условий Левенцовской площади показал наличие мощного пермско-триасового водоносного горизонта, представленного переслаивающимися слоями крупнозернистых песчаников и глинистых песков, способными аккумулировать значительные объемы (150 млн м^3) природного газа. Кровля выделенного коллектора приурочена к нижнеюрским слабопроницаемым глинам, практически полностью исключающим возможность перетока газа в вышележащие породы, почва – к трещиноватым алевролитовым песчаникам. Выделенный горизонт сравнительно однороден по физико-механическим свойствам и гранулометрическому составу, а также характеризуется повышенным и относительно выдержанным значением минерализации подземных вод. Выполненная обработка результатов опытно-фильтрационных работ позволила определить коэффициенты фильтрации и проницаемости перспективного коллектора, величина которых изменяется в пределах 1,51–3,66 м/сут и $4,5–9,1 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{сут}$ соответственно.

7. Садовенко, И.А., Инкин, А.В., Рудаков, Д.В. (2012). Оценка потерь газа при его хранении в водоносных пластах Западного Донбасса. Науковий вісник Національного гірничого ун-ту, 6, 18-24.
8. Садовенко, И.А., Инкин, А.В., Рудаков, Д.В. (2010). Газогидродинамическая оценка параметров хранения газа в водоносном горизонте. Геотехническая механика: Межведомственный сборник научных трудов, 91, 77-84.
9. Шестаков, В.М., Невечеря, И.К. (1998). Теория и методы интерпретации опытных откачек. Москва: МГУ.

References

1. Amiks, D., Bass, D., Uaiting, R. (1962). Fyzyka neftyanoho plasta. Moskva: Gostoptekhizdat. [in Russian]
2. Antonov, V.V. (2006). Poiski i razvedka podzemnykh vod. Saint-Petersburg: Saint-Petersburg State Mining Institute. [in Russian]
3. Basniev, K.S. (1994). Entsiklopediya gazovoy promyshlennosti. Moskva: Tvant. [in Russian]
4. Bachurina, N.M. (2002). Economic efficiency of the creation and operation of underground gas storage facilities. Extended abstract of Candidate's thesis (Economy). Moscow. [in Russian]
5. Buhgalter, E.B., Medikov, E.V., Buhgalter, L.B. (2002). Ekologiya podzemnogo khraneniya gaza. Moskva: MAIK "Nauka/Interperiodika". [in Russian]
6. Inkin, A.V., Dereviagina, N.I., Khriplivets, Iu.V. (2014). Perspektivy stozdaniya vodonosnogo gazokhranilishcha v gorno-geologicheskikh usloviyakh Leventsovskoy ploshchadi. Zbirnyk naukovykh prats Natsionalnoho hirnychoho universitetu, 44, 22-27. [in Ukrainian]
7. Sadovenko, I.A., Inkin, A.V., Rudakov, D.V. (2012). Otsenka poter gaza pri ego khranenni v vodonosnykh plastakh Zapadnogo Donbassa. Naukoviy visnyk Nacionalnogo girnychoho universitetu, 6, 18-24. [in Ukrainian]
8. Sadovenko, I.A., Rudakov, D.V., Inkin, A.V. (2010). Gazogidrodinamicheskaya otsenka parametrov khraneniya gaza v vodonosnom horizonte. Geotekhnicheskaya mekhanika: Mezhdromstvennyy sbornik naukovykh trudov, 91, 77-84. [in Ukrainian]
9. Shestakov, V.M., Nevecheria, I.K. (1998). Teoriya i metody interpretatsii opytnykh otkachek. Moskva: MGU. [in Russian]

Надійшла до редколегії 05.10.17

O. Inkin, Dr. Sci. (Techn.), Associate Professor, Professor,
E-mail: inkin@ua.fm
National Mining University
19 Dmytra Yavornytskoho Ave., Dnipro, 49600, Ukraine

EVALUATION OF WATER-BEARING STRATA COLLECTIVE PROPERTIES CHANGE AT THE STORAGE OF GASEOUS HYDROCARBONS

The current economic and energy situation in industrial regions of Ukraine, along with need to address the problems of importing and developing its own natural gas deposits, predetermines the need to establish the suitability and search for aquiferous geological structures for accumulation of seasonal reserves of gaseous hydrocarbons. Based on the analysis of geological-structural and hydro-geodynamic conditions, West Donbass was divided into districts and Leventsovskaya geological structure was chosen, in a section of which the Permian-Triassic aquifer is located. Dedicated reservoir is represented by greenish-gray, quartz-feldspar coarse-grained sandstones with interlayers of strongly kaolinized sands and comparatively homogeneous in physico-mechanical properties and granulometric composition. The waters contained in it are characterized by an increased mineralization, high rigidity and are completely unsuitable for domestic and technical purposes. Interpretation of data from the experimental filtration works performed on a site, carried out on a basis of adequate hydrogeological and technological schematization, analytical calculations and grapho-analytical method, showed that the coefficients of filtration and piezoconductivity of an aquifer vary, respectively, from 1.51 to 3.66 m/day and 4.5 to $9.1 \cdot 10^6$ m²/day. The calculated values of filtration parameters allow considering this reservoir as promising water-bearing gas storage and can be used to determine its capacitive characteristics.

To assess the degree of influence of accumulated gas on filtration properties of the dedicated reservoir and the hermeticity of the assumed storage, a series of special laboratory experiments was conducted, based on a reproduction of a long-term contact of gaseous hydrocarbons with samples of water-bearing rocks under pressure and periodic determination of their permeability in a TriSCAN stability meter. The studies have established a significant (15-20%) increase in absolute permeability of an aquifer and underlying rocks when hydrocarbon gases are stored within. It is shown that the destructive changes of a rock matrix caused by aggressive gas impact occur in a near-surface zone with a thickness of several millimeters and will not create a threat of depressurization of the storage during a designed period of operation.

Keywords: hydrocarbon gas, storage, aquifer, filtration properties.

О. Інкін, д-р техн. наук, доц., проф.
E-mail: inkin@ua.fm
Державний вищий навчальний заклад "Національний гірничий університет"
пр. Дмитра Яворницького, 19, м. Дніпро, 49600, Україна

ОЦІНКА ЗМІНИ КОЛЕКТОРСЬКИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ВОДОНОСНИХ ПОРІД ПРИ ЗБЕРІГАННІ ГАЗОПОДІБНИХ ВУГЛЕВОДНІВ

Сучасна економічна і енергетична ситуація у промислових регіонах України, поряд з потребою вирішення проблем імпортування та розробки власних родовищ природного газу, зумовлює необхідність установалення придатності й пошуку водонасних геологічних структур для акумуляції сезонних запасів газоподібних вуглеводнів. На основі аналізу геолого-структурних і гідрогеодинамічних умов виконано районування Західного Донбасу й обрана Левенцовська геологічна структура, у розрізі якої знаходиться пермсько-тріасовий водонасний горизонт. Виділений колектор представлений зеленувато-сірими, кварц-польовошпатовими грубозернистими пісковиками з прошарками сильно каоїнізованих пісків і однорідний за фізико-механічними властивостями і гранулометричним складом. Його підземні води характеризуються підвищеним значенням мінералізації, високою жорсткістю і абсолютно непридатні для господарсько-побутових і технічних цілей. Інтерпретація даних виконаних на досліджуваній ділянці дослідно-фільтраційних робіт, здійснена на основі адекватної гідрогеологічної і технологічної схематизації, аналітичних розрахунків і графоаналітичного методу показала, що коефіцієнти фільтрації і п'єзопровідності водонасного горизонту змінюються відповідно в межах 1,51–3,66 м/доб і 4,5– $9,1 \cdot 10^6$ м²/доб. Отримані розрахункові значення фільтраційних параметрів дозволяють розглядати даний колектор як перспективне водонасне газосховище і можуть бути використані при визначенні його ємнісних характеристик.

Для оцінки ступеня впливу вуглеводневого газу на фільтраційні властивості виділеного пласта-колектора і герметичність передбачуваного сховища було проведено комплекс спеціальних лабораторних експериментів, заснований на відтворенні тривалого контакту газоподібних вуглеводнів під тиском із зразками водонасних порід і періодичному визначенні їх проникності в стабілометрі TriSCAN. Проведеними дослідженнями встановлено значне (15–20 %) збільшення абсолютної проникності водонасного пласта і підстилаючих його порід при зберіганні в ньому вуглеводневих газів. Показано, що викликані агресивною дією газу деструктивні зміни скелета порід відбуваються у приповерхневій зоні потужністю кілька міліметрів і не створюють загрозу розгерметизації сховища за проектний період його роботи.

Ключові слова: вуглеводневий газ, сховище, водонасний горизонт, фільтраційні властивості.

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 502.3:504.5

Ю. Яценко, асп., E-mail: juliayatsenko@meta.ua,
О. Шевченко, канд. геогр. наук, доц., E-mail: olga.s.meteo@gmail.com,
С. Сніжко, д-р геогр. наук, проф., E-mail: tempo2007@meta.ua
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Географічний факультет, пр. акад. Глушкова, 2, м. Київ, МСП – 680, Україна

ОЦІНКА СУЧАСНОГО РІВНЯ ТА ТЕНДЕНЦІЙ ЗАБРУДНЕННЯ АТМОСФЕРНОГО ПОВІТРЯ
МІСТ УКРАЇНИ ДІОКСИДОМ АЗОТУ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук О.І. Меньшовим)

Об'єктивна інформація про рівень забруднення атмосферного повітря є основою для проведення заходів з охорони повітряного басейну міст з метою забезпечення екологічно безпечних умов для проживання населення та вдосконалення системи моніторингу довкілля.

Метою роботи є дослідження сучасного рівня та основних тенденцій забруднення атмосферного повітря міст України діоксидом азоту для виявлення найбільш забруднених міст, їхнє ранжування для визначення переліку міст для пріоритетного впровадження екологічних заходів.

Для виконання дослідження використано інформацію Центральної геофізичної обсерваторії про середньорічні концентрації діоксиду азоту в повітрі 51 міста України за період 1998–2015 рр.

Для дослідження застосовувалися класичні методи прикладної математичної статистики (оцінка статистичних параметрів розподілу концентрацій, побудова часових трендів за методом найменших квадратів, графічні методи візуалізації рівнів забруднення повітря), які були реалізовані за допомогою доступних програм "MS-Excel" та "Statistica-8.0".

Розроблена класифікація міст за рівнем перевищення ГДК середніми річними концентраціями діоксиду азоту. Виділено 3 групи міст: 1 група (21 місто) допустимий рівень забруднення (< 1 ГДК); 2 група (27 міст) – підвищений рівень забруднення ($1-2$ ГДК); 3 група (3 міста) – високий рівень забруднення ($2-3$ ГДК). Установлено, що в повітрі 21 міста (41% від усіх міст, у яких здійснюється моніторинг діоксиду азоту в атмосфері) із 51 досліджуваного, забезпечується допустимий рівень забруднення повітря даною речовиною. У решті міст (59%) – спостерігається стабільне перевищення ГДК. У 23 містах навіть мінімальні концентрації NO_2 перевищують допустимі норми.

Дослідження багаторічної динаміки діоксиду азоту в повітрі показало, що збільшення концентрацій даного забруднювача за 1998–2015 рр. спостерігається у 28 містах (55%) із 51. Найсуттєвіше зростання концентрацій у повітрі відбулося у Херсоні, Луцьку, Донецьку та Горішніх Плавнях. У 13 містах зафіксовано зниження концентрацій, а в 10 – вміст даного забруднювача в повітрі практично не змінюється.

Здійснено класифікацію міст за характером та інтенсивністю часових змін вмісту діоксиду азоту в повітрі. Результати виконаних досліджень можуть стати основою для вибору об'єктів для подальшого поглибленого вивчення та аналізу особливостей формування забруднення повітря в містах України.

Ключові слова: забруднення атмосферного повітря, діоксид азоту, перевищення гранично допустимої концентрації, динаміка рівня забруднення.

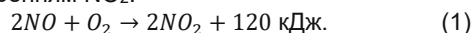
Вступ. Урбанізовані території є зонами ризику для здоров'я населення, оскільки атмосферне повітря цих територій містить підвищену кількість шкідливих домішок антропогенного походження. Однією з таких домішок є діоксид азоту (NO_2), який негативно впливає на людський організм (Samoli et al., 2006; Venn et al., 2001).

Вплив на здоров'я населення відбувається як за рахунок екстремально високих концентрацій NO_2 протягом короткого періоду часу, так і за рахунок порівняно низьких, але типових для урбанізованих територій концентрацій NO_2 у повітрі, яким мешканці міста дихають протягом всього життя.

Проблема перевищення нормативів вмісту діоксиду азоту в атмосферному повітрі характерна для багатьох великих міст світу, тому дослідження проблеми забруднення повітря домішками NO_2 займаються провідні наукові установи світу. Постійно уточнюються санітарно-гігієнічні нормативи цієї речовини та оновлюється законодавча база, яка регулює її допустимий вміст в атмосферному повітрі. В Європейському Союзі з 2010 р. введені у дію нові норми середньорічних гранично-допустимих концентрацій (ГДК) NO_2 , за якими вміст домішки у повітрі не повинен перевищувати $0,04 \text{ мг/м}^3$. Така ж величина ГДК для середньодобових, середньорічних значень застосовується і в Україні. Як свідчать дані моніторингу Гідрометслужби, в останні роки більш ніж у половині міст України, у яких здійснюється моніторинг діоксиду азоту в повітрі, середньорічні концентрації даного забруднювача перевищують ГДК. Особлива небезпека високого вмісту цієї речовини у повітрі пов'язана з тим, що вона може здійснювати не лише безпосередній негативний вплив на здоров'я людини, а також за сприятливих умов брати участь у фотохімічних реакціях та призводити до

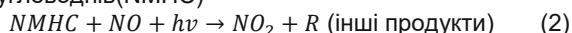
формування смогу. Саме тому в усьому світі активно досліджують джерела надходження діоксиду азоту в повітря, особливості його просторово-часового розподілу за великих містах, перебіг фотохімічних перетворень за його участю (Chaney et al., 2011) та намагаються знайти шляхи вирішення цієї серйозної проблеми (Круковская, 2013; Лоева та ін., 2004; Маренко и Гриценко, 1986; Маренко и Гриценко, 1987; Сніжко та Шевченко, 2011; Трошин и др., 2009; Carslaw and Beevers, 2005; Grice et al., 2009; Kessler et al., 2006).

Діоксид азоту (NO_2) та оксид азоту (NO) в атмосферній хімії прийнято називати оксидами азоту (NO_x). Джерелами оксидів азоту, що утворюються в процесі горіння, є молекулярний азот повітря, що використовується як і окиснювач при горінні, та азотовмісні компоненти пального. Оксид азоту (NO) у середньому становить близько 95–99% від загальних викидів NO_x , тоді як на більш токсичний NO_2 припадає не більше 1–5%. Після викидів в атмосферу оксид азоту легко реагує з киснем повітря з утворенням NO_2 .

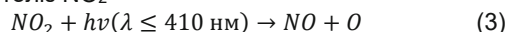


Цей процес є зворотним, проте за нормальних умов хімічна рівновага зміщена в сторону діоксиду.

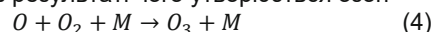
Також можливе перетворення за участю неметанових вуглеводнів (NMHC)



На концентрацію NO_x у повітрі великих міст суттєво впливають їх перетворення за участю озону. Під дією сонячної радіації та підвищених температур повітря відбувається фотоліз NO_2

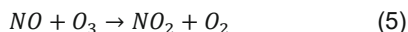


Атомарний кисень O , що утворився взаємодіє з молекулярним O_2 – в результаті чого утворюється озон



© Яценко Ю., Шевченко О., Сніжко С., 2018

Далі молекула озону може бути зруйнована в результаті взаємодії зNO



Реакції (3)–(5), власне, описують формування фотохімічного смогу за участі одного з видів з його прекурсорів – сполук азоту. Як видно з (3)–(5) – це замкнений цикл, що може досягнути стаціонарного стану за сталих концентрацій реагентів та відповідних умов. Відповідно для зміни концентрацій однієї зі складових необхідним є додаткове джерело іншої. Крім рекомбінації атомарного кисню O з молекулярним O₂, джерелом озону в тропосфері можуть бути цикли окиснення метану (CH₄) та оксиду вуглецю CO, а також надходження його в атмосферу безпосередньо від джерел забруднення (Суркова, 2002). Оскільки, швидкість реакції (4) та (5) залежить від температури, а перебіг реакції (3) перебуває у прямій залежності від сонячної радіації, то для їх перебігу в атмосфері необхідні відповідні метеорологічні умови – достатня кількість сонячної радіації з довжиною хвиль менше 410 нм, температура повітря вище 18 °С (оптимально 25–35 °С), а також – низька відносна вологість повітря та штиль або слабкий вітер (до 2 м/с).

Аналіз останніх досліджень. Вивченню якості атмосферного повітря міст України останнім часом приділяється все більше уваги (Кіптенко та Козленко, 2007; Лоева та ін., 2004; Сніжко та Шевченко, 2011). Більшість робіт присвячені комплексній оцінці рівня забруднення окремих міст або регіонів, у яких серед інших домішок також розглядається вміст діоксиду азоту в атмосферному повітрі. Проте, окремі роботи українських вчених сфокусовані на дослідженні лише цієї домішки. Наприклад, І.Д. Лоева (Лоева, 1995) запропонувала методику прогнозу забруднення повітря міста діоксидом азоту, а А.Н. Маренко з колегами (Маренко та Гриценко, 1986; Маренко та Гриценко, 1987) досліджували сполуки азоту в приземному шарі повітря біля автомагістралей Києва. Результати цих досліджень відображають особливості зміни концентрацій та перебіг фотохімічних перетворень сполук азоту лише у безпосередній близькості до автомобільних шляхів. А у дослідженнях С.І. Сніжко та О.Г. Шевченко (Сніжко та Шевченко, 2011; Шевченко та ін., 2015) розглядається сучасний стан забруднення повітря діоксидом азоту, проте лише в атмосферному повітрі міста Києва.

Матеріали та методи досліджень. Для дослідження багаторічної динаміки вмісту діоксиду азоту в

атмосферному повітрі міст України, була використана інформація Центральної Геофізичної обсерваторії про середньорічні концентрації діоксиду азоту за період 1998-2015 рр. (по містах Донецьк, Луганськ, Григорівка, Торецьк, Єнакієве, Макіївка, Алчевськ та Горлівка дані розглянуто за період 1998-2014 рр., по містах Керч, Ялта, Севастополь, Сімферополь та Армянськ – за період 1998-2013 рр.)

Для дослідження застосовувалися класичні методи прикладної математичної статистики (оцінка статистичних параметрів розподілу концентрацій, побудова часових трендів за методом найменших квадратів, графічні методи візуалізації рівнів забруднення повітря), які були реалізовані за допомогою доступних програм "MS-Excel" та "Statistica-8.0".

Аналіз особливостей часової динаміки концентрацій діоксиду азоту виконувався на основі досліджень їх лінійних трендів для різних міст із залученням додаткових розрахункових показників за методикою, представленою у роботі (Шевченко та ін., 2015).

Виклад основного матеріалу.

Для дослідження рівнів та тенденцій забруднення атмосферного повітря міст України діоксидом азоту було використано інформацію Центральної Геофізичної обсерваторії про вміст діоксиду азоту у повітрі 51 міста України за період 1998-2015 рр., на основі якої було створено масив вихідних даних для наступних розрахунків та узагальнень. Використовуючи стандартні статистичні програми було розраховано, зокрема, середні (С_{сер}), мінімальні (С_{мін}) та максимальні значення (С_{мах}) середніх річних концентрацій діоксиду азоту (табл. 1).

Дані таблиці 1 свідчать, що за період досліджень максимальні з середніх річних концентрацій діоксиду азоту спостерігаються у Макіївці – 0,21 мг/м³, Донецьку – 0,18 мг/м³, Києві – 0,14 мг/м³, Херсоні та Єнакієвому – 0,13 мг/м³, Слов'янську – 0,12 мг/м³, Торецьку – 0,11 мг/м³ (ці максимуми перевищують ГДК у 5,25 рази, у 4,5 рази, у 3,5 рази, у 3,25 рази, у 3 рази та 2,75 рази відповідно). Середні річні значення концентрацій були найвищими в Донецьку та Макіївці – 0,11 мг/м³, Києві – 0,09 мг/м³, Єнакієвому, Запоріжжі та Дніпрі – 0,08 мг/м³.

На рис. 1 представлено перевищення ГДК середніми річними концентраціями діоксиду азоту у 51 місті України.

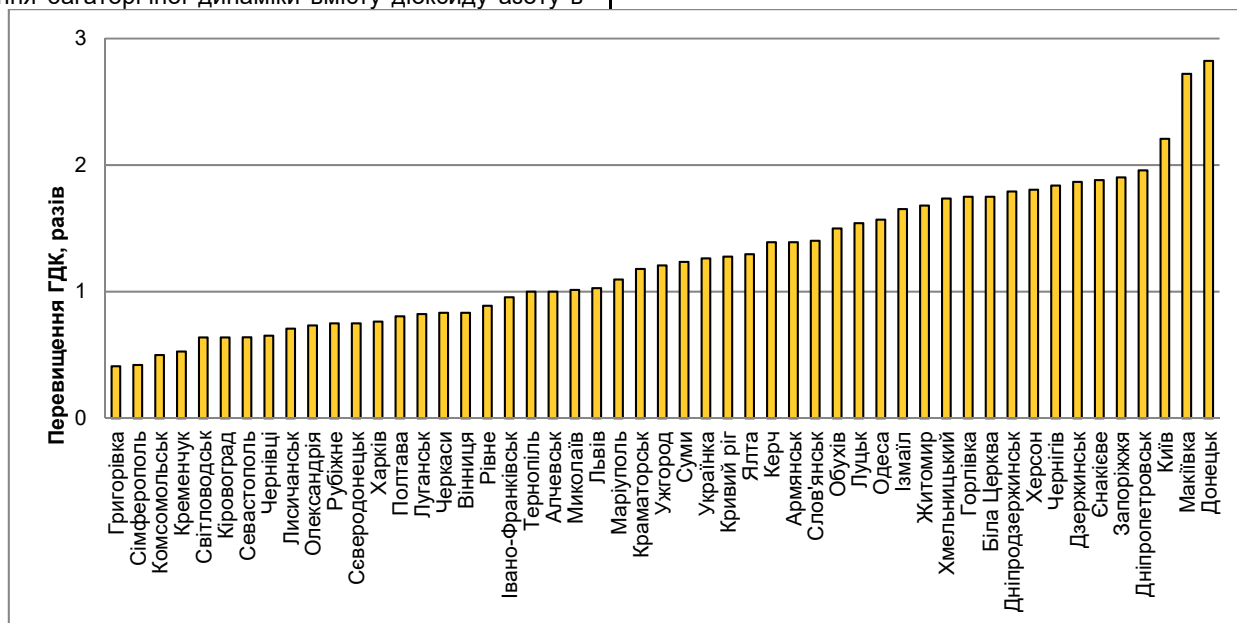


Рис. 1. Перевищення ГДК середніми річними концентраціями діоксиду азоту у повітрі міст України

Таблиця 1

Статистичні характеристики рівня забруднення міст України діоксидом азоту

Місто	С сер	С мін	С макс	Місто	С сер	С мін	С макс
Алчевськ	0,04	0,03	0,05	Макіївка	0,11	0,07	0,21
Армянськ	0,06	0,04	0,09	Маріуполь	0,04	0,03	0,06
Біла Церква	0,07	0,06	0,09	Миколаїв	0,04	0,03	0,06
Вінниця	0,03	0,01	0,07	Обухів	0,06	0,05	0,07
Горлівка	0,07	0,04	0,1	Одеса	0,06	0,05	0,08
Григорівка	0,02	0,01	0,02	Олександрія	0,03	0,02	0,03
Торецьк	0,07	0,04	0,11	Полтава	0,03	0,03	0,04
Кам'янське	0,07	0,06	0,08	Рівне	0,04	0,02	0,06
Дніпро	0,08	0,06	0,09	Рубіжне	0,03	0,02	0,04
Донецьк	0,11	0,04	0,18	Світловодськ	0,03	0,02	0,04
Єнакієве	0,08	0,04	0,13	Севастополь	0,03	0,02	0,06
Житомир	0,07	0,05	0,08	Северодонецьк	0,03	0,02	0,04
Запоріжжя	0,08	0,04	0,1	Сімферополь	0,02	0,01	0,02
Івано-Франківськ	0,04	0,02	0,05	Слов'янськ	0,06	0,03	0,12
Ізмаїл	0,07	0,06	0,07	Суми	0,05	0,04	0,06
Керч	0,06	0,04	0,09	Тернопіль	0,04	0,01	0,06
Київ	0,09	0,05	0,14	Ужгород	0,05	0,04	0,06
Кропивницький	0,03	0,02	0,03	Українка	0,05	0,03	0,07
Горішні Плавні	0,02	0,01	0,04	Харків	0,03	0,02	0,04
Краматорськ	0,05	0,04	0,06	Херсон	0,07	0,03	0,13
Кременчук	0,02	0,01	0,03	Хмельницький	0,07	0,04	0,09
Кривий ріг	0,05	0,04	0,06	Черкаси	0,03	0,02	0,05
Лисичанськ	0,03	0,02	0,04	Чернівці	0,03	0,02	0,03
Луганськ	0,03	0,02	0,04	Чернігів	0,07	0,06	0,09
Луцьк	0,06	0,04	0,1	Ялта	0,05	0,03	0,07
Львів	0,04	0,03	0,05				

Таким чином, можна стверджувати, що у 21 місті із 51 досліджуваного (41% від усіх міст, у яких здійснюється моніторинг діоксиду азоту в атмосфері), забезпечується допустимий рівень забруднення повітря даною речовиною. У решті міст (59%) – спостерігається стабільне перевищення ГДК (рис. 1).

На основі аналізу розрахункових даних та ранжованого ряду величин перевищення ГДК середніми річними концентраціями діоксиду азоту (рис. 1), усі міста України за рівнем забруднення діоксидом азоту можна розділити на три групи (табл. 2).

Таблиця 2

Класифікація міст України за рівнем перевищення ГДК середніми річними концентраціями діоксиду азоту осередненими за багаторічний період (1998–2015 рр.)

< 1 ГДК (допустимий рівень забруднення)	1–2 ГДК (підвищений рівень забруднення)	2–3 ГДК (високий рівень забруднення)
Григорівка, Сімферополь, Горішні Плавні, Кременчук, Світловодськ, Кропивницький, Севастополь, Чернівці, Алчевськ, Лисичанськ, Олександрія, Рубіжне, Северодонецьк, Харків, Полтава, Луганськ, Черкаси, Вінниця, Рівне, Івано-Франківськ, Тернопіль	Миколаїв, Львів, Маріуполь, Краматорськ, Ужгород, Суми, Українка, Кривий Ріг, Ялта, Керч, Армянськ, Слов'янськ, Обухів, Луцьк, Одеса, Ізмаїл, Житомир, Хмельницький, Горлівка, Біла Церква, Кам'янське, Херсон, Чернігів, Торецьк, Єнакієве, Запоріжжя, Дніпро	Київ, Макіївка, Донецьк

На рис. 2 представлено медіанні значення, діапазони коливань середніх річних концентрацій діоксиду азоту у містах України за багаторічний період (1998–2015 рр.) і порівняння їх із ГДК та середньою концентрацією по групі міст, які підлягають моніторингу.

Аналіз розмаху коливань середньорічних концентрацій діоксиду азоту в повітрі 51 міста України (рис. 2), показав, що осереднене за багаторічний період по усіх містах середньорічне значення концентрацій даної забруднювальної речовини перевищує ГДК у 1,25 раза. У 10 містах навіть мінімальні концентрації перевищують ГДК і ще у 13 містах мінімальні концентрації рівні 1 ГДК, тобто практично увесь діапазон знаходиться вище значення ГДК.

Розраховане і показане на рис. 2 пунктирною лінією середнє багаторічне значення концентрації діоксиду азоту для усієї групи досліджуваних міст, дозволяє встановити, що в Україні певна група міст не тільки характеризується високим рівнем концентрацій діоксиду азоту, який в разі перевищує ГДК, а й належить до групи міст, де забруднення набагато вище за середній рівень по країні. Це міста, які відповідно до табл. 2 належать до категорії 2–3 ГДК.

З метою встановлення сучасних часових тенденцій забруднення атмосферного повітря діоксидом азоту

нами було досліджено зміну їхніх середніх річних концентрацій у 51 місті України за період з 1998 по 2015 рр. Для цього було побудовано графіки зміни концентрацій C в межах обраної часової шкали t та розраховані їх часові тренди за методом найменших квадратів (МНК), який дозволяє апроксимувати емпіричну залежність $C=f(t)$ будь-якою теоретичною лінійною чи криволінійною залежністю. МНК базується на положенні, що сума квадратів відхилень емпіричних спостережень y_i від правильно підбраної теоретичної лінії регресії $\bar{y}_x$ повинна бути мінімальною, виходячи із можливості застосування різних апроксимуючих теоретичних функцій, тобто $\sum (y_i - \bar{y}_x)^2 = Q_{min}$.

У якості теоретичної апроксимуючої моделі було використано рівняння лінійної регресії, тому що лінійний тренд має властивість характеризувати собою деякий осереднений динамічний рівень протікання процесу у часі. Його використання для всіх випадків (51 місто) дає змогу достатньо об'єктивно описати середній рівень забруднення атмосферного повітря діоксидом азоту у будь-який момент часу t , особливо на початку та в кінці досліджуваного періоду.

Приклад побудованих графіків $C=f(t)$ та графічний вигляд часових трендів типу $C = at + b$ (a – коефіцієнт регресії, b – вільний член, t – момент часу (рік)) показано на рис. 3, а числові характеристики усіх розрахованих трендів – у табл. 3.

У табл. 3 наведені дані про точність підбору апроксимуючого рівняння (R^2), осереднені за лінійним трендом рівні забруднення повітря формальдегідом на початку (C_n) і в кінці періоду (C_k) спостереження, осереднену абсолютну зміну концентрацій (ΔC_{abs}) та середнє арифметичне значення за період досліджень ($C_{сер}$).

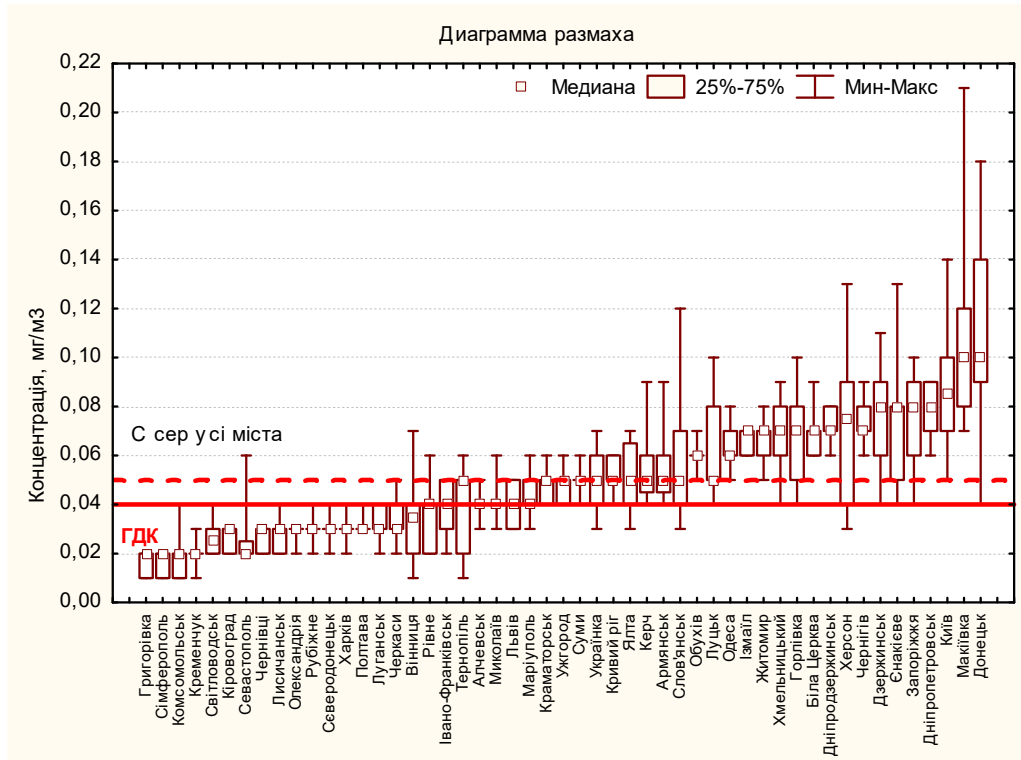


Рис. 2. Медіанні значення, діапазони коливань середніх річних концентрацій діоксиду азоту в містах України за багаторічний період та порівняння їх із ГДК (суцільна лінія) і середньою концентрацією за досліджуваний період по групі міст (пунктирна лінія), що підлягають моніторингу

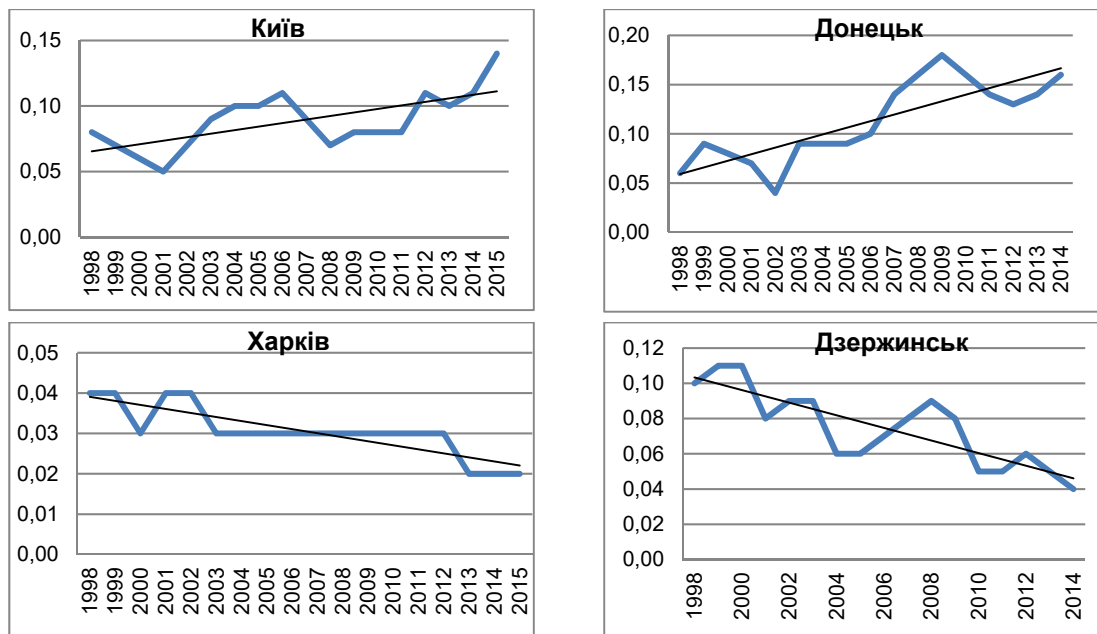


Рис. 3. Приклади основних тенденцій зміни концентрацій (mg/m^3) діоксиду азоту протягом 1998–2015 рр. у повітрі міст України

Таблиця 3

Лінійні тренди часової динаміки середніх річних концентрацій діоксиду азоту в повітрі міст України протягом 1998–2015 рр. та їхні розрахункові параметри

Місто	Рівняння тренду	R ²	ΔC _{абс}	C сер (1998–2015)
Алчевськ	$y = 0,0007x + 0,0338$	0,240	0,0112	0,04
Армянськ	$y = 0,001x + 0,043$	0,234	0,015	0,06
Біла Церква	$y = 0,0004x + 0,0659$	0,075	0,0068	0,07
Вінниця	$y = -0,0005x + 0,0378$	0,024	-0,0085	0,03
Горлівка	$y = -0,003x + 0,097$	0,697	-0,048	0,07
Григорівка	$y = -0,0008x + 0,0238$	0,687	-0,0128	0,02
Торецьк	$y = -0,003x + 0,106$	0,685	-0,048	0,07
Кам'янське	$y = 0,0003x + 0,0688$	0,066	0,0051	0,07
Дніпро	$y = 0,0004x + 0,0745$	0,038	0,0068	0,08
Донецьк	$y = 0,006x + 0,052$	0,682	0,096	0,11
Єнакієве	$y = -0,004x + 0,116$	0,831	-0,064	0,08
Житомир	$y = 0,0007x + 0,0607$	0,170	0,0119	0,07
Запоріжжя	$y = 0,002x + 0,049$	0,656	0,034	0,08
Івано-Франківськ	$y = -0,0009x + 0,0475$	0,223	-0,015	0,04
Ізмаїл	$y = -0,0008x + 0,0737$	0,715	-0,0136	0,07
Керч	$y = 0,001x + 0,041$	0,294	0,015	0,06
Київ	$y = 0,002x + 0,062$	0,436	0,034	0,09
Кропивницький	$y = 0,0004x + 0,0214$	0,204	0,0068	0,03
Горішні Плавні	$y = 0,001x + 0,008$	0,43	0,016	0,02
Краматорськ	$y = -0,0002x + 0,0495$	0,035	-0,0034	0,05
Кременчук	$y = 0,0005x + 0,0164$	0,314	0,0085	0,02
Кривий ріг	$y = 0,0004x + 0,0474$	0,095	0,0068	0,05
Лисичанськ	$y = 0,0008x + 0,0212$	0,323	0,0136	0,03
Луганськ	$y = 0,0008x + 0,0261$	0,312	0,0128	0,03
Луцьк	$y = 0,003x + 0,030$	0,733	0,051	0,06
Львів	$y = 0,0002x + 0,0388$	0,025	0,0034	0,04
Макіївка	$y = 0,0008x + 0,1018$	0,012	0,0128	0,11
Маріуполь	$y = 0,0002x + 0,0418$	0,018	0,0034	0,04
Миколаїв	$y = 0,0002x + 0,0387$	0,020	0,0034	0,04
Обухів	$y = 2E-05x + 0,059$	0,0003	0,00034	0,06
Одеса	$y = -0,0009x + 0,0717$	0,368	-0,0153	0,06
Олександрія	$y = 0,0002x + 0,0271$	0,189	0,0032	0,03
Полтава	$y = 0,0006x + 0,0267$	0,520	0,0102	0,03
Рівне	$y = -0,002x + 0,055$	0,765	-0,034	0,04
Рубіжне	$y = -0,00002x + 0,03020$	0,0003	-0,00034	0,03
Світловодськ	$y = 0,0006x + 0,0203$	0,233	0,0102	0,03
Севастополь	$y = -0,0017x + 0,0403$	0,504	-0,0255	0,03
Северодонецьк	$y = -0,0002x + 0,0318$	0,041	-0,0034	0,03
Сімферополь	$y = 0,0004x + 0,0133$	0,179	0,006	0,02
Слов'янськ	$y = 0,001x + 0,045$	0,073	0,017	0,06
Суми	$y = 0,001x + 0,039$	0,758	0,017	0,05
Тернопіль	$y = 0,001x + 0,025$	0,273	0,014	0,04
Ужгород	$y = -0,0002x + 0,0498$	0,013	-0,0034	0,05
Українка	$y = 0,0016x + 0,0358$	0,471	0,0272	0,05
Харків	$y = -0,001x + 0,040$	0,699	-0,017	0,03
Херсон	$y = 0,003x + 0,034$	0,461	0,051	0,07
Хмельницький	$y = 0,001x + 0,057$	0,181	0,017	0,07
Черкаси	$y = 0,0004x + 0,0298$	0,066	0,0068	0,03
Чернівці	$y = 0,0002x + 0,0239$	0,063	0,0034	0,03
Чернігів	$y = 0,0004x + 0,0702$	0,034	0,0064	0,07
Ялта	$y = -0,0023x + 0,0715$	0,685	-0,0345	0,05

Із таблиці видно, що часові тенденції розвитку процесів забруднення атмосферного повітря описуються як позитивними трендами (відбувається зростання концентрацій), так і негативними (концентрації зменшуються). Широкий діапазон зміни абсолютних значень коефіцієнтів лінійного тренду свідчить, що виявлені тенденції розвитку характеризуються ще й різним темпом (швидкістю) розвитку процесу у часі.

Слід зауважити, що не в усіх випадках лінійні рівняння із статистичної точки зору правильно відображають часовий розвиток процесу забруднення повітря діоксидом азоту (низькі значення критерію R²), але переважна більшість підібраних теоретичних моделей задовільно описує емпіричні залежності. Використання їх для встановлення середніх порівняльних рівнів забруднення є цілком прийнятним. Обмеження на використання цих

залежностей можуть бути накладені лише у випадку екстраполяції рівнів забруднення, де використання невдало підібраних моделей може спотворити реальний можливий розвиток процесів.

З метою детального аналізу сучасних тенденцій зміни концентрацій діоксиду азоту в повітрі міст України на основі отриманих лінійних залежностей було виконано ряд розрахунків, які, зокрема, дозволили отримати значення величин відносної зміни концентрацій діоксиду азоту в повітрі міст України за багаторічний період. Ранжування цих даних та їхня графічна обробка дозволили отримати рис. 4, який дає дуже чітку візуальну диференціацію основних тенденцій забруднення повітря у містах України.

Використовуючи рис. 4 можна виділити 3 групи міст із чітко вираженими особливостями часового перебігу процесів забруднення повітря діоксидом азоту (табл. 4).

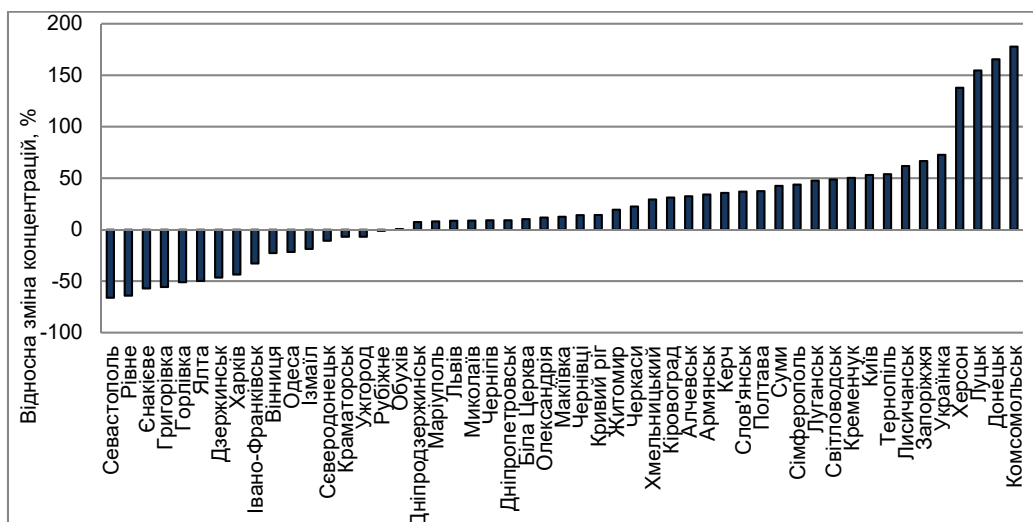


Рис. 4. Ранжовані значення величин відносної зміни концентрацій діоксиду азоту у повітрі міст України

Таблиця 4

Групи міст з різними особливостями часового перебігу процесів забруднення повітря діоксидом азоту

Група 1: збільшення концентрацій			Група 2: без змін ($\pm 10\%$)	Група 3: зменшення
Підгрупа 1а ($\geq 100\%$)	Підгрупа 1б ($>50 < 100\%$)	Підгрупа 1в ($>10 < 50\%$)		
Херсон, Луцьк, Донецьк, Горішні Плавні	Кременчук, Київ, Тернопіль, Лисичанськ, Запоріжжя, Українка	Біла Церква, Макіївка, Олександрія, Чернівці, Кривий Ріг, Житомир, Черкаси, Хмельницький, Кропивницький, Алчевськ, Армянськ, Керч, Полтава, Суми, Сімферополь, Луганськ, Світловодськ, Слов'янськ	Обухів, Краматорськ, Кам'янське, Львів, Миколаїв, Чернігів, Дніпро, Ужгород, Маріуполь, Рубіжне	Севастополь, Рівне, Єнакієве, Вінниця Григорівка, Горлівка, Ялта, Торецьк, Харків, Одеса, Ізмаїл, Северодонецьк, Івано-Франківськ

Проаналізувавши результати представлені на рис. 4 та у табл. 4, можна констатувати, що збільшення забруднення повітря діоксидом азоту спостерігається – у 28 містах із 51 дослідженого (група 1). Це становить 55% від усіх досліджених міст. Особливу увагу привертають міста в яких спостерігається різке збільшення концентрацій діоксиду азоту – Херсон, Луцьк, Донецьк, Горішні Плавні – збільшення концентрацій більше, ніж на 100%. У двох інших підгрупах – 1б та 1в – спостерігається зростання концентрацій відповідно від 51 до 100 % (6 міст) та від 11 до 50 %.

У 10 містах (20%) не виявлено тенденцій зміни рівня концентрацій діоксиду азоту в повітрі. Певні коливання концентрацій даного забруднювача з року в рік спосте-

рігаються, але їх можна охарактеризувати як статистично не значимі тенденції до зменшення чи збільшення концентрацій. Позитивним є той факт, що у 13 містах (25%) спостерігаються статистично значимі тенденції до зменшення концентрацій діоксиду азоту в атмосферному повітрі. Слід мати на увазі, що відносна стабілізація забруднення повітря (міста 2 групи) та зменшення забруднення (міста 3 групи) відбуваються в переважній більшості випадків на фоні високих абсолютних концентрацій діоксиду азоту, що перевищують ГДК. Інтенсивність цих процесів в усіх трьох групах значно відрізняється. На рис. 5 представлено ранжовані значення швидкості зміни рівня забруднення атмосферного повітря міст України діоксидом азоту (з урахуванням багаторічних тенденцій).

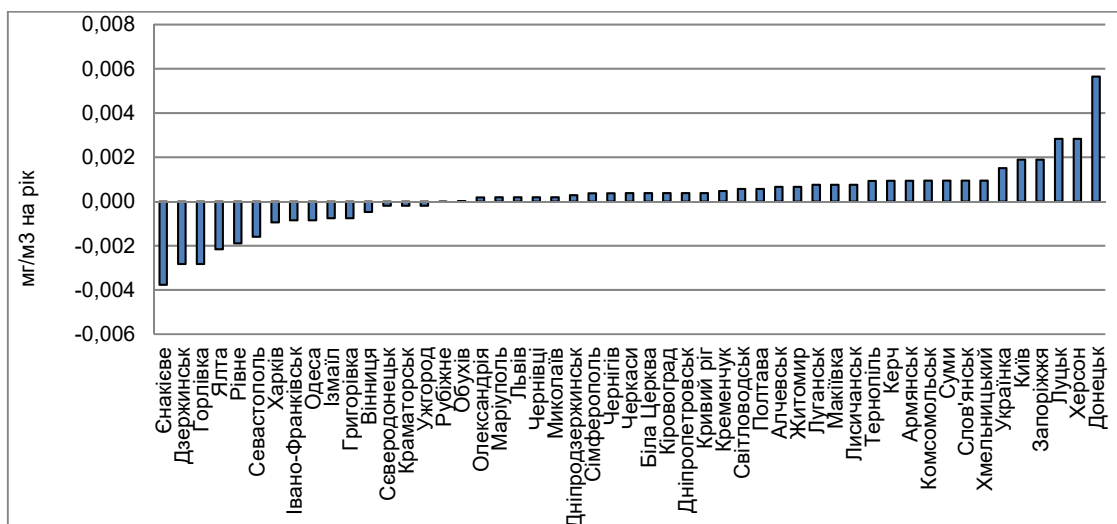


Рис. 5. Швидкості зміни рівня забруднення атмосфери діоксидом азоту в досліджуваних містах

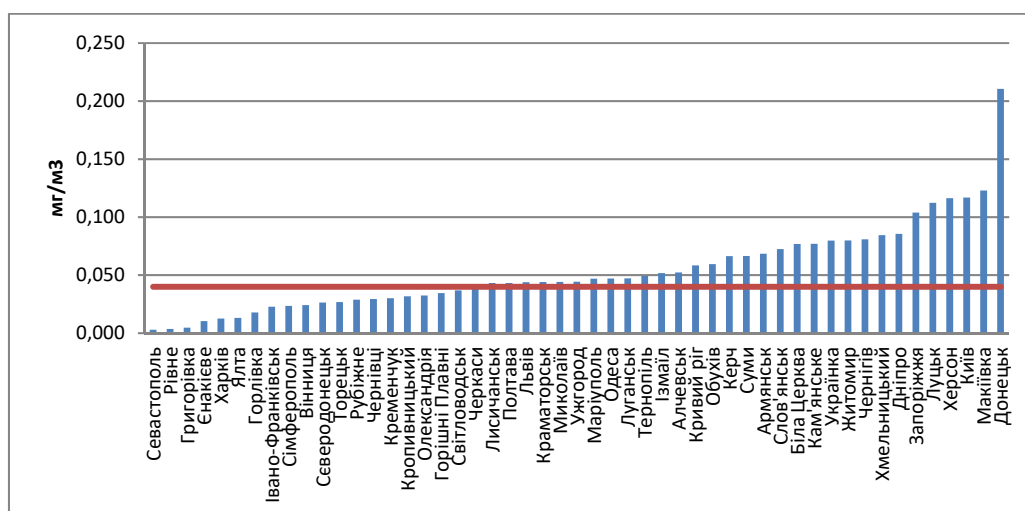
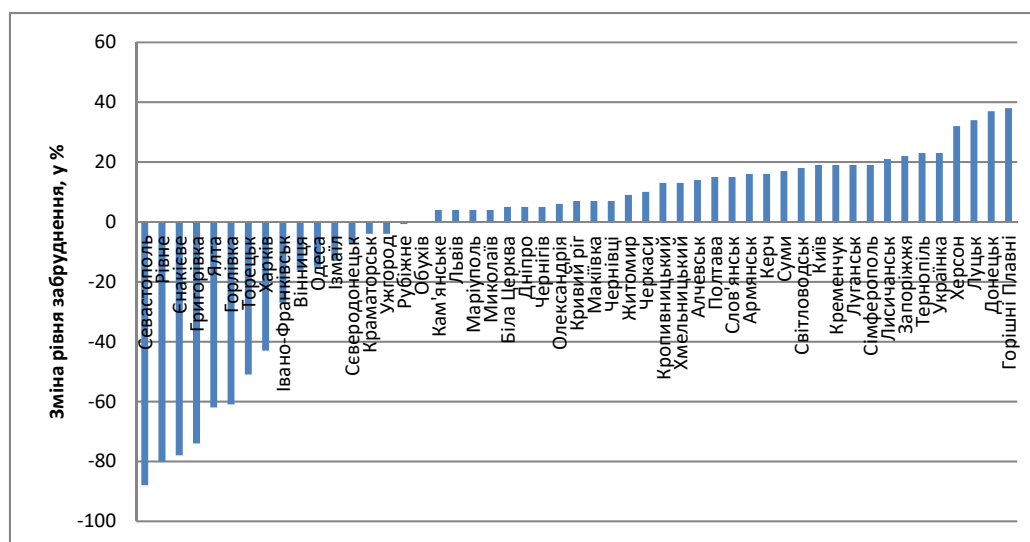
Рис. 6. Результати статистичного прогнозу рівня забруднення міст України NO₂ на 2025 рік

Рис. 7. Можлива зміна рівня забруднення атмосферного повітря у містах України у 2025 р. порівняно із 2015 р.

Таблиця 5

Розподіл міст за прогнозованим на 2025 р. рівнем забруднення (по відношенню до ГДК)		
Групи міст за прогнозованим на 2025 р. рівнем забруднення (по відношенню до ГДК)		
<1 ГДК	1-2 ГДК	>2 ГДК
Севастополь	Черкаси	Чернігів
Рівне	Лисичанськ	Хмельницький
Григорівка	Полтава	Дніпро
Єнакієве	Львів	Запоріжжя
Харків	Краматорськ	Луцьк
Ялта	Миколаїв	Херсон
Горлівка	Ужгород	Київ
Івано-Франківськ	Маріуполь	Майівка
Сімферополь	Одеса	Донецьк
Вінниця	Луганськ	
Северодонецьк	Тернопіль	
Торецьк	Ізмаїл	
Рубіжне	Алчевськ	
Чернівці	Кривий ріг	
Кременчук	Обухів	
Кропивницький	Керч	
Олександрія	Суми	
Горішні Плавні	Армянськ	
Світловодськ	Слов'янськ	
	Біла Церква	
	Кам'янське	
	Українка	
	Житомир	

Величини цього показника незначні й коливаються в межах від 0,004 до 0,008 мг/м³ на рік. Найбільші додатні значення цього показника характеризують зміну концентрацій діоксиду азоту в атмосферному повітрі таких міст, як: Донецьк, Херсон, Луцьк, Запоріжжя, Київ, Українка, а найбільші від'ємні – Єнакієве, Торецьк, Горлівка, Ялта, Рівне, Севастополь. Швидкості зміни концентрацій є досить низькими, тому помітного ефекту стосовно покращення екологічної ситуації найближчим часом очікувати не доводиться.

Якщо виявлені та проаналізовані вище сучасні тенденції зміни забруднення атмосферного повітря в Україні збережуться, то, використовуючи лінійні тренди часової динаміки концентрацій діоксиду азоту, можна виконати статистичне прогнозування концентрацій цієї домішки у повітрі на 2025 р. (рис. 6).

Звичайно ж, результати такого прогнозування можна вважати орієнтовними, ураховуючи відсутність достовірної статистичної інформації про зміну внеску різних джерел викидів у забруднення атмосфери, про впровадження природоохоронних заходів тощо.

За отриманими прогнозними даними в більшості міст України концентрації NO₂ можуть зрости на 1–38%, в значно меншій частині міст можливе зниження концентрацій від 1 до 88% порівняно з 2015 р. (рис. 7).

Згідно отриманих даних класифікація міст за рівнем забруднення повітря двоокисом азоту буде виглядати таким чином (табл. 5). Як видно з цієї таблиці, можливе збільшення кількості міст зі значним рівнем забруднення повітря (>2 ГДК) з 3 до 9. У двох інших групах міст зміни несуттєві.

Висновки. У результаті проведених досліджень оцінено сучасні рівні забруднення атмосферного повітря міст України діоксидом азоту з урахуванням діючих у державі нормативів. Залежно від рівня забруднення та оцінених тенденцій до забруднення, встановлено групи міст з різним ступенем забруднення повітря даною речовиною. Дослідження показали, що у 41% від усіх досліджених міст забезпечується допустимий рівень забруднення повітря діоксидом азоту. У 59% міст – спостерігається стабільне перевищення ГДК.

Дослідження багаторічної динаміки діоксиду азоту в повітрі показало, що збільшення його концентрацій спостерігається у 28 містах (55%) із 51. Найсуттєвіше зростання концентрацій діоксиду азоту в повітрі за період 1998–2015 рр. відбулося у Херсоні, Луцьку, Донецьку та Горішніх Плавнях.

Здійснено класифікацію міст за характером та інтенсивністю часових змін вмісту діоксиду азоту в повітрі. Результати виконаних досліджень можуть бути покладені в основу вибору об'єктів для подальшого поглибленого вивчення та аналізу особливостей формування забруднення повітря в містах України.

Статистичне прогнозування рівня забруднення повітря діоксидом азоту на 2025 р. показало, що при збереженні сучасних тенденцій в економіці та природоохоронній діяльності в більшості міст України концентрації NO₂ можуть зрости на 1–38%, а в значно меншій частині міст – можливе зниження концентрацій від 1 до 88% у порівнянні з 2015 р. Можливе збільшення кількості міст зі значним рівнем забруднення повітря (>2 ГДК).

Список використаних джерел

1. Кіптенко, Є.М., Козленко, Т.В. (2007). Вплив метеорологічних умов забруднення повітря у промислових містах України. Гідрологія, гідрохімія і гідро екологія, 13, 208–216.
2. Круковская, О.Ю. (2013). Анализ динамики содержания диоксида азота в атмосферном воздухе в Беларуси. Мониторинг окружающей среды: сб. материалов II международной науч.-практ. конф. Брест, 25–27 сентября 2013 г.: в 2 ч. Брест. гос. ун-т имени А.С. Пушкина, 180–182.

3. Лоева, И.Д. (1995). Прогноз поля загрязнения воздушного бассейна города двуокисью азота. Метеорология, климатология и гидрология, 32, 107–113.
4. Лоева, И.Д., Грудев, П.Х., Демчишина, Н.М. (2004). Оцінка антропогенного навантаження на повітряний басейн м. Одеси. Метеорологія, кліматологія та гідрологія, 48, 279–286.
5. Маренко, А.Н., Гриценко, А.Н. (1986). Окислы азота в приземном слое воздуха на автомагистралях Киева. Труды УкрНИИ Госкомгидромета, 216, 46–53.
6. Маренко, А.Н., Гриценко, А.Н. (1987). Исследование смогообразующих примесей в атмосфере вблизи автомагистралей. Труды УкрНИИ Госкомгидромета, 224, 49–54.
7. Сніжко, С.І., Шевченко, О.Г. (2011). Урбометеорологічні аспекти забруднення атмосферного повітря великого міста. К.: Обрії.
8. Суркова, Г.В. (2002). Химия атмосферы. М.: Изд-во Московского университета.
9. Тронин, А.А., Крицук, С.Г., Латыпов, И.Ш. (2009). Диоксид азота в воздушном бассейне России по спутниковым данным. Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 6, 217–223.
10. Шевченко, О.Г., Сніжко С.І., Данілова, Н.О. (2015). Забруднення атмосферного повітря міста Києва діоксидом азоту. Український гідрометеорологічний журнал, 16, 6–16.
11. Carslaw, D.C., Beevers, S.D. (2005). Development of an urban inventory for road transport emissions of NO₂ and comparison with estimates derived from ambient measurements. Atmospheric Environment, 39, 2049–2059.
12. Chaney, A.M., Cryer, D.J., Nicholl, E.J., Seakins, P.W. (2011). NO and NO₂ interconversion downwind of two different line sources in suburban environments. Atmospheric Environment, 45, 5863–5871.
13. Grice, S., Stedman, J., Kent, A., Hobson, M., Norris, J., Abbott, J. et al. (2009). Recent trends and projections of primary NO₂ emissions in Europe. Atmospheric Environment, 43 (13), 2154–2167.
14. Kessler, C., Niederau, A., Scholz, W. (2006). Estimation of NO₂/NO_x relations of traffic emissions in Baden-Württemberg from 1995 to 2005. 2nd Conference on Environment & Transport, including 15th Conference on Transport and Air Pollution. Reims, France, 12–14 June 2006. Proceedings no. 107, 2, 101–105.
15. Samoli, E., Aga, E., Touloumi, G., Nisiotis, K., Forsberg, B., Lefranc, A., et al. (2006). Short-term effects of nitrogen dioxide on mortality: an analysis within the APHEA project. European Respiratory Journal, 27, 1129–1137.
16. Venn, A.J., Lewis, S.A., Cooper, M., Hubbard, R., Britton, J., (2001). Living near a main road and the risk of wheezing illness in children. American Journal of Respiratory and Critical Care Medicine, 164, 2177–2180.

References

1. Carslaw, D.C., Beevers, S.D. (2005). Development of an urban inventory for road transport emissions of NO₂ and comparison with estimates derived from ambient measurements. Atmospheric Environment, 39, 2049–2059. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2004.12.024>
2. Chaney, A.M., Cryer, D.J., Nicholl, E.J., Seakins, P.W. (2011). NO and NO₂ interconversion downwind of two different line sources in suburban environments. Atmospheric Environment, 45, 5863–5871. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2011.06.070>
3. Grice, S., Stedman, J., Kent, A., Hobson, M., Norris, J., Abbott, J., et al. (2009). Recent trends and projections of primary NO₂ emissions in Europe. Atmospheric Environment, 43 (13), 2154–2167. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2009.01.019>
4. Kessler, C., Niederau, A., Scholz, W. (2006). Estimation of NO₂/NO_x relations of traffic emissions in Baden-Württemberg from 1995 to 2005. 2nd Conference on Environment & Transport, including 15th Conference on Transport and Air Pollution. Reims, France, 12–14 June 2006. Proceedings no. 107, 2, 101–105.
5. Kiptenko, E.M. (2007). The influence of meteorological conditions of air pollution in the industrial cities of Ukraine. Hydrology, hydrochemistry and hydroecology, 13, 208–216. [in Ukrainian]
6. Krukovskaja, O.U. (2013). Analysis of the dynamics of nitrogen dioxide in the air in Belarus. Environmental Monitoring: Sat. Materials II international scientific-practical. Conf. Brest, September 25–27, 2013: at 2 pm Brest. state. University of A.S. Pushkin, 180–182. [in Russian]
7. Loeva, I.D. (1995). Forecast of the air pollution zone of the city by nitrogen dioxide. Meteorology, climatology and hydrology. Extract, 32, 107–113. [in Russian]
8. Loieva, I.D., Hrudiev, P.Kh., Demchyshyna, N.M. (2004). Assessment of anthropogenic load on the air basin of Odesa. Meteorology, climatology and hydrology, 48, 279–286. [in Ukrainian]
9. Marengo, A.N., Hrytsenko, A.N. (1986). Nitrogen oxides in the surface layer of air on the highways of Kyiv. Work-Ukr NII Goskomgidromet, 216, 46–53. [in Russian]
10. Marengo, A.N., Hrytsenko, A.N. (1987). Investigation of smog-forming impurities in the atmosphere near highways. Works Ukr NII Goskomgidromet, 224, 49–54. [in Russian]
11. Samoli, E., Aga, E., Touloumi, G., Nisiotis, K., Forsberg, B., Lefranc, A., et al. (2006). Short-term effects of nitrogen dioxide on mortality: an analysis within the APHEA project. European Respiratory Journal, 27, 1129–1137. <https://doi.org/10.1183/09031936.06.00143905>
12. Shevchenko, O.H., Snizhko, S.I., Danilova, N.O. (2015). The atmospheric air pollution of the city of Kyiv by nitrogen dioxide. Ukrainian Hydrometeorological Journal, 16, 6–16. [in Ukrainian]
13. Snizhko, S.I., Shevchenko, O.H. (2011). Meteorological aspects of air pollution of urban areas. K.: Obrii. [in Ukrainian]

14. Surkova, H.V. (2002). Atmospheric Chemistry. Moscow: Publishing House of Moscow University. [in Russian]

15. Tronyn, A.A., Krytsuk, S.H., Latypov, Y.Sh. (2009). Nitrogen dioxide in the air basin of Russia by satellite data. Modern problems of remote sensing of the Earth from space, 6, 217-223. [in Russian]

16. Venn, A.J., Lewis, S.A., Cooper, M., Hubbard, R., Britton, J. (2001). Living near a main road and the risk of wheezing illness in children. American Journal of Respiratory and Critical Care Medicine, 164, 2177-2180. <https://doi.org/10.1164/ajrccm.164.12.2106126>

Надійшла до редколегії 17.10.17

Y. Yatsenko, PhD student,

E-mail: juliyatsenko@meta.ua

O. Shevchenko, PhD (Geogr.), Associate Professor,

E-mail: olga.s.meteo@gmail.com, Тел. +38044-521-32-86

S. Snizhko, Dr. Sci. (Geogr.), Professor,

E-mail: tempo2007@meta.ua, Тел. +38044-521-32-86

Taras Shevchenko National University of Kyiv, Faculty of Geography

2 Acad. Glushkova Ave., Kiev, MVP – 680, Ukraine

ASSESSMENT OF AIR POLLUTION LEVEL OF NITROGEN DIOXIDE AND TRENDS OF IT CHANGES IN THE CITIES OF UKRAINE

The purpose of the work is to study the current level and the main trends of atmospheric air pollution of the cities of Ukraine with nitrogen dioxide to identify the most polluted cities, their ranking to determine the list of cities for the priority implementation of environmental measures.

For the purpose of the study, the information of the Central Geophysical Observatory on the average annual concentrations of nitrogen dioxide in the air of 51 cities of Ukraine for the period 1998-2015 was used.

The study used the classical methods of applied mathematical statistics (estimation of statistical parameters of distribution of concentrations, construction of time trends on the method of least squares, graphical methods of visualization of levels of air pollution), which were implemented using the available programs "MS-Excel" and "Statistica-8.0".

The classification of cities according to the level of MPC exceeds average annual concentrations of nitrogen dioxide. 3 groups of cities were allocated: 1 group (21 cities) permissible level of pollution (<1 MPC); 2 group (27 cities) – increased level of pollution (1-2 MPC); group 3 (3 cities) – high level of pollution (2-3 MPC). It has been established that in the air of 21 cities (41% of all cities where nitrogen dioxide is monitored in the atmosphere) of 51 cities, there is an acceptable level of air pollution. In the remaining cities (59%) – there is a stable excess of MPC. In 23 cities, even the minimum concentrations of NO₂ exceed the permissible standards.

The study of long-term dynamics of nitrogen dioxide in air has shown that the increase of concentrations of this pollutant for 1998-2015 is observed in 28 cities (55%) of 51. The most significant increase in concentrations in the air occurred in Kherson, Lutsk, Donetsk and Gorishni Plavni. In 13 cities reduction of concentrations was recorded, and in 10 cities the content of this pollutant in the air practically does not change.

Keywords: air pollution, nitrogen dioxide, exceeding of maximum allowable concentration, air pollution level dynamics.

Ю. Яценко, асп., E-mail: juliyatsenko@meta.ua

О. Шевченко, канд. геогр. наук, доц.,

E-mail: olga.s.meteo@gmail.com, Тел. +38044-521-32-86

С. Снижко, д-р геогр. наук, проф.,

E-mail: tempo2007@meta.ua, Тел. +38044-521-32-86

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко, Географический факультет

Пр. акад. Глушкова, 2, г. Киев, МВП – 680, Украина

ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОГО УРОВНЯ И ТЕНДЕНЦИЙ ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА ГОРОДОВ УКРАИНЫ ДВУОКИСЬЮ АЗОТА

Объективная информация об уровне загрязнения атмосферного воздуха является основой для проведения мероприятий по охране воздушного бассейна городов с целью обеспечения экологически безопасных условий для проживания населения и совершенствования системы мониторинга окружающей среды.

Целью работы является исследование современного уровня и основных тенденций загрязнения атмосферного воздуха городов Украины диоксидом азота для выявления наиболее загрязненных городов, их ранжирование для определения перечня городов для приоритетного внедрения экологических мероприятий.

Для выполнения исследования использована информация Центральной геофизической обсерватории о среднегодовых концентрациях диоксида азота в воздухе 51 города Украины за период 1998–2015 гг.

Для исследования применялись классические методы прикладной математической статистики (оценка статистических параметров распределения концентраций, построение временных трендов по методу наименьших квадратов, графические методы визуализации уровней загрязнения воздуха), которые были реализованы с помощью доступных программ "MS-Excel" и "Statistica-8.0".

Разработана классификация городов по уровню превышения ПДК средними годовыми концентрациями диоксида азота. Выделены 3 группы городов: 1 группа (21 город) допустимый уровень загрязнения (<1 ПДК); 2 группа (27 городов) – повышенный уровень загрязнения (1–2 ПДК); 3 группа (3 города) – высокий уровень загрязнения (2–3 ПДК). Установлено, что в воздухе 21 города (41% от всех городов, в которых осуществляется мониторинг диоксида азота в атмосфере) из 51 испытуемого, обеспечивается допустимый уровень загрязнения воздуха данным веществом. В остальных городах (59%) – наблюдается стабильное превышение ПДК. В 23 городах даже минимальные концентрации NO₂ превышают допустимые нормы.

Исследование многолетней динамики диоксида азота в воздухе показало, что увеличение концентраций данного загрязнителя за 1998–2015 гг. наблюдается в 28 городах (55%) из 51. Существенный рост концентраций в воздухе произошел в Херсоне, Луцке, Донецке и Горишних Плавнях. В 13 городах зафиксировано снижение концентраций, а в 10 – содержание данного загрязнителя в воздухе практически не меняется.

Осуществлена классификация городов по характеру и интенсивности временных изменений содержания диоксида азота в воздухе. Результаты выполненных исследований могут стать основой для выбора объектов для дальнейшего углубленного изучения и анализа особенностей формирования загрязнения воздуха в городах Украины.

Ключевые слова: загрязнение атмосферного воздуха, двуокись азота, превышение предельно-допустимой концентрации, динамика уровня загрязнения.

УДК 556.3:553:330

О. Любчик, асп., E-mail: ksuha777ha777@gmail.com
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

ЩОДО ПРОБЛЕМ ВИЗНАЧЕННЯ ТЕХНІКО-ЕКОНОМІЧНИХ ПОКАЗНИКІВ ПРОМИСЛОВОЇ РОЗРОБКИ РОДОВИЩ ПИТНИХ ПІДЗЕМНИХ ВОД

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. О.Є. Кошляковим)

Проведено аналіз впливу змін до Податкового кодексу України та курсу облікової ставки НБУ на видобуток, прибутковість та рентабельність підприємств з використання підземних вод за період 2015–2017 рр. Приведено приклади неточностей у формулюванні статей вітчизняного законодавства щодо рентної плати за використання підземних вод. Наведено європейський досвід аналогічних законодавчих норм. Автором зведено таблицю змін ставки за спецоводокористування протягом 2015–2017 рр., було знайдено тенденцію, на основі якої побудовано лінію тренду з прогнозом даної ставки на 25 років. Рівняння лінії тренду допоможе розрахувати ставку на будь-який період, що дозволить краще передбачити ризики проекту при розрахунках техніко-економічного обґрунтування видобутку підземних вод.

Виявлено, що у вітчизняній практиці техніко-економічного обґрунтування видобутку підземних вод розрахунок чистого дисконтованого прибутку (NPV) проводиться на основі методу середньозваженої вартості капіталу підприємства. Ставка дисконтування (E) приймається відповідно до облікової ставки НБУ. Проведено аналіз змін облікової ставки на період 2015–2017 рр., для наочності побудовано гістограму. Аналіз гістограми показав, що облікова ставка НБУ часто змінюється і до того ж її зміна важко прогнозована – така ситуація обмежує використання методу середньозваженої вартості капіталу для розрахунку чистого дисконтованого прибутку при техніко-економічному обґрунтуванні видобутку підземних вод.

Ключові слова: видобуток підземних вод, техніко-економічні показники, ТЕО, ГЕО, облікова ставка НБУ, рентна плата, спецоводокористування, ставка дисконту.

Постановка проблеми у загальному вигляді. Обов'язковим пунктом геолого-економічної оцінки (надалі – ГЕО) запасів питних підземних вод є написання техніко-економічного обґрунтування доцільності промислової розробки родовищ (надалі – ТЕО). Згідно "Методичних вказівок щодо порядку ТЕО..." необхідно зробити обрахунок статичних та динамічних техніко-економічних показників. Сама по собі видобувна діяльність підземних вод є достатньо ризикованою, що пов'язано з мінливістю водоносного горизонту, його чутливістю до зовнішніх чинників та недоступністю наочної інформації для оцінки параметрів водоносного пласта. Крім цього, ряд економічних та політичних проблем, таких як: інфляція, зміна валютного курсу, летючі товарні ціни, політична та законодавча нестабільність – ускладнюють достовірність визначення динамічних показників при ТЕО питних підземних вод.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Проблеми техніко-економічного обґрунтування оцінки корисних копалин розглядають у своїх роботах А.Б. Шапран, О.Є. Кошляков, О. Ліхошерстов (*Шапран та ін., 2017*), О.А. Лисенко, О.І. Качалова, М.М. Курило, В.А. Михайлов, Г.І. Рудько, О.О. Андреева, В.В. Бала та інші. В одному з останніх досліджень – О.А. Лисенко "Геолого-економічна оцінка корисних копалин (актуальні питання й методичні аспекти)" – узагальнено проблеми нормативно-правового забезпечення та методичні аспекти ГЕО корисних копалин і безпосередньо ТЕО, як невід'ємної складової. Останнім часом питання ТЕО видобутку підземних вод набирає популярності на кафедрі гідрогеології та інженерної геології ННІ "Інститут геології" Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Провідними науковцями у цьому напрямку є д-р геол. наук О.Є. Кошляков та д-р геол. наук О.Л. Шевченко. Одна з останніх робіт – доповідь О.Л. Шевченко на конференції "Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування" у листопаді 2017 р. (*Шевченко, 2017*). Серед зарубіжних та вітчизняних вчених, що займалися проблемами визначення динамічних показників при ТЕО проекту, варто виокремити: І. Фішера, Дж.М. Кейнса, Е. Нікбахта та А. Гропеллі, О. Агеєва, О.С. Ралко (*Ралко, 2015*) та ін.

Виділення не вирішених раніше частин загальної проблеми. Нестабільна політична та економічна ситуації в Україні негативно впливають на розвиток геологічної галузі. Не секрет, що нові родовища, зокрема підземних вод, фактично не відкриваються. При складанні звіту ТЕО видобутку підземних вод важливо з максимальною точністю зробити розрахунки техніко-економічних показників та дати прогноз на життєздатність проекту. Автор статті пропонує своє бачення вирішення таких проблем.

Формулювання цілей статті. Зробити аналіз змін до Податкового кодексу за 2015–2017 рр. у напрямі здійснення господарської діяльності з видобутку підземних вод. Дослідити практичні підходи визначення динамічних показників ТЕО промислової розробки питних підземних вод, проаналізувати вплив облікової ставки НБУ на обрахунок чистого дисконтованого прибутку (надалі – ЧДП або NPV).

Виклад основного матеріалу дослідження. Техніко-економічне обґрунтування доцільності промислової розробки підземних вод (надалі – ТЕО) виконується відповідно до існуючих методичних і нормативних документів та законів України, зокрема, Податкового кодексу України (надалі – ПКУ) (*Податковий кодекс України, 2010*), "Класифікації запасів і ресурсів корисних копалин державного фонду надр", "Інструкції про зміст, оформлення та порядок подання до ДКЗ України матеріалів геолого-економічної оцінки родовищ питних і технічних підземних вод" та "Методичних вказівок щодо порядку ТЕО балансової належності експлуатаційних запасів родовищ питних і технічних підземних вод" (*Державна комісія України..., 2010*).

Якщо розглянути динаміку видобутку, прибутковості та рентабельності підприємств з використання підземних вод за останні 10–15 років, то можна пересвідчитися, що головними їх регуляторами є зовнішні чинники, на першому місці яких – курс облікової ставки Національного банку та Податковий кодекс (*Шевченко, 2017*).

За останні 4 роки економічна ситуація в Україні є досить нестабільною, але ще більшою проблемою є неточності у формулюваннях статей вітчизняного законодавства. Зокрема, досить спірним є питання щодо платників рентної плати за користування надрами за видобуток підземних вод. Відповідно до пп. 252.1.4 платниками рентної плати за користування надрами для видобування корисних копалин є землевласники та землекористувачі, що провадять господарську діяльність з видобування підземних вод на підставі дозволів на спеціальне водокористування. Підпунктом 252.20 ст. 252 Податкового кодексу затверджено, зокрема, ставку рентної плати за користування надрами для видобування корисних копалин для підземних вод у відсотках від вартості товарної продукції гірничого підприємства – видобутої корисної копалини (мінеральної сировини) (*Податковий кодекс України, 2010*) (табл. 1).

Відповідно до пп. 252.18 ПКУ податкові зобов'язання з рентної плати за користування надрами для господарської діяльності з видобутку підземних вод обчислюють за формулою (*Податковий кодекс України, 2010*):

$$Пзн = Vф \times Vкк \times Свнз \quad (1)$$

де V_f – обсяг видобутої води у податковому (звітному) періоді (в одиницях об'єму); $V_{кк}$ – вартість одиниці готової продукції, обчислена згідно з пунктами 252.7–252.17 ПКУ

(Податковий кодекс України, 2010); $S_{внз}$ – величина ставки рентної плати за користування надрами (5%).

Таблиця 1

Ставки рентної плати за користування надрами для видобування корисних копалин
(Податковий кодекс України, 2010)

Назва груп корисних копалин, що надана в користування надрами гірничому підприємству	Ставка, відсоток від вартості товарної продукції гірничого підприємства
неенергетичні, нерудні (неметаловмісні (неметалічні) корисні копалини, води підземні ²), води поверхневі, гряди лікувальні (пелоїди)	5,00

Неоднозначність у законі зумовлює примітка "2" (табл. 1), у якій зазначено що: "Рентна плата за користування надрами для видобування прісних підземних вод застосовується за ставками, визначеними у підпункті 255.5.2 ПКУ" (Податковий кодекс України, 2010), – таке формулювання, на думку автора, означає взаємовиключність рентної плати за користування надр на користь плати за спецводокористування. Адже стаття 255 визначає порядок сплати рентної плати за спеціальне використання вод. На практиці суб'єкти господарювання з видобутку підземних вод обкладаються подвійним податком – за користування надрами та за спеціальне використання води. До того ж є незрозумілим, чому податок, розрахований за вартістю готової продукції, має назву

податку за користування надрами? Беручи за приклад європейський досвід, згідно з польським законодавством підземні води (крім лікувальних, розсолів та термальних) не відносяться до корисних копалин, а тому не регулюються Геологічним та гірським правом (Prawo geologiczne i górnicze). Таким чином, рентна плата за користування надрами від господарської діяльності видобутку підземних вод в Польщі відсутня (Любчик, 2017).

У зв'язку зі зміною індексів споживчих цін, індексів цін виробників промислової продукції – ставки податку за спеціальне використання підземних вод збільшуються (Taxlink, 2016) з кожним роком. Ця думка підтверджується аналізом змін ставок за спецводокористування за останні 3 роки (табл. 2).

Таблиця 2

Ставки рентної плати за спеціальне використання підземних вод за 2015–2017 роки (обрані регіони)

Найменування регіону/послуги	2015 р. грн/100м ³	2016 р. грн/100м ³	Коеф. зміни ставки 2016/2015 рр.	2017 р. грн/100м ³	Коеф. зміни ставки 2017/2016 рр.	Коеф. зміни ставки 2017/2015 рр.
Київ	53,27	67,39	1,3	74,4	1,1	1,4
Вінниця	57	72,11	1,3	79,61	1,1	1,4
Дніпро	49,95	63,19	1,3	69,76	1,1	1,4
Донецьк	67,78	85,74	1,3	94,66	1,1	1,4
Львів	51,73	65,44	1,3	72,25	1,1	1,4
Миколаїв	74,87	94,71	1,3	104,56	1,1	1,4
Севастополь	65,95	83,43	1,3	92,11	1,1	1,4
Харків	53,47	67,64	1,3	74,67	1,1	1,4
Чернівці	62,41	78,85	1,3	87,16	1,1	1,4
За воду, що входить виключно до складу напоїв	3948,0	4994,0	1,3	5513,0	1,1	1,4

Із табл. 2 видно, що ставка рентної плати за спеціальне використання підземних вод у 2016 р. і порівняно з 2015 р. збільшилась у 1,3 раза, а у 2017 р. в 1,1 раза. До того ж на Офіційному порталі Державної фіскальної служби зазначено, що з 01.01.2018 р. очікуються більш суттєві зміни в справлянні рентної плати за спеціальне використання води (Офіційний портал державної фіскальної служби, 2017). При здійсненні ТЕО, ставки рентних платежів використовуються при обрахунках доходу власника надр (держави). Такий показник вважається статичним, тому базується на ставках станом на момент виконання ТЕО. Але, як бачимо з табл. 2, буквально за 3 роки ставка збільшилась у 1,4 рази. Зважаючи на те, що

розрахунок показників ТЕО робиться на 25 років, на основі даних за 2015–2017 рр. (по м. Києву) побудуємо лінію тренду зміни ставки рентної плати за спеціальне використання підземних вод на 25 років (рис. 1).

За допомогою рівняння лінії тренду (рис. 1) можна передбачити ставку плати за спецводокористування на будь-який період. Наприклад у 2025 прогнозована ставка дорівнює:

$$y = 10,565 \times 11 + 43,89 = 160,105 \text{ грн/100м}^3. \quad (2)$$

А у 2039 р.:

$$y = 10,565 \times 25 + 43,89 = 308,015 \text{ грн/100м}^3. \quad (3)$$

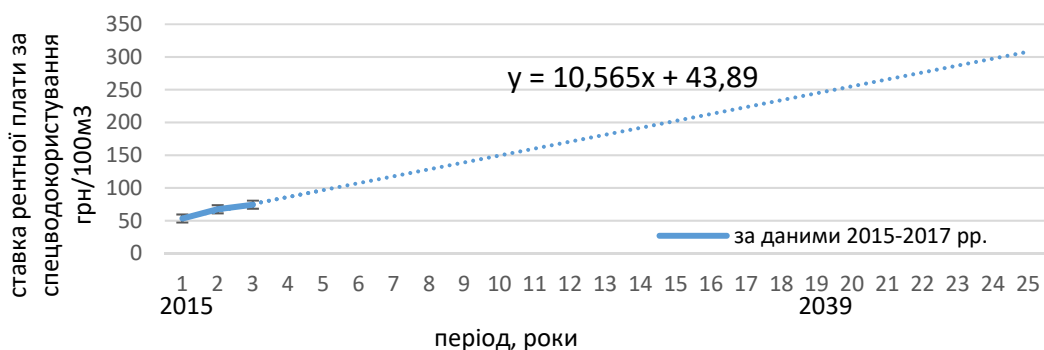


Рис. 1. Лінія тренду зміни ставки рентної плати за спеціальне використання підземних вод на 25 років (виконано в програмі Excel)

Коефіцієнт зміни ставки за 2039/2015 рр. дорівнюватиме:

$$K_{2039/2015} = 308,15 \div 53,27 = 5,8 \quad (4)$$

Прогнозовано за 25 років ставка рентної плати за спецводокористування зросте у 5,8 разів, що суттєво вплине на результати техніко-економічних показників, до того ж, в умовах нестабільної політичної ситуації в Україні, такі розрахунки, на думку автора, дозволять краще передбачити можливі ризики проекту.

Іншим важливим зовнішнім чинником, що впливає на прибутковість та рентабельність підприємств з використання підземних вод, є облікова ставка Національного банку України (надалі – НБУ). Від ставки НБУ залежить розрахунок динамічних показників (чистий дисконтований грошовий потік (ЧДГП) або чиста дисконтована вартість (ЧДВ) родовища, внутрішня норма прибутковості (ВНП), індекс прибутковості, дисконтований строк окупності). Так як вихідні техніко-економічні параметри із часом змінюються, необхідно привести грошовий потік, в тому числі показники прибутковості до дисконтованого вигляду, що передбачає врахування закладеного у коефіцієнт дисконтування інфляційного знецінення коштів по відношенню до їх сучасної купівельної спроможності та втрату ймовірного прибутку, який можна було б отримати у разі альтернативного застосування грошових коштів, наприклад, у вигляді депозитного вкладу (*Офіційний сайт Національного банку України, 2017*).

Чистий дисконтований прибуток (ЧДП або NPV) підприємства за певний рік є результатом множення чистого

прибутку на відповідний коефіцієнт дисконтування. NPV – є результатом складання прибутків, визначених з урахуванням чинника часу та з урахуванням разових та поточних капіталовкладень, та чистий дисконтований грошовий потік (ЧДГП), у формуванні якого приймають також участь суми амортизаційних відрахувань.

У вітчизняній практиці ТЕО розрахунок чистого дисконтованого прибутку (NPV) проводиться на основі методу середньозваженої вартості капіталу підприємства і розраховується за формулою (*Ольшанська, 2016*):

$$NPV = \sum_{t=0}^{t=25} \left[\frac{(ПЧ+A)}{(1+E)^t} \right] - \sum_{t=0}^{t=25} \left[\frac{I}{(1+E)^t} \right] \quad (5)$$

де ПЧ – чистий прибуток; I – інвестиції, або залишкова вартість капіталовкладень на початок прогнозу; A – амортизація капіталовкладень; E – ставка дисконтування, яка визначає коефіцієнт дисконтування на конкретний період часу $(1/(1+E)^t)$.

На практиці ставка дисконтування (E) приймається відповідно до облікової ставки НБУ. Облікова ставка НБУ (ставка рефінансування) – розмір відсотків в річному численні, що підлягає сплаті центральному банку України за кредити (рефінансування тимчасової нестачі фінансових ресурсів) надані кредитним організаціям для регулювання ліквідності їх банківської системи. Таким чином, облікова ставка є орієнтиром вартості позичкових коштів. Прослідкуємо зміну рівня облікової ставки протягом останніх трьох років (табл. 3). Для наочності побудуємо гістограму змін облікової ставки НБУ (рис. 2).

Таблиця 3

Облікова ставка Національного банку України на період 2015–2017 рр.
(*Офіційний сайт Національного банку України, 2017*)

Дата	2015				2016				2017		
	06.02	04.03	28.08	25.09	29.01	22.04	24.06	16.09	27.01	26.05	27.10
Облікова ставка НБУ	19.5%	30%	27%	22%	22%	19%	16.5%	15%	14%	12.5%	13.5%

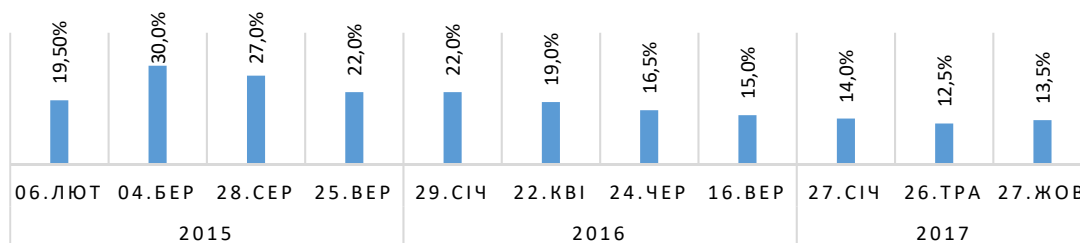


Рис. 2. Гістограма облікової ставки НБУ протягом 2015–2017 рр. (виконано в програмі Excel)

Як ми бачимо з гістограми, облікова ставка НБУ часто змінюється. Відповідно, для адекватності розрахунку необхідним є постійний перерахунок ставки дисконтування, що ускладнює прийняття рішення про вкладення коштів у конкретний момент часу, оскільки, крім значних змін вартості облікових коштів, її зміна є важко прогнозованою. Таким чином, незважаючи на простоту та відкритість даних при застосуванні методу середньозваженої вартості капіталу для визначення ставки дисконтування його застосування є обмеженим для країн, макроекономічне становище яких є нестабільним. Тому даний метод не завжди дасть адекватне визначення ставки дисконтування для прийняття рішення щодо вкладення коштів у сучасних умовах України.

Висновки. На фоні економічної нестабільності, ще більшою проблемою в Україні є неточності у формулюваннях статей вітчизняного законодавства. До того ж, якщо розглянути динаміку видобутку, прибутковості та рентабельності підприємств з використання підземних вод за останні 10–15 років, то можна пересвідчитися, що головними їх регуляторами є такі зовнішні чинники, такі як Податковий кодекс та курс облікової ставки НБУ.

У Податковому кодексі України встановлюються ставки рентної плати за користування надрами, плати спеціальне використання води та податок на дохід. Перечисленні податки використовують для визначення доходу власника надр (держави). На практиці показник доходу власника надр є статичним і розраховується за ставкою на момент проведення розрахунків. Але, зважаючи на те, що ТЕО видобутку підземних вод розраховується на період 25 років автором було здійснено дослідження зміни ставки за спецводокористування на 25 років. Виявлено, що прогнозована ставка зростає у 5,8 разів, тому доцільно було б включити дані обрахунки в методику ТЕО, що дозволить краще передбачити ризики проекту.

Іншим важливим зовнішнім чинником є облікова ставка Національного банку України. У вітчизняній практиці ТЕО розрахунок чистого дисконтованого прибутку (NPV) проводиться на основі методу середньозваженої вартості капіталу підприємства. Дослідження показали, що облікова ставка НБУ часто змінюється і до того ж її зміна є важко прогнозованою. Таким чином, незважаючи на простоту та відкритість даних при застосуванні методу середньозваженої вартості капіталу для визначення

ставки дисконтування, його застосування є обмеженим для країн, макроекономічне становище яких є нестабільним. У майбутньому планується провести дослідження щодо доцільності визначення ставки дисконтування при розрахунках ТЕО іншими методами, наприклад кумулятивним та на основі моделі оцінки капітальних активів.

Список використаних джерел

1. Державна комісія України по запасах корисних копалин при Міністерстві охорони навколишнього середовища України. (2010). Методичні вказівки щодо порядку техніко-економічного обґрунтування балансової належності експлуатаційних запасів родовищ питних і технічних підземних вод. Київ, 1-20.
2. Лисенко, О.А. (2017). Геолого-економічна оцінка корисних копалин (актуальні питання й методичні аспекти). Мінеральні ресурси України. ISSN 1682-721X, 22-26.
3. Любчик, О.С. (2017). Розрахунок доходу власника надр (держави) від господарської діяльності з видобутку підземних вод згідно законодавства України та Польщі. Матеріали конференції "Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування", 297-302.
4. Офіційний портал Державної фіскальної служби. (2017). Про особливості справляння у 2017 році рентної плати. <http://ch.sfs.gov.ua/media-ark/news-ark/print-284376.html>.
5. Офіційний сайт Національного банку України. (2017). Облікова ставка Національного банку України. https://bank.gov.ua/control/uk/publish/article?art_id=53647.
6. Ольшанська, І.М., Гендріховський, С., Панікарська, І. (2016). Геолого-економічна оцінка експлуатаційних запасів питних підземних вод в межах ділянки водозабору КП ПОР "Полтававодоканал", с. Стасі Диканського району Полтавської області (свердловини №№ 1, 2, 3). Звіт про гідрогеологічні дослідження. Дніпропетровськ: Казенне підприємство "Південукргеологія".
7. Податковий кодекс України. (2010). Офіційний сайт Верховної Ради України. <http://zakon2.rada.gov.ua/laws/show/2755-17>.
8. Ралко, О.С. (2015). Методи визначення ставки дисконтування. Науковий вісник Міжнародного гуманітарного університету, 11, 150-153.
9. Шапран, А.Б., Кошляков, О.С., Ліхощерстов, О.О. (2017). Деякі особливості складання техніко-економічного обґрунтування при повторній оцінці родовищ корисних копалин. Сборник научных трудов УкрГГРИ, 196-208.
10. Шевченко, О. Л. (2017). Чинники формування та алгоритм розрахунку техніко-економічних показників експлуатації родовищ підземних вод. Мінеральні ресурси України, 2, 37-42.
11. Шевченко, О. Л. (2017). Щодо доцільності диференціації методичних підходів при складанні ТЕО в галузі видобування підземних вод. Матеріали конференції "Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування", 235-242.

O. Luibchik, PhD student, E-mail: ksuha777ha777@gmail.com
Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology
90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine

THE PROBLEM OF DETERMINATION OF TECHNICAL AND ECONOMIC INDICATORS OF INDUSTRIAL DEVELOPMENT OF DRINKING SUBSURFACE WATER

The article analyzes the impact of changes to the Tax Code of Ukraine and the NBU discount rate on extraction, and profitability of enterprises for the use of groundwater for the period 2015-2017. Examples of inaccuracies in the formulation of domestic legislation on rent for the use of groundwater are given. The European experience of similar legislative norms is presented. The author summarized the table of changes in the rate for special use during 2015-2017, a trend was observed on the basis of which a trend line was constructed with the forecast of this rate for 25 years. The trend line equation will help calculate the rate for any period that will better predict the risks of the project when calculating the feasibility study for groundwater extraction.

It is revealed that in the national practice of the feasibility study for underground mining, the calculation of net discounted profit (NPV) is based on the method of the weighted average cost of capital of the enterprise. The discount rate (E) is taken in accordance with the discount rate of the NBU. An analysis of changes in the discount rate for the period 2015-2017 was conducted, histogram was constructed for clarity. The histogram analysis showed that the NBU discount rate often changes and, besides, its change is difficult to predict – this situation restricts the use of the method of weighted average cost of capital for the calculation of net discounted profit in the feasibility study of groundwater extraction.

Keywords: underground water extraction, technical and economic indicators, feasibility study, NBU discount rate, rental fee, discount rate.

O. Любчик, асп., E-mail: ksuha777ha777@gmail.com;
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

О ПРОБЛЕМАХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕХНИКО-ЭКОНОМИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПРОМЫШЛЕННОЙ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПИТЬЕВЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В статье проведен анализ влияния изменений к Налоговому кодексу Украины и курса учетной ставки НБУ на добычу, доходность и рентабельность предприятий по использованию подземных вод за период 2015–2017 гг. Приведены примеры неточностей в формулировке статей отечественного законодательства по рентной плате за использование подземных вод. Рассмотрен европейский опыт аналогичных законодательных норм. Автором сведена таблица изменений ставки за спецводопользование в течение 2015–2017 гг., была замечена тенденция, на основе которой, построена линия тренда с прогнозом данной ставки на 25 лет. Уравнение линии тренда поможет рассчитать ставку на любой период, что позволит лучше предсказать риски проекта при расчетах технико-экономического обоснования добычи подземных вод.

Выявлено, что в отечественной практике технико-экономического обоснования добычи подземных вод расчет чистого дисконтированного дохода (NPV) проводится на основе метода средневзвешенной стоимости капитала предприятия. Ставка дисконтирования (E) принимается в соответствии с учетной ставкой НБУ. Проведен анализ изменений учетной ставки на период 2015–2017 гг., для наглядности построена гистограмма. Анализ гистограммы показал, что учетная ставка НБУ часто меняется и к тому же ее изменение трудно прогнозируемо – такая ситуация ограничивает использование метода средневзвешенной стоимости капитала для расчета чистого дисконтированного дохода при технико-экономическом обосновании добычи подземных вод.

Ключевые слова: добыча подземных вод, технико-экономические показатели, ТЭО, ГЕО, учетная ставка НБУ, рентная плата, спецводопользование, ставка дисконта.

12. Taxlink. (2016). Як зміниться рентна плата у 2017-му році? Унікальна інтерактивна платформа податкових знань. <https://taxlink.ua/en/news/jak-zminitsja-rentna-plata-u-2017-roci.htm>.

References

1. Liubchik, O. S. (2017). Calculation of the income of the owner of the subsoil (state) from the economic activity for the extraction of groundwater in accordance with the legislation of Ukraine and Poland. Materials of the conference "Usage in Ukraine: Prospects for Investing", 297-302. [in Ukrainian]
2. Lysenko, O. A. (2017). Geological and economic evaluation of minerals (actual issues and methodological aspects). Mineral resources of Ukraine, 22-26. [in Ukrainian]
3. Official portal of the State fiscal service. (2017). About the features of leasing in 2017 rent. <http://ch.sfs.gov.ua/media-ark/news-ark/print-284376.html>. [in Ukrainian]
4. Official site of the National Bank of Ukraine. (2017). The discount rate of the National Bank of Ukraine. https://bank.gov.ua/control/uk/publish/article?art_id=53647. [in Ukrainian]
5. Olshanska, I. (2016). Geological and economic assessment of operational stocks of drinking groundwater within the water intake section. "PoltavaVodokanal", p. Stasi of Dikan district of the Poltava region (wells number 1, 2, 3). Report on hydrogeological research. State Enterprise "Pivdenukrheolohiia". [in Ukrainian]
6. Ralko, O.S. (2015). Methods of determining the rate of disco. Scientific Bulletin of the International Humanitarian University, 11, 150-153. [in Ukrainian]
7. Shapran, A.B., Koshliakov, O.Ie., Likhosherstov, O.O. (2017). Some peculiarities of the feasibility study for the re-evaluation of mineral deposits. Collection of scientific works of UkrGGRI, 196-208. [in Ukrainian]
8. Shevchenko, O.L. (2017) Formation factors and algorithm for calculation of technical and economic indicators of exploitation of underground water deposits. Mineral resources of Ukraine, 2, 37-42. [in Ukrainian]
9. Shevchenko, O.L. (2017). On the expediency of differentiation of methodical approaches when drawing up the feasibility study in the field of extraction of groundwater. Materials of the conference "Usage in Ukraine: Prospects for Investing", 235-242. [in Ukrainian]
10. State Commission of Ukraine for Mineral Resources at the Ministry of Environmental Protection of Ukraine. (2010). Methodical instructions on the procedure of the feasibility study of the balance sheet of operational stocks of drinking and technical underground water deposits. Kyiv, 1-20. [in Ukrainian]
11. Tax Code of Ukraine. (2010). Legislation of Ukraine. The official website of the Verkhovna Rada of Ukraine. <http://zakon2.rada.gov.ua/laws/show/2755-17>. [in Ukrainian]
12. Taxlink. (2016). How will the rent in 2017 change? Unique online tax knowledge platform. <https://taxlink.ua/en/news/jak-zminitsja-rentna-plata-u-2017-roci.htm>. [in Ukrainian]

Надійшла до редколегії 11.01.18

УДК 556.314: (528.88+528.92):004.93

О. Шевченко, д-р геол. наук, ст. наук. співроб., проф.,
E-mail: shevch62@gmail.com
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, Київ, 03022, Україна
В. Долін, д-р геол. наук, проф., гол. наук. співроб.,
E-mail: vdolin@ukr.net
ДУ "Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України"
пр. Акад. Палладіна, 34-а, Київ, 03680, Україна

САМООЧИЩЕННЯ ПІДЗЕМНИХ ВОД ВІД ^{90}Sr НА ФОНОВИХ ДІЛЯНКАХ ТА ПРИ ШТУЧНОМУ ЗАБРУДНЕННІ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. О.Є. Кошляковим)

Головним завданням даної статті було довести значимість процесів самоочищення підземних вод за рахунок водообміну та сорбції, визначити показники самоочищення ґрунтових вод від ^{90}Sr в умовах лише поверхневого забруднення (фонові ділянки) та при безпосередньому штучному забрудненні водоносного горизонту через свердловину. Для аналізу даних моніторингових спостережень обґрунтовано коректність застосування кінетичних залежностей I порядку (для незворотного процесу). Розглянуто процеси самоочищення підземних вод від радіоактивного забруднення: сорбцію, як функцію дисперсності водомісткого середовища, розсіювання внаслідок водообміну, розбавлення концентрації (розчинення) радіонуклідів у виділеному об'ємі, фізичний розпад. Доведено доцільність представлення самоочищення як складової захищеності або вразливості підземних вод. Проаналізовано дані щодо вмісту ^{90}Sr у підземних водах фонових ділянок, зон впливу поховань радіоактивних відходів, області живлення від стаєу-охолоджувача ЧАЕС, плям первинного радіоактивного забруднення, ореолів вторинного забруднення внаслідок буріння свердловин. Визначено константи швидкості самоочищення підземних вод від ^{90}Sr для неусталеного (швидкого) та усталеного (повільного) процесу. Встановлено, що період напівочищення не перевищує 0,5 року, константа швидкості неусталеного процесу на два порядки, а усталеного – на порядок, перевищує величину константи розпаду. Визначено показники самоочищення підземних вод від ^{90}Sr внаслідок водообміну та геохімічних процесів іммобілізації. Рівновага процесів сорбції-десорбції у водонасиченій зоні цілком залежить від швидкості водообміну та концентрації радіонуклідів у воді вище за потоком, тобто від градієнтів концентрації.

Ключові слова: підземні води, радіоактивне забруднення, самоочищення, константа швидкості, період напівочищення.

Вступ (постановка проблеми та теоретичні положення). У сучасній практиці водокористування та гідрогеоекологічних досліджень почастишали випадки техногенного забруднення захищених експлуатаційних водоносних горизонтів. Очевидно, геологічна захищеність не завжди забезпечує збереження якісного складу підземних вод, у зв'язку із чим більш надійним показником перспективного використання водоносного горизонту може виявитись здатність вод до самоочищення.

Під самоочищенням підземних вод від техногенних радіонуклідів будемо розуміти відновлення притаманного водоносному горизонту гідрохімічного режиму, в тому числі, регіонального фоновому вмісту радіонуклідів на доаварійному рівні, без застосування спеціальних заходів дезактивації, а виключно за рахунок природного розпаду та процесів масообміну в геологічному середовищі. Зауважимо, що самоочищення не є повністю тотальним поняттям автореабілітації (Іванов та ін., 2001), яке здебільшого застосовується до ландшафтів або систем із взаємозалежними компонентами. Автореабілітація підземних вод, як складової ландшафту, включає також відновлення рівневого режиму водоносного горизонту, що, для території Полісся з близько розташованими до поверхні ґрунтовими водами, може позначатись на ґрунтоутворчих та ландшафтовідновних процесах.

Самоочищення підземних вод від радіонуклідів переважно визначається трьома процесами: 1) сорбцією, величину якої можна визначити за ізотермами сорбції (у т. ч. через коефіцієнт розподілу) або як функцію дисперсності водомісткого середовища (породи), вмісту в ньому органічної речовини, колоїдних та глинистих частинок тощо; 2) розсіюванням завдяки водообміну (живленню) з "чистими" водами, що описується моделями заміщення чи розбавлення концентрації радіонуклідів у виділеному об'ємі; 3) природним фізичним розпадом радіонуклідів. Останній є єдиним процесом, що веде до вилучення радіоактивного ізотопу з навколишнього середовища. У залежності від гідрогеологічних умов та складу водомісткого середовища буде домінувати один з перших двох процесів.

Літологічний склад, фізико-хімічні та водно-фізичні властивості водомістких порід, впливають як на самоочищення, так і на вразливість підземних вод (Vrba and Zaporozec, 1994) до забруднення. І хоча остаточний результат самоочищення однозначний – зменшення концентрації забруднювача, виділяється два види цього процесу за характером протікання та поточним впливом на середовище: 1) самоочищення, як складової захищеності – відбувається у водомістких породах, що мають високу сорбційну ємність по відношенню до мігранта; 2) самоочищення як складової вразливості (відбувається переважно за рахунок конвективного перенесення, дисперсії та дифузії), – сприяє швидкому поширенню забруднювача у водоносному горизонті, хоча при цьому в точці початкового разового забруднення концентрація потенціанта зменшується.

Під захищеністю підземних вод від радіоактивного забруднення звичайно розуміють сукупність низки чинників, які запобігають або істотно обмежують надходження радіонуклідів у підземні води, не допускаючи перевищення фонових концентрацій радіонуклідів в природних умовах (Зекцер, 2007). У разі, коли за усіма природними ознаками (Гольдберг, 1984) добре геологічно та гідродинамічно захищений водонасний горизонт був забруднений штучно, – під час буріння або внесення забруднення через уже облаштовану свердловину, швидкість самоочищення виступає єдиним показником "внутрішньої" захищеності. Звідси випливає, що самоочищення підземних вод відбувається лише тоді, коли швидкість вилучення радіонуклідів із певного одиничного об'єму рідкої фази водомісткого середовища перевищує швидкість їхнього надходження у цей об'єм. Останнє може відбуватись як унаслідок притоку забрудненого розчину від джерела забруднення, так і шляхом десорбції із твердої фази в межах даного об'єму.

Як мірило або критерій самоочищення підземних вод для обох випадків доцільно використовувати проміжок часу, протягом якого в даній точці спостережень відбувалося стійке зменшення концентрації забруднювача

до фонових величин. Тут, за аналогією з періодом напіврозпаду, доцільно використовувати *період напівоочищення*, тобто двократного зменшення питомої концентрації радіонукліда у воді підземного горизонту. І лише для першої складової (захищеності) витримується умова, що при цьому не відбулось помітного збільшення концентрації на деякій відстані від точки спостережень (за потоком підземних вод). В окремих випадках, – при домінуванні сорбційних процесів за незначного живлення більш чистими водами, у якості одиниці вимірювання доцільно використати *відстань (дистанцію)*, яку пройшов фільтраційний потік від точки забруднення до точки спостережень, де зафіксовано фонову концентрацію забруднюючої речовини. Таким чином самоочищення, як гідрогеохімічний процес, може бути кількісно оцінене навіть без точних відомостей про сорбційні здатності водомістких порід та/або наявність геохімічних бар'єрів. У випадку, коли самоочищення підземних вод не відбувається, слід казати про *низькі захисні властивості водомісткого геологічного середовища* або про *високу його вразливість*. У першому наближенні їх можна оцінити за *швидкістю* поширення фронту забруднення за потоком ґрунтових (або міжпластових) вод. Якщо фільтрація відбувається через промиті крупнозернисті піски, то фактор затримки (Пашковський, 2002; Рогачевская, 2002) буде незначним і швидкість переміщення радіонукліду (наприклад ^{90}Sr) наблизитиметься до дійсної швидкості потоку ґрунтових вод. Враховуючи низькі значення факторів затримки розчинних форм ^{90}Sr на надзлапавних терасах та піщаних плато в Чорнобильській зоні відчуження, можна передбачити низькі темпи самоочищення та високу ступінь вразливості першого від поверхні водоносного горизонту. Проте, відповідно до наших розрахунків для двох спостережних свердловин на правобережній заплаві р. Прип'ять, швидкість лінійного перенесення ^{90}Sr не перевищує 3,7 м/рік, за швидкості латерального потоку 20 м/рік і градієнті 0,002. Це відповідає фактору затримки 5,4. За іншими даними (Купний, 1999), швидкість перенесення ^{90}Sr потоком ґрунтових вод у подібних умовах у 10 разів менша за швидкість фільтрації (відповідно 3–5 і 30–50 м/рік). Швидкість міграції ^{137}Cs із ґрунтовим потоком істотно нижча.

Процеси сорбції визначаються внутрішніми властивостями системи, передусім, гранулометричним та мінералогічним складом водомістких порід. *Водообмін* істотною мірою залежить від зовнішніх та граничних умов. Прогнозування заміщення забруднених вод (з концентрацією C_{max}) чистими ($C_{t,\omega}$) можна виконати за спрощеною схемою *поршньового витіснення* (1), або за *дифузійною* (для зон дуже уповільненого водообміну) чи за *одномірною конвективно-дифузійною* моделлю (2), що вирішується за скінченно-різницевою схемою (Мироненко, 1988).

$$C_{t,\omega} = C_{\text{max}} e^{-\frac{\omega \cdot t}{m \cdot n}} \quad (1)$$

де ω – інтенсивність надходження чистих вод, м/добу; t – час руху фронту поршньового витіснення до розрахункової точки, діб; m , – потужність (м); n – пористість водоносного пласта;
або:

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v \frac{\partial C}{\partial x} = n_e \frac{\partial C}{\partial t} \quad (2)$$

де D – ефективний коефіцієнт дифузії або гідродисперсії, м²/добу; C – концентрація радіонукліда (кБк/м³), яка

за тривалого часу розсіювання (t) включає складову фізичного розпаду; v – швидкість конвективного перенесення, м/добу; n_e – ефективна пористість.

Самоочищення в результаті *змішування* забруднених вод із чистими також можна описати простим рівнянням балансу маси:

$$C_{\text{зм}} = \frac{C_{\omega} \cdot \Omega + C_z \cdot Q}{\Omega + Q} \quad (3)$$

де $C_{\text{зм}}$ – концентрація радіонукліду після змішування об'єму чистої води Ω та забрудненої Q (м³), з відповідними концентраціями радіонукліда C_{ω} і C_z (кБк/м³).

Більшість параметрів у наведених моделях точно визначити або підібрати доволі складно, тому, на нашу думку, більш точного описання процесу самоочищення можна досягти *використовуючи дані радіоекологічного моніторингу*. Отримана *емпірична модель* буде більш коректною так само, як, наприклад, фільтраційні параметри, отримані шляхом проведення дослідно-фільтраційних робіт у порівнянні із параметрами підібраними для аналітичної моделі за аналогією. Для виділення впливу водообміну на самоочищення можна скористатись даними спостережень у середовищі нейтральному до політанта. Наприклад, для ^{90}Sr таким середовищем можна приймати середньо- та крупнозернисті кварцові піски. Оскільки швидкість фізичного розпаду є сталою в часі, константу розпаду можна використати у якості критерію для оцінки та порівняння швидкості самоочищення за рахунок інших процесів за різних умов. За умов відсутності або послаблення постійно діючого джерела забруднення, інтенсивність самоочищення підземних вод унаслідок сорбції та водообміну завжди буде більшою за швидкість фізичного розпаду радіонукліду.

У межах найменш забруднених і порушених техногенном територій Чорнобильської зони відчуження (ЧЗВ) об'ємні активності ^{90}Sr в ґрунтових водах до 2011–2013 рр. стабілізувались на рівнях 0,03–0,1 Бк/дм³ (хоча на початку спостережень (1991–1997 рр.) становили 0,6–4,4 Бк/дм³). Середній фоновий вміст ^{90}Sr ближче до проммайданчика ЧАЕС – 0,4–1,1 Бк/дм³ (табл. 1). Більш забруднені ґрунтові води з вмістом ^{90}Sr до 50 Бк/дм³ та більше, у різний час були приурочені до: а) зон впливу пунктів поховання радіоактивних відходів (ПТЛРВ та ППРВ); б) областей живлення ґрунтових вод від ставу-охолоджувача ЧАЕС (після спуску ставу їхня площа суттєво скоротилась); в) плям значного первинного радіоактивного забруднення, де існує підпір ґрунтових вод від техногенних споруд або природно високий рівень ґрунтових вод (у т.ч. окремі западинні форми рельєфу); г) ореолів забруднення підземних вод, які виникли у результаті буріння свердловин після 1986 р. (Bublias' et al., 1999, Шевченко і др., 2005). Очевидно, що найкращі умови для оцінки темпів самоочищення наявні в останньому випадку – при разовому забрудненні ізолюваного водоносного горизонту та на фонових ділянках, за наявності даних про початкове забруднення.

Максимальний вміст радіонуклідів у ґрунтових водах залишається на сьогодні в районах старої Будбази, Янівського затону, Семиходського затону (ПТЛРВ "Піщане плато") та оз. Азбучин, де об'ємна активність ^{90}Sr в 2011 р. досягала відповідно 200; 33; 87 та 65 кБк/м³, вміст ^{137}Cs – 1,1; 0,22; 0,04 та 0,4 кБк/м³. Максимальний вміст ^{90}Sr зафіксовано у воді свердловини № 2А дослідного куща (район оз. Азбучин) – 65 кБк/м³ та свердловини К-7 (р-н Янівського затону) – 87 кБк/м³.

Таблиця 1

Об'ємна активність радіонуклідів у пробах підземних вод регіональної мережі контролюю-спостережних свердловин (КСС) за межами ПТЛРВ у 2011–2015 рр., Бк/дм³

№ КСС	Радіонукліди					
	¹³⁷ Cs			⁹⁰ Sr		
	мінімум	середнє	максимальне	мінімум	середнє	максимальне
Район с. Чистоголівка						
175/2	0,0051	0,109	0,5	0,13	0,78	5,2
175A/2	0,0023	0,032	0,14	0,044	0,604	2,5
Регімна мережа Прип'ятського водозабору						
156/Q ₁	0,0026	0,021	0,099	0,094	0,682	1,8
185/Q ₁	0,0062	0,031	0,14	0,075	0,491	3,9
506	0,0021	0,008	0,027	0,034	0,51	4,3
508	0,016	0,042	0,12	0,11	1,115	5,3
511	0,0023	0,079	0,36	0,048	0,778	4,5
Територія "нового" польдеру на Красненській заплаві (свердловини, для яких у цій роботі оцінено темпи самоочищення)						
201-1	0,01	0,03	0,05	0,11	0,39	1,1
201/1	0,01	0,03	0,09	0,14	0,28	0,53
203-1	0,02	0,05	0,08	0,06	0,43	1,1
206-1	0,01	0,01	0,02	0,17	0,35	0,59

Результати досліджень. Для кількісної оцінки процесів самоочищення ґрунтових вод на фонових ділянках було обрано моніторингові свердловини на надзаплавній терасі р. Прип'ять та на вододілі, для яких не спостерігаються ознаки значного первинного забруднення. Динаміка вмісту ⁹⁰Sr в ґрунтових водах (C_t) добре апроксимується (R^2 0,8–0,9) експоненційними залежностями виду (рис. 1):

$$C_t = ae^{-k_1 t} + be^{-k_2 t}, \quad (4)$$

де a і b – частки активності ⁹⁰Sr у підземних водах свердловин, самоочищення яких відбувається з константами швидкості k_1 та k_2 відповідно. Тут процеси самоочищення (сорбція, розбавлення (розчинення), радіоактивний розпад (див. вступ) розглядаються з позицій хімічної

кінетики для незворотного процесу. Відповідно до теорії сольватації Д.І. Менделєєва (1887 р.) розчинення є хімічним процесом взаємодії молекул речовини, яка розчиняється, з молекулами розчинника, що визначає правомірність такого підходу. Використовуючи як критерій швидкості самоочищення константу розпаду:

$$\lambda = \frac{\ln(2)}{T_{1/2}}, \quad (5)$$

$$\lambda_{90\text{Sr}} = 0.0241 \text{ рік}^{-1}$$

порівняємо параметри рівнянь, що описують динаміку вмісту ⁹⁰Sr у ґрунтових водах (табл. 2).

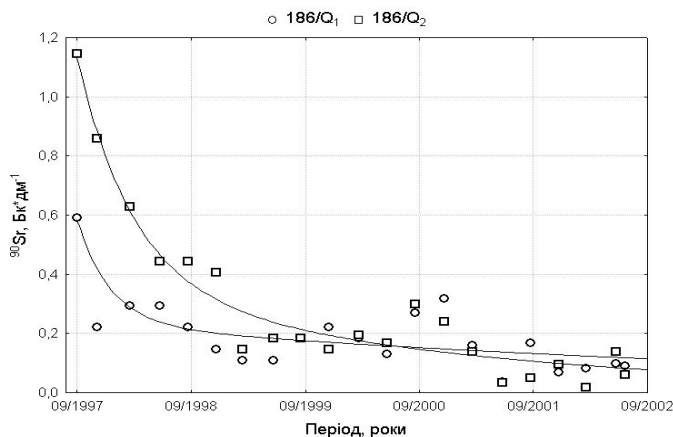


Рис. 1. Динаміка об'ємної активності ⁹⁰Sr у підземних водах на фонових ділянках: у свердловині 186/Q₁ (фільтр у діапазоні глибин 3,7-6,7 м); у свердловині 186/Q₂ (фільтр 17,7-19,1 м)

Таблиця 2

Параметри рівняння (4), що описує динаміку вмісту ⁹⁰Sr в ґрунтових водах фонових ділянок

Свердловина	Фільтр, h , м	a , %	b , %	k_1 , рік ⁻¹	k_2 , рік ⁻¹	$\frac{k_1}{\lambda}$	$\frac{k_2}{\lambda}$
186/Q ₁	3.7–6.7	60.2	38.8	3.452	0.141	143	5.86
186/Q ₂	17.7–19.1	67.2	32.8	2.066	0.372	85.8	15.5

Період напівочищення підземних вод від ⁹⁰Sr становить близько 0,5 року, що в 60 разів перевищує фізичний розпад радіонукліда. Причому понад 60% радіонукліда виводиться унаслідок "швидкого" процесу (неусталений режим) протягом близько 1 року, швидкість якого на два порядки (у 86–143) рази перевищує швидкість фізичного розпаду. Очищення підземних вод від решти (30–40%) радіонукліда відбувається істотно (на порядок) повільніше; константа швидкості цього процесу перевищує константу розпаду в 6–15 разів (табл. 2). Тобто темпи самоочищення

підземних вод на фоновій ділянці унаслідок усталеного процесу в 6–15 разів вищі за темпи зменшення активності лише за рахунок розпаду (Шевченко і др., 2006).

Експоненційні тренди за фактичними даними зміни активності описують інтенсивність сумарної дії процесів природного розпаду, розбавлення (розчинення) у результаті водообміну, дифузії (конвективної дифузії) і сорбції на водомістких породах. Тобто встановлення рівноважної концентрації C_t на час t у деякому об'ємі води навколо свердловини можна описати рівнянням:

$$C_t = (C_{\max} - \Delta C(x, y, z, t) - GC_p) \cdot e^{-\lambda t}, \quad (6)$$

де $G = K_{\text{сorb}} - K_{\text{дес}}$.

Тут $C_{\max}$ – максимальна об'ємна активність радіонукліда, зафіксована у водоносному горизонті на початку спостережень (можливо штучно внесена активність); $C_{\max}e^{-\lambda t}$ – складова балансу активності, яка описує її зменшення внаслідок природного розпаду радіонукліду; C_t – об'ємна активність у заданий час t ; $\Delta C(x, y, z, t)$ – концентрація утворена за рахунок розбавлення та просторової (у координатах x, y, z) гідродисперсії за час t ; C_p – частина початкової об'ємної радіоактивності ^{90}Sr у поровому розчині водомістких порід, яка перейшла у фіксований стан завдяки позитивному градієнту сорбції-десорбції G ; $K_{\text{сorb}}$ і $K_{\text{дес}}$ – безрозмірні коефіцієнти сорбції і десорбції (Ситников, 2003).

Тривалий період відносно повного розпаду ^{137}Cs і ^{90}Sr (більше 300 років) визначає порівняно невеликий його внесок у процес самоочищення забруднених територій. Ураховуючи те, що процеси сорбції та десорбції в зоні повного насичення рівноважні (Ситников, 2001), можна припустити, що самоочищення вод у цих свердловинах відбувається переважно в результаті водообміну

й дифузії. У верхніх шарах геологічного середовища внесок дифузії в перерозподіл радіонуклідів значно поступається гідралічному або конвективному перенесенню.

Причиною масообміну, яка призводить до самоочищення вод може бути не обов'язково водообмін, пов'язаний із механічною формою руху розчиненої речовини. Теплова, молекулярна, атомна та інші форми руху також обумовлюють зміну концентрацій радіонуклідів (Ситников, 2003).

Дія процесів поглинання і затримки радіонуклідів твердою фазою (сукупність процесів колюматації, адсорбції і абсорбції) у зонах непостійного насичення проявляється на прикладі захисних піщаних дамб. Самі по собі намівні піски мають слабкі бар'єрні здатності по відношенню до ^{90}Sr , але при латеральній фільтрації забруднених поверхневих вод з високим вмістом завислих частинок ($1\text{--}2 \text{ г/дм}^3$) створюються умови типового повільного піщаного фільтра (Кузнецов і др., 1974). Мулистий прошарок або активний мул, що утворився на глибині $8\text{--}16 \text{ см}$, утримує до 90% загальної активності, розподіленої в породі дамби. Вода, що пройшла через такі фільтри, втрачає від 65 до 99% об'ємної активності ^{90}Sr . Дане явище характерне для намітої у 1992 р. дамби на лівому березі р. Прип'ять (рис. 2).

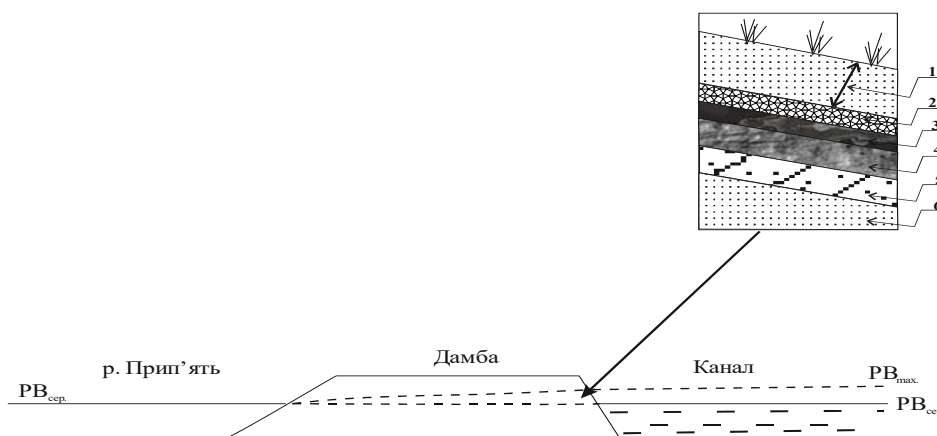


Рис. 2. Вертикальний ґрунтовий розріз у зоні коливання рівня на внутрішньому (зі сторони польдера) у косі нової лівобережної дамби в зоні відчуження:

- 1 – пісок крупно- та середньозернистий промитий з корінням трави ($0\text{--}6 \text{ см}$); 2 – перехідний слабогумусований шар середньозернистого піску ($6\text{--}8 \text{ см}$); 3 – гумусований, замулений прошарок ($8\text{--}10 \text{ см}$); 4 – гумусований, слабозамулений шар ($10\text{--}13 \text{ см}$); 5 – слабогумусований середньозернистий пісок ($13\text{--}16 \text{ см}$); 6 – дуже слабогумусований пісок середньо- та крупнозернистий

У листопаді 1991 р. тут було пробурено низку свердловин глибиною $10\text{--}30 \text{ м}$ з недотриманням спеціальних вимог до буріння на забруднених територіях. Початково зафіксовані концентрації ^{90}Sr у воді цих свердловин становили від $4,4$ до 32 Бк/дм^3 , що помітно вище, ніж на фонових ділянках. Якщо взяти до уваги, що в морозний період року (із листопада до кінця лютого – середини березня), за рахунок промерзання ґрунту до глибини $40\text{--}50 \text{ см}$, не відбувається низхідне надходження ^{90}Sr на рівень локально забрудненого водоносного горизонту, тобто на процеси самоочищення не накладаються процеси вторинного забруднення, то за спостереженнями цього періоду можна встановити дійсну максимальну швидкість самоочищення підземних вод. Справедливість цих міркувань підкріплюється екстремумами високих концентрацій ^{90}Sr на фонових ділянках лише у літній період (див. рис. 1) та відомими результатами режимних спостережень (Коноплянцев і Семенов, 1979). Проморожена зона аерації створює екран, який протидіє прямому впливу на водоносний горизонт активних метеорологічних чинників, отже перенесення ^{90}Sr інфільтраційними потоками практично припиняється. У зв'язку із припиненням живлення, початок промерзання зони аерації збігається із початком осінньо-зимового зниження рівня ґрунтових вод або дещо випе-

реджає його (Коноплянцев і Семенов, 1979). Середньобаторічне значення дати настання стійких від'ємних температур в зоні Полісся припадає на 9 листопада.

Динаміка зимових концентрацій ^{90}Sr у воді водоносного горизонту четвертинних відкладів з високою достовірністю ($R^2 = 0,98$) описується двоєкспоненційною залежністю виду (крива 1 на рис. 3):

$$C_t = ae^{-kt} + be^{-\lambda t}, \quad (7)$$

де C_t – об'ємна концентрація радіонукліда у воді (Бк/дм^3) на час t , років (за нульову точку прийнято 1992 рік, яка відповідає початку систематичних спостережень після значного разового забруднення підземних вод); a – концентрація ^{90}Sr взимку 1992 р.; k – константа швидкості самоочищення, рік^{-1} ; λ – константа радіоактивного розпаду ^{90}Sr ($0,0241 \text{ рік}^{-1}$); b – частка радіонукліда (в одиницях концентрації), яка вилучається за рахунок радіоактивного розпаду.

Такий підхід до аналізу радіогеохімічних даних з позицій кінетики геохімічних процесів було розроблено в роботах (Бондаренко і др., 2014; Долін та ін., 2004). Величина константи швидкості самоочищення вод четвертинних відкладів становить $2,48 \text{ рік}^{-1}$, що на два порядки перевищує темпи радіоактивного розпаду, а частка ра-

діоактивного розпаду в процесах самоочищення підземних вод у відкладах четвертинного віку не перевищує 5%. Темпи самоочищення агроєкосистем від ^{90}Sr у 3,5 раза перевищують швидкість його розпаду, від ^{137}Cs – у 10 разів, а зниження річних доз опромінення сільського населення України цезієм-137 на забруднених територіях відбувається усемеро швидше, ніж його розпад (Соботович і Долин, 2000).

Різниця між кількістю радіонукліду, яка не розпалася (динаміку фізичного розпаду показано на рис. 3 суцільною лінією), та фактично вимірюваною об'ємною концентрацією в зимовий період (графік 1) характеризує обсяги самоочищення унаслідок водообміну (розбавлення "чистими" підземними водами) та геохімічних процесів (мобілізації, іммобілізації та ремобілізації радіонукліду в геологічному середовищі (Бондаренко і др., 2014)) та описується кривою (графік 2):

$$\Delta C = ae^{-\lambda t} (1 - e^{-kt}) \quad (8)$$

Величина константи швидкості самоочищення становить $2,52 \text{ рік}^{-1}$, що в межах 1,6% співпадає з величиною знайденою для результатів прямих вимірювань. Після 1994 р. крива виположується та практично паралельна кривій розпаду. Тобто темпи самоочищення вдвічі перевищують темпи фізичного розпаду, що збігається з даними Г.М. Бондаренка, отриманими для ґрунтів на водозборах (Бондаренко і др., 2014).

Як і будь-який кінетичний процес, швидкість якого змінюється з часом до рівноважного стану, самоочи-

щення є процесом неусталеним, оскільки описується нелінійними експоненціальними трендами. Головним параметром цих залежностей є константа швидкості, яка визначає форму кривої. Чим більша абсолютна величина константи, тим крутіша крива, тим інтенсивніше змінюється швидкість процесу, тим швидше досягається стан рівноваги (усталений режим). При цьому швидкість процесу визначається тангенсом кута перетину дотичної до експоненціальної кривої в кожній точці з віссю абсцис.

Висока інтенсивність самоочищення відразу після забруднення (криві 4, 5 рис. 1, крива 1 рис. 3) визначається істотно більшим градієнтом концентрації та, відповідно, більшою швидкістю дифузії (згідно із законом Фіка), а також переважанням сорбції на водовмісних породах над десорбцією. Звідси очевидно, що коли градієнт концентрації дорівнюватиме одиниці і в системі досягається більш-менш стійка рівновага, самоочищення за рахунок водообміну (розчинення) та сорбції практично не відбувається. У цей період визначальним процесом самоочищення є фізичний розпад радіонукліду. Цей стан, коли концентрація радіонукліду зменшується лише за рахунок природного розпаду, у термінах хімічної кінетики відповідає стану рівноваги, назовемо фоновим. Етап фонових концентрацій в ізольованих пластах виділяється на графіках після стабілізації концентрацій та максимального зближення трендів по різних свердловинах на даний водоносний горизонт в одному водозбірному басейні. Для водоносного горизонту в четвертинних відкладах в м. Прип'ять (район заводу "Юпітер") (рис. 1) такий етап очевидно почався приблизно з 1.04.2001 р.

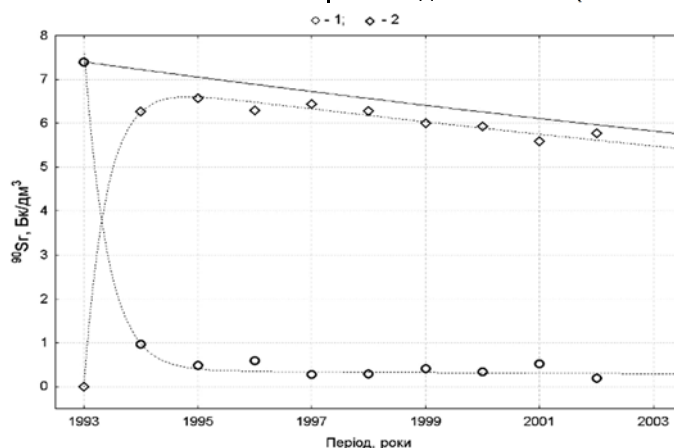


Рис. 3. Динаміка фактичних концентрацій ^{90}Sr у підземних водах у зимовий період (1), їхнє зниження за рахунок розпаду (суцільна лінія) та самоочищення за рахунок водообміну і адсорбції (2)

Отже, як і всі неусталені процеси, що описуються диференціальними рівняннями типу (8), інтенсивність самоочищення слід розраховувати за скінченно-різницею рівняннями по часовій координаті. Розбити криві самоочищення на часові відрізки доцільно саме до початку стабілізації концентрацій ^{90}Sr , тобто до початку квазіусталеного або усталеного режиму.

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v \frac{\partial C}{\partial x} - \lambda C = n_a \frac{\partial C}{\partial t} + n_a \frac{\partial N}{\partial t} \quad (9)$$

де n_a – активна пористість; ∂N – зміни вмісту адсорбованого водомісткими породами радіонукліду; λ – постійна розпаду радіонукліду (рівняння 5); інші параметри ті ж самі, що й у рівнянні (2).

Якщо не враховувати кольтатацію фільтрів, то сорбційні (іммобілізаційні) процеси в алювіальних пісках відіграють незначну роль у самоочищенні підземних вод, хіба що відразу після штучного забруднення. Надходження нових порцій чистої води до забрудненого об'єму водомістких порід призводить до порушення сорбційної

рівноваги і десорбції радіонуклідів. ^{90}Sr швидко виноситься або розсіюється в насиченій зоні (швидкість латерального фільтраційного потоку сягає 20–50 м на рік). Отже, рівновага процесів сорбції-десорбції у водонасиченій зоні цілком залежить від швидкості водообміну та від градієнтів концентрації.

Інтенсивність самоочищення підземних вод від ^{90}Sr максимальна у перший рік після внесення забруднення і в подальшому спадає, що може свідчити про стан, близький до рівноважного та зменшення різниці у концентраціях ^{90}Sr у контрольованому об'ємі біля свердловини та у водах що надходять. Отже, хоча процеси водообміну не припинились, концентрація ^{90}Sr у контрольованому об'ємі біля свердловин практично вирівнялася з його концентрацією у водах горизонту ($C_s \approx C_{пр}$). Водообмін за перший рік дає зниження концентрації ^{90}Sr на 1,7–24 Бк/дм³ або на 50–85% від початкового значення (табл. 3). На третій рік зменшення його концентрації за рахунок самоочищення до 20 разів перевищує обсяги природного розпаду ^{90}Sr . Плавний характер зміни концентрації ^{90}Sr може вказувати на близький до усталеного

режим фільтрації підземних вод і постійно низьку концентрацію потоку на вході. За відсутності додаткового забруднення, самоочищення підземних вод може відбуватися за 1–2 роки (див. рис. 3). І навіть за наявності додаткового забруднення, яке значно менше початкового, концентрації ^{90}Sr у водах усіх свердловин через 9 років

після забруднення стають приблизно рівними (в межах 0,08–0,18 Бк/дм³) і практично зрівнюються із забрудненням вод на фонових ділянках (див. рис. 1). Це свідчить про завершення процесу самоочищення і врівноваження концентрації у межах водоносного горизонту.

Таблиця 3

Інтенсивність самоочищення підземних вод четвертинних відкладів від ^{90}Sr у свердловинах лівобережної заплави р. Прип'ять, % від активності попереднього року					
Характеристики самоочищення	Номер свердловини				
	201-1	201-2	201/1	201/2	203-1
Початкова об'ємна активність (1992 р.), Бк/дм ³	4,44	11,84	7,4	17,02	31,45
Зниження					
- за перший рік (1993), %	82,5	69	84,6	74,0	76,5
- за другий рік (1994), %	20,7	69,4	47,6	72,5	25,4
- за третій рік (1995), %	19	не відбулося	не відбулося	не відбулося	48,4
k, рік ⁻¹	2,52	1,35	2,63	1,42	1,52
k/λ	105	56	109	59	63
Період напівочищення, років	0,28	0,51	0,26	0,49	0,46

Таким чином доведено, що самоочищення підземних вод від ^{90}Sr у піщаних відкладах відбувається переважно за рахунок водообміну. Оскільки латеральний та вертикальний водообмін можна прискорювати або уповільнювати впливаючи на градієнт напору, очевидно, що процес самоочищення підземних вод може бути керованим. Це потребує подальших досліджень.

Натомість протилежний до самоочищення процес забруднення ґрунтових вод на вододільних або безстічних ділянках, що переважно відбувається в теплий період року – між фазами максимального самоочищення, доцільно розглядати як результат інфільтраційного живлення, використовуючи відомі значення констант вимивання (або десорбції) та рівняння (3). Отже, вивчення процесів самоочищення та забруднення ґрунтових вод, у першу чергу консервативними техногенними трасерами, відкриває широкі перспективи до верифікації та вдосконалення гідрогеологічних балансових моделей.

Висновок. Самоочищення підземних вод доцільно розглядати як складову їхньої захищеності за ознакою спільності природних чинників (водомісткі породи з високою ємністю поглинання, умови водообміну, що не призводять до поширення забруднення). За результатами моніторингових досліджень у зоні відчуження встановлено, що темпи самоочищення підземних вод за рахунок водообміну та сорбції на фонових ділянках у 6–15 разів перевищують темпи його фізичного розпаду. При початковому внесенні ^{90}Sr у свердловину (під час буріння) самоочищення підземних вод добре простежується за багаторічними режимними спостереженнями морозного періоду: за трендом об'ємної активності ^{90}Sr можна визначити константу швидкості самоочищення. Визначена за використанням різних підходів (з припущенням усталеності процесу та з диференціацією по часових відрізках – для неусталеного процесу), вона дорівнює $1,9 \pm 0,7$ рік⁻¹, що на два порядки перевищує темпи радіоактивного розпаду. Динаміка самоочищення підземних вод від радіонуклідів узгоджується з кінетичною моделлю формоутворення радіонуклідів у ґрунтах водозборів.

Список використаних джерел

- Бондаренко, Г.Н., Кононенко, Л.В., Колябіна, І.Л. (2014). Кинетика формообразования радионуклидов в почвах как ключевой фактор прогнозирования экологического состояния природной среды. Монография. К.: Наук. думка.
- Гольдберг, В.М., Газда С. (1984). Гидрогеологические основы охраны подземных вод от загрязнения. Монография. М.: Недра.
- Долін, В.В., Бондаренко, Г.М., Орлов, О.О. (2004). Самоочищення природного середовища після Чорнобильської катастрофи. Монографія. К.: Наук. думка.
- Зекцер, І.С. (2007). Подземные воды Мира: ресурсы, использование, прогнозы. Монография. М.: Наука.
- Коноплянцев, А.А., Семенов, С.М. (1979). Изучение, прогноз и картирование режима подземных вод. Монография. М.: Недра.

- Кузнецов, Ю.В., Щебетковский, В.Н., Трусов, А.Г. (1974). Основы очистки воды от радиоактивных загрязнений. Монография. М.: Атомиздат.
- Купный, В.И. (1999). Объект "Укрытие": состояние и перспективы преобразования. Проблемы Чернобыля, 5, 8-18.
- Мироненко, В.А., Моляский, Е.В., Румынин, В.Г. (1988). Изучение загрязнения подземных вод в горнодобывающих районах. Монография. Лен.-д.: Недра.
- Пашковский, И.С. (2002). Принципы оценки защищенности подземных вод от загрязнения. Современные проблемы гидрогеологии и гидромеханики. СПб.: Изд-во СПбГУ, 122-131.
- Рогачевская, Л.М. (2002). Региональная оценка уязвимости грунтовых вод восточной части Днепровского артезианского бассейна к радионуклидному загрязнению. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук: гидрогеология. М.: ИВП РАН.
- Ситников, А.Б. (2003). Водная равновесная и неравновесная миграция веществ (радионуклидов) в почвогрунтах. Монография. К.: Фитоцентр.
- Ситников, А.Б. (2001). Параметры миграции веществ в геологической среде. Водообмен в гидрогеологических структурах и Чернобыльская катастрофа. Монография. Ч. 2. К.: "Карбон ЛТД", 397-425.
- Соболевич, Э.В., Долін, В.В. (2000). Оценка скорости самовосстановления радиационно загрязненных агроценозов в природно-техногенных условиях. Тезисы. Междунар. конф. "Радиоактивность при ядерных взрывах и авариях", 24-26 апреля, Москва-СПб., РФ, 409.
- Шевченко, А.Л., Бублясь, В.Н., Гудзенко, В.В., Панасюк, Н.И. (2005). Дифференциация условий загрязнения и деkontаминации подземных вод в Чернобыльской зоне отчуждения (по данным мониторинговых наблюдений). Мат.-ли VI міжнар. наук. конф. "Мониторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища", 6-8 жовтня, Київ, Україна, 209-211.
- Шевченко, О.Л., Кіреєв, С.І., Гудзенко, В.В. (2006). Забруднення і деkontаминація підземних вод у Чорнобильській зоні відчуження. Вісник Київського національного університету. Геологія, 38, 9-14.
- Шестопалов, В.М., Францевич, Л.І., Балашов, Л.С., Бондаренко, Г.М., Гайченко, В.А., Давидчук, В.С., Долін, В.В., Іванов, Ю.О., Кашпаров, В.О., Шевченко, О.Л. та ін. (2001). Автореабілітаційні процеси в екосистемах Чорнобильської зони відчуження. Монографія. Чернівці, Київ: АНТ Лтд.
- Bublias', V., Gudzenko, V., Onyshchenko, I., Rudenko, Y., Shevchenko, A., Shestopalov, V. (1999). Groundwater contamination after the Chernobyl disaster. Proc. XXIX International Congress IAH "Hydrogeology and land use management", 6-10 september, Bratislava, Slovak Republic, 347–352.
- Vrba, J., Zaporoze, A. (1994). Guidebook on Mapping Groundwater Vulnerability. International Contributions to Hydrogeology, 16.

References

- Bondarenko, G.N., Kononenko, L.V., Koliabina, I.L. (2014). Kinetics of radionuclide speciation in soil as the key factor for forecasting the ecological state of the environment. Kyiv. [In Russian]
- Bublias', V., Gudzenko, V., Onyshchenko, I. et al. (1999). Groundwater contamination after the Chernobyl disaster. Proc. XXIX International Congress IAH, Bratislava.
- Dolin, V.V., Bondarenko, G.M., Orlov, O.O. (2004). Environmental self-clearing after Chernobyl Catastrophe. Kyiv. [In Ukrainian]
- Goldberg, V.M., Gazda, S. (1984). Hydrogeological bases on groundwater protection from pollution. Moscow. [In Russian]
- Konoplyantsev, A.A., Semenov, S.M. (1979). Study, forecast and mapping of groundwater regime. Moscow. [In Russian]
- Kupnyi, V.I. (1999) "Shelter" Object: the state and perspectives of transformation. Problems of Chernobyl, 5, 8-18. [In Russian]
- Kuznetsov, Yu.V., Schebetkovskii, V.N., Trusov, A.G. (1974). Bases on water purification from radioactive contamination. Moscow. [In Russian]
- Mironenko, V.A., Mol'skii, E.V., Rummyin, V.G. (1988). The study on groundwater pollution within mining regions. Leningrad. [In Russian]
- Pashkovskii, I.S. (2002). Principles of the assessment of groundwater security from pollution. Modern problems of hydrogeology and hydromechanics, 122-131. [In Russian]

10. Rogachevskaya, L.M. (2002). Regional assessment of groundwater vulnerability against radionuclide contamination within Dnipro artesian basin. Extended abstract of Candidate's thesis (Hydrogeology). M.: IVP RAN. [in Russian]
11. Shestopalov, V., Frantsevich, L., Balashov, L. et al. (2001). Autorehabilitation processes in ecosystems of Chernobyl Exclusion Zone. Ivanov, Yu. and Dolin, V. (Eds.). Kyiv. [in Ukrainian]
12. Shevchenko, A.L., Bublas', V.N., Gudzenko, V.V., Panasiuk, N.I. (2005). Differentiation of groundwater contamination and decontamination conditions within Chernobyl Exclusion Zone (according to monitoring data). Proc. VI Internat. Sci. Conf. Monitoring of Emergency Geological Processes and Ecological State of the Environment, Kyiv, 209-211. [in Ukrainian]
13. Shevchenko, A.L., Kyreiev, S.I., Gudzenko, V.V. (2006). Groundwater contamination and decontamination within Chernobyl Exclusion Zone. Visnyk Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 38, 9-14. [in Ukrainian]

14. Sobotovich, E.V., Dolin, V.V. (2000). The assessment of self-recovery rate within radioactive contaminated agroecosystems in technogenic conditions. Proc. Internat. Conf. Radioactivity of nuclear explosions and accidents, Moscow, 409. [in Russian]
15. Sytnikov, A.B. (2003). Aqueous equilibrium and nonequilibrium migration of substances (radionuclides) in soils. Kyiv. [in Ukrainian]
16. Sytnikov, A.B. (2001). Migration parameters of substances in geological medium. In Shestopalov, V.M. (Eds.) Water exchange in hydrogeological structure and Chernobyl Catastrophe. Part 2. Kyiv, 397-425. [in Russian]
17. Vrba, J. Zaporozec, A. (1994). Guidebook on Mapping Groundwater Vulnerability. International Contributions to Hydrogeology, 16.
18. Zektser, I. (Eds.) (2007). Groundwater of the World: resources, utilization and forecasts. Moscow. [in Russian]

Надійшла до редколегії 31.07.18

O. Shevchenko, Dr. Sci. (Geol.), Professor,
E-mail: shevch62@gmail.com
Taras Shevchenko National University of Kyiv
Institute of Geology, 90 Vasylkivska Str., Kyiv, 03020, Ukraine
V. Dolin, Dr. Sci. (Geol.), Professor, Chief Researcher,
E-mail: vdolin@ukr.net
SI "Institute for Environmental Geochemistry NAS of Ukraine"
34-a Palladin Ave., Kyiv, 03680, Ukraine

GROUNDWATER SELF-CLEARING FROM ^{90}Sr WITHIN BACKGROUND AREA AND OWING TO ARTIFICIAL CONTAMINATION

The main idea of the presented results is the determination of spatial-temporal regularities of ^{90}Sr content in groundwaters within Chernobyl Exclusion Zone. Utilization of formal kinetic regularities (of I order for irreversible process) for monitoring data analyses has been substantiated. Rate constants of groundwater self-clearing from ^{90}Sr in dependence of type of contamination are calculated by iteration method. Graphic interpretation of data has been realized using package for analysis of Microsoft Excel and Statistica software. Self-clearing of groundwaters is carried out owing to three main processes: sorption as function of water containing medium dispersity, dispersion due to water exchange, concentration dilution (dissolving) of radionuclides in specified volume, and physical decay. considered Self-clearing is considered to be an important element both for the security and vulnerability of groundwaters. Data on ^{90}Sr content in groundwater of background areas, in affected zone of radioactive waste storage, zone of groundwater nutrition from cooling pond of Chernobyl NPP, spots of primarily radioactive contamination, and of groundwater secondary contamination owing to well drilling are discussed. Rate constants for groundwater self-clearing from ^{90}Sr are calculated from experimental data both for non-stationary (rapid) and stationary (slow) processes. The "half-decontamination" period (in analogy to half-life) is less than 0.5 year. The rate constant for unstable process two times, and for established one time exceeds the decay constant. The rates of groundwater self-clearing from strontium-90 owing to water exchange and geochemically immobilization are determined. The equilibrium of sorption-desorption within water saturated zone is generally depended on the rate of water exchange and radionuclides concentration in upper stream, i.e. from concentration gradient.

Keywords: groundwater, radioactive contamination, self-clearing, rate constant, half-decontamination period.

A. Шевченко, д-р геол. наук, ст. науч. сотруд., проф.,
E-mail: shevch62@gmail.com
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, Киев, 03022, Украина
В. Долин, д-р геол. наук, проф., гл. науч. сотруд.,
E-mail: vdolin@ukr.net
ГУ "Институт геохимии окружающей среды НАН Украины"
пр. Акад. Палладина, 34-а, Киев, 03680, Украина

САМООЧИЩЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ОТ ^{90}Sr НА ФОНОВЫХ УЧАСТКАХ И ПРИ ИСКУССТВЕННОМ ЗАГРЯЗНЕНИИ

Основной задачей данной статьи было доказать значимость процессов самоочищения подземных вод за счет водообмена и сорбции, определить параметры самоочищения грунтовых вод от ^{90}Sr в условиях только поверхностного загрязнения (фоновые участки) и при непосредственном искусственном загрязнении водоносного горизонта через скважину. Для анализа данных мониторинговых наблюдений обосновано применение кинетических зависимостей I порядка (для необратимого процесса). Методом итерации определены константы скорости самоочищения подземных вод от ^{90}Sr в зависимости от характера загрязнения. Графическая интерпретация данных выполнена с применением пакетов анализа программ Microsoft Excel и Statistica. Рассмотрены процессы самоочищения подземных вод от радиоактивного загрязнения: сорбция, как функция дисперсности водосодержащей среды, рассеивание вследствие водообмена, разбавления концентрации (растворения) радионуклида в выделенном объеме, физический распад. Самоочищение рассматривается как составляющая защищенности и уязвимости подземных вод. Проанализированы данные содержания ^{90}Sr на фоновых участках, в зоне влияния захоронения радиоактивных отходов, области питания подземных вод от пруда-охладителя ЧАЭС, пятен первичного радиоактивного загрязнения, ореолов вторичного загрязнения подземных вод вследствие бурения скважин. Определены константы скорости самоочищения подземных вод от ^{90}Sr для нестационарного (быстрого) и стационарного (медленного) процесса. Установлено, что период получищения не превышает 0,5 года, константа скорости нестационарного процесса на два порядка, а стационарного – на порядок превышает величину константы распада. Определены показатели самоочищения подземных вод от стронция-90 за счет водообмена и геохимических процессов иммобилизации. Равновесие процессов сорбции-десорбции в водонасыщенной зоне в целом зависит от скорости водообмена и концентрации радионуклида в воде выше потоком, то есть от градиентов концентрации.

Ключевые слова: подземные воды, радиоактивное загрязнение, самоочищение, константа скорости, период получищения, водообмен.

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

УДК 550.3 (519.21)

Z. Vyzhva, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Professor,
E-mail: zoya_vyzhva@ukr.net,
V. Demidov, Cand. Sci. (Phys.-Math.), Associate Professor,
E-mail: fondad@ukr.net
Taras Schevchenko National University of Kyiv
Institute of Geology, 90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine
A. Vyzhva, Cand. Sci. (Phys.-Math.)
E-mail: motomustanger@ukr.net
DP "Nauknaftogaz", Kyiv, Ukraine

ABOUT METHODS OF RANDOM FIELDS STATISTICAL SIMULATION ON THE SPHERE BY THE AIRCRAFT MAGNETOMETRY DATA

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук, проф. Б.П. Масловим)

There have been developed universal methods of statistical simulation (Monte Carlo methods) of geophysical data for generating random fields on the sphere on grids of required detail and regularity. Most of the geophysical research results are submitted in digital form, which accuracy depends on various random effects (including equipment measurement error). The map accuracy problem occurs when the data cannot be obtained with a given detail in some areas. It is proposed to apply statistical simulation methods of random fields realizations, to solve the problems of conditional maps, adding of data to achieve the necessary precision, and other similar problems in geophysics. Theorems on the mean-square approximation of homogeneous and isotropic random fields on the sphere have been proved by special partial sums. A spectral coefficients method was used to formulate algorithms of statistical simulation by means of these theorems. A new effective statistical technique has been devised to simulate random fields on the sphere for geophysical problems. Statistical simulation of random fields on the sphere based on spectral decomposition has been introduced in order to enhance map accuracy by the example of aeromagnetic survey data in the Ovruch depression. It is divided into deterministic and random components for data analysis. The deterministic component is proposed to approximate by cubic splines and the random component is proposed to modeling on the basis of random fields on the sphere by spectral decomposition. Model example – the aircraft magnetometry data. According to the algorithm we received random component implementations on the study area with twice detail for each profile. When checking their adequacy we made the conclusions that the relevant random components histogram has Gaussian distribution. The built variogram of these implementations has the best approximation by theoretical variogram which is connected to the Bessel type correlation function. The final stage was the imposing array of random components on the spline approximation of real data. As a result, we received more detailed implementation for the geomagnetic observation data in the selected area.

Keywords: Statistical simulation, spectral decomposition, spline interpolation, conditional maps.

Introduction. The problems of random fields statistical simulation on the sphere with given probability characteristics arise solving the actual geophysics problems. In this case a special care is necessary for reduction of calculations, amount of which rapidly grows together with the dimension of the argument of the random field. Different approaches related to the solving of problems of random fields statistical simulation where described in a lot of papers.

It is proposed in the papers (Вижва та ін., 2010; Vyzhva and Vyzhva, 2016) to apply methods of statistical simulation of realizations of random fields on the plane, to solve the problems of conditional maps, adding of data to achieve the necessary precision, and other such problems in geophysics. The approximations theorems and built on their base algorithms of statistical simulation of Gaussian homogeneous and isotropic random fields on the plane using the spectral representation are considered. Model example is the aircraft magnetometry data. It is divided into deterministic and random components for data analysis. The deterministic component is proposed to approximate by cubic splines and the stationary random component is proposed to modeling on the basis of spectral decomposition of random fields on the plane. But the magnetometry data was investigated on the great square, because we consider it on the part of the sphere. It is proposed the stationary random component to modeling on the basis of spectral decomposition of random fields on the sphere in this paper. Using the above method makes it possible to supplement the missing magnetometry data in the study area with greater accuracy than in the paper (Вижва та ін., 2010; Vyzhva and Vyzhva, 2016) with the 2-D method.

In this paper the algorithm of statistical simulation of Gaussian isotropic random fields on the sphere using the basic spectral representation (Вижва та Ядренко, 2000) is considered.

Random field statistical simulation based on spectral representation was introduced in order to enhance map

accuracy by the example of aeromagnetic survey data in the Ovruch depression.

Methods of statistical simulation of random field on the sphere based on representation it by stochastic sums was considered in papers (Yadrenko, 1993; Chiles and Delfiner, 1999; Prigarin, 2005; Vyzhva, 1997; Vyzhva, 2003; Вижва та Ядренко, 2000) and other.

The spectral representation of isotropic random fields on the sphere and approximation theorems. We consider a real-valued isotropic random field $\xi(r, \theta, \phi)$ on the sphere $S_3(r)$ on 3-D space (r, θ, ϕ) – spherical coordinates. It is known, that square-mean continuous real-valued isotropic random field $\xi(r, \theta, \phi)$, what is narrowing on the sphere with radius r on 3-D Euclidean space R^3 , admit the spectral decomposition

$$\xi(r, \theta, \phi) = c_3 \sum_{m=0}^{\infty} \sum_{l=-m}^m \zeta_m^l(r) S_m^l(\theta, \phi),$$

where $c_3 = \sqrt{2\pi}$, $\zeta_m^l(r) = \int_0^{\infty} \frac{J_{m+\frac{1}{2}}(\lambda r)}{(\lambda r)^{\frac{1}{2}}} Z_m^l(d\lambda)$, and

$\{Z_m^l(\cdot)\}$ is a sequence of orthogonal random measures on Borel subsets from the interval $[0, +\infty)$, i. e.

$$E Z_m^l(S_1) Z_{m'}^{l'}(S_2) = \delta_l^{l'} \delta_m^{m'} \Phi(S_1 \cap S_2),$$

for any Borel subsets S_1 and S_2 ,

where $\delta_m^{m'}$ is Kronecker symbol, $\Phi(\lambda)$ is the bounded nondecreasing function so-called spectral function and spherical harmonics $S_m^l(x)$ are

$$S_m^l(\theta, \phi) = \tilde{c}_{m,l} P_m^l(\cos \theta) e^{i l \phi},$$

where $P_m^l(x)$ is associated Legendre functions degree m ,

$$\tilde{c}_{m,l} = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{v_l (m-l)!}{\pi (m+l)!}} (2m+1), \quad (1)$$

$$v_l = \begin{cases} 1, & l \neq 0, \\ 2, & l = 0. \end{cases} \quad (2)$$

The correlation function $B(\rho)$ of the isotropic random field $\xi(r, \theta, \phi)$ on 3-D Euclidean space R^3 may be presented (Vyzhva and Fedorenko, 2013) as an integral

$$B(\rho) = \sqrt{\frac{\pi}{2}} \int_0^\infty \frac{J_1(\lambda \rho)}{\sqrt{\lambda \rho}} d\Phi(\lambda), \quad (3)$$

where $\Phi(\lambda)$ is spectral function, ρ is distance between the points $x, y \in R^3$ ($x = (r_1, \theta_1, \phi_1)$, $y = (r_2, \theta_2, \phi_2)$): $\rho = \sqrt{r_1^2 + r_2^2 - 2r_1 r_2 \cos \psi}$, and $\cos \psi$ – angular distance between vectors $x, y \in R^3$: $\cos \psi = \cos \theta_1 \cos \theta_2 + \sin \theta_1 \sin \theta_2 \cos(\phi_1 - \phi_2)$.

The variances of $\zeta_m^l(r)$ we obtain as

$$b_m(r) = \text{Var} \zeta_m^l(r) = E \left| \zeta_m^l(r) \right|^2, \quad l = 1, 2, \dots, h(m, 3).$$

Then we have the formulas for coefficients $b_m(r)$

$$b_m(r) = \int_0^\infty \frac{J_{m+\frac{1}{2}}^2(\lambda r)}{\lambda r} \Phi(d\lambda), \quad m = 0, 1, \dots \quad (4)$$

We will call the coefficients $b_m(r)$ as spectral coefficients.

These coefficients are defined by the correlation function $B(\rho)$ in the way:

$$b_m(r) = 2\pi \int_0^\pi B(\rho) P_m(\cos \psi) \sin \psi d\psi. \quad (5)$$

The variance of random field $\xi(r, \theta, \phi)$ we obtain by this as

$$E\xi^2(r, \theta, \phi) = \text{Var}\xi(r, \theta, \phi) = \pi/2 \sum_{m=0}^\infty (2m+1)b_m(r). \quad (6)$$

$$\xi_N(r, \theta, \phi) = \sum_{m=0}^N \sum_{l=0}^m c_{ml} P_m^l(\cos \theta) \left[\zeta_{m,1}^l(r) \cos l\phi + \zeta_{m,2}^l(r) \sin l\phi \right], \quad N \in \mathbb{N} \quad (10)$$

The mean square approximation of random field $\xi(r, \theta, \phi)$ by model (10) is

$$M \left| \xi(r, \theta, \phi) - \xi_N(r, \theta, \phi) \right|^2 \leq \pi \int_0^\infty \left\{ \sum_{m=N+1}^\infty \left(m + \frac{1}{2} \right) \frac{J_{m+1/2}^2(\lambda r)}{\lambda r} \right\} d\Phi(\lambda) = \pi/2 \sum_{m=N+1}^\infty (2m+1) \int_0^\infty \frac{J_{m+1/2}^2(\lambda r)}{\lambda r} d\Phi(\lambda). \\ E \left| \xi(r, \theta, \phi) - \xi_N(r, \theta, \phi) \right|^2 \leq 2\pi \sum_{m=N+1}^\infty \left(m + \frac{1}{2} \right) b_m(r) \quad (11)$$

We need this mean square approximation in the convenient form for the constructing statistical simulation of realizations of isotropic random fields on the sphere algorithm. These estimates were received in the following theorems.

We denote the following:

$$\mu_k = \int_0^{+\infty} \lambda^k \Phi(d\lambda), \quad k=0, 1, 2, \dots \quad (12)$$

Theorem 2. Let a mean square continuous realvalued isotropic random field $\xi(r, \theta, \phi)$ on the sphere $S_3(r)$ in 3-D space with zero mean (r – radius sphere). If $\mu_3 < +\infty$, then the mean square approximation of this random field by model (10) is such that

However, there is used the spectral decomposition of this random field by solution problems of statistical simulation of realizations of random fields on the sphere in 3-D space, on this figurate real-valued random variables. Let us adduce that decomposition. The following statement is true.

Theorem 1. Let $\xi(r, \theta, \phi)$ is a mean square continuous realvalued isotropic random field on the sphere $S_3(r)$ in 3-D space (r – radius sphere) with zero mean. Then this random field admits (Bужаа, 2011) the following spectral decomposition:

$$\xi(r, \theta, \phi) = \sum_{m=0}^\infty \sum_{l=0}^m \tilde{c}_{m,l} P_m^l(\cos \theta) \left[\zeta_{m,1}^l(r) \cos l\phi + \zeta_{m,2}^l(r) \sin l\phi \right], \quad (7)$$

where $\{\zeta_{m,k}^l(r)\}$ ($k = 1, 2$),

$$\zeta_{m,k}^l(r) = \int_0^\infty \frac{J_{m+\frac{1}{2}}(\lambda r)}{(\lambda r)^{\frac{1}{2}}} Z_{m,k}^l(d\lambda), \quad - \text{random values}$$

sequences, satisfying the next conditions:

$$1) M \zeta_{m,k}^l(r) = 0; \quad (8)$$

$$2) M \zeta_{m,k}^l(r) \zeta_{m',k'}^{l'}(r) = \delta_l^{l'} \delta_m^{m'} \delta_k^{k'} b_m(r), \quad (9)$$

where $\delta_p^{p'}$ – Kronecker symbol, $\tilde{c}_{m,l}$ – constants sequences are calculated by the formula (1), $b_m(r)$ – the spectral coefficients (4).

Remark.

If we consider this theorem for the Gaussian isotropic random fields $\xi(r, \theta, \phi)$ on the sphere, then random values sequences $\{\zeta_{m,k}^l(r)\}$ in decomposition (7) are interdependent independent Gaussian random values.

A procedure of the statistical simulation of random fields on the sphere. The statistical simulation of realizations of random fields on the sphere $S_3(r)$ on the basis of spectral decomposition (7) is considered.

Approximation model is constructed by using the partial sums of series (7)

$$M \left[\xi(r, \theta, \phi) - \xi_N(r, \theta, \phi) \right]^2 \leq \frac{5\pi r^3}{2N^2} \mu_3, \quad (13)$$

where

$$\mu_3 = \int_0^\infty \lambda^3 \Phi(d\lambda). \quad (14)$$

Proof: We estimate the inequality (13) by using (Bужаа, 2011) and (Yadrenko and Gamaliy, 1998) stated below.

Lemma 1. (Vyzhva and Fedorenko, 2016) We have the next inequalities for the Bessel functions of the first kind:

$$\sum_{m=M+1}^{\infty} J_{0+m}^2(z) \leq \frac{z^2}{M}, \theta \in [0, 1),$$

and

$$\sum_{m=M+1}^{\infty} \left(m + \frac{1}{2}\right) J_{\frac{1}{2}+m}^2(z) \leq \frac{5z^4}{4M^2}.$$

We obtain, applying the previous lemma, the next evaluation for mean square approximation (11):

$$\begin{aligned} 2\pi \sum_{m=N+1}^{\infty} \left(m + \frac{1}{2}\right) b_m(r) &= \\ &= 2\pi \int_0^{+\infty} \sum_{m=N+1}^{\infty} \left(m + \frac{1}{2}\right) \frac{J_{\frac{1}{2}+m}^2(\lambda r)}{\lambda r} \Phi(d\lambda) \leq \\ &= 2\pi \int_0^{+\infty} \frac{5(\lambda r)^4}{4N^2 \lambda r} \Phi(d\lambda) \leq \frac{5\pi r^3}{2N^2} \mu_3, \end{aligned} \quad (15)$$

where μ_3 is (14).

We can conclude, that the statement of Theorem 2 holds true on the base Lemma 1.

Further we consider another estimate of the mean square approximation of random fields on the sphere $S_3(r)$, where the spectral function $\Phi(\lambda)$ satisfies the following condition

$$\mu_{2N+2} = \int_0^{+\infty} \lambda^{2N+2} \Phi(d\lambda) < +\infty.$$

Theorem 3. Let a mean square continuous realvalued isotropic random field $\xi(r, \theta, \phi)$ on the sphere $S_3(r)$ in 3-D space with zero mean (r – radius sphere). If $\mu_{2N+2} < +\infty$, then the mean square approximation of this random field by model $\xi_N(r, \theta, \phi)$ (10) is such inequality

$$M|\xi(r, \theta, \phi) - \xi_N(r, \theta, \phi)|^2 \leq \frac{2^{N+2} r^{2N+2} (N+1)!}{(2N+3)!} \mu_{2N+2}. \quad (16)$$

where

$$\mu_{2N+2} = \int_0^{+\infty} \lambda^{2N+2} \Phi(d\lambda). \quad (17)$$

Proof: We estimate the inequality (15) by using (Бухва та Федоренко, 2013) and the lemma 2.

Let us give some properties of integral expressing (4) for spectral coefficients $b_m(r)$, $m = 0, 1, \dots$ by means of the results in the book Watson (Watson, 1949) and we proved next lemma.

Lemma 2. If $b_m(r)$, $m = 0, 1, \dots$ is evaluated by formula (4), then the following properties of it hold true

$$\sum_{m=0}^{\infty} (2m+1) b_m(r) = \frac{2}{\pi} \mu_0 \quad (18)$$

$$\sum_{m=s}^{\infty} (2m+1) b_m(r) \leq \frac{2^{s+1} r^{2s} s!}{(2s+1)! \pi} \mu_{2s}. \quad (19)$$

Proof. We derive, applying results Watson (Watson, 1949), p. 42 formula 2.6 (1), such us

$$J_{\frac{1}{2}+m}^2(\lambda r) = \frac{2}{\pi} \int_0^{\pi} J_{2m+1}^2(2\lambda r \sin \theta) d\theta$$

and p. 44, formula 2.7 (1) by $n=1$, such us

$$\left(\frac{1}{2}z\right)^n = \sum_{m=0}^{\infty} (2m+n) \frac{(m+n-1)!}{m!} J_{2m+n}(z)$$

the equality (17) as

$$\begin{aligned} &\sum_{m=0}^{\infty} (2m+1) b_m(r) = \\ &= \int_0^{+\infty} (\lambda r)^{-1} \sum_{m=0}^{\infty} (2m+1) J_{\frac{1}{2}+m}^2(\lambda r) \Phi(d\lambda) = \\ &= \frac{2}{\pi} \int_0^{+\infty} (\lambda r)^{-1} \int_0^{\pi} \sum_{m=0}^{\infty} (2m+1) J_{2m+1}^2(2\lambda r \sin \theta) d\theta \Phi(d\lambda) = \\ &= \frac{2}{\pi} \int_0^{+\infty} (\lambda r)^{-1} \int_0^{\pi} \frac{1}{2} (\lambda r \sin \theta) d\theta \Phi(d\lambda) = \frac{2}{\pi} \mu_0. \end{aligned}$$

Then we obtain the inequality(18), by using formula 2.6 (1) Watson (Watson, 1949), p. 42, as follows:

$$\begin{aligned} &\sum_{m=s}^{\infty} (2m+1) b_m(0, r) = \\ &= \int_0^{+\infty} (\lambda r)^{-1} \sum_{m=s}^{\infty} (2m+1) J_{\frac{1}{2}+m}^2(\lambda r) \Phi(d\lambda) = \\ &= \frac{2}{\pi} \int_0^{+\infty} (\lambda r)^{-1} \int_0^{\pi} \sum_{m=s}^{\infty} (2m+1) J_{2m+1}^2(2\lambda r \sin \theta) d\theta \Phi(d\lambda). \end{aligned} \quad (20)$$

Then we use $(\tilde{m} + 2s) \geq \tilde{m}! (2s)! = 2^s s! \tilde{m}!$, $\forall m, s \geq 0$, 2.7 (1) Watson (Watson, 1949), p. 44, and the following inequality holds

$$\begin{aligned} &\sum_{m=s}^{\infty} (2m+1) J_{2m+1}^2(2\lambda r \sin \theta) = \\ &= \sum_{m=0}^{\infty} (2\tilde{m} + 2s + 1) J_{2\tilde{m}+2s+1}^2(2\lambda r \sin \theta) \leq \\ &\frac{1}{2^s s!} \sum_{m=0}^{\infty} (2\tilde{m} + 2s + 1) \frac{(\tilde{m} + 2s + 1 - 1)!}{\tilde{m}!} J_{2\tilde{m}+2s+1}^2(2\lambda r \sin \theta) \leq \\ &\leq \frac{(\lambda r \sin \theta)^{2s+1}}{2^s s!}. \end{aligned}$$

We use the latter result and formulas 3.621 (1) C,P° 8.384 (1) Gradshteyn and Ryzhik (Градштейн и Рыжик, 1971) and obtain inequality (19) as

$$\begin{aligned} &\sum_{m=s}^{\infty} (2m+1) b_m(r) \leq \frac{2}{\pi} \int_0^{+\infty} (\lambda r)^{-1} \int_0^{\pi} \frac{(\lambda r \sin \theta)^{2s+1}}{2^s s!} d\theta \Phi(d\lambda) = \\ &= \frac{2\rho^{2s}}{2^s s! \pi} \int_0^{+\infty} \lambda^{2s} \int_0^{\pi} (\sin \theta)^{2s+2-1} d\theta \Phi(d\lambda) = \\ &= \frac{2\rho^{2s}}{2^s s! \pi} 2^{2s+2-2} B(s+1, s+1) \mu_{2s} = \\ &= \frac{2^{s+1} \rho^{2s}}{\pi s!} \frac{\Gamma^2(s+1)}{\Gamma(2s+2)} \mu_{2s} = \frac{2^{s+1} \rho^{2s} s!}{(2s+1)! \pi} \mu_{2s}, \end{aligned}$$

where $B(s+1, s+1)$ – is Beta function.

Thus, the statement of Lemma 2 holds true.

Finally, we use inequalities (15), (19) and equality (18) and obtain the mean square estimates for the approximation of a random field $\xi(r, \theta, \phi)$ by model (10).

The finding estimate we find from

$$E|\xi(r, \theta, \varphi) - \xi_N(r, \theta, \varphi)|^2 \leq \pi \sum_{m=N+1}^{\infty} (2m+1)b_m(r) =$$

$$= \pi \sum_{m=N+1}^{\infty} (2m+1) \int_0^{\infty} \frac{J_{m+\frac{1}{2}}^2(\lambda r)}{\lambda r} \Phi(d\lambda).$$

We use Lemma 2 by $s=N$ and the finding estimate of **Theorem 3** is written as (16). We can conclude, that the statement of Theorem 3 holds true on the base of Lemma 2.

Using the approximation theorems 2 and 3 the algorithm of the statistical simulation of realizations of isotropic random fields on the sphere may be formulated. We formulate based on the idea spectral decomposition of realvalued isotropic random field on the sphere procedure of such kind. The first one, of algorithm by Z.O. Vyzhva in (*Вижва та Ядренко, 2000*) is called "spectral coefficients" algorithm.

Below we describe the procedure for the statistical simulation of realizations of Gaussian isotropic random fields $\xi(r, \theta, \phi)$ on the sphere $S_3(r)$ (r – fixed radius sphere), which was constructed on the basis of model (10) and estimates (13) and (16).

Algorithm.

1. Natural number N (border of summation) is chosen according to necessary $\varepsilon > 0$ accuracy of approximation the model (10) by means of one of the next inequalities (13) or (16) mentioned below:

$$\frac{5\pi r^3}{2N^2} \mu_3 \leq \varepsilon, \quad (21)$$

or

$$\frac{5^{N+2} r^{2N+2} (N+1)!}{(2N+3)!} \mu_{2N+2} \leq \varepsilon. \quad (22)$$

1. Calculate the spectral coefficients $b_m(r)$, $m = 0, 1, \dots, N$ by formula (5).
2. Simulate the sequences of independent Gaussian random variables:
 $b_m(r), \{\zeta_{m,k}^l(r)\}, k = 1, 2; m = 0, 1, 2, \dots, N; l = 1, \dots, m;$
 that satisfy conditions (8) and (9).
3. Calculate the realization of the stochastic random field $\xi(r, \theta, \phi)$ by formula (10) in given point by means of substituting in it values from the previous items 1, 2 and 3, numbers N and sequences of Gaussian random variables.
4. Check whether the realization of the random field $\xi(r, \theta, \phi)$ generated in step 3 fits the data by testing the corresponding statistical characteristics (distribution, correlation function $B(\rho)$).

The statistical simulation of realizations of the Gaussian isotropic random fields on the sphere can be done by means of this algorithm. If the random field have another type of distribution, than we simulate the sequences of independent random variables in step 2 with corresponding distribution.

Statistical simulation methods of random fields by the aircraft magnetometry data. Most of the geophysical, meteorology, oceanography and other research results are submitted in digital form, which accuracy depends on various random effects (including equipment measurement error). The map accuracy problem occurs when the data cannot be obtained with a given detail in some areas. In such cases the methods of statistical modeling realizations of random fields are recommended (*Вижва та ін., 2010; Vyzhva et al., 2012*) to supplement data missing.

There has been introduced random field statistical simulation based on spectral representation on the sphere in

order to enhance map accuracy by the example of aeromagnetic survey data in the Ovruch depression. The object of research is data aero magnetic survey of 1: 10 000 scale in the area $2500 \times 2500 \text{ m}^2$ that was conducted during 1996–2002 years (Fig. 1). The full magnetic field intensity vector T was investigated. The work was carried out on 25 profiles with a distance of 100 meters between them (X from 0 to 2500 m and Y from 0 to 2500 m – 625 points).

Because the magnetometry data was investigated on the great square, we consider it on the part of the sphere. We translate the Cartesian coordinates (x, y, z) of the three-dimensional space, which are tied to the points of measurement, into spherical coordinates (r, θ, φ) (r – fixed radius sphere).

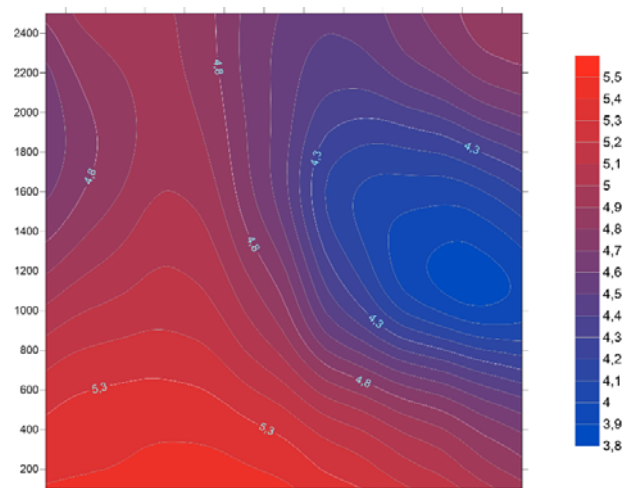


Fig. 1. The map of aeromagnetic survey data ΔT_{an} in the Ovruch depression

While constructing data graphs for each account, we noticed that it is expedient to distinguish deterministic and random components. Deterministic function can be selected in different ways. One determination method its analytical form (trend $f_i(r, \theta, \phi)$ ($i=1, 2, \dots, 25$ – profile numbers) as a function of exponentially damped sinusoid or cosinusoid) was considered in (*Вижва та Федоренко, 2013*). But there is a more accurate way to select deterministic component – approximation by cubic spline data. The difference between spline approximation of data with gaps (e.g. due to one) for each profile and spline curve for all points is a random process that is frequently stationary for most profiles.

We introduce the notation for input data on the profile as a random field $\eta_i(r, \theta, \phi)$ (i – profile numbers) on the sphere. The stationary random component $\xi_i(r, \theta, \phi)$ (random fields) and trend $f_i(r, \theta, \phi)$ as determined cubic spline function were selected for each profile ($i=1, 2, \dots, 25$). Input data on the profiles is a random field

$$\eta_i(r, \theta, \phi) = f_i(r, \theta, \phi) + \xi_i(r, \theta, \phi), i = 7, \dots, 20. \quad (23)$$

Solid line in Figure 2 shows a deposited spline approximation $S_i^{(1)}(r, \theta, \phi)$, built by means of the MathCad software for PR1 (profile №1) data that are taken without spaces. Parameters defined by the data were determined for such spline. They ask each profile trend $f_i(r, \theta, \phi)$. Dashed line shows the spline approximation graph $S_i^{(2)}(r, \theta, \phi)$ of the first profile data with gaps due to one point of observation (i.e. for 50 points out of 100). Noise was obtained by calculating the following difference:

$$\xi_i(r, \theta, \phi) = S_i^{(1)}(r, \theta, \phi) - S_i^{(2)}(r, \theta, \phi), i = 7, 8, \dots, 20. \quad (24)$$

From observations (values) of random component $\xi_i(r, \theta, \phi), i = 7, \dots, 20$ in all 13 profiles we created array that frequently represents isotropic random field $\xi(r, \theta, f)$ on

the sphere $S_3(r)$ with zero mathematical expectation and approximately Gaussian distribution (Fig. 3).

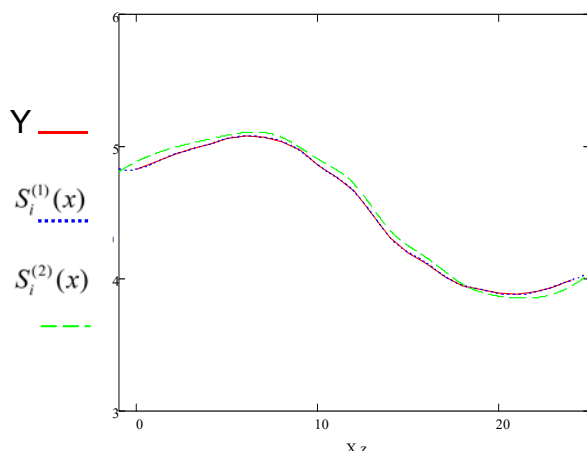


Fig.2. Logarithmic input data and spline ΔT_{an} in PR1

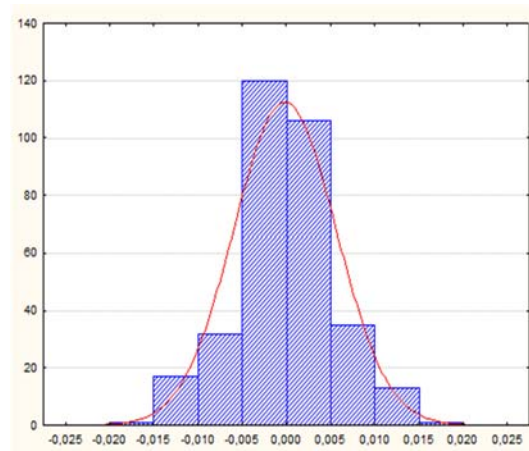


Fig.3. Observed values of random component in all 13 profiles (for PR7-PR20)

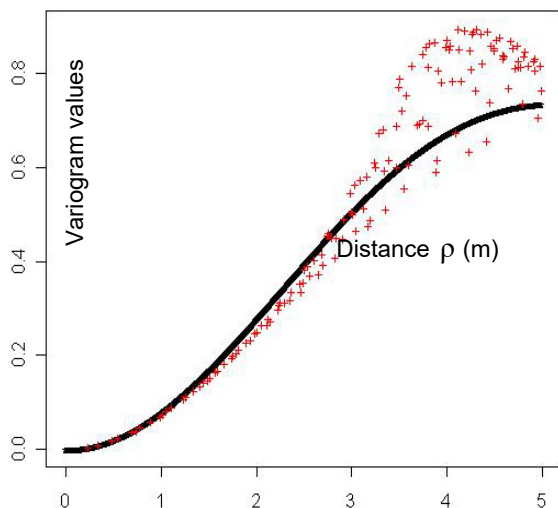


Fig. 4. Variogram of input data arrays ΔT_{an} for PR7-PR20, corresponding to Bessel type correlation function

$$B(\rho) = 3\sqrt{\frac{\pi}{2}} \frac{J_{\frac{3}{2}}(a\rho)}{(a\rho)^{\frac{3}{2}}}, \quad (a \approx 4,2 \cdot 10^{-3}).$$

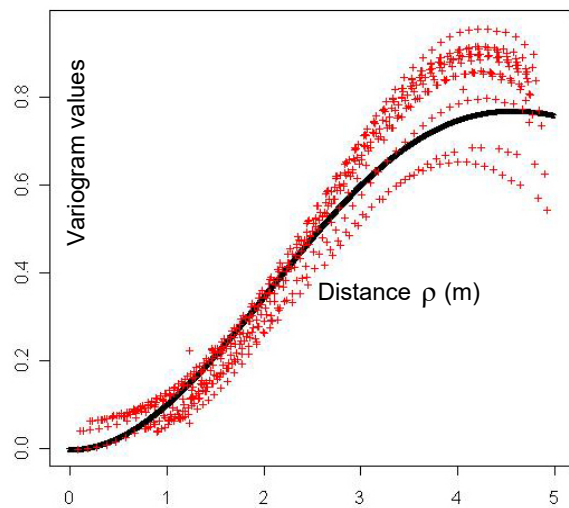


Fig. 5. Variogram of simulated data arrays ΔT_{an} for PR7-PR20, corresponding to Bessel type correlation function

$$B(\rho) = 3\sqrt{\frac{\pi}{2}} \frac{J_{\frac{3}{2}}(a\rho)}{(a\rho)^{\frac{3}{2}}}, \quad (a \approx 4,2 \cdot 10^{-3}).$$

By fields of such properties we can apply the method of statistical simulation of random fields on the sphere based on their spectral expansions (Vyzhva, 1997), which allows finding the perfect image of entire observations field for their certain implementation values. So we generate additional random component data in the points where geomagnetic measurements were not carried out, for example, with double precision intervals of 50 compare to 100 meters or between profiles. We can impose this data on the spline curve trend $S_i^{(1)}(r, \theta, \phi), i = 7, \dots, 20$ for each profile and obtain more detailed aeromagnetic survey data. This method differs from the traditional interpolation method, which uses average value of neighboring measured points for calculation point. Our method takes into account the correlation between data points and their statistical distribution. Using the above method makes it possible to supplement the missing data in the study area with greater accuracy than in (Vyzhva et al.,

2012) (the mean square deviation is 0, 225), taking into account their statistical nature.

The built variogram of these implementations $\xi_i(r, \theta, \phi), i = 7, \dots, 20$ has the best approximation (the mean square deviation is 0, 195) by theoretical variogram which is connected to the Bessel type correlation function (Vyzhva, 1997), p. 214 for parameter $a \approx 4,2 \cdot 10^{-3}$:

$$B(\rho) = 3\sqrt{\frac{\pi}{2}} \frac{J_{\frac{3}{2}}(a\rho)}{(a\rho)^{\frac{3}{2}}}, \quad (a > 0) \quad (25)$$

where $J_{\frac{3}{2}}(a\rho)$ is the Bessel function of the first kind of order 3/2.

This confirms the adequacy of simulated implementations to the real research data.

The spectral coefficients, which correspond to the correlation function (25) of random field $\xi(r, \theta, \phi)$, are calculated (Вижва, 2011), p. 213 by the formula

$$b_m(r) = \frac{3\pi^2}{ar} \left[J_{m+\frac{1}{2}}^2(ar) - J_{m+\frac{1}{2}}(ar) J_{m-\frac{1}{2}}(ar) \right], \quad (26)$$

where $J_m(ar)$ is the Bessel function of the first kind of order m .

These spectral coefficients we used in proposed above algorithm. The statistical simulation of realizations of the Gaussian isotropic random fields $\xi_i(r, \theta, \phi), i = 7, \dots, 20$ can be done by means of this algorithm.

Variograms of input and simulated data arrays ΔT_{an} for PR7-PR20, corresponding to Bessel type correlation function (25) at

the value of the parameter $a \approx 4.2 \cdot 10^{-3}$ are shown on Figure 4 and Figure 5 respectively. This confirms the adequacy of simulated implementations to the real research data.

According to the algorithm we received random component implementations on the study area with twice detail for each profile. The final stage was the imposing array of realizations $\xi_i(r, \theta, \phi), i = 7, \dots, 20$ what we got by statistical simulation on the spline approximation of real data. As a result, we received more detailed implementation for the geomagnetic observation data in the selected area (Fig. 6).

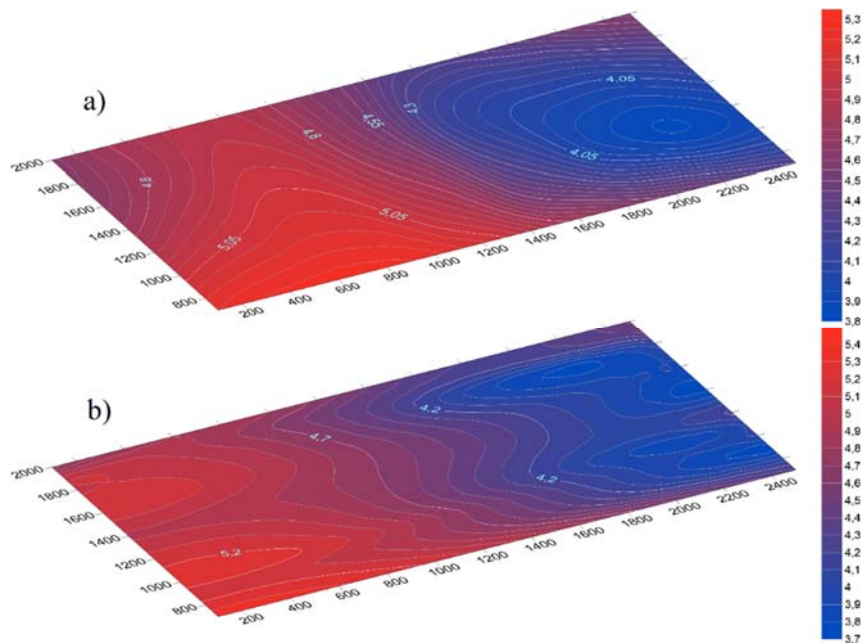


Fig.6. a) The map of aeromagnetic survey data ΔT_{an} (general map) M 1:10 000, (PR 7-20);
b) the map of aeromagnetic survey data ΔT_{an} plus generated additional data
in the points with double precision intervals in the Ovruch depression M 1:10 000

Conclusions. The statistical simulation method of random field on the sphere implementations makes it possible to supplement with a given detail the measurement results of magnetic field full vector on the great square territory. The built variogram of random component has the best approximation (the mean square deviation is 0, 195) than in (Вижва та ін., 2010; Vyzhva and Vyzhva, 2016) (the mean square deviation is 0, 225) by theoretical variogram which is connected to the Bessel type correlation.

Список використаних джерел

1. Вижва, З.О., Ядренко, М.Й. (2000). Статистичне моделювання ізотропних випадкових полів на сфері. Вісник Київського національного університету. Математика і механіка, 5, 5-11.
2. Вижва, З.О., Вижва, С.А., Демидов, В.К. (2010). Статистичне моделювання випадкових полів на площині сплайновими апроксимаціями (на прикладі даних аеромагнітометрії). Вісник Київського національного університету. Геологія, 51, 31-36.
3. Вижва, З.О. (2011). Статистичне моделювання випадкових процесів та полів. Київ: Обрії.
4. Вижва, З.О., Федоренко, К.В. (2013). Про статистичне моделювання випадкових полів у тривимірному евклідовому просторі. Вісник Київського національного університету. Математика і механіка, 30(2), 19-24.
5. Градштейн, І.С., Рыжик, І.М. (1971). Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений. Москва: Наука.
6. Пригарин, С. М. (2005). Методы численного моделирования случайных процессов и полей. Новосибирск: Изд-во ИВМ и МГ.
7. Chiles, J.P., Delfiner, P. (1999). Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty. New York, Toronto: John Wiley & Sons, Inc.
8. Vyzhva, Z.O., Vyzhva, S.A., Demidov, V. K. (2012). The statistical simulation of random processes and 2-D fields on aerial magnetometry. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 56, 52-55.
9. Vyzhva, Z.O. (1997). On Approximation of Isotropic Random Fields on the Sphere and Statistical Simulation. Theory of Stochastic Processes, 3(19), 463-467.

10. Vyzhva, Z.O. (2003). About Approximation of 3-D Random Fields and Statistical Simulation. Random Operator and Stochastic Equation, 4, 3, 255-266.
11. Vyzhva, Z.O., Fedorenko, K.V. (2013). The Statistical Simulation of 3-D Random Fields by Means Kotelnikov-Shannon Decomposition. Theor. Probability and Math. Statist., 88, 17-31.
12. Vyzhva, Z.O., Fedorenko, K.V. (2016). About Statistical Simulation of 4D Random Fields by Means of Kotelnikov-Shannon Decomposition. Journal of Applied Mathematics and Statistics. Columbia International Publishing, 2, 2, 59-81.
13. Vyzhva, Z.O., Vyzhva, A.S. (2016). About methods of statistical simulation of random fields on the plane by the aircraft magnetometry data. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 4 (75), 88-93.
14. Yadrenko, M.Y. (1993). Spectral theory of random fields. New York: Optimization Software Inc., Publications Division.
15. Yadrenko, M.Y., Gamally, O. (1998). The Statistical Simulation of Homogeneous and Isotropic Three-dimensional Random Fields and Estimate Simulation Error. Theor. Probability and Math. Statist., 59, 171-175.
16. Watson, G.N. (1945). A treatise on the theory of Bessel functions. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press. (Russ. ed.: Watson, G.N., (1949). Teoriya besselevykh funktsiy. Moscow: Inostrannaya literatura Publ.).

References

1. Chiles, J.P., Delfiner, P. (1999). Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty. New York, Toronto: John Wiley & Sons, Inc.
2. Gradshteyn, I.S., Ryzhik, I.M. (1971). Tables of Integrals, Series and Products. Nauka: Moscow. [in Russian]
3. Prigarin, S. M. (2005). Numerical Modeling of Random Processes and Fields. Novosibirsk: Inst. of Comp. Math. and Math. Geoph. Publ. [in Russian]
4. Vyzhva, Z.O. (1997). On Approximation of Isotropic Random Fields on the Sphere and Statistical Simulation. Theory of Stochastic Processes, 3(19), 463-467.
5. Vyzhva, Z.O. (2003). About Approximation of 3-D Random Fields and Statistical Simulation. Random Operator and Stochastic Equation, 4, 3, 255-266.
6. Vyzhva, Z.O. (2011). The Statistical Simulation of Random Processes and Fields. Kyiv: Obrii. [in Ukrainian]
7. Vyzhva, Z.O., Fedorenko, K.V. (2013). About The Statistical Simulation of Random Fields on the 3D Euclid Space. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Mathematics and Mechanics, 30(2), 19-24. [in Ukrainian]

8. Vyzhva, Z.O., Fedorenko, K.V. (2013). The Statistical Simulation of 3-D Random Fields by Means of Kotelnikov-Shannon Decomposition. Theor. Probability and Math. Statist., 88, 17-31.
9. Vyzhva, Z.O., Fedorenko, K.V. (2016). About Statistical Simulation of 4D Random Fields by Means of Kotelnikov-Shannon Decomposition. Journal of Applied Mathematics and Statistics. Columbia International Publishing, 2, 2, 59-81.
10. Vyzhva, Z.O., Vyzhva, S.A. (2016). About methods of statistical simulation of random fields on the plane by the aircraft magnetometry data. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 4 (75), 88-93.
11. Vyzhva, Z.O., Vyzhva, S.A., Demidov, V. K. (2012). The statistical simulation of random processes and 2-D fields on aerial magnetometry. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 56, 52-55.
12. Vyzhva, Z.O., Vyzhva, S.A., Demidov, V.K. (2010). The statistical simulation of random fields on the plane by spline approximation (on aerial

magnetometry data example). Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 51, 31-36. [in Ukrainian]

13. Vyzhva, Z.O., Yadrenko, M.Y. (2000). The Statistical Simulation of Isotropic Random Fields on the Sphere. Visn. Kyiv University. Mathematics and Mechanics., 5, 5-11. [in Ukrainian]

14. Watson, G.N., (1945). A treatise on the theory of Bessel functions. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press. (Russ. ed.: Watson, G.N., (1949). Teoriya besselevykh funktsiy. Moscow: Inostrannaya literatura Publ.).

15. Yadrenko, M.Y. (1993). Spectral theory of random fields. New York: Optimization Software Inc., Publications Division.

16. Yadrenko, M.Y., Gamaliy, O. (1998). The Statistical Simulation of Homogeneous and Isotropic Three-dimensional Random Fields and Estimate Simulation Error. Theor. Probability and Math. Statist., 59, 171-175.

Надійшла до редколегії 09.03.18

З. Вижва, д-р. фіз.-мат. наук, проф.,
E-mail: zoya_vyzhva@ukr.net
В. Демидов, канд. фіз.-мат. наук, доц.
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна
А. Вижва, канд. фіз.-мат. наук.,
E-mail: motomustanger@ukr.net
ДП "Науканафтогаз", Київ, Україна

ПРО МЕТОДИ СТАТИСТИЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ ВИПАДКОВИХ ПОЛІВ НА СФЕРІ ДЛЯ ДАНИХ АЕРОМАГНІТОМЕТРІЇ

Розроблено універсальні методи статистичного моделювання (методи Монте-Карло) геофізичних даних, які дають можливість розв'язувати проблеми генерування реалізацій випадкових полів на сітці сфери будь-якої регулярності та детальності. У геофізиці більшість результатів досліджень подається у цифровій формі, точність якої залежить від різних випадкових впливів (у тому числі від похибки вимірювання апаратури). При цьому виникає проблема кондиційності карт у випадку, коли дані неможливо отримати із заданою детальністю на деяких ділянках. Для розв'язання проблем кондиційності карт, доповнення даними для досягнення необхідної точності та інших проблем подібного роду в геофізичних задачах пропонується застосовувати методи статистичного моделювання реалізацій випадкових полів. Використано теореми про оцінку середньоквадратичної апроксимації ізотропних випадкових полів на сфері частковими сумами рядів спеціального вигляду, за допомогою яких сформульовано алгоритми чисельного моделювання реалізацій таких випадкових полів методом спектральних коефіцієнтів. Розроблено нову ефективну методику застосування до розв'язання геофізичних задач методів статистичного моделювання випадкових полів на сфері. На прикладі даних аеромагнітної зйомки в районі Оверуцької западини впроваджено статистичне моделювання реалізацій випадкових полів на основі спектрального розкладу у розв'язання проблем кондиційності карт шляхом доповнення даних до необхідної детальності. При аналізі даних по профілях їх розділено на детерміновану та випадкову складові. Детерміновану складову даних пропонується наближати кубічними сплайнами, ізотропну випадкову складову – моделювати на основі спектрального розкладу випадкових полів на сфері (модельний приклад – дані аеромагнітної зйомки). За наведеним алгоритмом було отримано реалізацію випадкової складової на області дослідження з подовженою детальністю по кожному профілю. При перевірці їх на адекватність зроблено висновки, що відповідна гістограма випадкової складової має гауссівський розподіл. Побудована варіограма цих реалізацій має найкраще наближення теоретичною варіограмою, яка пов'язана із кореляційною функцією Бесселя 0-го типу. Завершальним етапом роботи було накладення масиву випадкової складової на сплайнову апроксимацію реальних даних. У результаті цього отримано більш детальну реалізацію для даних геомагнітних спостережень у виділеній області. Отже, метод статистичного моделювання реалізацій випадкових полів на сфері дає можливість максимально адекватно доповнити, із заданою детальністю, даними результатами вимірювань повного вектора напруженості магнітного поля.

Ключові слова: статистичне моделювання, спектральний розклад, сплайн-інтерполяція, кондиційність карт.

З. Вижва, д-р. физ.-мат. наук, проф.,
E-mail: zoya_vyzhva@ukr.net
В. Демидов, канд. физ.-мат. наук, доц.
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина
А. Вижва, канд. физ.-мат. наук.,
E-mail: motomustanger@ukr.net
ДП "Науканафтогаз", Киев, Киев

О МЕТОДАХ СТАТИСТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СЛУЧАЙНЫХ ПОЛЕЙ НА СФЕРЕ ДЛЯ ДАННЫХ АЭРОМАГНИТОМЕТРИИ

Разработаны универсальные методы статистического моделирования (методы Монте-Карло) геофизических данных, которые дают возможность решить проблемы генерирования реализаций случайных полей на сфере на сетке любой детальности и регулярности. В геофизике большинство результатов исследований подается в цифровой форме, точность которой зависит от разных случайных влияний (в том числе от погрешности измерения аппаратуры). При этом возникает проблема кондиционности карт в случае, когда данные невозможно получить на некоторых участках. Для решения проблем кондиционности карт, дополнения данными для достижения необходимой точности и других проблем подобного рода в геофизических задачах предлагается применять методы статистического моделирования реализаций случайных полей. Использованы теоремы об оценке среднеквадратической аппроксимации изотропных случайных полей на сфере частичными суммами рядов специального вида, при помощи которых сформулированы алгоритмы численного моделирования реализаций таких случайных полей методом спектральных коэффициентов. Разработана новая эффективная методика применения методов статистического моделирования случайных полей на сфере при решении геофизических задач. На примере данных аеромагнитной съемки в районе Оверуцкой впадины разработана методика внедрения статистического моделирования случайных полей на сфере на основании спектрального разложения для решения проблем кондиционности карт дополнением данных необходимой детальности. При анализе данных по профилям, их разделено на детерминированную и случайную составляющие. Детерминированную составляющую предлагается аппроксимировать кубическими сплайнами, изотропную случайную составляющую – моделировать на основе спектрального разложения случайных полей на сфере (модельный пример – данные аеромагнитной съемки). С помощью предложенного алгоритма были получены реализации случайной составляющей в области исследования с удвоенной детальностью по каждому профилю. При проверке их на адекватность сделаны выводы, что соответствующая гистограмма случайной составляющей имеет гауссовское распределение. Построенная вариограмма этих реализаций имеет наилучшее приближение теоретической вариограммой, которая соответствует корреляционной функции Бесселя 0-го типа. Заключительным этапом работы было наложение массива случайной составляющей на сплайновую аппроксимацию реальных данных. В результате получена более детальная реализация для данных геомагнитных наблюдений в выделенной области. Таким образом, метод статистического моделирования реализаций случайных полей на сфере даёт возможность максимально адекватно дополнить, с заданной детальностью, данными результатами измерений полного вектора напряжённости магнитного поля.

Ключевые слова: статистическое моделирование, спектральное разложение, сплайн-интерполяция, кондиционность карт.

УДК 550.382.7

В. Рябенський, д-р техн. наук, проф.,

E-mail: optron2@gmail.com,

І. Чудайкін, канд. техн. наук,

E-mail: igorlu3141509@rambler.ru,

Ю. Таргунакова, асп., E-mail: golubkajulya@gmail.com

тел. (0512) 44-16-49

Національний Університет Кораблебудування ім. адмірала Макарова
Інститут автоматики та електротехніки, кафедра теоретичної електротехніки
та електронних систем, пр. Центральний, 3, м. Миколаїв, 54021, Україна

РОЗРОБКА АЛГОРИТМІВ ТА ПРОГРАМНИХ КОМПОНЕНТІВ МОДЕЛЮВАННЯ КВАЗІСТАЦІОНАРНИХ МАГНІТНИХ ПОЛІВ

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

Магнітометричний розділ геофізики морських акваторій характеризується переходом на якісно новий рівень досліджень. Магнітометричні вимірювання використовуються при виконанні спеціалізованих завдань: трасування трубопроводів, пошук затонулих суден, авіабомб і підземних снарядів, що не розірвалися, виявлення і вивчення затонулих об'єктів культурної спадщини. Ідентифікація таких затонулих об'єктів називається оберненою задачею морської магнітометрії, і вона належить до класу некоректно поставлених задач. Першим етапом розв'язання такої задачі є розв'язання прямої задачі, яка полягає у визначенні аномального поля, створюваного тілами певної форми, густини за певних умов занурення і накопичення інформації про ці об'єкти. Особливий інтерес становлять задачі визначення аномального поля об'єктів, що складаються з тонкостінних конструкцій. Розв'язання ж цієї проблеми багато в чому визначається наявністю ефективної системи програм з вирішення тривимірних прямих задач магнітометрії – знаходження полів типових збуджувальних тіл (наборами яких можна апроксимувати реальні об'єкти). У статті описується робота головного алгоритму та підпрограм, які входять до головного алгоритму розробленого програмного комплексу MBEM для моделювання магнітних полів тонкостінних конструкцій. MBEM створено на основі розробленого модифікованого методу граничних елементів, який базується на класичному методі граничних елементів та методі вторинних джерел. Здійснено чисельну перевірку та встановлено ефективність розроблених алгоритмів і програмних компонентів на задачах розрахунку магнітного поля тонкостінних конструкцій, для яких відомі розв'язки. Наведено приклад роботи програмного комплексу – розрахунок результуючого поля тонкостінної труби, а саме моделювання вектора напруженості на площині, яка знаходиться під об'єктом на відстані півметра.

Ключові слова: магнітне поле, вектор магнітної напруженості, модифікований метод граничних елементів, комплекс MBEM, тонкостінні конструкції.

На сьогодні дослідження підводної частини водних акваторій характеризується переходом на якісно новий рівень. Особлива увага при проведенні пошукових робіт приділяється геофізичним методам, у тому числі й магнітометрії (Владов та Старовойтов, 1998; Орлюк та ін., 2014; Старинов, 2014). Визначальну роль у розвитку теорії і практики сучасних морських магнітометричних досліджень відіграють такі чинники: поява вимірювальної апаратури, що забезпечує високу точність спостережень; вдосконалення методики виконання магнітостатичних спостережень; акумуляція знань і практичних результатів, і глибока проробка на їхній основі теорії й методології інтерпретації магнітометричних даних; стрімке збільшення продуктивності обчислювальної техніки та створення ефективних інформаційних технологій зберігання, обробки та інтерпретації цифрової інформації (Кортунов та ін., 2007; Манштейн, 2002). Магнітометричні вимірювання використовуються широким колом наукових і виробничих організацій при вирішенні спеціалізованих завдань: трасування трубопроводів (Крапивський та Некучаєв, 2011; Zhao et al., 2014), пошук затонулих суден (Holmes, 2008), авіабомб і підземних снарядів, що не розірвалися (Звенижский та Парфенцев, 2008; Holmes, 2006), виявлення і вивчення затонулих об'єктів культурної спадщини, вивчення магнітних полів металоконструкцій (Сердюк та ін., 2010; Розов та ін., 2008; Розов та ін., 2014; Розов та ін., 2013). Ідентифікація таких затонулих об'єктів називається оберненою задачею морської магнітометрії, і вона належить до класу некоректно поставлених задач. Рішення оберненої задачі передбачає визначення форми і розташування тіл, їхньої густини та об'єму (Тафеев, 1953). Виконання цього складного завдання зазвичай проводиться у декілька етапів.

Першим етапом розв'язання такої задачі є розв'язання прямої задачі. Пряма задача полягає у визначенні аномального поля, створюваного тілами певної форми, густини за певних умов занурення і накопичення інформації про ці об'єкти (Завойський, 1978). Особливий інтерес становлять задачі визначення аномального поля

об'єктів, що складаються з тонкостінних конструкцій (Краснов, 1986; Хайруллин, 2012). Розв'язання ж цієї проблеми багато в чому визначається наявністю ефективної системи програм з вирішення тривимірних прямих задач магнітометрії — знаходження полів типових збуджувальних тіл (наборами яких можна апроксимувати реальні об'єкти) (Буличов та ін., 2010).

Загалом алгоритми розрахунку прямих задач магнітометрії поділяються на категорії:

1. Використання і подальша модернізація існуючих аналітичних формул (цей метод дозволяє отримати явний розв'язок тільки для областей найпростішого виду).

2. Створення високоефективних швидких наближених чисельних методів, заснованих на застосуванні обчислювальної техніки.

Багато методів розв'язання обернених задач базуються, у тому чи іншому вигляді, на методах підбору, що вимагає багаторазового застосування алгоритму розв'язання прямої задачі. Це диктує необхідність того, щоб ці алгоритми були стійкі до обчислювальних похибок і на порядок-два більш швидкодіючими, ніж процедури відповідних алгоритмів багатовимірної оптимізації (Єрмохин, 1998).

Із численних методів морської магнітометрії найбільш успішно застосовуються методи інтегральних рівнянь (Блох, 2009). При їхній розробці найбільша увага приділялася пошуково-розвідувальній геофізиці великих родовищ, які глибоко залягають, де досить часто можна користуватися квазідвовимірними наближеннями. Також для цих методів слабо розвинена комп'ютерна база для розв'язання тривимірних задач. Тому в моделюванні індукованого магнітного поля тонкостінних конструкцій у тривимірному просторі є серйозний пробіл. Нині посилено розвиваються інженерно-пошукові, археологічні та екологічні роботи, у яких обсяг цифрової інформації та ступінь необхідної деталізації вимагають не просто комп'ютерної обробки, але переходу до моделювання реальної тривимірної картини досліджуваного об'єкта. Тим часом обчислювальні можливості сучасних комп'ютерів

уже дозволяють перевести цілий ряд завдань моделювання тривимірних середовищ з чисто наукової у практичну площину.

Для розрахунку електромагнітних полів тепер найбільш широко застосовуються: метод скінченних різниць (МСР); метод скінченних елементів (МСЕ); метод граничних елементів (МГЕ).

А.В. Пашковський у своїй роботі (*Пашковський, 2014*) навів класифікацію методів розв'язку польових задач. Цю класифікацію, яку було розширено й доповнено, подано в роботі (*Рябенський та ін., 2017*). На сьогодні понад 90% сучасних інженерних програм розрахунку ґрунтуються на методі скінченних елементів. Однак у МСЕ (*Косиченко, 2013*) існує ще цілий ряд істотних недоліків – штучне обмеження області розрахунку, дискретизація навоколишнього простору, виконання нової дискретизації при зміні положення елементів тощо, що привело до пошуків альтернативних методів, із яких найбільш перспективним є МГЕ.

Дж. Т. Кацикаделіс у своїй книзі (*Katsikadelis, 2017*) описав переваги й недоліки МГЕ. *Перевагами* методу є: 1. Дискретизації підлягає тільки межа тіла, що полегшує чисельне моделювання за допомогою МГЕ і на порядок зменшує число невідомих. Таким чином, спрощується і зміна моделі, пов'язана з урахуванням змін проекту. 2. МГЕ дозволяє обчислювати розв'язок та його похідні в будь-якій точці розглянутої області та в будь-який момент часу. Це можливо тому, що метод використовує інтегральне представлення розв'язку отриманого аналітичного виразу, яке можна диференціювати й використовувати як аналітичну формулу. Це неможливо при використанні МСЕ, оскільки розв'язок можна отримати тільки у вузлових точках. 3. Метод дуже ефективний для обчислень похідних польових функцій. Можна з легкістю оперувати зосередженими силами й моментами як в області, так і на її межі. На поточній стадії розвитку МГЕ можна виділити наступні *недоліки* методу: 1. Чисельна реалізація МГЕ призводить до системи лінійних алгебраїчних рівнянь (СЛАР), у яких матриці коефіцієнтів повністю заповнені й несиметричні. При використанні МСЕ отримані матриці мають стрічкову структуру. Однак указаний недолік МГЕ компенсується значно меншою розмірністю матриць. 2. Застосування МГЕ вимагає наявності фундаментальної матриці розв'язків. Для побудови граничних елементів треба мати функцію Гріна для відповідної області. Такі функції знайдені для областей, які мають просту форму. Цей метод не може використовуватися для задач, фундаментальний розв'язок яких не відомий чи не визначений. 3. Розроблені програми та підпрограми на базі МГЕ носять локальний характер і були створені лише для розв'язання конкретних задач у досліджуваній області, без особливих засобів візуалізації та повної автоматизації, що свідчить про необхідність розробки нової САПР, яка відповідає всім сучасним вимогам.

Недолік, описаний у пункті 2, можна усунути за допомогою створення комбінованого методу граничних елементів і методу вторинних джерел. Д.М. Філіппов у своїй роботі (*Філіппов, 2013*) розвив метод вторинних джерел для моделювання двовимірного магнітного поля електромагнітних систем, в якому при складанні СЛАР для знаходження густини вторинних джерел вперше запропоновано застосовувати інтегральні закони поля до елементів межі розділу середовищ.

Задача про намагнічення тонких оболонок і пластин являє собою специфічний граничний випадок загальної магнітостатичної задачі, що заслуговує самостійного розгляду (*Краснов, 1986*). Особливості цієї задачі полягають у тому, що мала, порівняно з іншими геометричними розмірами, товщина оболонки обумовлює появу в рішенні задачі різниці близьких величин. Тому необхідно шукати

такий шлях виконання завдання, за якого умова малості товщини враховувалася б вже у самому формулюванні задачі. У зв'язку з цим авторами запропонованої статті було розроблено модифікований метод граничних елементів (ММГЕ) для дослідження магнітних полів тонкостінних конструкцій у тривимірному просторі, який засновано на методі граничних елементів та вторинних джерел.

Постановка задачі. За допомогою розробленого ММГЕ розробити алгоритми та програмні компоненти для моделювання магнітних полів тонкостінних конструкцій у тривимірному просторі для розрахунку прямих задач магнітометрії. Також слід зазначити, що розроблений ММГЕ позбавлений недоліку класичного методу граничних елементів, а саме: для побудови класичних граничних елементів треба мати функцію Гріна для відповідної області, такі функції знайдені не для всіх можливих областей (*Katsikadelis, 2016*).

На базі розробленого ММГЕ було створено програмний комплекс MBEM для розрахунку магнітних полів. Цей програмний комплекс має дружній інтерфейс, реалізований на операційній системі Linux, з використанням *gmsh* (*Гезуйєн та Ремаль, 2017*) та *ani3d* (*Данилов, 2010*) генераторів та бібліотеки GNU GSL за допомогою C та C++ мов програмування.

Програмний комплекс приймає вхідні параметри, які задає користувач. Сам користувач вибирає за допомогою яких сіткових генераторів (*gmsh* чи *ani3d*) виконати побудову поверхневої сітки та куди вивести результати розрахунку: візуалізувати результати програми за допомогою *gmsh* чи вивести їх у файл. Також розроблений комплекс програм дозволяє створити довільний об'єкт в інтерактивному режимі чи завантажити вже існуючий об'єкт; побудувати розрахункову сітку та вивести її на монітор (якщо сітка не підійшла, то можна з легкістю поміняти вхідні параметри триангуляції та розрахувати нову сітку); після побудовання сітки розраховується ППШ і виводиться результат розрахунку індукованого магнітного потенціалу та напруженості у вигляді графіків і векторів.

Головний алгоритм програмного комплексу зображено на рис. 1.

Розглянемо докладніше роботу підпрограм, які входять у головний алгоритм програмного комплексу:

- **Триангуляція поверхні заданого об'єкта:** будується поверхнева конформна триангуляція області за допомогою портативних бібліотек *ani3d* чи *gmsh* (за вибором користувача). Вхідна інформація: параметри об'єкта, крок триангуляції, алгоритм розбиття сітки (фронтальний алгоритм, алгоритм Делоне, *MeshAdapt* алгоритм (доступний тільки в *gmsh*)). Для складних кривих поверхонь розробники програмного забезпечення *gmsh* (*Рябенський у др., 2017*) рекомендують використовувати *MeshAdapt* алгоритм. Коли важлива висока якість елементів – краще використовувати фронтальний алгоритм. Для побудови великих поверхневих сіток є більш оптимальним алгоритм, заснований на триангуляції Делоне. Після отримання початкової поверхневої триангуляції, до отриманої сітки можна застосувати пост-оптимізацію, яка дозволяє значно поліпшити її рівномірність та виправити певні нерегулярності. Критерій рівномірності при цьому може бути іншим, ніж за початкової триангуляції. Також для згладжування трикутної сітки й отримання практично рівносторонніх трикутників можна застосувати алгоритм Ллойда. На відміну від інших методів згладжування, наприклад, від згладжування Лапласа (при якому вузли зміщуються таким чином, що кожен внутрішній вузол опиняється у центрі мас тіла, утвореного сусідніми вершинами), алгоритм Ллойда може змінити топологію мережі, що викликає приведення до майже рівносторонніх

елементів, і уникнути проблем зі змішуванням, які можуть виникнути при використанні згладжування Лапласа. Інформація з даними про триангуляцію (кількість точок розбиття nV , їхні координати, кількість трикутників та номери вершин, які входять у кожен трикутник (масив

faces)) записуються у файл, який має розширення ".out" (якщо користувач вибрав *api3d*) чи ".msh" (якщо користувач вибрав *gms*).

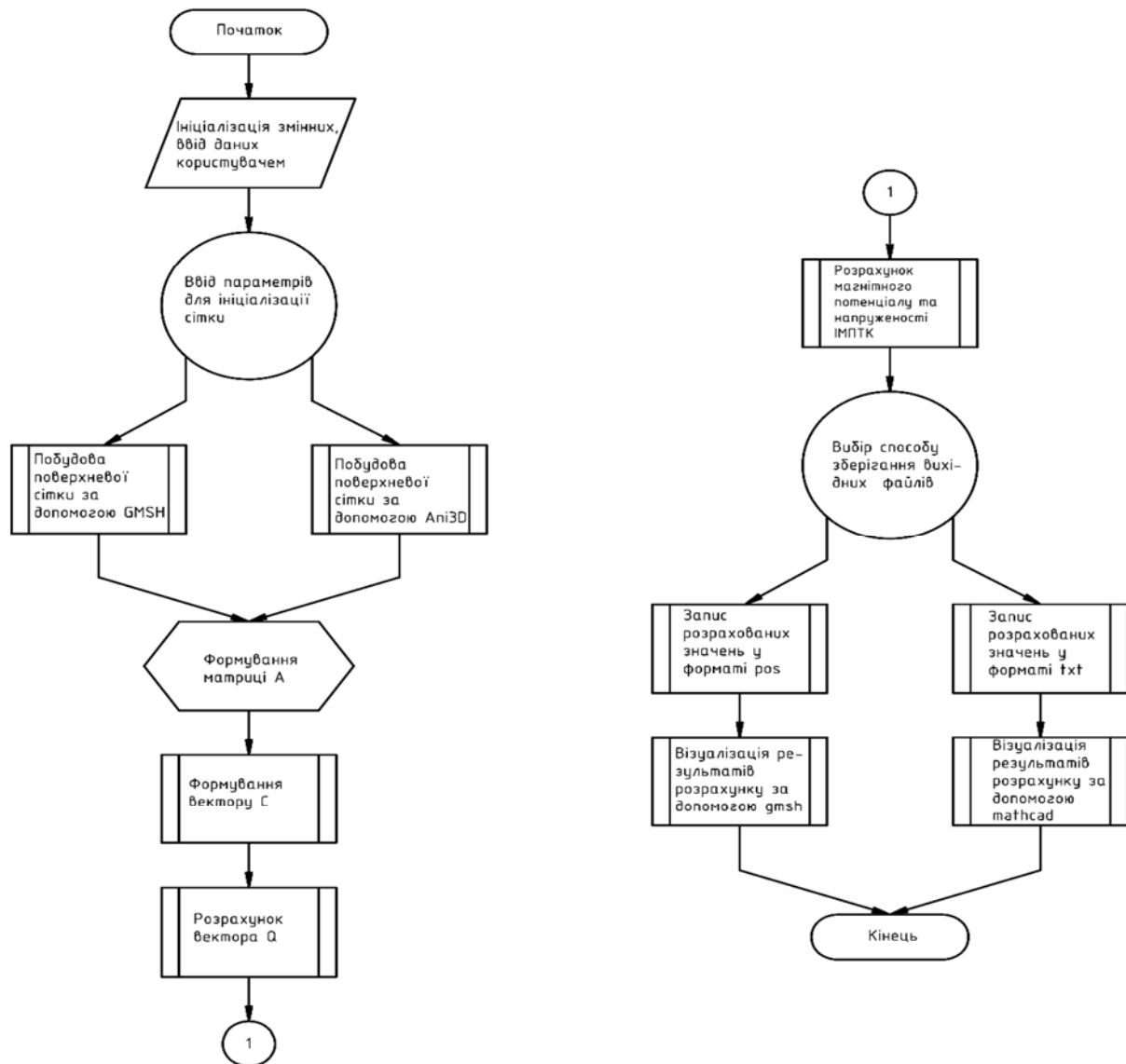


Рис. 1. Головний алгоритм МВЕМ

- **Зчитування та формування масивів для обробки результатів триангуляції.**
- **Формування матриці А.** Елементи матриці a_{ij} – це коефіцієнти впливу, які розраховуються в кожній j -тій

точці поверхні триангуляції та відображають вплив від цієї точки на інші i -ті точки (рис. 2, а). Вони розраховуються за формулою (1).

$$a_{ij} = -\frac{1}{4\pi \cdot S_j} \sum_{k=1}^{P_j} \sum_{i=1}^2 \mu_s^* (t_{jkl}) l_{jkl} \frac{(x_{jkl} - x_i) \cos n_{jklx} + (y_{jkl} - y_i) \cos n_{jkly} + (z_{jkl} - z_i) \cos n_{jklz}}{\sqrt{(x_{jkl} - x_i)^2 + (y_{jkl} - y_i)^2 + (z_{jkl} - z_i)^2}} \quad (1)$$

де n_{jkl} – зовнішня нормаль до контрольного об'єму, що знаходиться у площині Δ_{jk} ; n_{jklx} , n_{jkly} , n_{jklz} – кути між n_{jkl} та координатними осями.

Координати вектора n_{jkl} (n_{j11} , n_{j12} рис. 2, б) розраховуються за формулою:

$$\bar{n}_{jkl} = \bar{l}_{jkl} \times \bar{n}_{jk} \quad (2)$$

де n_{jk} – зовнішня нормаль до ділянки тонкостінної поверхні:

$$\bar{n}_{jk} = \bar{r}_{jk1} \times \bar{r}_{jk2} \quad (3)$$

У даній підпрограмі для розрахунку коефіцієнтів впливу a_{ij} була застосована багатонитовість.

- **Формування вектора С.** Елементи вектора c_j – коефіцієнти впливу фоновому полю на j -ту точку поверхні, розраховуються по формулі (4)

$$c_j = \frac{1}{S_j} \sum_{k=1}^{P_j} \sum_{i=1}^2 \mu_s^* (t_{jkl}) l_{jkl} [H_0 \cos n_{jklx} + H_0 \cos n_{jkly} + H_0 \cos n_{jklz}] \quad (4)$$

• Розрахунок інтенсивності точкових джерел Q (знаходження потенціалу простого шару (ППШ) тонкостінної конструкції).

Для знаходження ППШ складається система лінійних алгебраїчних рівнянь (СЛАР):

$$[A]\{Q\} = \{C\} \quad (5)$$

У СЛАР (5) матриця $[A]$ є виродженою. Для її розв'язку застосовується сингулярне розкладання.

Після сингулярного розкладання матриця $[A]$ матиме вигляд:

$$[A] = [U][S][V]^T \quad (6)$$

де $[S]$ – матриця такого ж розміру, як $[A]$, у якій елементи, розташовані на головній діагоналі, є сингулярними числами (а всі елементи, що не лежать на головній діагоналі, є нульовими); $[U]$ та $[V]$ – це дві унітарні матриці, що складаються з лівих та правих сингулярних векторів відповідно.

Після сингулярного розкладання отримана СЛАР розв'язується методом найменших квадратів.

Знаючи значення потенціалу простого шару, можна з легкістю знайти індуковане поле у будь-якій точці простору (скалярний магнітний потенціал (7) і вектор магнітної напруженості (8)):

$$\phi_m = \Psi_m(t, q_i) = \frac{1}{4\pi} \sum_{i=1}^{P_j} \frac{Q_i}{\sqrt{(x_t - x_i)^2 + (y_t - y_i)^2 + (z_t - z_i)^2}} \quad (7)$$

$$\left. \begin{aligned} H_{mx} &= -\frac{1}{4\pi} \sum_{i=1}^{P_j} \frac{Q_j (x_t - x_i)}{\sqrt{(x_t - x_i)^2 + (y_t - y_i)^2 + (z_t - z_i)^2}} \\ H_{my} &= -\frac{1}{4\pi} \sum_{i=1}^{P_j} \frac{Q_j (y_t - y_i)}{\sqrt{(x_t - x_i)^2 + (y_t - y_i)^2 + (z_t - z_i)^2}} \\ H_{mz} &= -\frac{1}{4\pi} \sum_{i=1}^{P_j} \frac{Q_j (z_t - z_i)}{\sqrt{(x_t - x_i)^2 + (y_t - y_i)^2 + (z_t - z_i)^2}} \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

Розглянемо роботу розробленого програмного комплексу MBEM на прикладі.

Розрахуємо магнітну індукцію залізної труби: зовнішній радіус $r_1 = 1.55 \text{ м}$, внутрішній радіус $r_2 = 1.45$, довжина труби $l = 30 \text{ м}$, магнітна проникність заліза $\mu = 400$. Труба знаходиться у зовнішньому полі $H_{0z} = 1 \text{ А/м}$. Вісь труби збігається з віссю y . Центр труби збігається з початком координат.

На рис. 3 представлено значення результуючої магнітної напруженості, одержаної у MBEM (справа) та в ANSYS (зліва) на відрітку, який розташований під трубою на відстані 1,25 м від неї. Відрізок має наступні координати: $-5 \leq x \leq 5$, $y = 0$, $z = 0$. Порівняємо результати розрахунку, отримані в розробленому програмному комплексі MBEM та в програмному комплексі ANSYS.

На рис. 4 наведено значення вектора напруженості на площині з координатами $-5 \leq x \leq 5$, $-5 \leq y \leq 5$, $z = -2$ (вид збоку), розраховане в розробленому програмному комплексі MBEM.

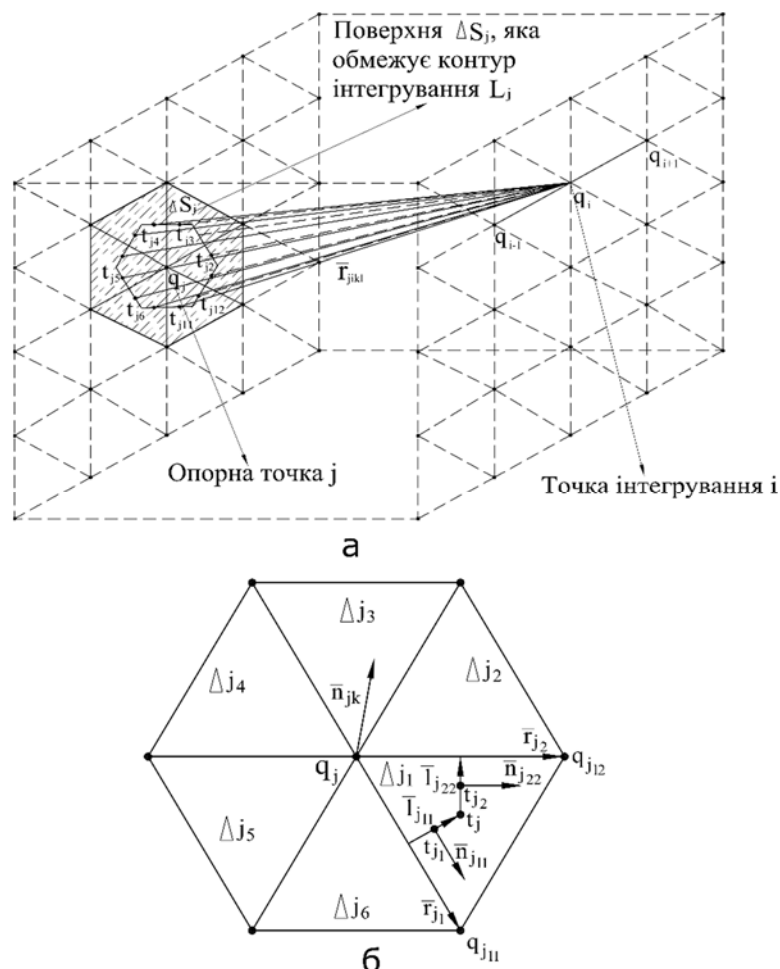


Рис. 2. Апроксимація тривимірної поверхні при розрахунку коефіцієнтів впливу

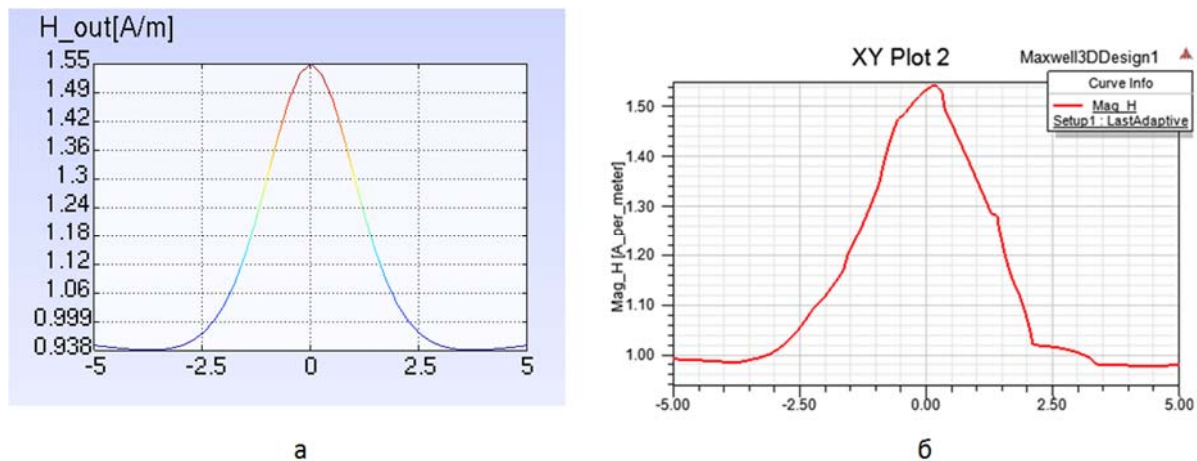


Рис. 2. Значення результуючої магнітної напруженості на відрітку, який знаходиться під тонкостінною конструкцією, розраховані в MBEM(a) та в ANSYS(b)

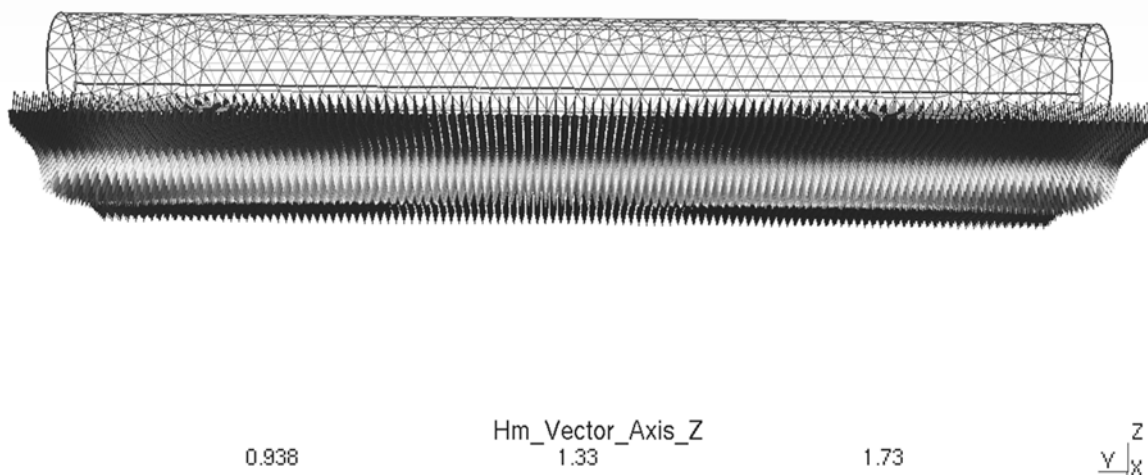


Рис. 3. Розподіл результуючого вектора напруженості на площині з координатами $-5 \leq x \leq 5$, $-5 \leq y \leq 5$, $z = -2$

Висновки. За допомогою розробленого ММГЕ розроблено алгоритми та програмний комплекс МВЕМ для моделювання магнітних полів тонкостінних конструкцій у тривимірному просторі для розрахунку прямих задач магнітометрії.

Цей комплекс дозволяє моделювати основні ймовірнісні характеристики знаходження затонулих об'єктів, на підставі яких розробляється стратегія проведення експериментальних досліджень. ММГЕ базується на методі граничних елементів (МГЕ) і методі вторинних джерел, але, на відміну від класичного МГЕ, не вимагає наявності матриці фундаментальних розв'язків. Застосування ММГЕ дозволяє розрахувати магнітне поле у тривимірному просторі поблизу та всередині тонкостінної оболонки будь-якої конфігурації, при цьому зменшується розмірність дискретної моделі порівняно з МСЕ та МСР.

Розроблений програмний комплекс МВЕМ має дружній інтерфейс, який реалізовано на операційній системі Linux із використанням gmsh та ani3d генераторів за допомогою C та C++ мов програмування, та працює в багатопоточному режимі.

Список використаних джерел

1. Блох, Ю.И. (2009). Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. <http://sigma3d.com/pdf/books/blokh-interp.pdf>
2. Булычев, А.А., Лыгин, И.В., Мелихов, В.Р. (2010). Численные методы решения прямых задач гравитационной и магниторазведки. Москва: Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова.

3. Владов, М.Л., Старовойтов, А.В. (1998). Обзор геофизических методов исследований при решении инженерно-геологических и инженерных задач. Москва: ГСД Продакшен.
4. Гезуейн, К., Ремаль, Ж.-Ф. (2017). Инструкция користувача Gmsh. <http://gmsh.info/doc/texinfo/gmsh.html>
5. Данилов, А.А. (2010). Способы построения трёхмерных поверхностных триангуляций и тетраэдральных сеток. *Научно-технический вестник СПбГУ ИТМО*, Т. 65, 1, 87-92.
6. Ермохин, К.М. (1998). Решение трехмерных задач детальной электро- и магниторазведки на основе метода объемных дипольных источников. *Автореф. дис. ... д-ра техн. наук: 04.00.12*. Санкт-Петербург: Санкт-Петербургский горный университет.
7. Завойский, В.Н. (1978). Вычисление магнитных полей анизотропных трехмерных тел в задачах магниторазведки. *Известия АН СССР. Физика Земли*, 1, 76-85.
8. Звенижский, С.С., Парфенцев, И.В. (2008). Метод магнитометрического обнаружения взрывоопасных предметов. *Спецтехника и связь*, 2, 8-17.
9. Кортунув, В.А., Кулинич, Р.Г., Сычева, Е.И. (2007). Геофизические поля окраинных морей и океана. Владивосток: ДВГТУ.
10. Косиченко, М.Ю. (2003). Численное моделирование двумерных стационарных электромагнитных полей в электромагнитных и магнитостатических системах комбинированным методом конечных и граничных элементов. *Автореф. дис. ... к-та техн. наук: 05.09.05*. Новочеркасск: Южно-Российский государственный политехнический университет имени М.И. Платова.
11. Крапивский, Е.И., Некучаев, В.О. (2011). Дистанционная магнитометрия газонефтепроводов. Ухта: Изд. УГТУ.
12. Краснов, И.П. (1986). Расчетные методы судового магнетизма и электротехники. Ленинград: Судостроение.
13. Манштейн, А.К. (2002). Малоглубинная геофизика. Новосибирск: Изд-во НГУ.
14. Орлюк, М.И., Марченко, М.И., Иващенко, И.Н. (2014). Расчет компонент геомагнитного поля на примере одесской магнитной аномалии. *Геодинамика*, 1(16), 96-102.

15. Орлюк, М. И., Роменец, А.А., Марченко, А.В., Орлюк, И.М., Иващенко, И.Н. (2015). Магнитное склонение на территории Украины: результаты наблюдений и вычислений. *Геофизический журнал*, 2(37), 73-85.
16. Пашковский, А.В. (2014). Численно-аналитические методы стандартных элементов для моделирования стационарных физических полей в линейных кусочно-однородных и нелинейных средах. *Автореф. дис. ... д-ра техн. наук: 05.13.18*. Новочеркасск: Южно-Российский государственный политехнический университет имени М.И. Платова.
17. Розов, В. Ю., Завальный, А. В., Золотов, С.М., Грецих, С. В. (2015). Методы нормализации статистического геомагнитного поля в жилых домах. *Электротехника и электромеханика*, 2, 35-40.
18. Розов, В. Ю., Левина, С. В. (2014). Моделирование статического геомагнитного поля внутри помещений современных жилых домов. *Технічна електродинаміка*, 4, 8-10.
19. Розов, В. Ю., Пелевин, Д. Е., Левина, С. В. (2013). Экспериментальные исследования явления ослабления статического геомагнитного поля в помещениях. *Электротехника и электромеханика*, 6, 72-76.
20. Розов, В.Ю., Резинкина, М. М., Думанский, Ю. Д., Гвозденко, Ю. Д. (2008). Исследование техногенных искажений геомагнитного поля в жилых и производственных помещениях и определение путей их снижения до безопасного уровня. *Технічна електродинаміка. Тематичний випуск "Проблеми сучасної електротехніки"*, Ч. 2., 3-8.
21. Рябенкий, В.М., Чудайкин, I.I., Таргунакова, Ю. Д. (2017). Модифікований метод граничних елементів та алгоритм розв'язання задач обчислення індукованого магнітного поля тонкостінних конструкцій в тривимірному просторі. *Матеріали Міжнародної науково-практичної конференції "Інформаційні технології та комп'ютерне моделювання"*, 403-409. ISBN: 978-617-7468-02-7.
22. Рябенкий, В. М., Чудайкин, И. И., Таргунакова, Ю. Д. (2017). Методы генерации треугольной сетки для решения задач методом граничных элементов. *Мат. доп. Всеукраїнської науково-технічної конференції студентів та молодих вчених "Інновації в суднобудуванні та океанотехніці"*, 356-357.
23. Сердюк, А.М., Григор'єв, П.Є., Акіменко, В.Я., Протас, С.В. (2010). Екологічна значущість геомагнітного поля та медично-біологічні передумови гігієнічного регламентації його ослаблення в умовах України. *Довкілля і здоров'я*, 3, 8-11.
24. Стариков, В.С. (2016). Инженерная магнитометрия при исследовании технического состояния стальных трубопроводов большого диаметра. *Вестник ВГУ. Серия: Геология*, 3, 114-118.
25. Тафеев, Ю.П. (1953). О расчетах магнитного поля ΔT . В кн. *Геофизическая разведка рудных месторождений*. Госгеоліздат, 76-81.
26. Филиппов, Д.М. (2013). Развитие метода вторичных источников для моделирования плоскопараллельного магнитного поля электромагнитных систем. *Автореф. дис. ... к-та техн. наук : 05.09.05*. Харьков: Таврический национальный университет имени В.И. Вернадского.
27. Хайруллин, Ф.С. (2012). Расчет тонкостенных конструкций сложной формы на основе аппроксимирующих функций с конечными носителями: монография. Казань: КНИТУ. ISBN: 978-5-7882-1335-4.
28. Holmes, J.J. (2006). Exploitation of A Ship's Magnetic Field Signatures. Arizona: Morgan & Claypool Publishers. <https://doi.org/10.2200/S00034ED1V01Y200605CEM009>
29. Holmes, J.J. (2008). Reduction of a Ship's Magnetic Field Signatures. Arizona: Morgan & Claypool Publishers. <https://doi.org/10.2200/S00150ED1V01Y200809CEM023>
30. Katsikadelis, J.T. (2016). The Boundary Element Method for Engineers and Scientists 2nd Edition. Oxford: Academic Press. ISBN: 978012802104
31. Zhao, W., Huang, X., Chen, S., Zeng, Z., Jin, S. (2014). A detection system for pipeline direction based on shielded geomagnetic field. *International Journal of Pressure Vessels and Piping*, 10-14. <https://doi.org/10.1016/j.ijpvp.2013.11.001>.
7. Hayrullin, F.S. (2012). Raschet tonkostennykh konstruktsey slozhnoy formy na osnove approksimiruyuschih funktsiy s konechnymi nositeliymi. Kazan: KNIU. [in Russian]
8. Holmes, J.J. (2006). Exploitation of A Ship's Magnetic Field Signatures. Arizona: Morgan & Claypool Publishers. <https://doi.org/10.2200/S00034ED1V01Y200605CEM009>
9. Holmes, J.J. (2008). Reduction of a Ship's Magnetic Field Signatures. Arizona: Morgan & Claypool Publishers. <https://doi.org/10.2200/S00150ED1V01Y200809CEM023>
10. Katsikadelis, J.T. (2016) The boundary element method for engineers and scientists : theory and applications. London : Academic Press.
11. Kortunov, V.A., Kulnich, R.G. & Syicheva, E.I. (2007). Geofizicheskie polya okrainnykh morey i okeana. Vladivostok: DVGU. [in Russian]
12. Kosichenko, M.Yu. (2003). Chislennoe modelirovanie dvumernykh statsionarnykh elektromagnitnykh poley v elektromagnitnykh i magnitostatsicheskikh sistemah kombinirovannyim metodom konechnykh i granichnykh elementov. Extended abstract of candidate's thesis (Theoretical electrical engineering). Platov South-Russian State Polytechnic University (NPI), Novocherkassk. [in Russian]
13. Krapivskiy, E.I., Nekuchaev V.O. (2011). Distantionnaya magnitometriya gazonefteprovodov. Ukhta: Ed. USTU. [in Russian]
14. Krasnov, I.P. (1986). Raschetnyye metodyi sudovogo magnetizma i elektrotehniki. Leningrad: Sudostroenie. [in Russian]
15. Manshteyn, A.K. (2002). Maloglubinnaya geofizika. Novosibirsk: Izd-vo NGU. [in Russian]
16. Orlyuk, M.I., Marchenko, A.V., Ivaschenko, I.N. (2014). Calculation of the geomagnetic field induction vector components on the Odessa magnetic anomaly region. *Geodynamics*, 1, 96-102. [in Russian]
17. Orlyuk, M.I., Romenets, A.A., Marchenko, A.V., Orliuk, I.M., Ivashchenko, I.N. (2015). Magnetic declination in the territory of Ukraine: the results of observations and calculations. *Geophysical Journal*, 2(37), 73-85. [in Russian]
18. Pashkovskiy, A.V. (2014). Chislennno-analiticheskie metodyi standartnykh elementov dlya modelirovaniya statsionarnykh fizicheskikh poley v lineynykh kusochno-odnorodnykh i nelineynykh sredah. Extended abstract of Doctor's thesis (Mathematical modeling, numerical methods and program complexes). Platov South-Russian State Polytechnic University (NPI), Novocherkassk. [in Russian]
19. Rozov, V.Yu., Levina S.V. (2014). Modeling of the static geomagnetic field indoor dwelling houses. *Technical electrodynamics*, 4, 8-10. [in Russian]
20. Rozov, V.Yu., Pelevin, D.Ye., Levina, S.V. (2013). Experimental research into indoor static geomagnetic field weakening phenomenon. *Electrical engineering & electromechanics*, 6, 72-76. [in Russian]
21. Rozov, V. Yu., Rezinkina, M. M., Dumanskiy, Yu. D., Gvozdenko, L. A. (2008) The study of man-caused distortions in the geomagnetic field of residential and industrial buildings and to identify ways to reduce them to a safe level. *Tekhnichna elektrodynamika. Tematichnyy vypusk "Problemy suchasnoyi elektrotehniki"*, 2, 3-8. [in Russian]
22. Rozov, V.Yu., Zavalnyi, A.V., Zolotov, S.M., Gretsikh, S.V. (2015). The normalization methods of the static geomagnetic field inside houses. *Electrical Engineering & Electromechanics*, 2, 35-40. [in Russian]
23. Ryabenkiy, V., Chudaykin, I., Targunakova, Yu. (2017). Modified Boundary Elements Method and algorithm for solving problems of the thin structures induced fields in a three dimensional space. *Proceedings of the International Scientific Conference. Information Technologies and Computer Modelling*, 403-409. [in Ukrainian]
24. Ryabenkiy, V., Chudaykin, I., Targunakova, Yu. (2017). Metodyi generatsii treugolnoy setki dlya resheniya zadach metodom granichnykh elementov. *Proceedings of the All-Ukrainian Scientific and Technical Conference of Students and Young Scientists Innovations in Shipbuilding and Ocean Engineering*, 356-357. [in Ukrainian]
25. Serduk, A.M., Grigor'ev, P. Ye., Akimenko, V. Y., Protas S. V. (2010). Ecological significance of the geomagnetic field and the medical and biological conditions of hygienic regulation of its weakening in Ukraine. *Environment and Health*, 3, 8-11. [in Ukrainian]
26. Starikov, V.S. (2016). Engineering magnetometry in the study of technical state of large diameter steel pipelines. *Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology*, 3, 114-118. [in Russian]
27. Tafeyev, Yu.P. (1953) O raschetah magnitnogo polya. In *Geofizicheskaya razvedka rudnykh mestorozhdeniy*. Gosgeolizdat, 76-81. [in Russian]
28. Vladov, M. L., Starovoytov, A. V. (1998). Obzor geofizicheskikh metodov issledovaniy pri reshenii inzhenerno-geologicheskikh i inzhenernykh zadach. Moscow: GSD Production. [in Russian]
29. Zavoytskiy, V.N. (1978). Vyichislenie magnitnykh poley anizotropnykh trehmernykh tel v zadachah magnitorazvedki. *Izvestiya AN SSSR. Fizika Zemli*, 1, 76-85. [in Russian]
30. Zhao, W., Huang, X., Chen, S., Zeng, Z., Jin, S. (2014). A detection system for pipeline direction based on shielded geomagnetic field. *International Journal of Pressure Vessels and Piping*, 10-14.
31. Zvenizhskiy, S.S., Parfentsev, I.V. (2008). Metod magnitometricheskogo obnaruzheniya vzryvopoasnykh predmetov. *Spetsstehnika i svyaz*, 2, 8-17. [in Russian]

Надійшла до редколегії 24.01.18

V. Ryabenkiy, Dr. Sci. (Tech.), Professor,
E-mail: optron2@gmail.com
I. Chudaykin, Cand. Sci. (Tech.), Associate Professor,
E-mail: igorlu3141509@rambler.ru
J. Targunakova, PhD student,
E-mail: golubkajulya@gmail.com
Theoretical Electronic and Electronic Systems Department
Admiral Makarov National University of the Shipbuilding
3 Central Ave., Mykolaiv, 54021, Ukraine

DEVELOPMENT OF ALGORITHMS AND SOFTWARE COMPONENTS OF QUASI-STATIONARY MAGNETIC FIELDS MODELING

The magnetometric section of the marine areas geophysics is characterized by the transition to a qualitatively new level of research, pipeline tracing, search for sunken ships, aerial bombs and unexploded ordnance, study of sunken objects of cultural heritage, identification of such sunken objects (inverse magnetometry problem), etc. The identification of such objects is called the inverse problem of marine magnetometry, and it belongs to the class of incorrectly posed task. The first step in solving this task is to find solution of the direct problem. A direct problem is to determine the anomalous field created by objects of a certain shape, density under certain conditions of immersion and accumulation of information about these objects. Problems of determining the anomalous field of a thin-walled objects are of particular interest. The solution to this problem is largely determined by the existence of an effective system of programs for solving three-dimensional direct magnetometry problems – finding the fields of typical objects (by using sets of such objects you can approximate real objects). The article describes the operation of the main algorithm and subroutines that are part of the main algorithm of the developed MBEM software for modeling the magnetic fields of thin-walled structures. MBEM is based on the developed modified boundary element method, based on the classical boundary element method and the secondary source method. Numerical verification has been carried out and the efficiency of the developed algorithms and software components has been established on the problems of calculating the magnetic field of thin-walled structures for which solutions are known. The example of the software complex work is given – the calculation of the resulting field of a thin-walled pipe, namely the simulation of the tension vector in the plane that is under the object at a distance of one half meter.

Keywords: magnetic field, vector of magnetic tension, modified boundary element method, the MBEM software, thin-walled structures.

В. Рябенкий, д-р техн. наук, проф.,
E-mail: optron2@gmail.com
И. Чудайкин, канд. техн. наук, доц.,
E-mail: igorlu3141509@rambler.ru
Ю. Таргунакова, асп.,
E-mail: golubkajulya@gmail.com, тел. (0512) 44-16-49
Национальный Университет Кораблестроения им. адмирала Макарова
Кафедра Теоретической электротехники и электронных систем
пр. Центральный, 3, г. Николаев, 54021, Украина

РАЗРАБОТКА АЛГОРИТМОВ И ПРОГРАМНЫХ КОМПОНЕНТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ КВАЗИСТАЦИОНАРНЫХ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ

Магнитометрический раздел геофизики морских акваторий характеризуется переходом на качественно новый уровень исследования. Магнитометрические измерения используются при решении специализированных задач: трассировки трубопроводов, поиска затонувших судов, авиабомб и неразорвавшихся снарядов, для изучения подводных объектов культурного наследия. Идентификация таких объектов называется обратной задачей морской магнитометрии, и она относится к классу некорректно-поставленных задач. Первым этапом решения такой задачи является решение прямой задачи. Прямая задача состоит в определении аномального поля, создаваемого телами определенной формы, плотности при определенных условиях погружения и накопления информации об этих объектах. Особый интерес представляют задачи определения аномального поля объектов, состоящих из тонкостенных конструкций. Решение же этой проблемы во многом определяется наличием эффективной системы программ по решению трехмерных прямых задач магнитометрии – нахождение полей типичных тел (наборами которых можно аппроксимировать реальные объекты). В статье описывается работа главного алгоритма и подпрограмм, входящих в главный алгоритм разработанного программного комплекса MBEM для моделирования магнитных полей тонкостенных конструкций. MBEM создан на основе разработанного модифицированного метода граничных элементов, который основан на классическом методе граничных элементов и методе вторичных источников. Осуществлена численная проверка и установлена эффективность разработанных алгоритмов и программных компонентов на задачах расчета магнитного поля тонкостенных конструкций, для которых известны решения. Приведен пример работы программного комплекса – расчет результирующего поля тонкостенной трубы, а именно моделирование вектора напряженности на плоскости, которая находится под объектом на расстоянии полуметра.

Ключевые слова: магнитное поле, вектор магнитной напряженности, модифицированный метод граничных элементов, комплекс MBEM, тонкостенные конструкции.

Наукове видання



ВІСНИК
КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА
ГЕОЛОГІЯ
Випуск 3(82)

Комп'ютерна обробка статей – О. О. Козіонова

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.

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.



Формат 60x84^{1/8}. Ум. друк. арк. 14,0. Наклад 300. Зам. № 218-8920.
Гарнітура Arial. Папір офсетний. Друк офсетний. Вид. № ГлЗ.
Підписано до друку 28.09.18

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_div.chief@univ.net.ua; redaktor@univ.net.ua
http: vpc.univ.kiev.ua
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 1103 від 31.10.02