

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.

Відповідальний за випуск О.І. Меньшов.

| | |
|---|--|
| ВІДПОВІДАЛЬНИЙ РЕДАКТОР РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ | <p>В.А. Михайлов, д-р геол. наук, проф.</p> <p>І.М. Безродна, канд. геол. наук, ст. наук. співроб. (заст. відп. ред.); О.І. Меньшов, канд. геол. наук (відп. секр.); В.Г. Бахмутов, д-р геол. наук, ст. наук. співроб.; С.А. Вижва, д-р геол. наук, проф.; З.О. Вижва, д-р фіз.-мат. наук, проф.; Б.І. Гнатик, д-р фіз.-мат. наук, ст. наук. співроб.; В.М. Гулій, д-р геол. наук, проф.; В.І. Жданов, д-р фіз.-мат. наук, проф.; М.Н. Жуков, д-р геол. наук, проф.; В.М. Загнітко, д-р геол.-мінералог. 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.-мінералог. наук, проф.; І.М. Корчагін, д-р фіз.-мат. наук, ст. наук. співроб.; О.Є. Кошляков, д-р геол. наук, проф.; В.М. Курганський, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; В.Г. Лоцицький, д-р фіз.-мат. наук, ст. наук. співроб.; Б.П. Маслов, д-р фіз.-мат. наук, проф.; О.Ю. Митропольський, чл.-кор. НАН України, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.В. Митрохин, д-р геол. наук, 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, ст. наук. співроб.; В.І. Павлишин, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Г.Т. Продайвода, д-р фіз.-мат. наук, проф.; Є.Ю. Таран, д-р фіз.-мат. наук, проф.; М.І. Толстой, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; В.В. Шевчук, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; С.Є. Шнюков, д-р геол. наук, доц.; Т.В. Пастушенко, канд. філол. наук, доц.; Т.А. Мірончук, канд. філол. наук, доц.</p> <p>Іноземні члени редакційної колегії: М. Бур'яник, Шелл Глобал Солюшн Інтернешнл, Нідерланди; Л. Верник, Нафтова корпорація Маратон, США; А. Веснавер, Італійський національний інститут океанографії та прикладної геофізики, Італія; К. Зенг, Китайський геологічний університет; Китай, М. Короновський, Московський державний університет імені М.В. Ломоносова; Росія, Д. Ленц, Університет Нью-Брансвік, Канада; К. Лі, Китайський геологічний університет, Китай; М. Олівія, Лісабонський університет, Португалія; П. Перейра, Університет Миколаса Ромеріса, Литва; В. Портнов, Карагандинський Державний Технічний Університет, Казахстан; Д. Робертс, Стаффордширський університет, Велика Британія; С. Спасов, Геофізичний центр Доурбес, Бельгія; М. Феді, Неапольський Університет Федеріко II, Італія; О. Ханчук, Далекосхідний геологічний інститут, Росія</p> |
| 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" 21 грудня 2016 року (протокол № 7) |
| Атестовано | Вищою атестаційною комісією України. Постанова Президії ВАК України № 1-05/6 від 12.06.2002 |
| Зареєстровано | Міністерством юстиції України. Свідоцтво про Державну реєстрацію КВ № 16181-4653Р від 25.12.2009 |
| Засновник та видавець | Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Свідоцтво внесено до Державного реєстру ДК № 1103 від 31.10.2002 |
| 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.

Chief publication manager O. Menshov.

| | |
|---|---|
| EXECUTIVE EDITOR EDITORIAL BOARD | <p>V. Mykhailov, Dr. Sci. (Geol.), Prof.</p> <p>Ukrainian members: I. Bezrodna, Cand. Sci. (Geol.), Senior Researcher (Deputy Executive Editor); O. Menshov, Cand. Sci. (Geol.), (Executive Secretary); V. Bakhmutov, Dr. Sci. (Geol.), Senior Researcher; S. Vyzhva, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; Z. Vyzhva, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.; B. Gnatyk, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Senior Researcher; V. Guliy, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; V. Zhdanov, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.; M. Zhukov, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; V. Zagnitko, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; V. Zacerkovniy, Dr. Sci. (Tech.), Assoc. 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. Kurganskiy, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; V. Lozitsky, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Senior Researcher; B. Maslov, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.; O. Mytropolskiy, Corr. NAS Ukraine, Dr. Sci. (Geol.-Min.), 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.), Senior Researcher; V. Pavlyshyn, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; G. Prodaivoda, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.; E. Taran, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.; M. Tolstoy, Dr. Sci. (Geol.-Min.), 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.</p> <p>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; 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 Federoco II, Italy; O. Khanchuk, Far East Geological Institute, Russia</p> <p>Address: Institute of Geology, 90 Vasylykivska Str., Kyiv, Ukraine, 03022, tel. +380442597030, e-mail: geolvisnyk@ukr.net http://www.geolvisnyk.univ.kiev.ua/</p> <p>Approved by the Academic Council of the Institute of Geology December 21, 2016 (Minutes # 7)</p> <p>Certified by the Higher Attestation Board (the State Commission for Academic Degrees and Titles), Ukraine Edict # 1-05/6 issued on 12.06.2002</p> <p>Certified by the Ministry of Justice of Ukraine State Certificate # 16181-4653P issued on 25.12.2009</p> <p>Founded and published by Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv University Publishing State Certificate # 1103 issued on 31.10.2002</p> <p>Address: Office 43, 14 Shevchenka Blvd, Kyiv, 01601 ☎ (38044) 239 31 72, 239 32 22; Fax 239 31 28</p> |
|---|---|

ЗМІСТ

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

| | |
|---|----|
| Крочак М., Огієнко О., Тимченко Ю. Склад, будова та генезис бурімської світи (верхній альб-нижній сеноман) району Канівських дислокацій | 6 |
| Баран А. Кореляційний аналіз осадових порід Новоградського блоку (Волинський мегаблок УЩ) | 13 |

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

| | |
|--|----|
| Саєд Аль Рашеді, Абді Сіад Геохімія пляжових пісків Абу-Дабі, Об'єднані Арабські Емірати (ОАЕ)..... | 21 |
| Беліченко О., Ладжун Ю. Комплексні гемологічні дослідження нових видів термообробленого бурштину..... | 30 |
| Кульчицька Г., Герасимець І. Зональні кристали бритоліту: метасоматоз чи кристалізація? | 35 |
| Прилепа Д., Євтєхов В., Часова Е. Геохімічний фактор локалізації маршалітів кори вивітрювання магнетитових кварцитів Криворізького басейну | 40 |

ГЕОФІЗИКА

| | |
|--|----|
| Вижва С., Лісний Г., Круглик В. Застосування графічних процесорів для побудови сейсмічних зображень геологічного середовища..... | 45 |
| Орлюк М., Марченко А., Роменець А. Зв'язок сейсмічності Землі та вікових змін її магнітного поля | 50 |

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

| | |
|--|----|
| Михайлов В., Кривдик С., Шаригін В. Вулканічні породи Islamic Island (Іран)..... | 55 |
|--|----|

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

| | |
|---|----|
| Полєвич О., Чуєнко О., Удалов І. Потоки техногенних ґрунтових вод, визначення шляхів їх руху та створення на них штучних геохімічних бар'єрів | 65 |
| Кошлякова Т., Долін В. Природні та техногенні чинники формування хімічного складу води сеноман-келовейського водоносного комплексу у межах Київської міської агломерації..... | 73 |
| Чомко Д., Рева М., Диняк О. Супутньо-пластова вода нафтових родовищ як гідромінеральна сировина | 77 |

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

| | |
|---|----|
| Зацерковний В., Тішасв І., Шульга Р. Джерела походження та взаємодія мікросейсм з геологічним середовищем | 82 |
| Вижва З., Вижва А. Про методи статистичного моделювання випадкових полів на площині для даних аеромагнітометрії | 88 |

GENERAL AND HISTORICAL GEOLOGY

| | |
|---|----|
| Krochak M., Ogienko O., Tymchenko Yu. | |
| Burimska suite (Upper Albian – Lower Cenomanian) | |
| of Kanev dislocation: its composition, structure and genesis | 6 |
| Baran A. | |
| Correlation analysis of sedimentary rocks of Novohrad block (Volynsky megablock of Ukrainian Shield)..... | 13 |

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY

| | |
|--|----|
| Saeed Al Rashedi, AbdiSiad | |
| Geochemistry of beach sands from Abu Dhabi, United Arab Emirates (UAE) | 21 |
| Belichenko O., Ladzhun J. | |
| Complex gemological research of new types of treated amber | 30 |
| Kulchytska G., Gerasimets I. | |
| Zonal crystals of britholite: metasomatism or crystallization? | 35 |
| Prylepa D., Evtekhov V., Chasova E. | |
| Geochemical factor of marshallites localization | |
| in magnetite quartzites crust of weathering In the kryvyi rih basin | 40 |

GEOPHYSICS

| | |
|--|----|
| Vyzhva S., Lisny G., Kruhlyk V. | |
| Use of graphic processors for construction of the geological media seismic images..... | 45 |
| Orlyuk M., Marchenko A., Romenets A. | |
| Earth's seismicity and secular changes of its magnetic field..... | 50 |

MINERAL RESOURCES

| | |
|---|----|
| Mykhailov V., Kryvdic S., Sharygin V. | |
| Volcanic rocks of the Islamic Island (Iran) | 55 |

HYDROGEOLOGY, ENGINEERING AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY

| | |
|---|----|
| Polevich O., Chuenko A., Udalov I. | |
| Technogenic groundwater flows, their routing and creating routes artificial geochemical barriers..... | 65 |
| Koshliakova T., Dolin V. | |
| Natural and man-caused factors of Cenomanian-Callovian groundwater complex | |
| chemical composition formation within urban agglomeration of Kyiv | 73 |
| Chomko D., Reva M., Dyniak O. | |
| Stratal produced water in oil fields as hydromineral raw material | 77 |

GEOLOGICAL INFORMATICS

| | |
|---|----|
| Zatserkovny V., Tishaiev I., Shulga R. | |
| Microseism origins and interaction with the geological environment..... | 82 |
| Vyzhva Z., Vyzhva A. | |
| Methods of statistical simulation of random fields on the plane by the aircraft magnetometry data | 88 |

СОДЕРЖАНИЕ

ОБЩАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

| | |
|---|----|
| Крочак М., Огиенко О., Тимченко Ю. Состав, строение и генезис буримской свиты (верхний альб-нижний сеноман) района Каневских дислокаций..... | 6 |
| Баран А. Корреляционный анализ осадочных пород Новоградского блока (Волынский мегаблок УЦ)..... | 13 |

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

| | |
|--|----|
| Саед Аль Рашеди, Абди Сиад Геохимия пляжевых песков Абу-Даби, Объединенные Арабские Эмираты (ОАЭ) | 21 |
| Беличенко Е., Ладжун Ю. Комплексные геммологические исследования облагороженного янтаря..... | 30 |
| Кульчицкая А., Герасимец И. Зональные кристаллы бритолита: метасоматоз или кристаллизация?..... | 35 |
| Прилепа Д., Евтехов В., Часова Э. Геохимический фактор локализации маршаллитов коры выветривания магнетитовых кварцитов криворожского бассейна..... | 40 |

ГЕОФИЗИКА

| | |
|--|----|
| Выжва С., Лесной Г., Круглик В. Использование графических процессоров для построения сейсмических изображений геологической среды | 45 |
| Орлюк М., Марченко А., Роменец А. Связь сейсмичности Земли и вековых изменений ее магнитного поля..... | 50 |

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

| | |
|---|----|
| Михайлов В., Кривдик С., Шарыгин В. Вулканические породы Islamic Island (Иран)..... | 55 |
|---|----|

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ И ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

| | |
|--|----|
| Полевич О., Чуенко А., Удалов И. Потоки техногенных грунтовых вод, определение путей их движения и образование на них искусственных геохимических барьеров..... | 65 |
| Кошлякова Т., Долин В. Природные и техногенные факторы формирования химического состава воды сеноман-келловейского водоносного комплекса в пределах киевской городской агломерации..... | 73 |
| Чомко Д., Рева М., Дыняк О. Попутно-пластовая вода нефтяных месторождений как гидроминеральное сырье | 77 |

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИКА

| | |
|---|----|
| Зацерковный В., Тишаев И., Шульга Р. Источники происхождения и взаимодействие микросейсм с геологической средой..... | 82 |
| Выжва З., Выжва А. О методах статистического моделирования случайных полей на плоскости для данных аэромагнитометрии | 88 |

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 551.763.3(477.4)

М. Крочак, канд. геол.-мінералог. наук, доц.,
E-mail: mkrochak@univ.net.ua,

О. Огієнко, асист.,
E-mail: ogienko@univ.kiev.ua,

Ю. Тимченко, канд. геол. наук, наук. співроб.,
E-mail: maeotica@ukr.net

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

**СКЛАД, БУДОВА ТА ГЕНЕЗИС БУРІМСЬКОЇ СВИТИ
(ВЕРХНІЙ АЛЬБ-НИЖНІЙ СЕНОМАН) РАЙОНУ КАНІВСЬКИХ ДИСЛОКАЦІЙ**

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

З метою реконструкції седиментологічних та діагенетичних особливостей формування відкладів пізньоальбського-ранньосеноманського віку в районі Канівських дислокацій було вивчено та описано розрізи бурімської світи, що складає верхню частину розрізу та відслонюється в багатьох ярах. За реперними горизонтами окремих розрізів було скорельовано відклади світи, досліджено мікролітологічні характеристики порід та зроблено спробу встановити генезис усіх її складових. Світа має піщаний склад з поодинокими дрібногравійними прошарками та характерними діагенетичними стяжіннями. Ці стяжіння – міцні пісковики різного ступеня скременіння, халцедоноліти, а також суттєво карбонатні утворення – чітко виражених шарів у розрізі, як правило, не утворюють. У результаті було помічено, що спостерігається чітка вертикальна ритмічна послідовність у розташуванні кременистих, карбонатних і гравелітистих утворень. Ця послідовність зберігається на значні відстані.

Кременисті стяжіння – різноманітного розміру (5-30 см), неправильної форми, різного ступеня цементації, часто мають зональну будову, що пов'язано з різним ступенем розкristалізації кременистої речовини. Вони хаотично розподілені в товщі, іноді утворюють горизонтальні скупчення, зрідка у вигляді прошарків. Карбонатні утворення залягають перерічастим шаром, мають більші розміри (20-80 см), округлу (валуноподібну) форму. При мікропетрографічному дослідженні було встановлено зональну будову, з поступовим переходом від пісковиків з базальним карбонатним цементом до чистих зернистих карбонатних порід всередині стяжінь. Цікавим фактом є виявлення фрагментів скременілої деревини, яка пронизує стяжіння та оточуючі слабцементовані пісковики.

Проведені дослідження однозначно свідчать про діагенетичний характер утворення як вапнистих валунів, так і стяжінь кремнеземистих пісковиків. Було встановлено, що ритмічна, повторювана по розрізах послідовність кременистих, карбонатизованих і гравійних горизонтів фаціально обумовлена, а вони закономірно відрізняються за характером діагенетичних перетворень. У подальших дослідженнях доцільно простежити ритмічну будову бурімської світи у відслоненнях інших ярів та визначити синхронні фаціальні відміни.

Ключові слова: бурімська світа, кременисті стяжіння, карбонатні утворення, діагенез.

Вступ та аналіз попередніх досліджень і публікацій. У будові осадової товщі Канівських дислокацій особливе значення мають крейдові відклади, що розкриті ерозійними процесами, виходять на денну поверхню в багатьох ярах і часто складають верхню частину розрізу. Вік крейдових порід – пізньоальбсько-ранньосеноманський, визначений за макропалеонтологічними рештками [3, 14]; самі породи відносять до бурімської світи [1, 13, 18]. У літературі літологічний опис товщі звичайно наводять у загальному вигляді, часто обмежуючись назвою переважаючих порід [3, 14, 18].

Бурімську світу було виділено 1987 р. [13, 17]. Стратотип розкрито свердловиною в околиці с. Бурімка (Чорнобайський р-н, Полтавська обл.). Відклади поширені на всій території Дніпрово-Донецької западини (ДДЗ) та локально зустрічаються на Східному схилі Українського щита (УЩ). До 1993 р. світу відносили до альбу, після уточнення за макрофауною, форамініферами та палеонтологічними даними вік світи визначили як пізньоальбсько-ранньосеноманський [11].

У своїй будові бурімська світа поділяється на дві частини: альбську та сеноманську. Нижня частина максимальної потужністю до 20 м – альбська – складена кварцово-глауконітовими пісками, у верхній частині безкарбонатними, у нижній – вапнистими, з вклюдженнями кременистих пісковиків. Добре охарактеризована макрофауною: амонітами *Mortoniceras inflatum* та двостулковими молюсками – *Amphidonte conicum*, *Chlamys aspera* [16, 19]. З мікрофауни відомі форамініфери *Gavelinella slavutichi* пізньоальбського віку та диноцисти нижньої крейди. Відклади містять пізньоальбський па-

лінокомплекс [21], для якого характерне значне переважання пилку голонасінних (як правило, хвойних) як над спорами папоротеподібних, так і над пилком покритонасінних [17].

Верхня частина світи потужністю 40-60 м складена пісками вапнистими, глинистими, кременистими з фосфоритами та зеленувато-сірими кварцово-глауконітовими пісковиками карбонатними, глинистими слюдистими, різного ступеня щільності, з жовнами фосфоритів. Охарактеризована фауною верхнього альбу-нижнього сеноману: двостулковими молюсками – *A. conicum*, *C. aspera*, форамініферами – *G. cenomanica*, *Lingulogavelinella praeformosa*, *Thalmaninella appenninica* (О.С. Липник) [13, 15].

У районі Канівських дислокацій світа представлена гезо-спонголітовими відкладами [4], що також поширені на іншій території Канівщини та східному схилі УЩ. Породи представлені морськими різнозернистими пісками з прошарками і стяжіннями зеленувато-сіруватого глауконітового пісковика з рештками рослин, уламками деревини і морською фауною. Охарактеризовані макрофауною, диноцистами (О.А. Шевчук) [21–22], спорами і пилком (О.А. Шевчук) [21–22], спікулами губок (М.М. Іванік, Ю.В. Клименко) [6–7], за котрими і встановлено пізньоальбський-ранньосеноманський вік відкладів [17]. Загальна потужність 20–25 м. Залягають на глинах келовею або на верствах Виржиківського. Перекриваються глауконіт-кварцовими пісками дрібно-середньозернистими, погано охарактеризованими фауністично.

Постановка проблеми та мета роботи. Осадова товща в межах Канівських дислокацій зім'ята у серію

лускоподібних складок, насунутих одна на одну по системі розломів-підкидів [14]. Основні структури – складки-насуви та складки-підкиди, зібрані у вигляді лусок, характер залягання яких свідчить про утворення при переміщенні осадових товщ з північного сходу на південний захід [10]. Встановлене простягання лусок – декілька кілометрів; залягання порід різноманітне, переважають кути падіння від 20 до 40° [10]. Незважаючи на дислокованість відкладів, бурімська світа добре простежується на території Канівського природного заповідника на протязі 4–5 км. Макроскопічно представлена характерною товщею пісків та пісковиків різного ступеня цементації, часто з включеннями міцно зцементованих різновидів. У районі досліджень товща бурімської світи добре охарактеризована палеонтологічними рештками, хоча її стратиграфічне положення й досі трактується неоднозначно [1, 3, 13].

Зі стратиграфічною перервою товща залягає на глинах келовейського ярусу середньої юри та перекривається породами канівського ярусу еоцену, представленого одноманітними глауконіт-кварцовими пісками, в яких діagenетичні стяжиння відсутні. Видима потужність бурімської світи коливається від 7–8 м у центральній частині антиклінальних складок (яр Меланчин потік) до

10–15 м у місцях відносно похилого залягання. Найбільш повний розріз від підшоши до покрівлі можна спостерігати тільки в Меланчиному потоку.

Своєрідний вигляд товщі з включеннями різного розміру та форми знаходить різне пояснення умов її формування. Так, окрім традиційного [5], висловлювалися думки про алотигенний характер включень та про олістостромний генезис товщі [12]. Аналіз питання про походження товщі, а також особливості її утворення детально розглянуто рядом дослідників [2, 10]. Також раніше, за аналізом складу та структури кремневих включень, автори вже доводили діагенетичну природу їхнього походження, що підтверджує формування товщі *in situ* [8–9].

Протягом декількох польових сезонів автори продовжували вивчати відклади бурімської світи, що відслоняться в ярах Меланчин потік, Мар'їн, Холодний та Великий Пекарський у межах Канівського заповідника, між музеєм Тараса Шевченка та с. Пекарі (рис. 1). При детальному дослідженні розрізів було задокументовано перешаровування порід різних літологічних типів та відмічено значну неоднорідність товщі.



Рис. 1. Оглядова схема району робіт з точками спостереження

Мета роботи полягає у вивченні верхньоальбських-нижньосеноманських розрізів, їхньому описі та кореляції за реперними горизонтами, вивченні мікропетрографічних характеристик стяжинь і закономірностей їхнього поширення та, зрештою, реконструкції седиментологічних та діагенетичних особливостей формування бурімської світи на основі польових досліджень.

Основні результати та обговорення. Детальний пошаровий опис відкладів світи у відслоненнях чотирьох ярів продемонстрував схожість розрізів та наявність характерних маркуючих горизонтів, що дозволило їх скорелювати (рис. 2). За повторюваним чергуванням характерних прошарків та включень можна виділити три ритмічні пачки потужністю від 1 до 4 м, подібні за своєю будовою.

Пачки представлені пісками та слабозцементованими пісковиками глауконіт-кварцовими з опаловим цементом, різною мірою вапнистими до безкарбонатних, з

включеннями пісковиків з кремнеземистим цементом, неправильної форми, розміром від 5 до 30 см, за забарвленням та міцністю зонального вигляду. Вони містяться у вигляді переривчастих шарів, добре помітні на відстані. У кожній пачці можна нарахувати від трьох до п'яти таких горизонтів (рис. 2). Іноді (яр Холодний) у пісках фіксуються невитримані прошарки скалкових тріщинуватих халцедонітів (рис. 3), які при мікроскопічному дослідженні виявилися спонголітами [8]. Мікроскопічні дослідження включень кремнеземистих пісковиків показали, що їхня зональна будова пов'язана зі ступенем цементації, що, у свою чергу, визначається різною мірою розкristалізації кремнистої речовини цементу – від опалу через перехідні слабоанізотропні різновиди до чистого халцедону [8].

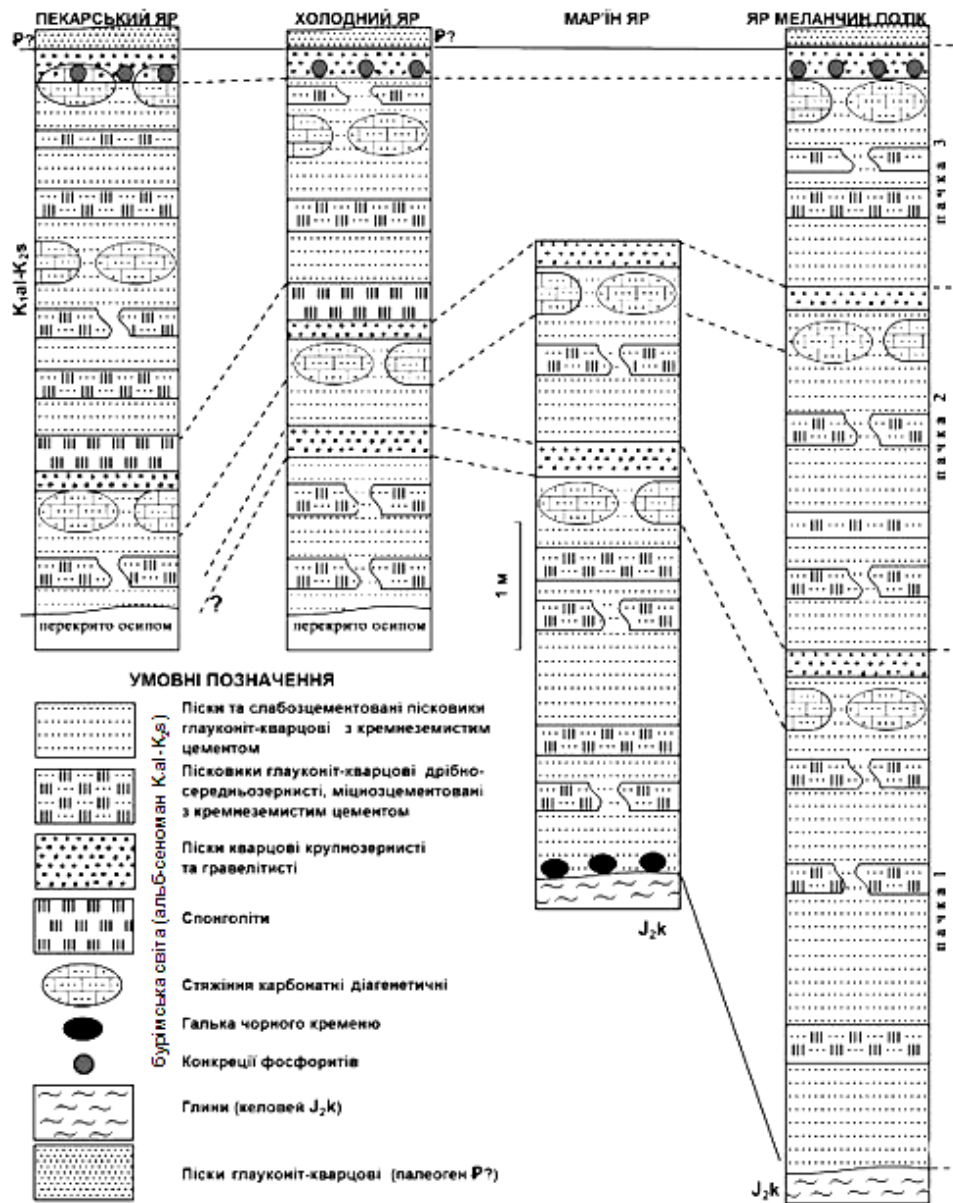


Рис. 2. Схема кореляції відкладів бурімської світи на території Канівських дислокацій



Рис. 3. Прошарки скалкових халцедонолітів (Холодний яр)

Характерною ознакою, за якою ми виділяємо літологічні пачки, є присутність у верхній частині кожної з них горизонтів з карбонатними стяжіннями розміром 20–80 см, які мають вигляд валунів, що рельєфно ви-

ступають на тлі пісків. При руйнуванні схилів, ці утворення скочуються до підніжжя. Вони дуже міцні, мають різну форму: неправильну, кулеподібну, паляницеподібну, видовжену та іншу (рис. 4, а–б).

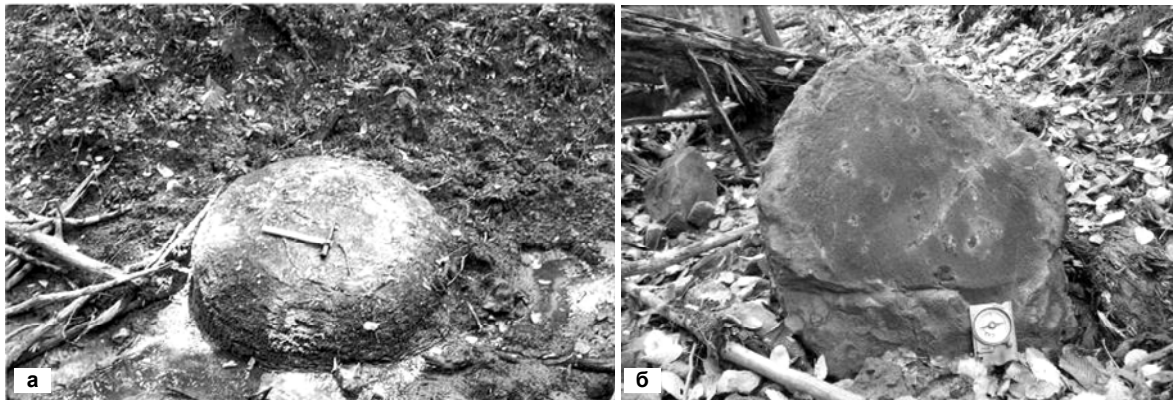


Рис. 4. Карбонатні стяжіння (яр Меланчин потік):
а – паляницеподібна форма, б – внутрішня зональна будова

Зверху над кожним шаром з карбонатними утвореннями залягає малопотужний (5–10 см, іноді до 20 см) горизонт безкарбонатних грубозернистих гравелітистих пісків, що простежується майже у всіх розрізах. Він містить зуби акул, дрібні уламки кісток та хребців риб, черепашковий детрит поганої збереженості та дрібні уламками скременілої деревини. В третій (верхній) пачці у нижній частині піщано-гравелітистого шару містяться

також дрібні фосфоритові конкреції. Найбільш чітко конкреції проявлені у розрізі в Пекарському ярі, де вони утворюють переривчастий горизонт, який не змінюючи свого простягання прослідковується як через шар гравелітистого піску, так і наскрізь через карбонатне стяжіння гравелітів (рис. 5). Цей горизонт фосфоритів простежується майже у всіх розрізах (рис. 2).

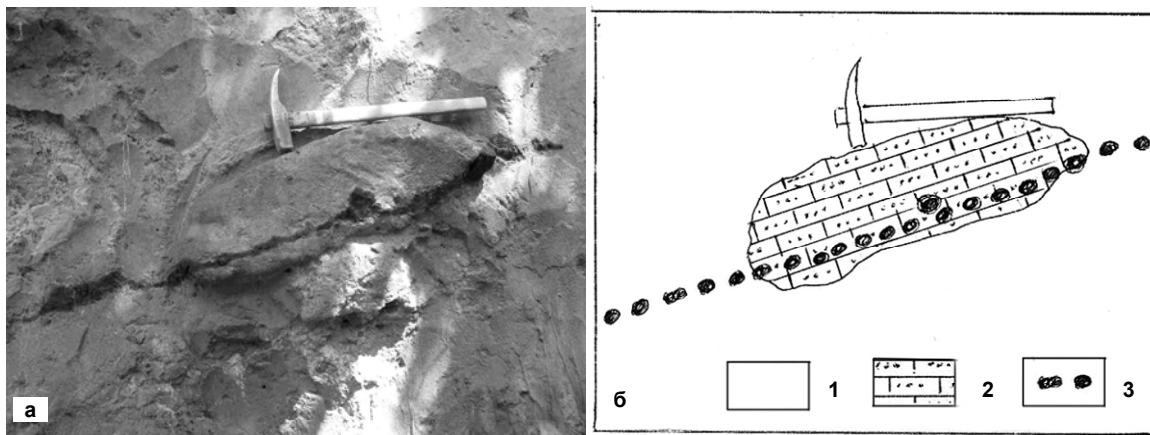


Рис. 5. Фосфоритовий прошарок, що на одному рівні проходить вздовж горизонту пісків бурімської товщі та через карбонатне стяжіння (Пекарський яр):
а – фото горизонту; б – промальований горизонт зі включеннями, де: 1 – піски глауконіт-кварцові з кремнистим цементом, 2 – карбонатне стяжіння, 3 – фосфоритові конкреції

Вивчення "валунів"-конкрецій показало їх зональну будову. Периферійна частина має піщано-вапнистий склад, серединна – кальцитовий зернистий. Це добре видно макроскопічно за кольором породи (карбонатні ділянки мають темніший відтінок (рис. 4–б)). При мікроскопічному дослідженні шліфів з різних ділянок було встановлено, що приповерхнева частина представлена пісковиками з базальним опал-карбонатним цементом. У напрямку до центру кількість уламкового матеріалу поступово зменшується до 5–10%. За складом уламкового матеріалу, кількістю глауконіту та органічного детриту породи не відрізняються від вміщуючих пісків. Також спостерігається поступова зміна складу цементуючої маси: зникає кремнезем та збільшується кількість кальциту до повного його переважання в породі (до 90%). У периферійній частини

відмічаються ділянки з вторинними порожнинами (можливо, виникли під час розчинення кремнезему), які частково чи повністю заповнені кальцитом, іноді з добре ограненими кристалами (рис. 6).

Відмічені особливості вказують на діагенетичне походження "валунів". Тому правильно їх назвати "карбонатними стяжіннями". Окрім того, на формування цих утворень *in situ* вказують фрагменти скам'янілої деревини та прошарки фосфоритових конкрецій, які на одному рівні пронизують як стяжіння, так і вміщуючі піски (рис. 5, а–б). За існуючими даними, утворення мілководних фосфоритів відбувається переважно в стадії сингенезу (при седиментогенезі) [20]. Тому можна вважати, що фосфоритовий горизонт утворювався на початкових етапах формування осаду, у первинному осаді, а карбонатне стяжіння є пізнішим діагенетичним утворенням.

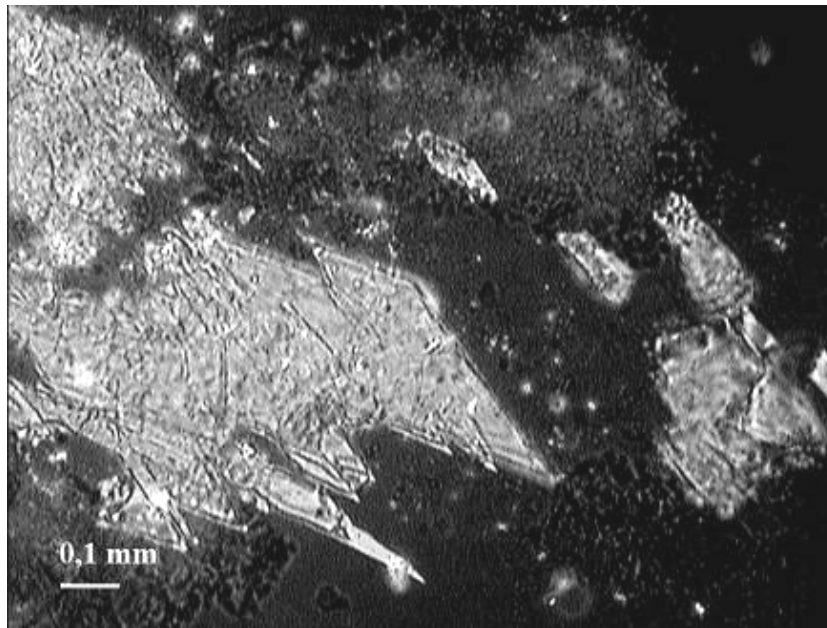


Рис. 6. Ромбедричні кристали кальциту, що сформувалися в порожнинах цементу стяжіння

Аналіз літологічних особливостей будови бурімскої товщі в межах Канівських дислокацій дозволяє реконструювати умови її формування. Накопичення осадків бурімскої світи відбувалося в неглибокому морському басейні, переважно в межах літоралі й субліторалі, у високоенергетичних обстановках, про що свідчить відсутність у породах алевро-пелітової складової. Численна планктонна й бентосна фауна, що існувала в теплій водоймі, зрештою збагатила піщаний осадок кремнеземистою та вапнистою речовиною. Періодичні зміни рівня моря викликали зміщення, відступання берегової лінії й накопичення гравійного матеріалу в хвилеприбійній смузі та на береговому схилі. Близькість до берега виявляється також у наявності в породах значної кількості рослинного детриту, а також лінз і прошарків скам'янілої деревини в певних горизонтах товщі. Неоднорідність структурно-текстурних характеристик відкладів бурімскої світи, наявність ритмічних пачок у товщі свідчать про повторювану мінливість умов формування осадків.

Закономірний характер перешаровування горизонтів міг сформуватися в таких умовах. Ритмічність у осадконакопиченні утворилася при поступовій, повільній зміні рівня пізньоальбського-ранньосеноманського морського басейну. Більшість горизонтів товщі були нагромаджені в умовах неглибокої літоралі з активною гідродинамікою; такі обстановки сприяли існуванню кремневих губок і, як результат, накопиченню пісків, збагачених спікулами, аж до утворення суцільних скременілих прошарків (майже чистого спонголітового осаду). Повільне зниження рівня моря приводило до зміни умов осадконагромадження: у теплому прибережному мілководді збільшувалася кількість карбонатних організмів, наприклад, двостулкових молюсків, що витримують значне хвилювання в прибійній зоні, та бентосних форамініфер. Наслідком стало збагачення осадків карбонатним детритом, накопичення інших уламків органічного походження. Іншим чинником збагачення осаду карбонатною речовиною могло бути саме відносне зменшення надходження біогенного кремнезему (зокрема, за рахунок зменшення глибини). Подальше обміління приводило до відкладання шарів гравію та грубого піску безпосередньо в береговій смузі.

Як добре видно на рис. 2, подібні зміни мали повторюватися неодноразово, що й стало причиною утворення по декілька ритмічних пачок з маркуючими горизонтами в розрізах. Міграція берегової лінії сприяла утворенню осадкової послідовності та кількаразовому її повторенню; при подальшому обмілінні на контакті суходіл-море накопичені осадки могли розвиватися в континентальних умовах.

Багатокомпонентний склад осадків, що сформувалися в таких умовах, сприяв тому, що процесів діагенезу протікали по-різному. Відбувалося часткове розчинення органічного детриту, перехід кремнезему та карбонату у розчин, перерозподіл речовин з наступним випадінням в осад у вигляді твердої фази, що цементувала уламковий матеріал. У горизонтах з переважанням кремнеземистої речовини формувалися конкреційні стяжіння з опал-халцедоновим цементом. У осадках, збагачених вапнистою речовиною, формувалися карбонатні стяжіння з подальшою перекристалізацією матеріалу в центрі та з утворенням зернистого агрегату кальциту. Процес діагенетичного розчинення, перерозподілу та осадження міг бути багатофазним, аж поки не встановлювалась рівновага між компонентами осаду. Це спричинило наявність значних літологічних неоднорідностей у складі товщі та їх ритмічне повторення.

Оскільки, як нами встановлено, утворення виділених ритмічних пачок у межах товщі носило фаціальний характер, то відмінності в чергуванні та кількості повторюваних горизонтів у різних ярах можна пояснити послідовним зміщенням берегової лінії та локальними змінами глибин водойми, які могли охоплювати територію сучасних ярів послідовно, стосувалися частини з них, відрізнятися в різних ярах і подекуди зазнавати періодичного розмиву.

Автори вважають за доцільне у подальшому не тільки відстежити ритмічну будову бурімскої світи у відслоненнях і в інших ярах, а й визначити синхронні фаціальні відміни. Для цього на майбутнє запланований пошаровий відбір викопних решток із осадкової товщі району з подальшим визначенням і дослідженням (уточненням) верхньої межі бурімскої світи.

Висновки:

- Бурімска світа в межах Канівського природного заповідника відслонюється в багатьох ярах. У дослі-

джених ярах: Пекарський, Холодний, Мар'їн та Меланчин потік – вона має ритмічну будову, складається з трьох схожих літологічних пачок, які повторюються в розрізі та добре корелюються у відслоненнях;

- Характерними особливостями ритмів є наявність у пісках горизонтів з міцними неправильної форми кременістими та округлими валуно- та палянице-подібними карбонатними стяжіннями. Горизонти, що містять карбонатні конкреційні стяжіння, як правило, перекриваються гравійними прошарками;

- Карбонатні включення, як і кременісті, мають діагенетичне походження, що підтверджує формування всіх складових бурімсської світи *in situ*;

- Ритмічна будова товщі та її складові свідчать про накопичення в неглибокому морському басейні, з періодичною зміною умов седиментації та, відповідно, складу органічного компонента, що потрапляв у осад, внаслідок поступових змін глибини водойми та положення берегової лінії;

- Постседиментаційні перетворення відрізнялися складними багатофазними процесами розчинення, перерозподілу, вторинної концентрації цементуючої речовини, які приводили до утворення конкреційних стяжін у складі бурімсської світи, що й визначило її своєрідний вигляд.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ:

1. Геологічна будова та корисні копалини Канівського Придніпров'я : звіт про геологічне довивчення масштабу 1:200 000 території аркуша М-36-XX (Корсунь-Шевченківський) / М. М. Циба та ін.; ПДРГП "Північ-геологія". – 2006–2011 ; титул 794. – Київ, 2016.
2. Гожик П. Ф. Еще раз о происхождении Каневских дислокаций / П. Ф. Гожик, Ю. Г. Чугунный // Геол. журн. – 2008. – № 4. – С. 123–129.
3. Іванніков О. В. Геологія району Канівських дислокацій / О. В. Іванніков. – К.: Наук. думка, 1966. – 102 с.
4. Іванніков А. В., Пермяков В. В. Стратиграфия и геологическое картирование мезо-зойских отложений Донбасса и Украинского щита / А. В. Іванніков, В. В. Пермяков. – К.: Наук. думка, 1967. – 86 с.
5. Киселевич Л. С. Глядівська світа та її валідність / Л. С. Киселевич // Вісник Київського університету. Геологія. – 2005. – Вип. 33. – С. 36–39.
6. Клименко Ю. В. Нові дані до палеонтологічної характеристики сеноманських відкладів Канівських дислокацій / Ю. В. Клименко // 36. наук. пр. ІГН НАН України. – К., 2011. – С. 67–70.
7. Клименко Ю. В., Доротяк Ю. Б. Спікули кремневих губок та форамініфери з келовейських відкладів Канівських дислокацій / Ю. В. Клименко, Ю. Б. Доротяк // 36. наук. пр. ІГН НАН України. – К., 2009. – Вип. 2. – С. 185–189.
8. Крочак М. Д. Новые объекты геологического наследия Украины (район Каневских дислокаций) / М. Д. Крочак, А. Ш. Менасова // Геолог України. – 2012. – № 1–2(37–38). – С. 104–110.
9. Крочак М. Д. Літологія мезо-кайнозойських відкладів Канівських дислокацій / М. Д. Крочак // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2005. – Вип. 33. – С. 39–41.
10. К стратиграфии палеогеновых отложений Каневского Приднепровья / В. Ю. Зосимович, Т. С. Рябконов, Н. Н. Циба, Т. В. Шевченко // Геол. журн. – 2015. – № 4 (353). – С. 57–76.
11. Модернізація стратиграфічних схем мезозойських відкладів України / М. М. Іванік, Д. М. Пяткова, Л. Ф. Плотнікова та ін. // Тектоніка і стратиграфія. – 2014. – Вип. 41. – С. 75–89.
12. Мороз С. А. Олістостромна природа Канівських дислокацій / С. А. Мороз // Збірник наукових праць. – К.: Геологічний інститут Київського університету. – 1995. – № 2/2. – С. 19–25.
13. Новые местные стратиграфические подразделения верхнего мела платформенной Украины / А. В. Іванніков, Е. С. Липник, Л. Ф. Плотнікова та др. – Киев, 1987. – 37 с. – Препр. : АН УССР ; Ин-т геол. наук ; № 87–41.
14. Палієнко Е. Т. Рельєф та геологічна будова Канівського Придніпров'я / Е. Т. Палієнко, С. А. Мороз, Ю. А. Куделя. – К.: Вид-во Київського університету, 1971. – 95 с.
15. Региональная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений платформенной Украины / А. В. Іванніков, Е. С. Липник, Л. Ф. Плотнікова та др. – Киев, 1991. – 33 с. – Препр. : НАН України ; Ин-т геол. наук ; № 91.
16. Стратиграфические схемы фанерозой и докембрия Украины / Под ред. Д. Ф. Володина ; Межведомственный стратиграфический комитет Украины по геологии и использованию недр ; Академия наук Украины. – К.: Геопрогноз, 1993. – 60 с.
17. Стратиграфічний кодекс України / Відп. ред. П. Ф. Гожик. – 2-е вид. – К., 2012. – 66 с.
18. Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України : у 2-х т. Т. 1 : Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / [П. Ф. Гожик та ін.]; голов. ред. П. Ф. Гожик. – К.: ІГН НАН України ; Логос, 2013. – 637 с.
19. Стратиграфія УРСР. Т. 8 : Крейда / За ред. О. К. Каптаренко-Чернусової. – К.: Наук. думка, 1971. – 320 с.

20. Фролов В. Т. Литология: учеб. пособие: в 3 кн. / В. Т. Фролов. – М.: Изд-во МГУ, 1992–1995. – Кн. 2: Литология. – 1993. – 432 с.

21. Шевчук О.А. Палеогеографічні умови на східному схилі Українського щита в келовейський та ранньокрейдвий час (за палінологічними даними) // Біостратиграфічні основи побудови стратиграфічних схем фанерозою України : 36. наук. пр. Ін-ту геол. наук НАН України. – К., 2008. – С. 101–106.

22. Шевчук О. А. Перші палінологічні дані до характеристики келовейських та пізньоальпських відкладів околиць м. Канева / О. А. Шевчук // Від геології до біосферології. Проблеми сьогодення, майбутні перспективи (до 70-річчя від дня народження професора С.А. Мороза): Матер. всеукр. наук. конф. (м. Київ, 21–23 лютого 2007 р.) / КНУ ім. Тараса Шевченка ; ІГН НАН України ; під. ред. О. Ю. Митропольського. – Київ, 2007. – С. 30–31.

REFERENCES:

1. Tsyba, M.M. et al. (2016). Geologichna budova ta korysni kopalyny Kanivskoho Prydniprovyia [Geological structure and minerals of the Kaniv Prydniprov'ia]. Report on additional geologic mapping at the 1:200,000 scale for the M-36-XX sheet (Korsun-Shevchenkivskii) (2006–2011; Title 794). Kyiv; North State Regional Geological Enterprise "Pivnichgeologiya". [in Ukrainian].
2. Gozhik, P.F., Chugunnyi, Yu.G. (2008). Once again about the origin of Kaniv dislocations. *Geological Journal*, 4, 123–129. [In Russian].
3. Ivannikov, O.V. (1966). *Heolohiia raionu Kanivskyykh dyslokatsii*. Kyiv: Naukova dumka. [in Ukrainian].
4. Ivannikov, A.V., Pemiakov, V.V. (1967). *Stratigrafia i geologicheskoe kartirovanie mezo-zoiskikh otlozhenii Donbassa i Ukrainkogo shchita*. – Kiev: Naukova dumka. [In Russian].
5. Kyselyevych, L.S. (2005). Hliadviska svita ta yii validnist. [Gliadviska strata: problems of the establishment and validity]. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology*, 33, 36–39. [in Ukrainian].
6. Klymenko, Yu.V. (2011). Novi dani do paleontolohichnoi kharakterystyky senomanskykh vidkladiv Kanivskyykh dyslokatsii. *Collection of scientific works of the IGS NAS of Ukraine*, 67–70. [in Ukrainian].
7. Klymenko, Yu.V., Dorotiak, Yu.B. (2009). Spikuly kremenevykh hubok ta foraminifery z keloveiskykh vidkladiv Kanivskyykh dyslokatsii. *Collection of scientific works of the IGS NAS of Ukraine*, 2, 185–189. [in Ukrainian].
8. Krochak, M.D., Menasova, A.Sh. (2012). Novye obekti geologicheskogo nasledia Ukrainy (raion Kanevskikh dyslokatsii). [New objects of geological heritage of Ukraine (Kaniv dislocations region)]. *Geolog Ukrainy – Ukrainian Geologist*, 1–2(37–38), 104–110. [In Russian].
9. Krochak, M.D. (2005). Litolohiia mezo-kainozoiskyykh vidkladiv Kanivskyykh dyslokatsii. [Litolohy of Mesozoic-Cenozoic rocks of Kaniv's dislocations]. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology*, 33, 39–41. [in Ukrainian].
10. Zosimovich, V.Yu., Ryabokon, T.S., Tsyba, M.M., Shevchenko, T.V. (2015). K stratigrafii paleogenovykh otlozhenii Kanevskogo Pridneprov'ia. [To Paleocene deposits stratigraphy in the Kaniv Prydniprov'ia]. *Geological Journal*, 4(353), 57–76. [In Russian].
11. Ivanik, M.M., Piatkova, D.M., Plotnikova, L.F., Zhabina, N.M., Shevchuk, O.A., Veklych, O.D. et al. (2014). Modernizatsiia stratygrafichnykh skhem mezozoiskyykh vidkladiv ukrainy. *Tektonika i stratygrafia – Tectonic and Stratigraphy*, 41, 75–89. [in Ukrainian].
12. Moroz, S.A. (1995). Olistostromna pryroda Kanivskyykh dyslokatsii. *Collection of scientific works. Kyiv: Geological Institute of Kyiv University*, 2/2, 19–25. [in Ukrainian].
13. Ivannikov, A.V., Lipnik, E.S., Plotnikova, L.F. et al. (1987). *Novye mestnye stratigraficheskie podrazdeleniia verkhnego mela platformennoi Ukrainy*. Kiev. Preprint: AS USSR, Institute of Geological Sciences; № 87–41. [In Russian].
14. Paliienko, E.T., Moroz, S.A., Kudelia, Yu.A. (1971). *Relief ta heolohichna budova Kanivskoho Prydniprovyia*. Kyiv: Vydavnytstvo Kyivskoho universytetu. [in Ukrainian].
15. Ivannikov, A.V., Lipnik, E.S., Plotnikova, L.F. et al. (1991). *Regionalnaia stratigraficheskaia skhema verkhnemelovykh otlozhenii platformennoi Ukrainy*. Kiev. Preprint: AS USSR, Institute of Geological Sciences; № 91. [In Russian].
16. *Fanerozoic and Precambrian Stratigraphic charts of the Ukraine* (1993). Kyiv: Geoprognoz. [In Russian].
17. *Stratigraphic Code of Ukraine* (2012). 2 ed. P.F. Gozhyk (Ed.-in-Chief). Kyiv. [in Ukrainian].
18. *Stratigraphy of Upper Proterozoic and Phanerozoic of Ukraine* (2014). P.F. Gozhyk (Ed.). (In 2 vols. Vol. 1). Stratigraphy of Upper Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic of Ukraine. Kyiv: Logos. [in Ukrainian].
19. *Stratigraphy of the UkrSSR* (1971). O.K. Kaparenko-Chernousova (Ed.). (Vol. 8) Cretaceous. Kyiv: Naukova dumka. [in Ukrainian].
20. Frolov, V.T. (1993). *Litolohiia*. [Litolohy]. Moscow: Izd-vo MGU. [In Russian].
21. Shevchuk, O.A. (2008). Paleohografichni umovy na skhidnomu skhlyi Ukrainkoho shchitya v keloveiskyy ta rannokreidovyy chas (za palinologichnymy danymy). [Palynologic evidence for Cretaceous and Early Cretaceous paleogeography of the eastern Ukrainian Shield]. *Biostratigraphic fundamentals of creating the Stratigraphic schemes of the Phanerozoic of Ukraine: Proceedings of the Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine*. (pp. 101–106). Kyiv. [in Ukrainian].
22. Shevchuk, O.A. (2007). Pershi palinologichni dani do kharakterystyky keloveiskykh ta piznoalbskykh vidkladiv okolits m. Kaneva. *Proceedings from The Conference: Vid heolohii do biosferolohii. Problemy sohodennia, maibutni perspektivy (do 70-richchia vid dnia narodzhennia profesora S.A. Moroz)*: Mater. vseukr. nauk. konf. (Kyiv, Feb. 21–23, 2007). O.Yu. Mytropolskyi (Ed.). (pp. 30–31). Kyiv. [in Ukrainian].

Krochak M., Cand. Sci. (Geol.-Min.), Assoc. Prof.

E-mail: mkrochak@univ.net.ua,

Ogjenko O., Assistant

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

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

E-mail: maeotica@ukr.net

Institute of Geology

Taras Schevchenko National University of Kyiv

90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

BURIMSKA SUITE (UPPER ALBIAN – LOWER CENOMANIAN) OF KANEV DISLOCATION: ITS COMPOSITION, STRUCTURE AND GENESIS

The Upper Albian – Lower Cenomanian layer of Burimska suite outcrops in many ravines and is in the upper part of the sedimentary section near Kaniv dislocations. Sections of some outcrops were described and correlated, microlithological characteristics of rocks were studied and an attempt to reconstruct sedimentological and diagenetic features of the Burimska suite deposits formation was made. The stratum has a sandy composition with rare fine grained gritstone layers and distinctive diagenetic inclusions. These concretions are durable sandstones with different silicified degree, chalcedony and essentially carbonate formation. Usually, there are no clearly defined layers of these concretions in the section, but there is a vertical sequence in the arrangement of siliceous, carbonate, and gravelite formations. This sequence is preserved at a considerable distance.

Siliceous concretions vary in size (5–30 cm), have irregular shape, varying degrees of cementation, often of zonal structure, which are associated with varying degrees of crystallinity of silicon material. They are randomly distributed in the stratum; sometimes form horizontal clusters, in rare cases, are in a form of layers. Carbonate formations occur as intermittent layer, have larger sizes (20–80 cm) and round (like a boulder) form. The micropetrographic study showed zonal structure with gradual transition from sandstones with basal opal-carbonate cement to pure granular carbonate rocks in the middle of the concretions. An interesting fact was the presence of silicified wood fragments that permeates the concretions of different composition and surrounding weakly cemented sandstones.

The research clearly indicates the diagenetic nature of rounded limestone blocks as well as siliceous sandstone concretions. The rhythmic succession of siliceous, carbonate, and gravelite layers is due to facial sedimentary conditions. These strata, naturally, differ in stage of diagenetic transformation. Further investigation will focus on a tracing of rhythmical structure of Burimska suite in other Kaniv ravines and synchronous facial variety.

Keywords: *Burimska suite, siliceous concretions, carbonate concretions, diagenesis.*

Крочак М., канд. геол.-минералог. наук, доц.,

E-mail: mkrochak@univ.net.ua

Огиенко О., ассист.,

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

Тимченко Ю., канд. геол. наук, науч. сотр.,

E-mail: maeotica@ukr.net

Київський національний університет імені Тараса Шевченка,

УНІ "Інститут геології", Київ, ул.Васильківська, 9090, г. Київ, 03022 Україна,

СОСТАВ, СТРОЕНИЕ И ГЕНЕЗИС БУРИМСКОЙ СВИТЫ (ВЕРХНИЙ АЛЬБ-НИЖНИЙ СЕНОМАН) РАЙОНА КАНЕВСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ

С целью реконструкции седиментологических и диagenетических особенностей формирования отложений позднеальбско-раннесеноманского возраста в районе Каневских дислокаций, были изучены и описаны разрезы буримской (ранее – буромской) свиты, которая обнажается во многих оврагах и составляет верхнюю часть разреза. Свита имеет песчаный состав с редкими мелкогравийными прослойками и характерными диagenетическими включениями. Эти стяжения – прочные песчаники разной степени окремнения, халцедонолиты, а также существенно карбонатные образования – в разрезе, как правило, четко выраженных слоев не образуют. Была выявлена четкая вертикальная ритмическая последовательность в расположении кремнистых, карбонатных и гравелитистых образований. Эта последовательность сохраняется на значительные расстояния.

Кремнистые стяжения – разнообразного размера (5–30 см), неправильной формы, разной степени цементации, часто зонального строения, что связано с разной степенью раскристаллизации кремнистого вещества. Они хаотически распределены в толще, иногда образуют горизонтальные скопления, в редких случаях – неясно выраженные прослои. Карбонатные образования залегают прерывистым слоем, имеют большие размеры (20–80 см), округлую (валунообразную) форму. При микрострографическом исследовании было установлено зональное строение, с постепенным переходом от песчаников с базальным опал-карбонатным цементом до чистых зернистых карбонатных пород в середине стяжения. Интересным фактом стало наблюдение фрагментов окремненной древесины, пронизывающей стяжения и вмещающие слабосцементированные песчаники.

Проведенные исследования однозначно свидетельствуют о диagenетическом характере образования как карбонатных валунов, так и стяжений кремнеземистых песчаников. Сделан вывод, что ритмичная, повторяющаяся по разрезам, последовательность кремнистых, карбонатизированных и гравийных горизонтов обусловлена фациально и они закономерно различаются по характеру диagenетических преобразований. При дальнейших исследованиях целесообразно проследить ритмичное строение буримской свиты в обнажениях и других оврагах и постараться выделить синхронные фациальные различия.

Ключевые слова: *буримская (буромская) свита, кремнистые стяжения, карбонатные образования, диagenез.*

УДК 551.31+551.4.01:551.4.08+550.8(477.42)

А. Баран, канд. геол. наук, геолог I кат.,
ЦРГД ДП "Українська геологічна компанія",
пров. Геофізиків, 10, м. Київ, Україна,
E-mail: baranandr9@gmail.com

КОРЕЛЯЦІЙНИЙ АНАЛІЗ ОСАДОВИХ ПОРІД НОВОГРАДСЬКОГО БЛОКУ (ВОЛИНСЬКИЙ МЕГАБЛОК УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

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

В осадовому чохлі Новоградського блоку II порядку Волинського мегаблоку Українського щита встановлено численні кореляційні залежності, розраховані методом Пірсона, які пов'язані з поверхнями денного рельєфу, докембрійського фундаменту, кристалічних порід та потужностями осадових порід. Частина цих залежностей відображає давно відомі та очікувані тенденції та закономірності у геологічній будові поверхні блоку. Це значне успадкування денним рельєфом поверхні кристалічного фундаменту, збільшення потужностей осадового чохла у пониженнях фундаменту та ін. Частина встановлених залежностей очікувана в цілому, але не є передбачуваною у деталях. Наприклад, очікуваним є кореляційний зв'язок потужностей осадового чохла з потужностями окремих різновидів осадових порід, але непередбачуваною є сила зв'язку з окремими різновидами відкладів. Деякі залежності, на даному етапі вивченості поверхні Українського щита, є цілком непередбачуваними. До них можна віднести найнижчі значення лінійних залежностей найменш поширених уламкових і глинистих порід з поверхнями докембрійського фундаменту, кристалічних порід і потужностей осадового чохла порівняно з більш поширеними породами, а також стабільно крайні положення торфів і пісків тонкозернистих серед значень кореляційних залежностей потужностей осадових порід з похованими поверхнями і потужностями осадового чохла. Підтвердження кореляційним аналізом відомих закономірностей вказує на об'єктивність методу в даному застосуванні. В той же час, кореляційний аналіз дозволяє виявляти нові тенденції, невідомі раніше залежності у будові осадових відкладів, що вказує на необхідність подальшого їх статистичного аналізу.

Ключові слова: фундамент, порода, осадовий чохол, потужність.

Постановка проблеми, зв'язок із важливими науковими і практичними завданнями, формулювання цілей статті. Стаття присвячена пошуку засобів, які дозволяють виявляти нові та підтверджувати відомі тенденції та закономірності у геологічній будові верхньої частини Українського щита (УЩ) на прикладі Новоградського блоку II порядку Волинського мегаблоку. Виявлені тенденції, більшою чи меншою мірою, можуть стати передумовою для прогнозування літодинамічних процесів і їх результатів при формуванні осадового чохла кристалічного фундаменту.

У даній роботі осадові породи досліджено без їх стратиграфічного розчленування, оскільки при його здійсненні значно збільшується кількість кореляційних залежностей, як між різними шарами порід, так і між шарами й абсолютними відмітками структурних поверхів території, які важко охопити у одній статті. Тому більш детальне розчленування осадового чохла потребує окремого розгляду. Передбачалося розв'язання таких задач: 1) Показати існування в осадовому чохлі численних просторових тенденцій і залежностей у заляганні окремих порід незалежно від їхнього віку та генезису. Хоча частина їх може бути випадковими, втім, решта може відображати залежності, які можуть підтвердитись і на інших ділянках УЩ; 2) Виділити різновиди осадових порід за фракційним, а торфів ще й речовинним, складом. Ці породи досить надійно визначаються візуально та на дотик, такі визначення є найбільш достовірними, можуть бути виконані у польових умовах. Оскільки геолог, в силу різних причин (кваліфікація, ознайомленість з територією, швидкість буріння та ін.), не завжди може чи встигає надійно у польових умовах розчленувати осадові породи за стратиграфічними ознаками, то знання тенденцій, притаманних загалом осадовому чохлу, може бути використано, принаймні теоретично, на практиці; 3) Продемонструвати, що оскільки параметри фізичних процесів, які приводили до накопичення тих чи інших фракцій осадів (різновидів порід), незалежно від їх генезису ймовірно були подібними, то такий розгляд без генетичного поділу навряд чи можна вважати менш важливим, ніж той, що відбувається за генетичним принципом; 4) Показати важливість і необхідність подальшого вивчення осадового покриву УЩ з використанням

кореляційного аналізу, в тому числі, врахуванням вікових і генетичних ознак. Якщо встановлені залежності у будові стратиграфічно нерозчленованих осадових порід є не випадковими, то їх кількість і надійність має збільшуватись при групуванні порід за типоморфними генетичними ознаками.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Статистичним методам в літології, частково чи повністю, присвячено величезну кількість публікацій, як на пострадянському просторі, так і поза ним. Найбільша їх кількість припадає на 60-80-ті рр. минулого століття, коли у світі тема застосування математичних методів в геології стояла вельми гостро. Загальною рисою праць цього періоду є передусім те, що вони написані мовою математиків, яка переважно мало зрозуміла для геологів. Часто вони нагадують математичні посібники, дані в яких взяті з геології. Апарат кореляційного аналізу застосований до інтерпретації даних формально [7]. Цими роботами підтверджувалась радше ефективність математичного методу, найчастіше вони не приводили до нових чітких, зрозумілих і практичних геологічних висновків, спостережених закономірностей і тенденцій. Переважно не було показано практичної перспективності отриманих результатів, особливо в літології. Найбільш глибоко переваги кореляційного і спектрального аналізів при вивченні осадових товщ розкрито в роботах [3-5, 8 та ін.]. На сьогодні статистичні методи в літології мають помітно менше поширення, ніж в геохімії, геофізиці, гідрогеології. Серед останніх робіт досить вдалим застосуванням цих методів є такі: [15], в ній за допомогою критерію Колмогорова-Смірнова склад цирконів важких фракцій використаний для з'ясування походження сучасних і стародавніх уламкових осадових послідовностей; у роботі [16] застосовані аналіз головних компонент і кластерний аналіз для інтерпретації каротажних даних свердловин, що були пробурені у межах Карпатського крайового прогину; у роботі [13] статистичний аналіз гранулометричного складу пісків використаний для оцінки берегової морфодинаміки; у роботі [17] перетворення Фур'є і аналіз головних компонент використані для дослідження форм і поверхонь піщинок флювіального, флювіогляціального і еолового походження. Автору невідомі приклади застосування

кореляційного аналізу для вивчення осадового чохла того чи іншого кристалічного щита.

Дослідженню тенденцій, пов'язаних із гіпсометрією, як поза кристалічними щитами, так і на них, присвячена велика кількість робіт [2, 9, 14 та багато ін.]. Практично всі вони сконцентровані навколо вивчення ендегенних зруденінь тих чи інших корисних копалин. В них підкреслюється металогенічне й прогнозно-пошукове значення гіпсометрії зруденіння, але вони переважно обмежуються тільки загальними рекомендаціями, не містять методичних розробок з використання гіпсометрії при металогенічному аналізі, прогнозних і пошукових роботах. Однією з найбільш вдалих спроб у цьому напрямі є робота [1]. В ній запропоновано методику регіонального гіпсометричного аналізу, підґрунтям для якої є залежність гіпсометричного розподілу різнотипового зруденіння від післярудної тектонічної перебудови. Вона дозволяє графічно виділяти тектонічні блоки з різною величиною денудативного зрізу, що мають різну перспективність.

На УЩ вивчення гіпсометрії відбувається традиційним способом побудови відповідних карт, переважно з метою вивчення напрямків зносу мінеральної речовини, виявлення палеодепресій, які часто є місцями накопичення розсипищ, бурого вугілля та деяких інших корисних копалин. Осадовий чохол Новоградського блоку вивчений досить детально. В деяких роботах показано зв'язок рельєфу з тектонікою регіону [10–11]. Останньою ґрунтовною роботою, яка узагальнила усі попередні дослідження щодо вивчення осадового чохла Новоградського блоку, є [6]. У ній за результатами ряду регіональних робіт виконано стратифікацію порід відповідно до сучасних легенд Держгеолкарти-200, вивчено речовинний склад порід, побудовано геоморфологічні, літолого-фаціальні схеми та геологічні карти четвертинних і дочетвертинних відкладів.

Термінологія. Оскільки геологами деякі терміни вживаються в різному значенні, нижче наведено визначення таких термінів у авторському розумінні.

Абсолютна відмітка докембрійського фундаменту – відмітка поверхні кори вивітрювання кристалічних порід, а при її відсутності на окремих ділянках – кристалічних порід. Хоча кора вивітрювання відноситься до осадових порід, все-таки вона залишається на місці свого утворення й значною мірою відображає склад і будову докембрійського фундаменту. Через це у вітчизняній геологічній практиці при побудові карт гіпсометрії докембрійського фундаменту за поверхню цього фундаменту прийнято вважати поверхню кори вивітрювання, а там,

де вона відсутня – поверхню кристалічних порід. Таким чином, дане визначення взяте із загальноприйнятої геологічної практики.

Абсолютна відмітка кристалічних порід – абсолютна відмітка поверхні тільки кристалічних порід.

На теперішній час у математиці не існує загальноприйнятої градації сили (тісноти) кореляційних зв'язків, тому в даній роботі приймається така: вельми сильний кореляційний зв'язок – 0,9–1,0, сильний – 0,7–0,9, посиленний (значущий) – 0,5–0,7, слабкий – 0,30–0,50.

Матеріали і методи. Досліджена територія охоплює частину Новоград-Волинської морфоструктури в рамках 6 аркушів масштабу 1:50 000 (М-35-43-Б, Г; -44-А, Б, В, Г), які займають площу 1959 км² і знаходяться в центрі та північно-західній частині Новоградського блоку Волинського мегаблоку УЩ (рис. 1). Аналіз розрізу базується на описах колонкових свердловин, які були пробурені попередниками ДП "Українська геологічна компанія" при геологознімальних роботах масштабів 1:200 000 (В.П. Бухарев, 1960), 1:50 000 (В.П. Лабунний, 1988; О.П. Глухов, 1989), геологічному довивченні площі масштабу 1:200 000 (М.Д. Мазур, 2010), а також пошукових роботах (Ю.В. Гейко, 2011). Пошукові свердловини були включені у статистичну вибірку для її збільшення. Загальна кількість колонкових свердловин, які пробурені при цих роботах на даній території – 649. В основну вибірку включені свердловини тільки цього типу буріння, оскільки вони найбільш об'єктивно представляють фракційний склад осадового чохла. Розподіл свердловин по території дослідження дещо нерівномірний, переважно за рахунок пошукових свердловин, втім, враховуючи значну мінливість розрізу осадового чохла по латералі і все більшу розчленованість рельєфу кристалічного фундаменту, при деталізації мережі буріння автор вважає таку вибірку свердловин прийнятною для статистики. В описах свердловин потужності шарів виділялись із точністю до 0,1 м. Для встановлення існуючих у геологічній будові осадового чохла Новоградського блоку тенденцій і закономірностей у роботі досліджено кореляційні зв'язки абсолютних відміток денної поверхні, докембрійського фундаменту і кристалічних порід між собою, а також із потужностями осадових порід. Для цього застосований метод парної лінійної кореляції, який ще іноді називають звичайною кореляцією або методом Пірсона. Він добре описаний у численній навчальній і довідковій літературі, тому в даній роботі не розтлумачується.

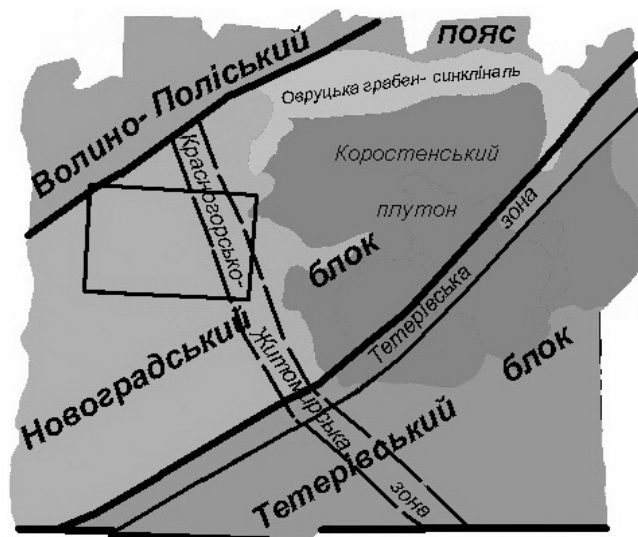


Рис. 1. Оглядова схема Волинського мегаблоку (згідно з [12]) з контуром території дослідження

Абсолютні відмітки устя свердловин вираховувались з топографічних карт після винесення на них самих свердловин. Абсолютні відмітки кристалічного фундаменту вираховувались шляхом віднімання від абсолютних відміток усть свердловин потужностей осадового чохла. Абсолютні відмітки кристалічних порід вираховувались шляхом віднімання від абсолютних відміток кристалічного фундаменту потужностей кір вивітрювання. Оскільки кори вивітрювання на території дослідження часто мають поступові переходи у кристалічні породи, то за їх нижню межу прийнята поверхня кристалічних порід, яка є вивіреною чи зачепленою вивітрюванням, але придатна для відбору зразка, який не потребує спеціальної обробки для виготовлення з нього шліфа. Тобто поверхня тієї породи, яка в описах свердловин вже не фігурує як зона дезінтеграції кристалічних порід.

Геологічна будова та геоморфологія території.

Територія для дослідження обиралась відповідно до геологічної будови Волинського мегаблоку та геоморфологічного районування. За основу першої взята тектонічна карта [12]. Згідно з нею, Новоградський блок II порядку займає більшу частину мегаблоку, простягаючись у північно-східному напрямку (рис. 1). На південний схід від нього розташований Тетерівський блок того ж порядку. До Новоградського блоку входить також більша частина Коростенського плутону, втім, на території дослідження він не потрапляє. Докембрійський фундамент даної території складений ультраметаморфічними породами шереметівського й житомирського комплексів, серед яких зустрічаються останці метаморфічних порід тетерівської серії. Всі вони різною мірою пронизані магматичними тілами нарцизівського, букинського, городницького, осницького, кишинського і дайкового комплексів. Східна частина території дослідження потрапляє в межі Красногірсько-Житомирської тектонічної зони, південна – Сарненсько-Варварівської. Осадовий чохол майже повністю перекиває кристалічний фундамент, його середня потужність складає 9,7 м.

Згідно з геоморфологічним районуванням за даними ГДП-200 [6], територія дослідження розташована в межах Центральноукраїнської рівнинно-платформної морфоструктури I порядку та Поліської морфоструктури II порядку. На території 6 вказаних вище аркушів масштабів 1:50 000 розташовано частини трьох морфоструктур III порядку – Новоград-Волинської, Осницької і Коростенської. Перша з них займає близько 90% території цих аркушів і саме на її території проведено дослідження, решту 10% – друга і третя. Новоград-Волинська морфоструктура, згідно із загальним геоморфологічним районуванням, відповідає Новоград-Волинській воднольодовиковій зденудованій хвилястій слаборозчленованій рівнині з домінуючими абсолютними висотами від 198 до 212 м, максимальною 233 м і найбільш низькою відміткою (172,7 м) у заплаві р. Случ. Її рельєф значною мірою співпадає з рельєфом поверхні кристалічної основи. Відмінною геоморфологічною рисою району є відносно велика кількість виходів кристалічних порід на денну поверхню. Вони відслонюються у долинах річок, міжріччях, утворюючи денудатійні форми рельєфу. На більшій частині території кристалічні породи перекинуті осадовими відкладами. Дрібні пониження, до яких приурочені заболочені ділянки, порівняно густа (0,6–0,8 км/км²) гідрогеологічна мережа, а також піщані грядово-горбисті утворення, порушують загальну монотонність рівнини.

Осадовий чохол території дослідження складений відкладами четвертинної, неогенової та палеогенової систем. Четвертинні відклади мають майже повсюдне поширення. Вони залягають на різних гіпсометричних

рівнях і покривають усі більш давні утворення. Відсутні лише на деяких ділянках річок, а також найбільш еродованих вододілах. Неогенові відклади мають досить значне поширення на території дослідження. Вони зі стратиграфічною і кутовою незгідностями залягають на породах кристалічного фундаменту, іноді палеогенових відкладах. Перекриваються четвертинними відкладами і тільки в одиничних випадках виходять на денну поверхню. Палеогенові відклади мають локальне поширення, зі стратиграфічною і кутовою незгідностями залягають на породах кристалічного фундаменту та їхніх корах вивітрювання, як правило, заповнюючи западини в них.

Основний матеріал. На території дослідження встановлено 19 різновидів осадових порід за фракційним складом і техногенні шари. Серед перших найбільш поширеними є (кількість свердловин з породами): піски дрібнозернисті (327), середньо-дрібнозернисті (203), супіски (176), суглинки (179), глини (138) і піски середньозернисті (111). Найменше поширені такі породи: буре вугілля (лігніт) (2 прояви з шарами потужністю понад 0,1 м), вторинні каоліни (10), валунно-галечні горизонти (14), торф (14), пісковики (18), піски тонкозернисті (17) і крупнозернисті (16). Дещо ширше від них розповсюджені піски середньо-крупнозернисті (33), тонко-дрібнозернисті (65), алеврити (63), піски різнозернисті (97). Через те, що буре вугілля (лігніти) виявлене тільки в поодиноких свердловинах, їх кореляційний аналіз не проводився. Також у описах свердловин різних років фігурують шари пісків без зазначення переважаної фракції. Ймовірно, найчастіше це піски суттєво алевритові різнозернисті, але оскільки ці характеристики відсутні в авторських редакціях, то кореляційний аналіз по цих породах також не представлений.

Як вказувалось вище, для дослідження головних тенденцій і закономірностей у геологічній будові осадового чохла Новоградського блоку досліджено кореляційні зв'язки абсолютних відміток денної поверхні, докембрійського фундаменту і кристалічних порід між собою, а також потужностями осадових порід. Результати наведено в табл. 1. Абсолютні відмітки устя свердловин практично повністю відповідають абсолютним відміткам покривлі четвертинних відкладів, оскільки більш давні відклади тільки в поодиноких випадках виходять на денну поверхню, у яких вони зустрічаються. Різновиди порід з різною частотою трапляються у свердловинах – це поодинокі шари, іноді 2–3 і більше. У тому разі, коли порода у прояві представлена більше, ніж одним шаром, аналіз проводився за сумарною потужністю цих шарів.

1. Аналізуючи дані, наведені в таблиці, можна спостерігати такі тенденції у геологічній будові поверхні блоку, пов'язані з денною поверхнею:

Сильний і один із найвищих, серед пов'язаних з усіма абсолютними відмітками, додатний кореляційний зв'язок (0,72) існує з абсолютними відмітками кристалічного фундаменту і вказує на те, що западини і виступи фундаменту на даній території мають досить значну тенденцію до прояву на денній поверхні. Така тенденція має тектонічну природу й обумовлена припіднятістю Новоградського блоку і, як наслідок, близькістю його поверхні до денної. Вона може відігравати роль непрямої пошукової ознаки, наприклад, при пошуках пегматитових тіл, які проявляються у виступах фундаменту, чи пошуках розсіпних мінералів, найбільші концентрації яких накопичуються у западинах фундаменту. Це вказує також на значну залежність сучасного рельєфу від будови кристалічного фундаменту. Тобто він його наслідує. Кореляційна залежність із кристалічними породами слабка (0,45);

Існує посилений від'ємний кореляційний зв'язок (-0,55) із потужностями покладів торфу. Це відображає відому тенденцію до накопичення торфу у понижених, заболочених ділянках денного рельєфу. З потужностями осадового чохла та інших осадових порід кореляція відсутня. Тобто торф є єдиною породою, потужності якої корелюють із денною поверхнею.

2. З абсолютними відмітками докембрійського фундаменту пов'язані такі тенденції:

Крім сильного кореляційного зв'язку, зазначеного у пункті 1.1, існує сильна від'ємна залежність від потужностей осадового чохла (-0,73). Цілком природно, що найбільші потужності осадів накопичуються у найбільш сприятливих умовах, які існують у западинах кристалічного фундаменту;

Посилена додатна залежність (0,67) із абсолютними відмітками кристалічних порід також є цілком природною, оскільки ці дві поверхні генетично і речовинно споріднені;

Посилена (-0,67) від'ємна залежність від потужностей торфів, а також слабкі від'ємні зв'язки з потужностями пісків середньо-крупнозернистих (-0,46), тонко-дрібнозернистих (-0,30), різнозернистих (-0,39), дрібнозернистих (-0,40), алевроитів (-0,35), глин (-0,37). Дана залежність з торфом не може грати роль пошукової ознаки, оскільки його шари у даній вибірці залягають на різних глибинах і часто перекриті різними потужностями інших порід;

Хоча всі породи мають від'ємні кореляційні значення з поверхнею кристалічного фундаменту, присутні додатні значення з пісками тонкозернистими (0,23) та каолінами вторинними (0,11). Хоча ці залежності не досягають навіть слабких, така тенденція є досить несподіваною і може вказувати на дещо відмінні умови проявів цих порід і, відповідно, їхнього накопичення. Можливо,

ці породи проявлені в мікроблоках, які зазнали пізнішого підняття;

Крайній ряд найнижчих від'ємних кореляційних значень з переходом у додатні з абсолютними відмітками докембрійського фундаменту являє група найменш поширених різновидів глинистих і уламкових порід із усіх розглянутих у цьому дослідженні (номери 5–9 у табл. 1).

3. Кореляційні зв'язки, пов'язані з абсолютними відмітками кристалічних порід, певною мірою наслідують такі від абсолютних відміток фундаменту:

Абсолютні відмітки кристалічних порід мають посилений від'ємний зв'язок (-0,52) з потужностями осадових порід. Цей зв'язок менший, ніж той, що існує у потужностях осадового чохла з поверхнею докембрійського фундаменту (-0,73), але ж меншим є і зв'язок поверхні кристалічних порід з осадовим чохлом, оскільки на більшості території їх розмежують кори вивітрювання;

Існує слабкий від'ємний зв'язок із потужностями торфів (-0,50), алевроитів (-0,31) і слабкий додатний з потужностями пісків тонкозернистих (0,30). З потужностями осадових відкладів у абсолютних відміток кристалічних порід залежностей менше, ніж у кристалічного фундаменту, і вони, загалом, слабші;

Знову крайній ряд найнижчих від'ємних кореляційних значень з переходом у додатні представлений найменш поширеними глинистими й уламковими породами (номери 5–9 у табл. 1). З них валунно-галечні горизонти мають найнижче від'ємне значення (-0,13), а решта малопоширених порід має навіть незначні додатні значення, від 0,15 у каолінів вторинних до 0,30 у пісків тонкозернистих. Винятком зі вказаної тенденції є піски середньозернисті, які є досить поширеними породами на території дослідження, але за кореляційним значенням тяжіють до групи малопоширених порід.

Таблиця 1

Коефіцієнти кореляції абсолютних відміток і потужностей осадових порід

| № з/п | Абсолютні відмітки і породи | К-сть проявів | Абс.від. устя | Абс.від. фонд. | Абс.від. кр.п. | Потуж. ос.ч. |
|-------|---------------------------------------|---------------|---------------|----------------|----------------|--------------|
| 1 | Абсолютна відмітка устя | 646 | | 0,72 | 0,45 | -0,05 |
| 2 | Абсолютна відмітка фундаменту | 646 | 0,72 | | 0,67 | -0,73 |
| 3 | Абсолютна відмітка кристалічних порід | 644 | 0,45 | 0,67 | | -0,52 |
| 4 | Потужність осадового чохла | 649 | -0,05 | -0,73 | -0,52 | |
| 5 | Каолін вторинний | 11 | 0,06 | 0,11 | 0,15 | -0,08 |
| 6 | Валунно-галечний горизонт | 14 | 0,03 | -0,12 | -0,13 | 0,20 |
| 7 | Пісок крупнозернистий | 16 | -0,10 | -0,04 | 0,28 | -0,03 |
| 8 | Пісок тонкозернистий | 17 | 0,03 | 0,23 | 0,30 | -0,27 |
| 9 | Пісковик | 18 | 0,09 | -0,01 | 0,26 | 0,07 |
| 10 | Пісок середньо-крупнозернистий | 33 | 0,02 | -0,46 | -0,27 | 0,44 |
| 11 | Алевроит | 63 | -0,11 | -0,35 | -0,31 | 0,37 |
| 12 | Пісок тонко-дрібнозернистий | 66 | 0,07 | -0,30 | -0,23 | 0,40 |
| 13 | Пісок різнозернистий | 97 | 0,09 | -0,39 | -0,25 | 0,53 |
| 14 | Пісок середньозернистий | 111 | 0,15 | -0,26 | 0,01 | 0,50 |
| 15 | Глина | 138 | 0,12 | -0,37 | -0,25 | 0,52 |
| 16 | Супісок | 178 | 0,14 | -0,12 | -0,15 | 0,27 |
| 17 | Суглинок | 179 | 0,06 | -0,25 | -0,28 | 0,38 |
| 18 | Пісок дрібно-середньозернистий | 204 | 0,09 | -0,29 | -0,23 | 0,48 |
| 19 | Пісок дрібнозернистий | 327 | 0,06 | -0,40 | -0,22 | 0,58 |
| 20 | Торф | 14 | -0,55 | -0,67 | -0,50 | 0,66 |

4. Кореляційні залежності, пов'язані з потужністю осадового чохла мають такий вигляд:

Крім зазначених вище у пунктах 2.1 і 3.1 зв'язків у потужностей осадового чохла посилені додатні зв'язки із торфами (0,66), пісками дрібнозернистими (0,58), середньозернистими (0,50), різнозернистими (0,53) і глинами (0,52). Посилена залежність потужностей осадового чохла від потужностей окремих різновидів порід є передбачуваною, але важко прогнозованою, принаймні на даному етапі вивченості осадового чохла території дослідження, як і всього УЩ, є сила таких залежностей. Втім, вказані тенденції дозволяють констатувати, що потужності даних осадових порід на території дослідження непрямо відображають, чи можуть це робити, потужність усього осадового чохла;

Існує слабкий додатний зв'язок із потужностями суглинків (0,38), алевритів (0,37), пісків середньо-крупнозернистих (0,44), тонко-дрібнозернистих (0,40), дрібно-середньозернистих (0,48);

Загалом, потужності всіх поширених порід, крім супісків, проявляють слабкі та посилені додатні залежності від потужностей усього осадового чохла. Найнижчі додатні й навіть незначні від'ємні корелятивні значення являє група найменш поширених порід. Це може вказувати на дещо оригінальні умови утворення цих відкладів, які, ймовірно, і є причиною їх незначного поширення.

Найтісніший сукупний кореляційний зв'язок із абсолютними відмітками устя свердловин, докембрійського фундаменту і кристалічних порід мають відклади торфу – сума трьох коефіцієнтів кореляції склала, без врахування знаку, 1,72. Від них значно відстають алеврити (0,77), піски середньо-крупнозернисті (0,75), глини (0,74), піски різнозернисті (0,73) і ще більше – інші породи.

Серед усієї сукупності кореляційних залежностей найбільш оригінальними є ті, що пов'язані з потужностями торфів і пісків тонкозернистих. Перші проявляють стабільно найвищий зв'язок з дослідженими похованими поверхнями та потужностями осадового чохла. Крім того, торф – це єдина порода, яка корелює із денною поверхнею. Останні мають також крайні, але стабільно протилежні за знаком від торфів, значення зв'язків із похованими поверхнями та потужностями осадового чохла. Зокрема, серед усіх різновидів осадових порід даної території вони характеризуються найвищою додатною кореляцією з абсолютними відмітками фундаменту (0,23) і кристалічних порід (0,30), у той час, як більшість порід має від'ємні кореляції за цими показниками, та найвищою від'ємною (-0,27) з потужностями осадового чохла, у той час, коли більшість порід має додатні кореляції з осадовим чохлам. Загальна кількість проявів цих пісків незначна – 17. Такі тенденції, пов'язані з тонкозернистими пісками, можуть вказувати на такі ж особливі фізичні процеси чи, принаймні, їх параметри, які привели до утворення цих порід. Втім, таке припущення, як і все питання, потребує додаткового дослідження.

Було також здійснено пошук кореляційних залежностей між потужностями окремих різновидів осадових порід на Новоградському блоці. Для цього обирались значення тих порід, які мають прояви в одних і тих самих свердловинах. Результати наведені у табл. 2 і показані лише по тих породах, кількість спільних проявів по яких дорівнює 5 і більше. Саме таку вибірку в даному дослідженні прийнято вважати мінімально представницькою. В таблиці у чисельнику стоїть коефіцієнт кореляції, у знаменнику кількість сумісних проявів двох порід. У переважній більшості кореляція між потужностями порід відсутня. Втім, встановлена також одна сильна кореляційна залежність, кілька посилені та численні слабкі зв'язки.

При кількості сумісних проявів порід більше 37, кореляція, як правило, відсутня. Таких тільки 13 проявів. Найчастіше сумісно зустрічаються суглинки й піски дрібнозернисті – 93 прояви. Серед слабких кореляцій кількість сумісних проявів порід коливається від 5 до 37, в середньому 15, серед посилені і сильного – від 6 до 24, в середньому 13. Встановлено такі лінійні залежності (від перших до останніх у списку порід без повторень):

Потужності торфів на території дослідження на основі даної вибірки мають посилену від'ємну кореляційну залежність від суглинків (-0,50);

Глини додатно слабо корелюють із пісками тонко-дрібнозернистими (0,47) і від'ємно з валунно-галечними горизонтами (-0,31);

Суглинки проявляють слабку від'ємну кореляцію з пісками тонко-дрібнозернистими (-0,30) і крупнозернистими (-0,32);

Потужності алевритів мають посилені додатні зв'язки із потужностями супісків (0,50) і пісків різнозернистих (0,55), слабкі зв'язки із пісками дрібнозернистими (0,30) і середньо-крупнозернистими (0,44);

Піски тонкозернисті проявляють слабку від'ємну кореляцію з дрібнозернистими пісками (-0,38);

Піски тонко-дрібнозернисті слабо додатно корелюють із пісками дрібно-середньозернистими (0,46);

Дрібнозернисті піски, які є найбільш поширеними на території дослідження породами, проявляють сильну додатну кореляцію з пісками середньо-крупнозернистими (0,90), слабку додатну із валунно-галечними горизонтами (0,31) і посилено від'ємну із вторинними каолінами (-0,54);

Дрібно-середньозернисті піски слабо від'ємно корелюють із пісками середньо-крупнозернистими (-0,37);

З різнозернистими пісками середньозернисті піски проявляють слабкий додатний зв'язок (0,37), а середньо-крупнозернисті посилено додатний (0,58).

Піски крупнозернисті, різнозернисті, валунно-галечні горизонти, вторинні каоліни й пісковики мають між собою не більше 4 попарних проявів.

Висновки. Підсумовуючи отримані дані, серед усієї сукупності встановлених тенденцій в осадовому чохла території дослідження можна виділити 3 групи:

Очікувані, давно відомі та зрозумілі, їх можна передбачити. Такими є: сильний зв'язок денної поверхні з поверхнями докембрійського фундаменту та (слабший) кристалічних порід; посилені від'ємні зв'язки денного рельєфу і покладів торфу; у поверхні фундаменту й кристалічних порід сильна та посилена від'ємна залежність з потужністю осадового чохла, посилена додатна між собою, слабкі від'ємні залежності від потужностей деяких різновидів осадових порід. Підтвердження кореляційним аналізом цих закономірностей вказує на його об'єктивність, а отже і перспективність при дослідженні осадового чохла;

Очікувані в цілому, але не передбачувані у деталях. Це: один посилені і численні слабкі від'ємні кореляційні зв'язки поверхонь фундаменту і кристалічних порід з потужностями окремих порід; посилені та слабкі додатні зв'язки потужностей осадового чохла з потужностями порід; численні зв'язки, наведені в табл. 2. Наявність цих тенденцій досить очевидна, але на даному етапі вивченості поверхні УЩ складно пояснити їх нерівномірність, різну силу та приуроченість до тих чи інших порід. Наприклад, чому потужності осадового чохла найсильніше корелюють саме з пісками дрібнозернистими, середньозернистими, різнозернистими та глинами, адже ці породи не створюють окремої групи ані за поширеністю, ані за середніми потужностями на території дослідження. Такі питання можуть бути розв'язані при подальшому статистичному аналізі осадового чохла;

Таблиця 2

Коефіцієнти кореляції між потужностями осадових порід

| Торф | Глина | Суглинок | Алевроит | Супісок | Пісок | | | | | | | | | | Валгал горизонт | Каол. вт. | Пісковик | |
|---------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|-----|----------|---------|-----------------|-----------|----------|----------|
| | | | | | т/з | т-д/з | д/з | д-с/з | с/з | с-к/з | к/з | р/з | | | | | | |
| – | – | -0,50/6 | – | – | – | – | 0,04/13 | – | – | – | – | – | – | – | – | – | – | – |
| – | – | 0,15/36 | 0,19/13 | -0,07/41 | – | 0,47/18 | -0,04/88 | 0,18/49 | -0,05/39 | -0,04/8 | – | – | 0,19/21 | -0,31/5 | – | – | – | -0,23/5 |
| -0,50/6 | 0,15/36 | – | -0,16/20 | -0,03/71 | -0,28/7 | -0,30/32 | -0,12/93 | -0,10/56 | -0,09/34 | 0,08/14 | -0,32/7 | – | -0,06/44 | – | 0,05/5 | – | – | -0,41/6 |
| – | 0,19/13 | -0,16/20 | – | 0,50/24 | – | 0,25/9 | 0,30/37 | -0,10/22 | -0,19/10 | 0,44/6 | – | – | 0,55/17 | – | – | – | – | – |
| – | -0,07/41 | -0,03/71 | 0,50/24 | – | – | 0,05/33 | 0,05/71 | 0,14/53 | 0,16/23 | -0,24/9 | – | – | -0,11/35 | – | – | – | – | -0,01/9 |
| – | – | -0,28/7 | – | – | – | – | -0,38/10 | -0,27/6 | – | – | – | – | – | – | – | – | – | – |
| – | 0,47/18 | -0,30/32 | 0,25/9 | 0,05/33 | – | – | 0,22/31 | 0,46/25 | 0,14/10 | -0,16/7 | – | – | 0,05/14 | – | – | – | – | -0,25/6 |
| 0,04/13 | -0,04/88 | -0,12/93 | 0,30/37 | 0,05/71 | -0,38/10 | 0,22/31 | – | 0,19/73 | 0,12/76 | 0,90/16 | -0,17/10 | – | -0,09/45 | 0,31/8 | -0,54/7 | – | – | -0,19/13 |
| – | 0,18/49 | -0,10/56 | -0,10/22 | 0,14/53 | -0,27/6 | 0,46/25 | 0,19/73 | – | 0,21/29 | -0,37/11 | -0,16/8 | – | 0,15/32 | -0,14/5 | – | – | – | -0,05/8 |
| – | -0,05/39 | -0,09/34 | -0,19/10 | 0,16/23 | – | 0,14/10 | 0,12/76 | 0,21/29 | – | -0,12/9 | – | – | 0,33/14 | – | – | – | – | – |
| – | -0,04/8 | 0,08/14 | 0,44/6 | -0,24/9 | – | -0,16/7 | 0,90/16 | -0,37/11 | -0,12/9 | – | – | – | 0,58/6 | – | – | – | – | – |

Не очікувані в цілому і деталях. До цієї групи можна віднести максимально великі (посилені) від'ємні залежності поверхонь докембрійського фундаменту і кристалічних порід саме від торфів, а також стабільно крайньо протилежне до них за знаком положення пісків тонкозернистих у кореляціях не тільки з цими двома поверхнями, але й потужностями осадового чохла. Якщо дані тенденції не є випадковими, то можна припускати особливі умови накопичення тонкозернистих пісків. Втім, це питання потребує подальшого дослідження. До неочікуваних також можна віднести тенденції стабільно найнижчої кореляції за знаком з переходом на протилежний знак групи найменш поширених порід з поверхнями докембрійського фундаменту, кристалічних порід і потужностями осадового чохла порівняно з більш поширеними породами.

Можна припустити, що якась частина встановлених тенденцій, пов'язаних із потужностями окремих порід, є випадковою, але всі вони з такої кількості кореляцій випадковими навряд чи можуть бути. Отже, можна констатувати наявність кореляційних залежностей в осадовому чохлі УЩ і Новоградського блоку зокрема, які є об'єктивним наслідком сукупності геологічних процесів, результатом яких стало утворення осадових відкладів. Встановлені величини кореляційних залежностей не можна вважати остаточними для даної території, оскільки вони отримані не з усієї сукупності пробурених на даній території колонкових свердловин, але вказують на перспективність подальших досліджень у цьому напрямку.

Таким чином, в осадовому чохлі Новоградського блоку встановлено численні кореляційні залежності між абсолютними відмітками денного рельєфу, похованими поверхнями та потужностями осадових порід. Деякі з них об'єктивно відображають відомі риси геологічної будови поверхні блоку. Разом з тим, розкриваються нові, маловідомі чи невідомі, тенденції та закономірності. Деякі з них знаходять попереднє пояснення, деякі потребують подальшого вивчення для їх об'єктивної оцінки, або ж вони є випадковими.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ:

1. Александров Г. В. Гипсометрический анализ в металлогении / Г. В. Александров. – Л.: Недра, 1990. – 184 с.
2. Багрова З. А. Геоморфологические критерии поисков и положения в рельефе участков хрусталепроявлений на Алданском щите / З. А. Багрова // Геоморфология. – 1971. – №3. – С. 36–41.
3. Вистелиус А. Б. Основы математической геологии (определение предмета, изложение аппарата). – Л.: Наука, 1980. – 389 с.
4. Вистелиус А. Б. Материалы к литостратиграфии продуктивной толщи Азербайджана / А. Б. Вистелиус. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 157 с.
5. Вистелиус А. Б. Фазовая дифференциация палеозойских отложений Среднего Поволжья и Заволжья / А. Б. Вистелиус. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. – 203 с.
6. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Центральноукраїнська серія. Аркуш: М-35-Х (Олевськ) / М. Д. Мазур, Т. О. Біла, В. В. Дроздецький та ін. – К.: Державна служба геології та надр України, Державне підприємство "Українська геологічна компанія", 2013. – 125 с. (у друці).
7. Деч В. Н. Методы изучения периодических явлений в геологии / В. Н. Деч, Л. Д. Кноринг. – Л.: Недра, 1985. – 255 с.
8. Деч В. Н. Нетрадиционные методы комплексной обработки и интерпретации геолого-геофизических наблюдений в разрезах скважин / В. Н. Деч, Л. Д. Кноринг. – Л.: Недра, 1978. – 192 с.
9. Кoryтов Ф. Я. О применении структурно-геоморфологического анализа при поисках эндогенных месторождений полезных ископаемых / Ф. Я. Кoryтов // Структурная геоморфология горных стран. – М.: Наука, 1975. – С. 262–265.
10. Кошик Ю. А. Особенности рельефа ледниковой области Житомирского Полесья / Ю. А. Кошик, В. М. Тимофеев, В. Н. Чмыхал. – К.: Наук. думка, 1976. – 47 с.
11. Морфоструктурно-неотектонічний аналіз території України / В. П. Палієнко, М. Є. Барщевський, Р. О. Спица та ін. – К.: Наук. думка, 2013. – 263 с.
12. Тектонічна карта України. Масштаб 1:1 000 000 / Гол.ред. С. С. Круглов, Д. С. Гурський; Український державний геологоровідвувальний інститут (УкрДГРІ). – К.: Державний комітет природних ресурсів, 2007.

13. Fenster M. S. Grain-size distributions and coastal morphodynamics along the southern Maryland and Virginia barrier islands / M. S. Fenster, R. Dolan, J. J. Smith // *Sedimentology*. – 2016. – V. 63, Is. 4. – P. 809–823.

14. Goossens P. J. Metallogeny in Ecuadorian Andes / P. J. Goossens // *Econ. Geol.* – 1972. – V. 67, N 4. – P. 458–468.

15. Provenance of Holocene beach sand in the Western Iberian margin: the use of the Kolmogorov–Smirnov test for the deciphering of sediment recycling in a modern coastal system / M. F. Pereira, L. Albardeiro, C. Gama et al. // *Sedimentology*. – 2016. – V. 63, Is. 5. – P. 1149–1167.

16. Puskarczyk E. Application of multivariate statistical methods for characterizing heterolithic reservoirs based on wireline logs – example from the Carpathian Foredeep Basin (Middle Miocene, SE Poland) / E. Puskarczyk, J. Jarzyna, S. Porębski // *Geological Quarterly*. – 2015. – V. 59, N 1. – P. 157–168.

17. Suzuki K. The evaluation of macroscopic and microscopic textures of sand grains using elliptic Fourier and principal component analysis: Implications for the discrimination of sedimentary environments / K. Suzuki, H. Fujiwara, T. Ohta // *Sedimentology*. – 2015. – V. 62, Is. 4. – P. 1184–1197.

REFERENCES:

1. Aleksandrov G. V. (1990). Gipsometricheskij analiz v metallogenii. Leningrad: Nedra. [in Russian].
2. Bagrova Z. A. (1971). Geomorfologicheskie kriterii poiskov i polozhenija v rel'efe uchastkov hrustaleproyavlenij na Aldanskom shhite. Geomorfologija, 3, 36–41. [in Russian].
3. Vistelius A. B. (1980). Osnovy matematicheskoy geologii (opredelenie predmeta, izlozhenie apparata). Leningrad: Nauka. [in Russian].
4. Vistelius, A. B. (1961). Materialy k litostatigrafii produktivnoj tolshhi Azerbajdzhana. Moskva: Izdatelstvo AN SSSR. [in Russian].
5. Vistelius, A. B. (1963). Fazovaya differenciacija paleozojskikh otlozhenij Srednego Povolzh'ja i Zavolzh'ja. Moskva-Leningrad: Izdatelstvo AN SSSR. [in Russian].
6. Mazur M. D., Bila T. O., Drozdeczkij V. V., Gorina O. R., Sudbina L. M. (2013). Derzhavna geologichna karta Ukrainy. Mashtab 1:200 000. Centralno-ukrayinska seriya. Arkush: M-35-X (Olevsk). Kiev, Derzhavna sluzhba geologii ta nadr Ukrainy, Derzhavne pidpryyemstvo "Ukrayinska geologichna kompaniya". (In Press) [in Ukrainian].
7. Dech V. N., Knoring L. D. (1985). Metody izuchenija periodicheskikh javlenij v geologii. Leningrad: Nedra. [in Russian].
8. Dech V. N., Knoring L. D. (1978). Netradicionnye metody kompleksnoj obrabotki i interpretacii geologo-geofizicheskikh nabljudenij v razrezakh skvazhin. Leningrad: Nedra. [in Russian].
9. Korytov F. Ja. (1975). O primenenii struktumno-geomorfologicheskogo analiza pri poiskah jendogennykh mestorozhdenij poleznykh iskopaemykh. In Strukturnaja geomorfologija gornyh stran (pp. 262–265). Moskva: Nauka. [in Russian].
10. Koshik Ju. A., Timofeev V. M., Chmyhal V. N. (1976). Osobennosti rel'efa lednikovoj oblasti Zhitomirskogo Poles'ja. Kiev: Naukova dumka. [in Russian].
11. Paliyenko V. P., Barshhevskij M. Ye., Spycya R. O. et al. (2013). Morfostruktumno-neotektonichnyj analiz terytoriji Ukrainy. Kiev: Naukova dumka. [in Russian].
12. Kruglov S. S., Gurskij D. S. (Eds.) (2007). Tektonichna karta Ukrainy. Mashtab 1:1 000 000. Ukrayinskij derzhavnyj geologorozviduvalnyj instytut. Kiev: Derzhavnyj komitet pryrodnykh resursiv. [in Ukrainian].
13. Fenster M. S., Dolan R., Smith J. J. (2016). Grain-size distributions and coastal morphodynamics along the southern Maryland and Virginia barrier islands. *Sedimentology*, 63, 4, 809–823.
14. Goossens P. J. (1972). Metallogeny in Ecuadorian Andes. *Econ. Geol.*, 67, 4, 458–468.
15. Pereira M. F., Albardeiro L., Gama C., Chichorro M., Hofmann M., Linnemann U. (2016). Provenance of Holocene beach sand in the Western Iberian margin: the use of the Kolmogorov–Smirnov test for the deciphering of sediment recycling in a modern coastal system. *Sedimentology*, 63, 5, 1149–1167.
16. Puskarczyk E., Jarzyna J., Porębski S. (2015). Application of multivariate statistical methods for characterizing heterolithic reservoirs based on wireline logs – example from the Carpathian Foredeep Basin (Middle Miocene, SE Poland). *Geological Quarterly*, 59, 1, 157–168.
17. Suzuki K., Fujiwara H., Ohta T. (2015). The evaluation of macroscopic and microscopic textures of sand grains using elliptic Fourier and principal component analysis: Implications for the discrimination of sedimentary environments. *Sedimentology*, 62, 4, 1184–1197.

Надійшла до редколегії 09.06.16

Baran A., Cand. Sci. (Geol.), Geologist (I category),
CRGD DP "Ukrainian geological company",
10, Geophizykyiv Sidestreet, Kyiv, Ukraine
E-mail: baranandr9@gmail.com

CORRELATION ANALYSIS OF SEDIMENTARY ROCKS OF NOVOHRAD BLOCK (VOLYNSKY MEGABLOCK OF UKRAINIAN SHIELD)

There are many correlation dependencies in of Novohrad block of the II order of Volynsky megablock of the Ukrainian Shield calculated by the Pierson's method. They are associated with daylight surface of this relief, Precambrian basement, crystalline rocks and thickness of sedimentary rocks. A part of these associations reflects well known and anticipated trends and patterns in geological structure of the block surface. This is a significant inheritance of crystalline basement by surface relief, increase of sedimentary cover in basement degradation, etc. A part of established dependences is expected in total, but it is not predictable in details. For example, correlation association of thickness of sedimentary cover with thickness of separate varieties of sedimentary rocks is predictable, but the power of connections with separate varieties of deposits is unpredictable. Some dependencies, on this stage of exploration of the Ukrainian Shield surface, are completely unpredictable. These include the lowest values of linear dependence on the least common rocks with surface of Precambrian basement, crystalline rocks and thickness of sedimentary cover, compared to more common rocks, etc. Confirmation of well-known patterns by correlation method indicates objectivity of method in this application. At the same time, correlation analysis allows to reveal new tendencies, unpredictable dependencies in the structure of sedimentary deposits, which determines the necessity of their further statistic analysis.

Keywords: basement, rock, sedimentary cover, power.

Баран А., канд. геол. наук, геолог I кат.,
ЦРГД ДП "Українська геологічна компанія",
пр. Геофізиків, 10, г. Київ, Україна,
E-mail: baranandr9@gmail.com

КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ПОВЕРХНОСТИ НОВОГРАДСКОГО БЛОКА (ВОЛЫНСКИЙ МЕГАБЛОК УЩ)

В осадочном чехле Новоградского блока II порядка Волынского мегаблока Украинского щита установлены многочисленные корреляционные зависимости, рассчитанные методом Пирсона. Они связаны с поверхностями дневного рельефа, докембрийского фундамента, кристаллических пород и мощностями осадочных пород. Часть этих зависимостей отображает давно известные и предвиденные тенденции и закономерности в геологическом строении поверхности блока. Это значительное наследование дневным рельефом поверхности кристаллического фундамента, увеличение мощностей осадочного чехла в понижениях фундамента и др. Часть установленных зависимостей ожидаема в целом, но не прогнозируема в деталях. Например, прогнозируемой есть корреляционная связь мощностей осадочного чехла с мощностями отдельных разновидностей осадочных пород, но непредвиденной является сила связи с отдельными разновидностями отложений. Некоторые зависимости, на данном этапе изученности Украинского щита, оказались полностью непредвиденными. К ним можно отнести наименьшие значения линейных зависимостей наименее распространенных пород с поверхностями докембрийского фундамента, кристаллических пород и мощностей осадочного чехла в сравнении с более распространенными породами, а также стабильно крайние положения в ранжированных рядах корреляционных значений мощностей осадочных пород с погребенными поверхностями и мощностями осадочного чехла именно торфов и песков тонкозернистых. Подтверждение корреляционным анализом известных закономерностей указывает на объективность метода в данном применении. В то же время, корреляционный анализ позволяет выявлять новые тенденции, непредвиденные зависимости в строении осадочных отложений, что указывает на необходимость дальнейшего их статистического анализа.

Ключевые слова: фундамент, порода, осадочный чехол, мощность.

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

UDC 551.4.08

Saeed Al Rashedi, Abdi Siad,
Department of Earth Sciences,
University of the Western Cape, CapeTown, South Africa,
E-mail: saeed-2262@hotmail.com

GEOCHEMISTRY OF BEACH SANDS FROM ABU DHABI, UNITED ARAB EMIRATES (UAE)

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

Fifty-seven beach sediment samples were collected along the beaches of Abu Dhabi, United Arab Emirates to determine their geochemical composition using X-ray fluorescence and ICP analysis. Two dominant sediment groups i.e. marine biogenic carbonate and terrigenous sediments were identified through major elements scatterplots and ternary diagram of the dominant major elements. CaO has shown negative correlation with all major and most of the trace elements with exception Sr, As and U. The scatter plots for both Al_2O_3 and SiO_2 show positive correlation with all major elements with the exception of CaO and LOI and all the trace elements with exception of Sr, As and U. Therefore, strontium, uranium and arsenic are considered to have marine origin.

Keywords: beach, sands, geochemical composition

1. Introduction. The compositions of coastal sediments are influenced by numerous factors, including source composition, sorting, climate, relief, long shore drift, and wave action. Among other factors, beaches are also subject to local processes such as tidal regimes, fluvial discharges, and wind transport [4]. Beach sands are generally composed of quartz, feldspar, other silicates, lithic fragments, and biogenic material such as shells, and are products of weathering, fragmentation and degradation.

Previous research on the origin and genesis of the mineral phases, especially carbonate, in coastal systems have focused mainly on examples from the Bahamas, the Caribbean sea, and a few other areas of the world [2, 3]. In the study area, Evans, Kendal, and Skip with [7] and Kendell and Skipwith [9] made preliminary studies of the sedimentary facies and diagenetic minerals. Evans et al.

[8] explained the mode of formation of the Abu Dhabi, United Arab Emirates (UAE). Alsharhan and Kendell [5] described the carbonate and evaporites of Abu Dhabi. El-Sammak [13] investigated sediment characteristics and metallic element concentrations in the water of Dubai creek. However, until now, studies investigating the geochemistry of beach sands of UAE in general and Abu Dhabi in particular have been few.

The purpose of this study is to describe the geochemical compositions of fifty seven beach sand samples collected along the shoreline of Abu Dhabi. The study presents new data obtained by X-ray fluorescence (XRF) (Table 1) and Inductively Coupled Plasma–Mass Spectrometry (ICP–MS) analyses (Table 2), and will be used to describe the broad relationships between abundances of elements in the beach sands, composition and their possible provenances.

Table 1

XRF analysis of the major elements, expressed as weight percent oxide

| Sample | Al_2O_3 | CaO | Fe_2O_3 | K_2O | MgO | MnO | Na_2O | P_2O_5 | SiO_2 | TiO_2 | L.OI |
|--------|-----------|-------|-----------|--------|------|------|---------|----------|---------|---------|-------|
| 1 | 2.41 | 29.37 | 1.13 | 0.55 | 3.30 | 0.01 | 0.95 | 0.04 | 31.84 | 0.11 | 27.13 |
| 2 | 1.11 | 48.63 | 0.38 | 0.20 | 2.07 | 0.00 | 0.91 | 0.06 | 9.01 | 0.06 | 36.83 |
| 3 | 2.13 | 36.82 | 0.67 | 0.44 | 1.94 | 0.01 | 3.73 | 0.05 | 16.81 | 0.12 | 38.25 |
| 4 | 2.91 | 31.71 | 1.02 | 0.55 | 2.49 | 0.02 | 1.27 | 0.05 | 26.49 | 0.14 | 28.22 |
| 5 | 2.72 | 37.37 | 0.99 | 0.45 | 1.92 | 0.02 | 1.25 | 0.06 | 22.61 | 0.20 | 33.33 |
| 6 | 1.25 | 37.79 | 0.45 | 0.32 | 2.79 | 0.00 | 4.90 | 0.04 | 8.01 | 0.08 | 44.80 |
| 7 | 3.28 | 31.72 | 1.15 | 0.63 | 2.23 | 0.03 | 1.13 | 0.05 | 31.86 | 0.18 | 27.71 |
| 8 | 1.77 | 41.34 | 0.58 | 0.34 | 1.79 | 0.01 | 2.24 | 0.04 | 14.03 | 0.10 | 38.30 |
| 9 | 3.75 | 31.20 | 1.10 | 0.65 | 2.33 | 0.03 | 1.75 | 0.06 | 30.96 | 0.20 | 28.40 |
| 10 | 2.43 | 23.09 | 0.82 | 0.73 | 2.01 | 0.01 | 1.24 | 0.04 | 48.36 | 0.11 | 21.44 |
| 11 | 0.47 | 48.89 | 0.28 | 0.10 | 1.05 | 0.00 | 0.76 | 0.04 | 3.89 | 0.04 | 42.29 |
| 12 | 2.25 | 38.64 | 0.82 | 0.40 | 2.64 | 0.01 | 1.56 | 0.05 | 18.12 | 0.15 | 35.22 |
| 13 | 1.61 | 38.14 | 1.47 | 0.24 | 4.83 | 0.02 | 1.25 | 0.03 | 17.82 | 0.09 | 34.47 |
| 14 | 3.44 | 32.19 | 1.02 | 0.60 | 1.94 | 0.02 | 1.57 | 0.06 | 30.81 | 0.18 | 28.42 |
| 15 | 3.82 | 28.39 | 1.03 | 0.76 | 2.27 | 0.03 | 2.08 | 0.05 | 38.64 | 0.15 | 22.70 |
| 16 | 3.14 | 32.82 | 0.89 | 0.60 | 1.73 | 0.02 | 1.58 | 0.06 | 30.55 | 0.15 | 28.99 |
| 17 | 2.54 | 36.08 | 0.73 | 0.45 | 3.87 | 0.02 | 1.43 | 0.03 | 20.03 | 0.13 | 34.34 |
| 18 | 3.39 | 30.87 | 1.37 | 0.58 | 2.93 | 0.03 | 1.08 | 0.05 | 32.25 | 0.18 | 27.06 |
| 19 | 4.42 | 26.11 | 1.19 | 0.81 | 2.25 | 0.03 | 2.11 | 0.06 | 38.71 | 0.21 | 24.92 |
| 20 | 1.72 | 36.79 | 0.67 | 0.40 | 2.56 | 0.01 | 3.92 | 0.05 | 13.74 | 0.11 | 37.55 |
| 21 | 2.67 | 37.04 | 0.69 | 0.46 | 1.81 | 0.02 | 1.83 | 0.04 | 21.41 | 0.14 | 34.05 |
| 22 | 3.17 | 34.30 | 0.92 | 0.55 | 2.46 | 0.02 | 1.50 | 0.05 | 25.15 | 0.18 | 31.39 |

End table 1

| Sample | Al ₂ O ₃ | CaO | Fe ₂ O ₃ | K ₂ O | MgO | MnO | Na ₂ O | P ₂ O ₅ | SiO ₂ | TiO ₂ | L.OI |
|--------|--------------------------------|-------|--------------------------------|------------------|------|------|-------------------|-------------------------------|------------------|------------------|-------|
| 23 | 0.94 | 48.52 | 0.43 | 0.15 | 1.70 | 0.00 | 0.32 | 0.03 | 6.68 | 0.09 | 40.07 |
| 24 | 0.49 | 48.71 | 0.22 | 0.12 | 0.85 | 0.00 | 1.45 | 0.04 | 3.58 | 0.04 | 43.59 |
| 25 | 2.35 | 32.70 | 1.31 | 0.48 | 3.97 | 0.02 | 0.96 | 0.05 | 28.68 | 0.11 | 29.23 |
| 26 | 1.39 | 42.71 | 0.55 | 0.28 | 1.80 | 0.01 | 1.20 | 0.09 | 12.40 | 0.08 | 39.02 |
| 27 | 2.84 | 30.45 | 1.42 | 0.50 | 5.33 | 0.03 | 1.05 | 0.04 | 26.48 | 0.16 | 28.86 |
| 28 | 3.39 | 30.45 | 1.24 | 0.65 | 2.81 | 0.03 | 1.35 | 0.06 | 31.94 | 0.19 | 27.69 |
| 29 | 2.70 | 31.51 | 1.56 | 0.46 | 5.41 | 0.03 | 0.91 | 0.05 | 26.07 | 0.16 | 28.97 |
| 30 | 3.48 | 22.81 | 1.56 | 0.63 | 6.04 | 0.03 | 1.50 | 0.06 | 28.64 | 0.20 | 23.66 |
| 31 | 2.93 | 33.73 | 1.03 | 0.52 | 3.00 | 0.02 | 1.30 | 0.06 | 23.84 | 0.20 | 30.57 |
| 32 | 0.62 | 49.65 | 0.29 | 0.11 | 1.22 | 0.00 | 0.67 | 0.05 | 4.56 | 0.05 | 41.96 |
| 33 | 0.85 | 42.49 | 0.48 | 0.24 | 3.32 | 0.01 | 4.03 | 0.03 | 4.07 | 0.05 | 44.14 |
| 34 | 4.31 | 23.84 | 1.16 | 0.93 | 2.90 | 0.03 | 1.86 | 0.05 | 42.29 | 0.19 | 22.58 |
| 35 | 1.02 | 43.13 | 0.80 | 0.21 | 3.00 | 0.01 | 1.13 | 0.05 | 11.51 | 0.07 | 38.78 |
| 36 | 0.85 | 47.58 | 0.33 | 0.17 | 1.30 | 0.00 | 0.84 | 0.06 | 7.25 | 0.06 | 40.92 |
| 37 | 1.20 | 37.28 | 1.06 | 0.30 | 4.28 | 0.01 | 0.84 | 0.04 | 21.29 | 0.07 | 40.00 |
| 38 | 0.70 | 48.23 | 0.32 | 0.13 | 1.40 | 0.00 | 0.65 | 0.05 | 6.52 | 0.05 | 42.02 |
| 39 | 1.35 | 45.53 | 0.44 | 0.24 | 1.60 | 0.01 | 0.97 | 0.05 | 10.53 | 0.10 | 38.90 |
| 40 | 0.73 | 48.65 | 0.24 | 0.13 | 1.01 | 0.00 | 0.76 | 0.05 | 6.24 | 0.05 | 41.26 |
| 41 | 1.28 | 41.19 | 0.72 | 0.29 | 2.09 | 0.01 | 0.93 | 0.05 | 17.28 | 0.10 | 35.65 |
| 42 | 3.76 | 33.42 | 1.27 | 0.48 | 3.54 | 0.03 | 1.48 | 0.05 | 25.44 | 0.18 | 30.00 |
| 43 | 2.12 | 34.18 | 0.84 | 0.56 | 2.28 | 0.01 | 1.05 | 0.04 | 28.82 | 0.10 | 30.19 |
| 44 | 2.10 | 34.62 | 1.77 | 0.38 | 5.58 | 0.02 | 0.95 | 0.05 | 23.01 | 0.14 | 31.37 |
| 45 | 2.22 | 38.50 | 0.81 | 0.40 | 2.30 | 0.02 | 0.99 | 0.06 | 19.27 | 0.14 | 33.83 |
| 46 | 2.48 | 38.33 | 0.90 | 0.47 | 2.66 | 0.02 | 1.64 | 0.05 | 18.01 | 0.15 | 35.17 |
| 47 | 1.90 | 42.33 | 0.81 | 0.37 | 2.25 | 0.01 | 1.25 | 0.05 | 13.68 | 0.11 | 37.71 |
| 48 | 1.49 | 40.53 | 0.55 | 0.38 | 1.47 | 0.01 | 0.93 | 0.05 | 18.62 | 0.11 | 35.41 |
| 49 | 2.39 | 35.02 | 2.15 | 0.25 | 6.92 | 0.03 | 0.81 | 0.05 | 20.89 | 0.13 | 30.33 |
| 50 | 2.78 | 27.72 | 0.98 | 0.65 | 1.81 | 0.02 | 0.83 | 0.05 | 40.68 | 0.21 | 23.93 |
| 51 | 2.99 | 34.32 | 1.11 | 0.54 | 2.01 | 0.02 | 1.14 | 0.06 | 27.61 | 0.23 | 29.63 |
| 52 | 1.81 | 40.77 | 0.74 | 0.35 | 1.78 | 0.01 | 0.86 | 0.06 | 18.22 | 0.12 | 34.77 |
| 53 | 3.41 | 31.79 | 1.10 | 0.61 | 2.48 | 0.03 | 2.19 | 0.06 | 29.12 | 0.27 | 29.85 |
| 54 | 1.25 | 43.70 | 0.48 | 0.25 | 2.22 | 0.01 | 0.94 | 0.08 | 11.95 | 0.12 | 38.38 |
| 55 | 4.33 | 26.53 | 1.10 | 0.78 | 2.73 | 0.03 | 2.34 | 0.06 | 37.21 | 0.23 | 25.53 |
| 56 | 1.72 | 36.28 | 1.08 | 0.41 | 3.30 | 0.01 | 0.78 | 0.04 | 24.17 | 0.12 | 31.70 |
| 57 | 0.36 | 50.97 | 0.23 | 0.09 | 0.80 | 0.00 | 0.82 | 0.05 | 2.66 | 0.03 | 43.35 |

1.1. The study area is located in Abu Dhabi emirate (state) which is the capital and the largest city in the United Arab Emirates. Abu Dhabi, accounts for 87 percent of the UAE's total area (67,340 square kilometers), with an estimated population of 896,751 in 2009. Abu Dhabi generated 56.7% of the GDP of the United Arab Emirates in 2008. UAE is situated in southwest Asia, boarding on the Gulf of Oman and the Arabian Gulf, between Oman and Saudi Arabia. It is located along the northern part, approaching the strait of Hormuz which is a central transit point for world crude oil. the UAE lies between 22°50' and 26°00' north and between 51°00' and 56°25' east. The climate in the UAE is hot and humid in the summer time, moderate with slight raining in the winter. the average temperature in the coastal site of Abu Dhabi emirates is 43°c between May and September, and 14°c between October and April.

The United Arab Emirates coast is mainly Holocene sediments accumulated on Neogene sedimentary rocks (Fig. 1). The Miocene substrate consists of a sequence of marls, sandstone, limestone, and the evaporation occurred

with a southward gentle dip [10]. Along the coast these rocks crop out northeast – southwest escarpment with height more than 35 m, paralleling the United Arab Emirates escarpment called by valleys that trend northwest – southeast. The valleys and ridges orientation is similar to that of many of local islands and lagoons, suggesting a combinable structural control and dominant wind blowing from the northwest. Distinguishing between these structural and wind controls is difficult. Banked up against the Neogene rocks and covering them are Quaternary Carbonate known locally as Miliolite [11, 12]. During the last major glacial eustatic change the sedimentary rocks were deposited in the Arabian Gulf. These largely aeolian sands line the inner margins of the present – day salt flats or sabkhas and sometimes their festoon cross beds are exposed as wind-deflated surfaces [14]. They underlie much of the Holocene carbonate evaporate complex and form the core barrier island and headlands. Walkenden and Williams [6], however, argue that since The Arabian Gulf, where the study area is located, has been above sea level for over

much of the past 2.5 Ma, and since it is in tectonic, eustatic and depositional disequilibrium it should not be considered a ramp. Despite this controversy, the Holocene sedimen-

tary fill of the current Gulf has been and will continue to be used as a model for a carbonate ramp [15].

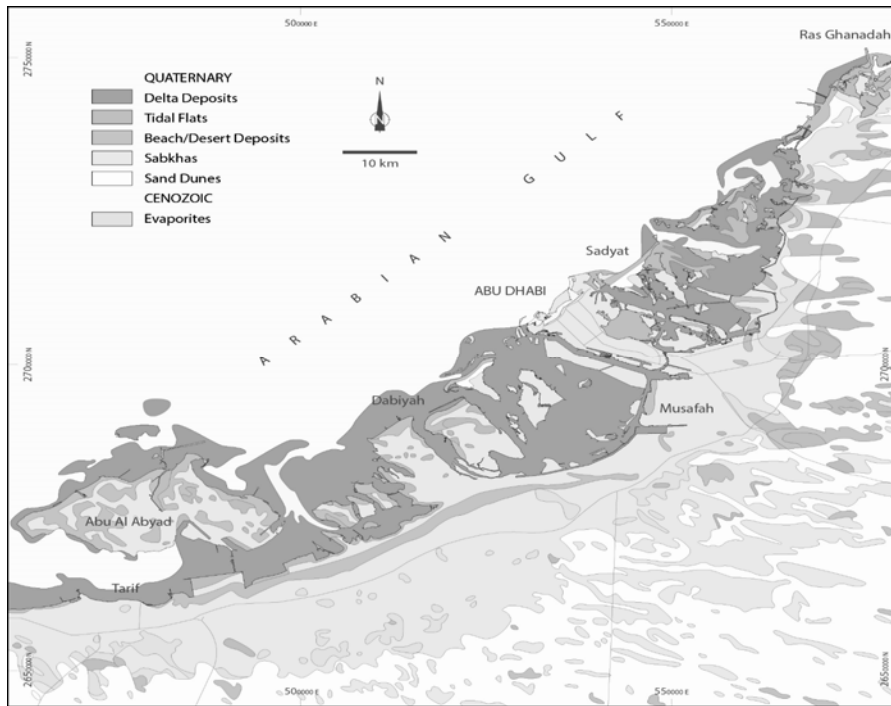


Fig. 1. Geological map of the study area (Simplified from EAD, 2012)

2. Material and Methods

2.1. Sampling. 57 beach sediment were collected from the study area (Fig. 2). Sampling was manually conducted from the coastal sites under the condition of 10–15 cm in length and 5.5 cm in diameter. handling the soil samples followed the 1981 EPA/CE-81-1 protocol [1] the collected

samples were taken in polyethylene bags and transported in sample container 3–4 hours after collection for various analyses. Sample analyses were run out by the Acme labs, Canada, and central analytical facilities, Stellenbosch university, South Africa.

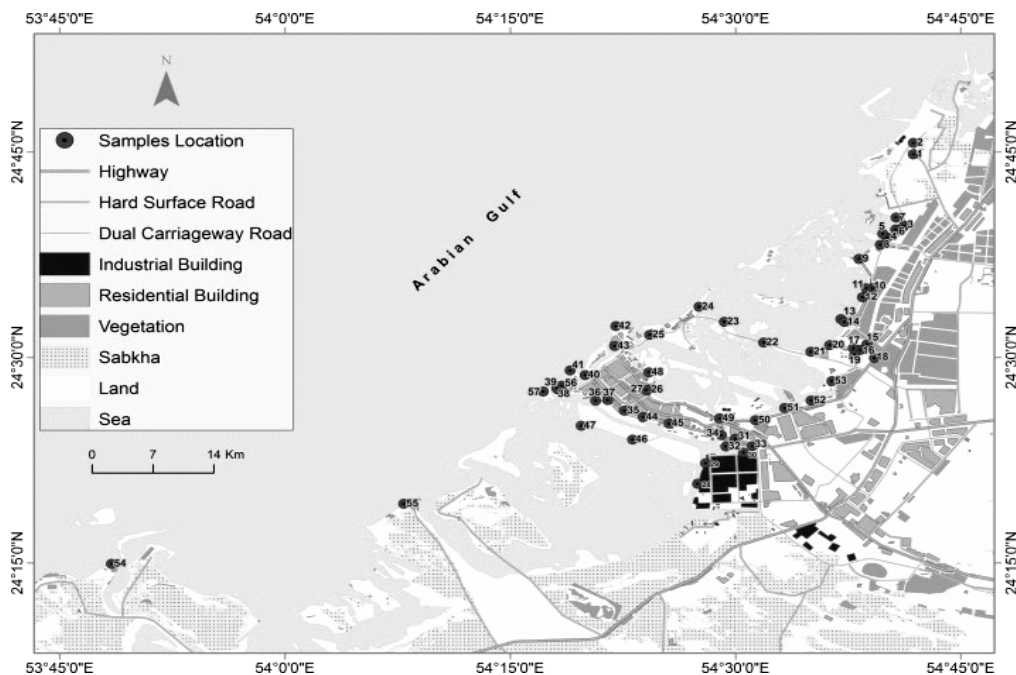


Fig. 2. Abu Dhabi map with blue dots positioning the 57 sampling locations

2.2. Sample analyses were run out with a help of X-ray fluorescence (XRF) (Table 1) and Inductively Coupled Plasma–Mass Spectrometry (ICP–MS) analyses (Table 2)

by the Acme Labs, Canada, and Central analytical Facilities, Stellenbosch University, South Africa.

Table 2

Sampling name and the trace elements concentration, which has been done by Inductively Coupled Plasma (ICP) Analyses

| Sample | Analyte | Ba | Be | Co | Cs | Ga | Hf | Nb | Rb | Sn | Sr | Ta | Th | U | V | W | Zr | Y | La | |
|--------|---------|-----|-----|------|------|------|-----|-----|------|-----|--------|------|-----|-----|-----|------|-------|------|------|--|
| | Unit | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | |
| | Type | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | Soil | 201 | <1 | 6.4 | 0.4 | 3.1 | 2.1 | 3.9 | 20.0 | <1 | 1702.5 | 0.3 | 1.4 | 1.7 | 39 | <0.5 | 76.7 | 7.4 | 6.7 | |
| 2 | Soil | 68 | <1 | 2.6 | 0.2 | 1.7 | 0.8 | 2.5 | 8.7 | <1 | 4163.2 | 0.2 | 0.9 | 3.0 | 26 | <0.5 | 29.1 | 3.8 | 4.9 | |
| 3 | Soil | 134 | <1 | 4.1 | 0.4 | 2.5 | 1.7 | 3.8 | 15.1 | <1 | 2027.5 | 0.2 | 1.6 | 3.2 | 38 | <0.5 | 65.7 | 7.4 | 6.9 | |
| 4 | Soil | 157 | <1 | 4.7 | 0.5 | 3.6 | 2.1 | 3.7 | 17.3 | <1 | 1430.3 | 0.2 | 1.7 | 1.6 | 42 | 0.5 | 72.2 | 7.4 | 9.2 | |
| 5 | Soil | 136 | <1 | 5.5 | 0.5 | 3.3 | 4.6 | 4.9 | 16.4 | <1 | 1079.6 | 0.3 | 2.3 | 1.9 | 47 | <0.5 | 166.1 | 10.0 | 11.3 | |
| 6 | Soil | 90 | <1 | 2.8 | 0.4 | 0.9 | 0.8 | 1.5 | 9.6 | <1 | 3663.2 | 0.1 | 0.8 | 2.9 | 24 | <0.5 | 42.2 | 3.4 | 3.8 | |
| 7 | Soil | 185 | <1 | 5.2 | 0.6 | 2.9 | 2.2 | 2.9 | 20.4 | <1 | 1273.0 | 0.3 | 1.8 | 1.6 | 36 | <0.5 | 88.9 | 8.0 | 9.9 | |
| 8 | Soil | 92 | <1 | 2.5 | 0.2 | 1.6 | 1.0 | 2.0 | 11.3 | 3 | 1647.1 | 0.2 | 0.9 | 2.5 | 25 | <0.5 | 50.0 | 5.0 | 5.9 | |
| 9 | Soil | 159 | <1 | 5.3 | 0.9 | 3.7 | 2.1 | 4.1 | 21.4 | <1 | 560.9 | 0.3 | 2.0 | 1.4 | 43 | 0.5 | 74.7 | 8.7 | 9.9 | |
| 10 | Soil | 190 | <1 | 3.2 | 0.6 | 2.8 | 1.9 | 2.1 | 21.5 | 3 | 870.8 | 0.1 | 1.2 | 1.4 | 20 | <0.5 | 78.3 | 5.5 | 6.0 | |
| 11 | Soil | 74 | <1 | 5.0 | 0.2 | 1.3 | 1.1 | 0.9 | 7.6 | 2 | 3916.1 | <0.1 | 1.8 | 2.5 | 22 | <0.5 | 59.4 | 4.5 | 6.9 | |
| 12 | Soil | 109 | <1 | 2.9 | 0.4 | 2.5 | 2.8 | 2.0 | 12.3 | 1 | 3389.7 | 0.2 | 1.4 | 3.1 | 24 | <0.5 | 86.3 | 7.4 | 7.2 | |
| 13 | Soil | 125 | <1 | 3.9 | 0.4 | 2.1 | 4.3 | 3.5 | 12.7 | <1 | 3521.9 | 0.2 | 0.8 | 3.0 | 24 | <0.5 | 161.9 | 6.6 | 3.6 | |
| 14 | Soil | 156 | <1 | 4.6 | 0.5 | 3.3 | 2.1 | 4.0 | 19.1 | <1 | 880.8 | 0.3 | 1.8 | 1.3 | 36 | <0.5 | 68.9 | 8.8 | 8.7 | |
| 15 | Soil | 179 | <1 | 4.6 | 0.5 | 2.9 | 1.5 | 3.4 | 19.4 | <1 | 915.3 | 0.2 | 1.4 | 1.5 | 31 | <0.5 | 56.5 | 6.8 | 8.3 | |
| 16 | Soil | 197 | <1 | 4.1 | 0.6 | 2.9 | 1.3 | 2.8 | 21.1 | <1 | 908.8 | 0.2 | 1.4 | 1.4 | 44 | <0.5 | 58.3 | 7.1 | 7.0 | |
| 17 | Soil | 124 | <1 | 3.2 | 0.3 | 2.2 | 1.3 | 2.7 | 16.9 | <1 | 2131.9 | 0.2 | 1.3 | 4.6 | 28 | 0.6 | 61.0 | 6.2 | 7.8 | |
| 18 | Soil | 161 | <1 | 5.0 | 0.5 | 3.3 | 1.6 | 3.3 | 19.2 | <1 | 1446.5 | 0.3 | 1.6 | 1.7 | 32 | <0.5 | 60.7 | 7.1 | 7.4 | |
| 19 | Soil | 168 | 1 | 4.7 | 0.6 | 4.0 | 1.7 | 4.0 | 21.9 | <1 | 875.1 | 0.2 | 1.8 | 1.9 | 33 | 0.5 | 58.4 | 8.2 | 8.3 | |
| 20 | Soil | 115 | <1 | 3.1 | 0.3 | 1.6 | 1.5 | 2.2 | 11.9 | <1 | 2330.9 | <0.1 | 1.3 | 2.6 | 24 | <0.5 | 60.4 | 5.9 | 6.5 | |
| 21 | Soil | 131 | 2 | 3.7 | 0.5 | 2.9 | 2.3 | 3.4 | 17.2 | <1 | 3189.4 | 0.3 | 1.6 | 2.9 | 40 | 0.5 | 107.5 | 7.1 | 8.5 | |
| 22 | Soil | 123 | <1 | 3.7 | 0.5 | 2.7 | 1.5 | 4.0 | 17.1 | <1 | 2328.1 | 0.3 | 1.7 | 3.2 | 29 | <0.5 | 66.9 | 8.3 | 8.7 | |
| 23 | Soil | 89 | <1 | 3.5 | 0.3 | 1.3 | 2.6 | 2.6 | 10.8 | <1 | 1987.1 | 0.2 | 1.2 | 1.8 | 26 | <0.5 | 112.5 | 5.3 | 5.5 | |
| 24 | Soil | 46 | <1 | 1.4 | <0.1 | <0.5 | 0.6 | 1.4 | 3.7 | <1 | 7243.6 | 0.1 | 0.6 | 3.6 | 16 | <0.5 | 37.0 | 2.1 | 3.4 | |
| 25 | Soil | 70 | <1 | 1.3 | 0.1 | <0.5 | 1.0 | 1.1 | 4.9 | <1 | 4643.7 | <0.1 | 0.7 | 4.0 | 17 | <0.5 | 41.7 | 3.2 | 3.8 | |
| 26 | Soil | 99 | <1 | 2.2 | 0.3 | 1.1 | 0.9 | 1.3 | 10.7 | <1 | 4444.1 | <0.1 | 0.7 | 3.1 | 16 | <0.5 | 36.0 | 3.8 | 4.2 | |
| 27 | Soil | 176 | <1 | 12.9 | 0.7 | 2.6 | 1.9 | 3.0 | 17.3 | <1 | 2188.0 | 0.2 | 1.4 | 2.0 | 36 | <0.5 | 74.7 | 6.9 | 7.3 | |
| 28 | Soil | 179 | 1 | 4.4 | 0.7 | 3.0 | 3.9 | 3.2 | 18.6 | <1 | 923.3 | 0.2 | 1.8 | 1.9 | 39 | <0.5 | 147.4 | 8.6 | 7.5 | |
| 29 | Soil | 161 | <1 | 5.6 | 0.4 | 3.2 | 2.6 | 3.0 | 18.1 | <1 | 1254.8 | 0.2 | 1.6 | 1.7 | 33 | <0.5 | 92.7 | 8.3 | 8.8 | |
| 30 | Soil | 227 | <1 | 9.7 | 0.9 | 4.0 | 3.7 | 4.6 | 24.2 | <1 | 1789.3 | 0.3 | 2.4 | 2.2 | 47 | 1.1 | 150.9 | 9.1 | 10.2 | |
| 31 | Soil | 141 | <1 | 5.1 | 0.5 | 2.8 | 2.9 | 3.0 | 17.4 | <1 | 1966.0 | 0.3 | 1.5 | 3.0 | 36 | <0.5 | 113.7 | 7.8 | 8.2 | |

End table 2

| Sample | Analyte | Ba | Be | Co | Cs | Ga | Hf | Nb | Rb | Sn | Sr | Ta | Th | U | V | W | Zr | Y | La | |
|--------|---------|-----|-----|-----|------|------|-----|-----|------|-----|--------|------|-----|-----|-----|------|-------|------|------|-----|
| | Unit | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM | PPM |
| | Type | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 32 | Soil | 184 | <1 | 6.7 | 0.5 | 2.8 | 2.0 | 2.6 | 18.1 | <1 | 2019.8 | 0.2 | 1.5 | 1.9 | 34 | <0.5 | 80.7 | 6.7 | 9.2 | |
| 33 | Soil | 35 | <1 | 1.9 | 0.2 | <0.5 | 0.4 | 0.7 | 4.9 | <1 | 6851.6 | <0.1 | 0.4 | 4.0 | 14 | <0.5 | 18.6 | 1.8 | 2.4 | |
| 34 | Soil | 199 | <1 | 4.1 | 0.5 | 3.6 | 2.5 | 3.7 | 23.1 | <1 | 682.3 | 0.2 | 2.0 | 1.4 | 40 | 0.6 | 102.1 | 8.9 | 9.6 | |
| 35 | Soil | 136 | <1 | 4.5 | 0.3 | 1.6 | 3.0 | 3.0 | 13.8 | <1 | 3199.7 | 0.2 | 1.2 | 2.7 | 31 | <0.5 | 130.4 | 5.7 | 5.9 | |
| 36 | Soil | 62 | <1 | 1.9 | 0.2 | 0.7 | 0.9 | 1.1 | 7.1 | <1 | 4148.8 | <0.1 | 0.7 | 3.6 | 15 | <0.5 | 34.2 | 3.3 | 3.1 | |
| 37 | Soil | 122 | <1 | 5.3 | 0.3 | 2.5 | 1.7 | 2.5 | 12.3 | 1 | 3208.5 | 0.1 | 0.9 | 1.6 | 25 | <0.5 | 71.7 | 4.3 | 6.8 | |
| 38 | Soil | 68 | <1 | 3.2 | 0.1 | 1.4 | 1.0 | 1.6 | 7.1 | <1 | 4277.3 | <0.1 | 0.6 | 2.5 | 16 | <0.5 | 35.5 | 3.3 | 4.2 | |
| 39 | Soil | 68 | <1 | 1.1 | <0.1 | 1.6 | 1.2 | 1.9 | 8.0 | <1 | 2033.4 | <0.1 | 0.8 | 4.6 | 24 | <0.5 | 45.4 | 4.0 | 6.0 | |
| 40 | Soil | 28 | <1 | 0.4 | <0.1 | <0.5 | 0.1 | 0.7 | 3.0 | <1 | 6855.0 | <0.1 | 0.2 | 2.4 | 9 | <0.5 | 11.6 | 1.6 | 2.0 | |
| 41 | Soil | 139 | <1 | 4.6 | 0.2 | 2.1 | 2.7 | 2.4 | 11.7 | <1 | 3091.4 | 0.1 | 1.0 | 1.7 | 25 | <0.5 | 119.1 | 5.8 | 6.1 | |
| 42 | Soil | 183 | <1 | 4.0 | 0.5 | 3.3 | 1.6 | 3.2 | 16.2 | <1 | 1781.3 | 0.2 | 1.5 | 2.8 | 27 | <0.5 | 61.0 | 6.6 | 10.2 | |
| 43 | Soil | 180 | <1 | 4.7 | 0.5 | 2.8 | 2.1 | 2.4 | 17.9 | <1 | 1852.8 | 0.2 | 1.4 | 1.5 | 18 | <0.5 | 69.2 | 4.9 | 8.8 | |
| 44 | Soil | 166 | 2 | 6.5 | 0.5 | 3.3 | 2.2 | 4.1 | 15.9 | <1 | 1884.3 | 0.3 | 1.6 | 2.2 | 30 | <0.5 | 91.9 | 8.0 | 9.6 | |
| 45 | Soil | 210 | <1 | 3.9 | 0.5 | 3.3 | 2.1 | 3.7 | 16.1 | <1 | 3148.5 | 0.3 | 1.6 | 1.8 | 29 | <0.5 | 91.5 | 7.6 | 10.6 | |
| 46 | Soil | 128 | <1 | 3.2 | 0.5 | 2.7 | 1.3 | 2.9 | 13.7 | <1 | 2330.8 | 0.2 | 1.5 | 2.3 | 21 | <0.5 | 55.3 | 6.0 | 7.7 | |
| 47 | Soil | 120 | 1 | 2.8 | 0.5 | 2.8 | 2.1 | 3.5 | 16.3 | <1 | 1098.9 | 0.2 | 1.3 | 2.0 | 27 | <0.5 | 87.5 | 6.0 | 8.7 | |
| 48 | Soil | 139 | <1 | 4.0 | 0.2 | 2.0 | 1.7 | 2.4 | 13.6 | <1 | 3363.8 | 0.2 | 1.0 | 1.9 | 17 | <0.5 | 63.2 | 4.4 | 5.9 | |
| 49 | Soil | 150 | 1 | 7.0 | 0.4 | 3.2 | 2.3 | 3.9 | 15.9 | <1 | 1829.4 | 0.2 | 1.5 | 2.0 | 30 | <0.5 | 95.1 | 7.0 | 10.2 | |
| 50 | Soil | 190 | <1 | 4.8 | 0.3 | 3.5 | 6.7 | 4.6 | 20.2 | <1 | 974.3 | 0.3 | 1.6 | 1.3 | 35 | <0.5 | 262.5 | 8.3 | 10.7 | |
| 51 | Soil | 149 | <1 | 5.6 | 0.6 | 3.7 | 4.7 | 6.0 | 17.5 | <1 | 993.7 | 0.4 | 2.0 | 1.7 | 41 | <0.5 | 208.1 | 10.6 | 13.3 | |
| 52 | Soil | 165 | <1 | 4.2 | 0.6 | 3.1 | 2.0 | 2.8 | 17.7 | <1 | 1207.6 | 0.2 | 1.5 | 1.5 | 26 | <0.5 | 82.9 | 7.4 | 9.5 | |
| 53 | Soil | 141 | 2 | 6.6 | 0.4 | 3.6 | 7.1 | 6.1 | 14.7 | <1 | 1168.7 | 0.5 | 2.5 | 2.3 | 46 | <0.5 | 300.1 | 10.5 | 12.7 | |
| 54 | Soil | 117 | <1 | 5.0 | 0.3 | 2.5 | 7.5 | 4.4 | 12.4 | <1 | 3678.5 | 0.3 | 1.9 | 3.4 | 34 | <0.5 | 288.0 | 8.2 | 8.9 | |
| 55 | Soil | 396 | 1 | 3.9 | 0.5 | 3.5 | 2.5 | 3.6 | 19.6 | <1 | 1231.0 | 0.2 | 1.6 | 1.8 | 27 | <0.5 | 84.2 | 8.0 | 10.0 | |
| 56 | Soil | 173 | <1 | 7.2 | 0.4 | 2.5 | 4.8 | 4.0 | 17.8 | <1 | 1250.9 | 0.3 | 1.2 | 1.7 | 33 | <0.5 | 210.7 | 6.4 | 7.3 | |
| 57 | Soil | 77 | <1 | 1.8 | 0.2 | 1.2 | 1.0 | 1.8 | 9.7 | <1 | 3914.1 | <0.1 | 0.5 | 2.6 | 9 | <0.5 | 37.5 | 4.0 | 3.5 | |

To understand the composition, distribution and the source of the beach sediment. Univariate and bivariate analyses were carried out, distribution of the dominant major elements and scatter plots of CaO, Al₂O₃ and SiO₂, against major and trace elements were studied. Ternary diagram of the three major components, i.e., CaO, SiO₂ and Al₂O₃ was plotted to discover the dominant sediments type.

Results and Discussion. Major and trace element analyses of Abu Dhabi beach sands are listed in Table 1 and 2. The beach sands have moderate to high contents CaO, with abundances ranging 22.81 to 50.97 in wt.% (Table 1), and average of 36.97 in wt.% well above the 4.24 wt.% present in the average. Upper continental crust (UCC) reported by Wedepohl (1995) [15]. The higher values in the beach sands reflects their biogenic carbonate content. The next most abundant element is SiO₂ ranging between 2.66 to 48.35 in wt.% (Table 1), averaging 21.23 wt.%, less than in UCC (66.62 wt.%). Among the remainder, LOI (33.42 wt.%, range 21.44–44.80 wt.%), Al₂O₃ (2.23 wt.%, range 0.36–4.42 wt.%), MgO (2.64 wt.%, range 0.80–6.92), Na₂O (1.43 wt.%, range 0.32–4.90 wt.%) are the most abundant on average. Fe₂O₃ (average 0.89 wt.%), K₂O (average 0.43 wt.%), TiO₂ (average 0.13 wt.%) are present in small amount, whereas MnO and

P₂O₅ both averaging 0.02 and 0.05 wt.%, respectively are present only in trace amounts (Table 1). In all samples the CaO and LOI contents are above 20 wt.%, suggesting that marine biogenic CaCO₃ component is dominant in Abu Dhabi beach sediments.

Table 2 also shows the concentration of trace elements in the beach sand of Abu Dhabi. Strontium (Sr) has the highest concentration, averaging 2434.02 ppm ranging from 560.90 to 7243.60 ppm, followed by Chromium (Cr), averaging 272.48 ppm and ranging from 0.001 to 752.62 ppm. Barium contents are significant varying from 28 to 396 ppm, whereas Zirconium varies from 11.60 ppm to 300.10 ppm, Nickel varies 3.50 to 118.20 ppm. Uranium content varies from 1.30 to 4.60 ppm, while Thorium varies from 0.20 to 2.50 ppm. Arsenic contents varies between 1.40 to 5.10 ppm. Concentration of other trace elements are very low.

The mean, standard deviation, minimum, maximum, values generated from the analyses of the 57 beach sand samples are presented in Table 3. The standard deviation of the beach sands chemical composition showed that the sands in the beach area is not uniform. The variation could be attributed to difference in their sources.

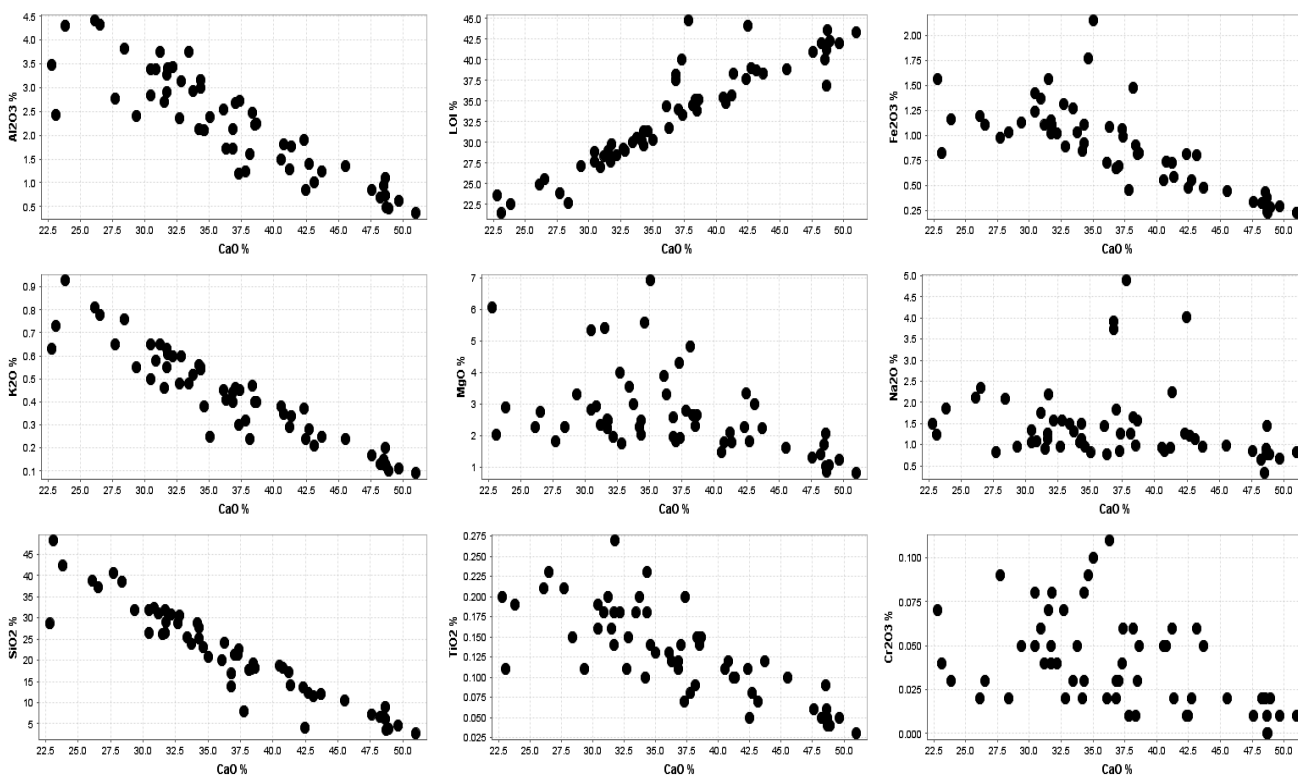


Fig. 3. Major elements – CaO variation in beach sand samples from Abu Dhabi, United Arab Emirates

Correlation involving CaO may be attributed to marine biogenic carbonates. The strong positive correlation between Sr – CaO and Sr – LOI (Table 3, Fig. 3) suggests that strontium is associated with CaO in marine biogenic carbonate material. Similarly the correlation between U–CaO and U–LOI propose the association of uranium with CaO in marine biogenic carbonate, in contrast to Th that has positive correlation with SiO₂ and Al₂O₃ suggesting that thorium has terrigenous sources possible from felsic rocks. As is negatively correlated with most of the major element with exception of CaO, Na₂O and LOI.

Significant correlation was found among trace elements (Table 3, Fig. 4), especially Ni–Co ($r_2=0.76$), Co–Th ($r_2=0.61$), Pb–Zn ($r_2=0.52$), Cu–Zn ($r_2=0.65$), Ni–Zn ($r_2=0.66$), Th–V ($r_2=0.84$), Nb–V ($r_2=0.81$). Cr₂O₃ is mostly positively correlated with Fe₂O₃, MgO, Co, Nb, V, and Zr, indicating possible heavy mineral minerals and weathering of chromitite rich rocks.

CaO is positively correlated with LOI, Sr, U and As, while is negatively correlated with almost all the major, minor and trace elements, thus suggesting that strontium, uranium and arsenic has marine origin and not from the continent.

Table 3

Correlation coefficient matrix of different geochemical variables for the beach sands of Abu Dhabi

| | Al ₂ O ₃ | CaO | Cr ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | K ₂ O | MgO | MnO | Na ₂ O | P ₂ O ₅ | SiO ₂ | TiO ₂ | LOI | As | Ba | Co | Cu | Nb | Ni | Pb | Rb | Sr | Th | U | V | Zn | Zr | |
|--------------------------------|--------------------------------|--------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------|--------|-------------------|-------------------------------|------------------|------------------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|------|------|----|--|
| Al ₂ O ₃ | 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| CaO | -0.88 | 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.31* | -0.46 | 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 0.67 | -0.74 | 0.72 | 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| K ₂ O | 0.93 | -0.93 | 0.26 | 0.56 | 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| MgO | 0.30* | -0.47 | 0.59 | 0.82 | 0.19 | 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| MnO | 0.90 | -0.81 | 0.48 | 0.82 | 0.78 | 0.54 | 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Na ₂ O | 0.16 | -0.20 | -0.27* | -0.09 | 0.22 | 0.01 | 0.07 | 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| P ₂ O ₅ | 0.23 | -0.07 | 0.07 | 0.03 | 0.16 | -0.17 | 0.19 | -0.12 | 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 0.87 | -0.94 | 0.44 | 0.66 | 0.94 | 0.28* | 0.76 | -0.01 | 0.12 | 1 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| TiO ₂ | 0.90 | -0.78 | 0.48 | 0.63 | 0.82 | 0.26 | 0.84 | 0.10 | 0.33* | 0.76 | 1 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| LOI | -0.88 | 0.92 | -0.50 | -0.72 | -0.90 | -0.36 | -0.81 | 0.10 | -0.16 | -0.96 | -0.78 | 1 | | | | | | | | | | | | | | | |
| As | -0.05 | 0.10 | -0.23 | -0.14 | -0.08 | -0.07 | -0.09 | 0.27* | -0.30* | -0.19 | -0.03 | 0.23 | 1 | | | | | | | | | | | | | | |
| Ba | 0.69 | -0.71 | 0.35 | 0.70 | 0.70 | 0.28* | 0.62 | -0.02 | 0.19 | 0.71 | 0.63 | -0.72 | -0.27* | 1 | | | | | | | | | | | | | |
| Co | 0.37 | -0.46 | 0.65 | 0.31* | 0.31* | 0.55 | 0.48 | -0.17 | 0.02 | 0.38 | 0.44 | -0.46 | -0.22 | 0.52 | 1 | | | | | | | | | | | | |
| Cu | 0.27 | -0.38 | 0.21 | 0.26 | 0.26 | 0.36 | 0.24 | -0.12 | -0.02 | 0.31* | 0.17 | -0.35 | -0.09 | 0.29* | 0.42 | 1 | | | | | | | | | | | |
| Nb | 0.63 | -0.55 | 0.58 | 0.54 | 0.54 | 0.28* | 0.61 | -0.05 | 0.27* | 0.55 | 0.78 | -0.59 | -0.09 | 0.56 | 0.58 | 0.23 | 1 | | | | | | | | | | |
| Ni | 0.03 | -0.26 | 0.39 | 0.06 | 0.06 | 0.50 | 0.11 | -0.22 | -0.26 | 0.17 | -0.04 | -0.21 | -0.18 | 0.28* | 0.76 | 0.58 | 0.10 | 1 | | | | | | | | | |
| Pb | -0.09 | -0.03 | 0.41 | -0.06 | -0.06 | 0.24 | -0.03 | -0.24 | 0.03 | 0.02 | -0.08 | -0.07 | -0.18 | 0.12 | 0.33* | 0.29* | 0.06 | 0.42 | 1 | | | | | | | | |
| Rb | 0.78 | -0.78 | 0.38 | 0.80 | 0.80 | 0.28* | 0.69 | -0.04 | 0.16 | 0.80 | 0.71 | -0.81 | -0.19 | 0.82 | 0.59 | 0.37* | 0.69 | 0.29* | 0.10 | 1 | | | | | | | |
| Sr | -0.71 | 0.66 | -0.39 | -0.70 | -0.70 | -0.19 | 0.60 | 0.05 | -0.14 | -0.71 | -0.71 | 0.71 | 0.20 | -0.68 | -0.49 | -0.28* | -0.68 | -0.18 | -0.11 | -0.86 | 1 | | | | | | |
| Th | 0.70 | -0.59 | 0.43 | 0.62 | 0.62 | 0.20 | 0.65 | 0.003 | 0.31* | 0.57 | 0.80 | -0.61 | -0.01 | 0.59 | 0.61 | 0.32* | 0.81 | 0.17 | 0.10 | 0.74 | -0.72 | 1 | | | | | |
| U | -0.39 | 0.44 | -0.30* | -0.46 | -0.46 | -0.02 | -0.31* | 0.22 | -0.09 | -0.54 | -0.37 | 0.53 | 0.36* | -0.59 | -0.47 | -0.27* | -0.42 | -0.30* | -0.20 | -0.64 | 0.60 | -0.44 | 1 | | | | |
| V | 0.65 | -0.58 | 0.47 | 0.54 | 0.57 | 0.26 | 0.61 | 0.06 | 0.23 | 0.54 | 0.72 | -0.58 | 0.01 | 0.53 | 0.64 | 0.31* | 0.81 | 0.23 | 0.02 | 0.73 | -0.70 | 0.84 | -0.40 | 1 | | | |
| Zn | 0.16 | -0.32* | 0.22 | 0.19 | 0.19 | 0.41 | 0.19 | -0.20 | -0.03 | 0.26 | 0.08 | 0.08 | -0.17 | 0.31* | 0.47 | 0.65 | 0.17 | 0.66 | 0.52** | 0.31* | -0.22 | 0.29* | -0.35* | 0.23 | 1 | | |
| Zr | 0.22 | -0.26 | 0.65 | 0.22 | 0.22 | 0.14 | 0.28* | -0.16 | 0.22 | 0.28* | 0.50 | 0.50 | -0.12 | 0.29* | 0.44 | 0.04 | 0.72 | 0.03 | 0.21 | 0.34* | -0.36* | 0.57 | -0.22 | 0.55 | 0.10 | 1 | |

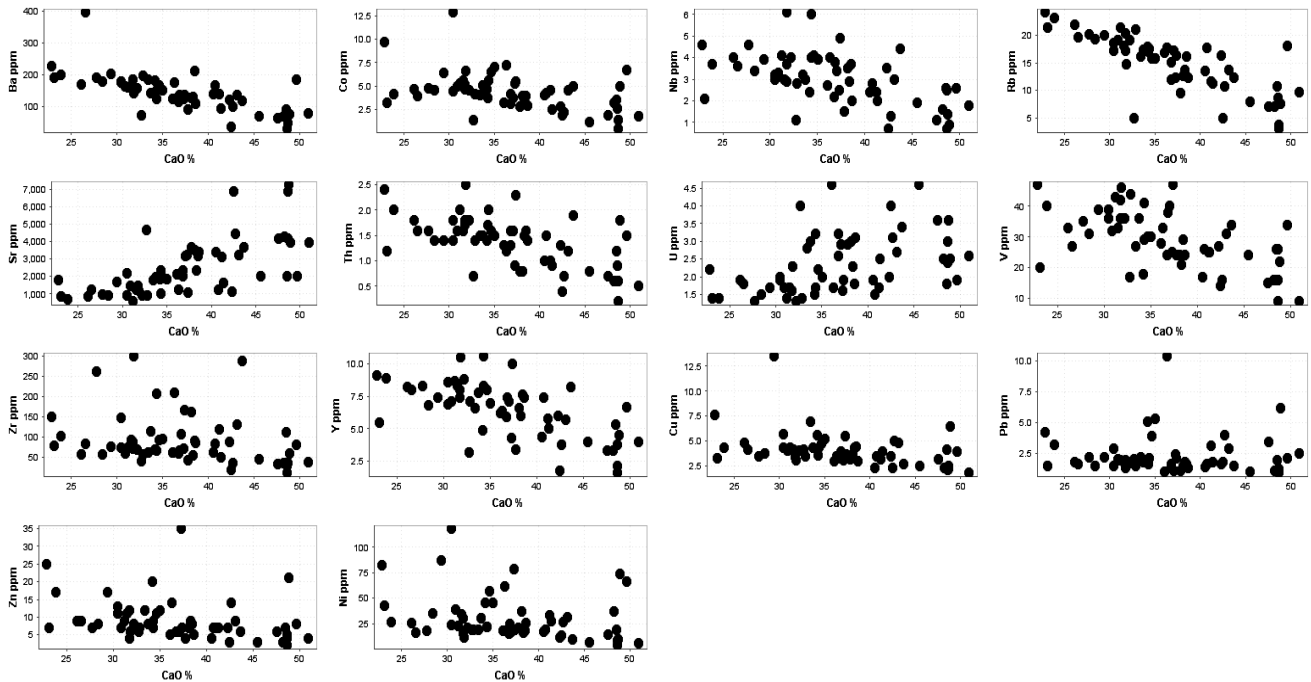


Fig. 4. Minor and trace elements – CaO variation in beach sand samples from Abu Dhabi, United Arab Emirates

The relationship between the three primary components i.e., CaO for biogenic carbonate, SiO₂ and Al₂O₃ in the beach sand sediments of Abu Dhabi samples are shown in

ternary diagram of Fig. 5. The data from the beach sand sediments of Abu Dhabi plot mostly in CaO corner, thus pointing at marine biogenic carbonate materials.

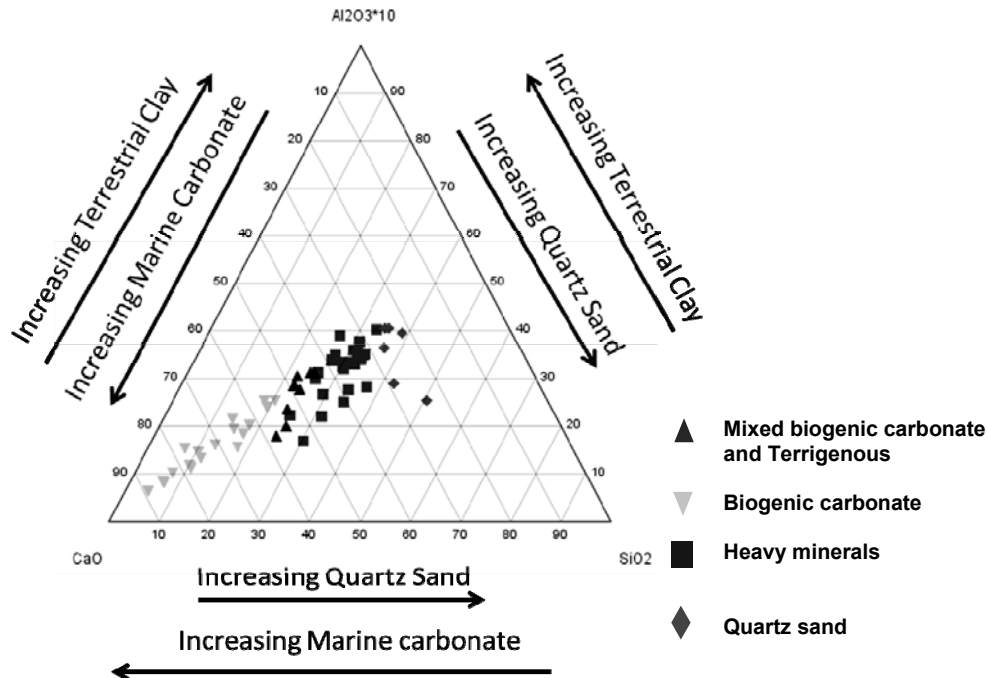


Fig. 5 Ternary plot for CaO, SiO₂ and Al₂O₃ for the beach sand sediments of Abu Dhabi, United Arab Emirates (UAE)

Conclusion. Major and trace X-ray fluorescence and ICP results indicate that the beach sand sediments of Abu Dhabi, United Arab Emirates are composed predominantly of marine biogenic carbonates and terrigenous sediments. The marine biogenic part of the beach sediment is enriched with CaO, LOI, U, As and Sr, while the terrigenous component is derived from intermediate and mafic rocks rich in

chromitite (MgO, Fe₂O₃, Cr₂O₃ and MnO) possibly from Semailophiolites of the Hajar Mountains of Oman and the United Arab Emirates rich in copper and chromite ore bodies. The ternary diagram of the three major components (CaO, SiO₂, Al₂O₃) suggests the dominance of the marine biogenic carbonate sediments of the Abu Dhabi sand rather than quartz.

REFERENCES:

1. Alsharhan A. S., Kendall C. S. (2003). Coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues. *Earth-Science Reviews*, 61(3-4), 191-43.
2. Boardman, M. R. (1978). Holocene deposition in northwest Providence Channel, Bahamas: a geochemical approach. Doctoral dissertation. Chapel Hill, North Carolina: University of North Carolina.
3. Crevello P. D., Schlager W. (1980). Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 1121-1148.
4. Edwards A. C., Zubillaga J. J. K., Hoz L. R., Morales-de la Garza E. A., Cruz R. L-S. (2009). Beach sand composition and provenance in a sector of the southwestern Mexican Pacific. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 433-447.
5. El-Sammak O. M. (2001). Heavy metal pollution in bottom sediment, Dubai, United Arab Emirates. *Bulletin of Environment Contamination and Toxicology*, 67(2), 295-302.
6. Evans G. (1994). The Arabian Gulf: A modern carbonate-evaporite factory; a review. In *Permico y Triasico de la Peninsula Iberica; Permian and Triassic of the Iberian Peninsula*. Eds. A. Arche & J. Lopez-Gomez. (pp. 61-96). *Cuadernos de Geologia Iberica*.
7. Evans G., Kendall C. G. St. C., Skipwith P. (1964). Origin of the coastal flats, the sabkha, of the Trucial Coast, Persian Gulf. *Nature*, 759-761.
8. Evans G., Schmidt V., Bush P., Nelson H. (1969). Stratigraphy and geologic history of the sabkha, Abu Dhabi, Persian Gulf. *Sedimentology*, 12, 145-159.
9. Kendall C. G. St. C., Skipwith P. A. (1969). Holocene Shallow Water Carbonate and evaporite sediments of Khor Al Bazam, Abu Dhabi, Southwest Persian Gulf. *AAPG Bull.*, 53, 841-869.
10. Kinsman D. J. J. (1964). Recent carbonate sedimentation near Abu Dhabi, Trucial Coast, Persian Gulf. PhD edn, University of London.
11. Kirkham A. (1997). Shoreline evolution, aeolian deflation and anhydrite distribution of the Holocene, Abu Dhabi. *GeoArabia*, 4, 403-416.
12. Kirkham A. (1998). Pleistocene carbonateseif dunes and their role in the development of complex past and present coastlines of the UAE. *GeoArabia*, 3, 19-32.
13. Plumb Jr. R. H. (1981). Procedures for Handling and Chemical Analysis of Sediment and Water Samples. Technical Report EPA/ CE Contract No. EP-4805572010. U.S. EPA, Environmental Laboratory, Vicksburg, MS.
14. Walkden G., Williams A. (1998). Carbonate ramps and the Pleistocene-recent depositional systems of the Arabian Gulf. *Geological Society, London, Special Publications*, 149, 43-45.
15. Wedepohl K. H. (1995). The composition of the continental crust. *GeochimCosmochimActa*, 59, 1217-1232.
2. Boardman M. R. Holocene deposition in northwest Providence Channel, Bahamas: a geochemical approach : Doctoral dissertation / Boardman M. R. ; University of North Carolina. – Chapel Hill, North Carolina: University of North Carolina, 1978.
3. Crevello P. D. Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas / P. D. Crevello, W. Schlager // *Journal of Sedimentary Petrology*. – 1980. – Vol. 50. – P. 1121-1148.
4. Beach sand composition and provenance in a sector of the southwestern Mexican Pacific / A. C. Edwards, J. J. K. Zubillaga, L. R. Hoz et al. // *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. – 2009. – Vol. 26. – P. 433-447.
5. El-Sammak O. M. Heavy metal pollution in bottom sediment, Dubai, United Arab Emirates / O. M. El-Sammak // *Bulletin of Environment Contamination and Toxicology*. – 2001. – Vol. 67(2). – P. 295-302.
6. Evans G. The Arabian Gulf: A modern carbonate-evaporite factory : a review / G. Evans // *Permico y Triasico de la Peninsula Iberica; Permian and Triassic of the Iberian Peninsula* / eds. A. Arche, J. Lopez-Gomez. – Cuadernos de Geologia Iberica, 1994. – P. 61-96.
7. Evans G. Origin of the coastal flats, the sabkha, of the Trucial Coast, Persian Gulf / G. Evans, C. G. St. C. Kendall, P. Skipwith // *Nature*. – 1964. – P. 759-761.
8. Stratigraphy and geologic history of the sabkha, Abu Dhabi, Persian Gulf / G. Evans, V. Schmidt, P. Bush, H. Nelson // *Sedimentology*. – 1969. – Vol. 12. – P. 145-159.
9. Kendall C. G. St. C. Holocene Shallow Water Carbonate and evaporite sediments of Khor Al Bazam, Abu Dhabi, Southwest Persian Gulf / C. G. St. C. Kendall, P. A. Skipwith // *AAPG Bull.* – 1969. – Vol. 53, – P. 841-869.
10. Kinsman D. J. J. Recent carbonate sedimentation near Abu Dhabi, Trucial Coast, Persian Gulf : PhD edn. / Kinsman D.J.J. ; University of London. – London, 1964.
11. Kirkham, A. Shoreline evolution, aeolian deflation and anhydrite distribution of the Holocene, Abu Dhabi / A. Kirkham // *GeoArabia*. – 1997. – Vol. 4. – P. 403-416.
12. Kirkham, A. Pleistocene carbonateseif dunes and their role in the development of complex past and present coastlines of the UAE / A. Kirkham // *GeoArabia*. – 1998. – Vol. 3. – P. 19-32.
13. Plumb, Jr., R. H. Procedures for Handling and Chemical Analysis of Sediment and Water Samples : Technical Report EPA / U.S. EPA ; Environmental Laboratory. – CE Contract No. EP-4805572010. – Vicksburg : MS, 1981.
14. Walkden, G. Carbonate ramps and the Pleistocene-recent depositional systems of the Arabian Gulf / G. Walkden, A. Williams // *Geological Society, London, Special Publications*. – 1998. – N 149. – P. 43-45.
15. Wedepohl K. H. The composition of the continental crust / K. H. Wedepohl // *GeochimCosmochimActa*. – 1995. – Vol. 59. – P. 1217-1232.

Надійшла до редколегії 07.07.16

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ:

1. Alsharhan A. S. Coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian Gulf and their ancient analogues / A. S. Alsharhan, C. S. Kendall // *Earth-Science Reviews*. – 2003. – Vol. 61(3-4). – P. 191-43.

Саед Аль Рашеді,
Абді Сіад,
E-mail: saeed-2262@hotmail.com,
Факультет наук про Землю,
Університет Західної Капської провінції, м. Кейптаун, Південна Африка

ГЕОХІМІЯ ПЛЯЖОВИХ ПІСКІВ АБУ-ДАБІ, ОБ'ЄДНАНІ АРАБСЬКІ ЕМІРАТИ (ОАЕ)

На пляжах Абу-Дабі, Об'єднані Арабські Емірати, було відібрано п'ятдесят сім зразків пляжових пісків для визначення геохімічного складу за допомогою рентгенофлуоресцентного та мас-спектрометричного ІСР аналізів. На основі діаграм розсіювання головних елементів та розподілу головних домінуючих компонентів було визначено дві домінуючі групи осадків, а саме, морські біогенні карбонати та терригенні осадки. СаО показав від'ємну кореляцію з усіма головними компонентами та більшістю розсіяних елементів, за винятком Sr, As і U. Діаграми розсіювання, як для Al₂O₃, так і SiO₂, показали додатну кореляцію з усіма головними компонентами, за винятком CaO і LOI, та з усіма розсіяними елементами, за винятком Sr, As і U, що свідчить про морське джерело походження останніх.

Ключові слова: пляж, піски, геохімічний склад

Саед Аль Рашеді,
Абди Сиад,
E-mail: saeed-2262@hotmail.com,
Факультет наук о Земле,
Университет Западной Капской провинции, г. Кейптаун, Южная Африка

ГЕОХИМИЯ ПЛЯЖЕВЫХ ПЕСКОВ АБУ-ДАБИ, ОБЪЕДИНЕННЫЕ АРАБСКИЕ ЭМИРАТЫ (ОАЭ)

На пляжах Абу-Дабі, Объединенные Арабские Эмираты, были отобраны пятьдесят семь образцов пляжевых песков для определения геохимического состава с помощью рентгенофлуоресцентного и масс-спектрометрического ИСР анализов. На основе диаграмм рассеяния главных элементов и распределения главных доминирующих компонентов удалось определить две доминирующие группы осадков, а именно, морские биогенные карбонаты и терригенные осадки. СаО показал отрицательную корреляцию со всеми главными компонентами и большинством рассеянных элементов, за исключением Sr, As и U. Диаграммы рассеяния, как для Al₂O₃, так и SiO₂, показали положительную корреляцию со всеми главными компонентами, за исключением CaO и LOI, и со всеми рассеянными элементами, за исключением Sr, As и U, что свидетельствует о морском источнике происхождения последних.

Ключевые слова: пляж, пески, геохимический состав.

УДК 549.892 : 549.086

О. Беліченко, канд. геол. наук, керівник відділу,
E-mail: lbgems@gmail.com,
Ю. Ладжун, канд. геол. наук, гол. фахівець,
E-mail: ladgja@ukr.net,
Державний гемологічний центр України,
вул. Дегтярівська, 38–44, м. Київ, 04119, Україна

КОМПЛЕКСНІ ГЕМОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ НОВИХ ВИДІВ ТЕРМООБРОБЛЕНОГО БУРШТИНУ

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

Проведено комплексні гемологічні дослідження зразків бурштину, термообробленого новими методами, які останнім часом з'явилися на світовому ринку. Такий бурштин пройшов штучну обробку, про що свідчить наявність ознак облагородження у вигляді значної кількості мікроскопічних газових включень. Метою обробки є створення повністю непрозорих різновидів бурштину, популярних на китайському ринку. Також було вивчено зразки облагородженого бурштину неприродного рожево-оранжевого кольору.

Вивчались основні гемологічні характеристики: показник заломлення, густина, флуоресценція у довгохвильовому та короткохвильовому діапазоні. Проводилось мікроскопічне вивчення поверхні та внутрішніх включень, дослідження ІЧ-спектрів облагороджених зразків. Сукупність отриманих результатів свідчить, що досліджені зразки зазнали схожої штучної обробки, діагностичною особливістю якої є значна кількість мікроскопічних газових включень, які за своїм розміром, формою і розподілом в об'ємі бурштину відрізняються від природних. Можна припустити, що такий бурштин отримують шляхом термообробки в автоклаві під тиском з додаванням води або води з бараніком. Визначено, що гемологічні характеристики досліджених зразків знаходяться в межах, характерних для сукциніту. ІЧ-спектри всіх досліджених зразків бурштину, як блідо-жовтого, так і рожево-оранжевого, мають специфічну конфігурацію, характерну для сукциніту.

Встановлено, що основним методом діагностики є вивчення структури поверхні бурштину на наявність характерних газових включень.

Ключові слова: бурштин, сукциніт, облагородження, термообробка.

Вступ. Бурштин використовується для виготовлення прикрас та виробів уже більше 12 тисяч років. Найдавніші знахідки амулетів з бурштину датовані X–VI ст. до нашої ери. Традиційно до найдорожчих різновидів відносили прозорий бурштин яскраво-жовтого кольору, оскільки він зустрічається досить зрідка в сировині, великою популярністю також користувалися червонуваті різновиди. Відомі старовинні методи облагородження бурштину: його просвітлювали кип'ятінням в лляній олії чи жирі, або за допомогою сухого прожарювання (прогріву) шматочків бурштину в піску за температури понад 100°C [1].

На сучасному виробництві прозорий бурштин отримують шляхом прогріву в автоклавах напівпрозорих і непрозорих різновидів до температури 200–220°C під тиском 50 атм. у атмосфері азоту протягом 12–15 годин. Для отримання більш темних кольорів бурштин прогрівають у спеціальних печах з поступовим збільшенням температури до 200°C. Термооброблений традиційними методами бурштин легко діагностується під час гемологічної експертизи.

Постановка проблеми. Останні 5–6 років великим попитом на ювелірному ринку користуються непрозорі

різновиди бурштину білого, блідо-жовтого та жовтого кольорів, що спричинено модними тенденціями в Китаї, де такі різновиди мають торгову назву "beeswax" і коштують дуже дорогого [5]. Потреби ринку одразу знайшли своє відображення в появі облагородженого бурштину, що пройшов штучну обробку з метою створення таких різновидів. Практично одночасно в Польщі й Україні експерти звернули увагу на появу виробів з непрозорого білого, блідо-жовтого, жовтого бурштину, характерною особливістю якого є наявність мікроскопічних порожнин (газових включень), які видно під час дослідження під лупою 10-кратного збільшення або в мікроскопі. За усними повідомленнями продавців такої продукції, такий бурштин отримують шляхом термообробки в автоклаві прозорих різновидів під тиском з додаванням води або інших розчинів (?), його робоча назва – "наводнений", "оброблений паром" (рис. 1). Але достовірно метод облагородження не встановлено. Метою обробки бурштину є створення повністю непрозорих різновидів, популярних на китайському ринку. Крім виробів, обробці також піддають сировину (рис. 2).

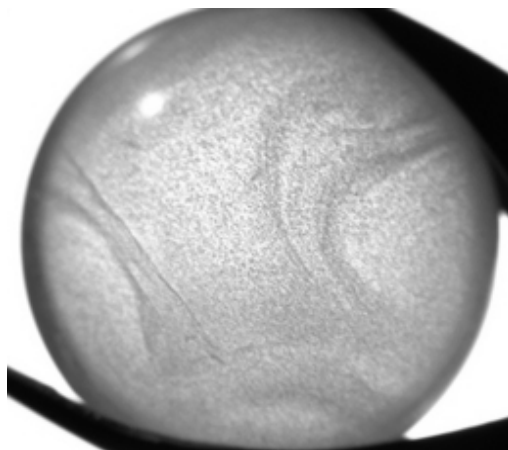


Рис. 1. Куля з бурштину, термообробленого в автоклаві з додаванням пари, мікроскоп Gemmaster L 230V, зб. 8 (фото І.О. Ємельянов)

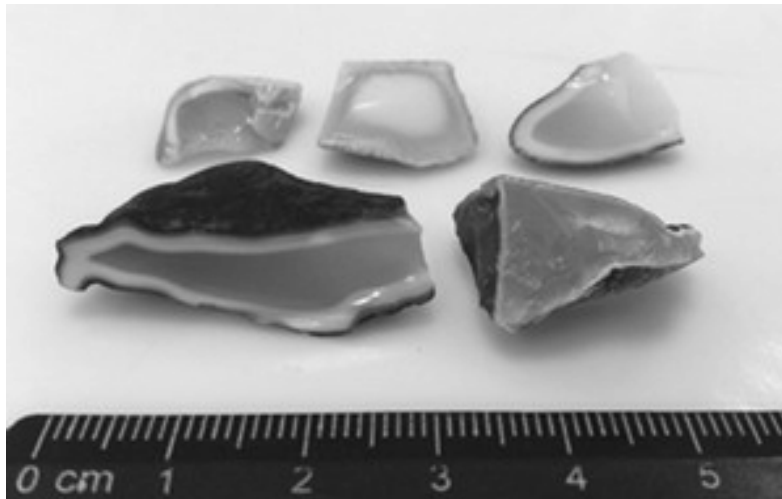


Рис. 2. Сировина бурштину термообробленого в автоклаві з додаванням пари

Навесні 2016 року в Вільнюсі на ювелірній виставці "Amberif" однією з литовських компаній запропоновано в продаж бурштин рожево-оранжевого кольору під торговою назвою "кров дракона". Особливістю цього різновиду бурштину є насичений яскравий рожево-оранжевий колір, не притаманний сукциніту. У багатьох

прозорих каменях було добре помітно внутрішні вклучення, що нагадувало слід блискавки або дендрит (рис. 3). Метод виробництва автори тримають у секреті. На виставці "Amberif 2016" у Гданську, крім виробів, реалізовували вже сировину з рожевим відтінком.



Рис. 3. Бурштин рожево-оранжевого кольору з малюнком, схожим на блискавку

Проте популярністю, на яку розраховували виробники, цей бурштин не користується, бо одразу зрозуміло, що колір отримано штучно, а оскільки метод невідомий, то не можна стверджувати, що він є безпечним для здоров'я.

Постановка завдання. Комплексне гемологічне дослідження облагородженого бурштину.

Виклад основного матеріалу. Державним гемологічним центром України (ДГЦУ) було проведено дослідження нових різновидів облагородженого бурштину.

Об'єкти досліджень. Було досліджено 12 виробів (кулі) та 6 зразків сировини з газовими вклученнями і 3 кабошони "рожево-оранжевого" кольору, один прозорий і два непрозорі. Зразки були отримані від операторів ринку та придбані на виставці "Amberif" у Польщі.

Методи досліджень. Для мікроскопічних досліджень використано гемологічний мікроскоп Gemmaster L 230V і промисловий мікроскоп Nikon Eclipse LV150.

ІЧ-спектри були отримані в лабораторії ДГЦУ на спектрометрі моделі "Nicolet 6700" виробництва "ThermoFisher Scientific" з приставкою ATR за кімнатної

температури в спектральному діапазоні $4000\text{--}600\text{ см}^{-1}$. Кількість сканувань у циклі вимірювання – 36 за роздільної здатності 4 см^{-1} .

1. Бурштин блідо-жовтого кольору, непрозорий, з газовими вклученнями по всьому об'єму.

В ДГЦУ було досліджено 18 зразків бурштину, а саме: 9 зразків жовтого кольору і 9 зразків блідо-жовтого. Встановлено, що гемологічні характеристики досліджених зразків знаходяться в межах, характерних для сукциніту [3], а саме: показник заломлення коливається від 1,535 до 1,540, густина – $1,05\text{--}1,07\text{ г/см}^3$, флуоресценція змінюється від значної блідо-блакитної у довгохвильовому діапазоні 365 нм до незначної і середньої блакитної у діапазоні 254 нм.

Під час дослідження під лупою добре помітні порожнини округлої, овальної, витягнутої та дископодібної форми. Під час дослідження під мікроскопом видно, що порожнини мають приблизно однаковий розмір, досить рівномірно розподілені по об'єму зразків, на відміну від газових порожнин у природному бурштині, які мають різний розмір та нерівномірний розподіл (рис. 4) [1].

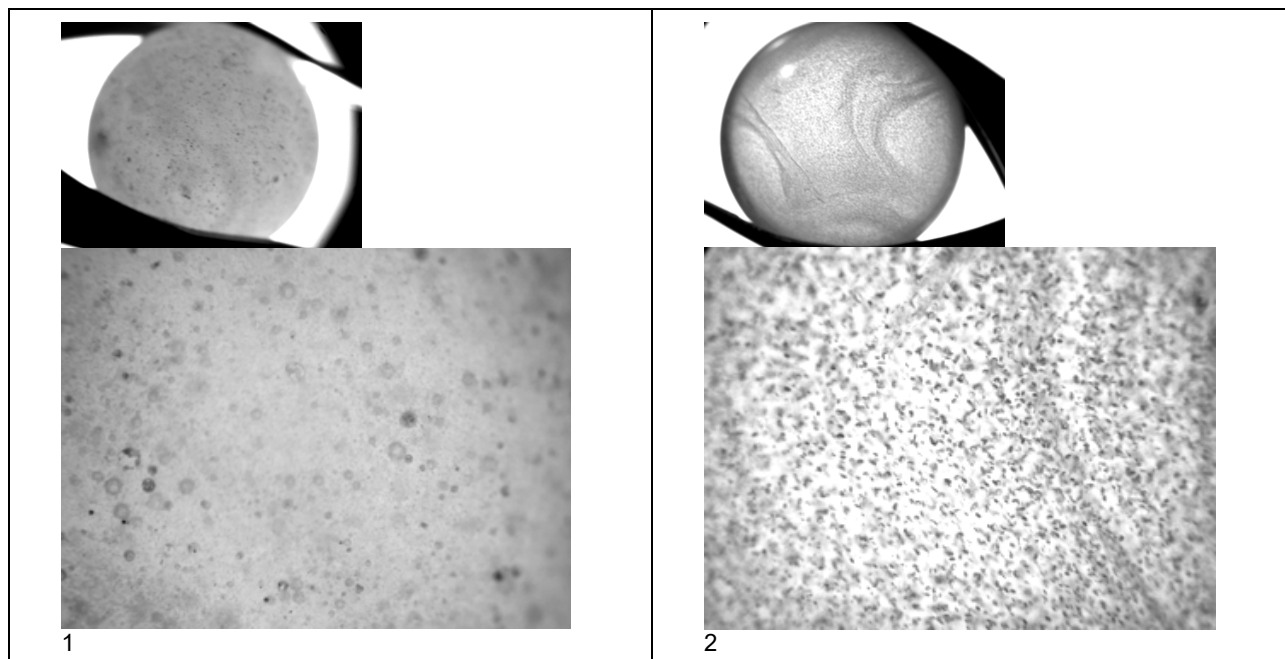


Рис. 4. Мікрофотографії порожнин у природному (1) і термообробленому (2) бурштині, мікроскоп Gemmaster L 230V, зб. 36 (фото І.О. Ємельянов)

Було здійснено порівняння поверхні сировини непрозорого блідо-жовтого необлагородженого бурштину і непрозорого блідо-жовтого бурштину, обробленого парю, в мікроскопі Nikon Eclipse LV150. Добре помітна

відмінність структури природного й облагородженого зразків (рис. 5), значна різниця в розмірі мікроскопічних порожнин та їх кількості на одиницю площі.

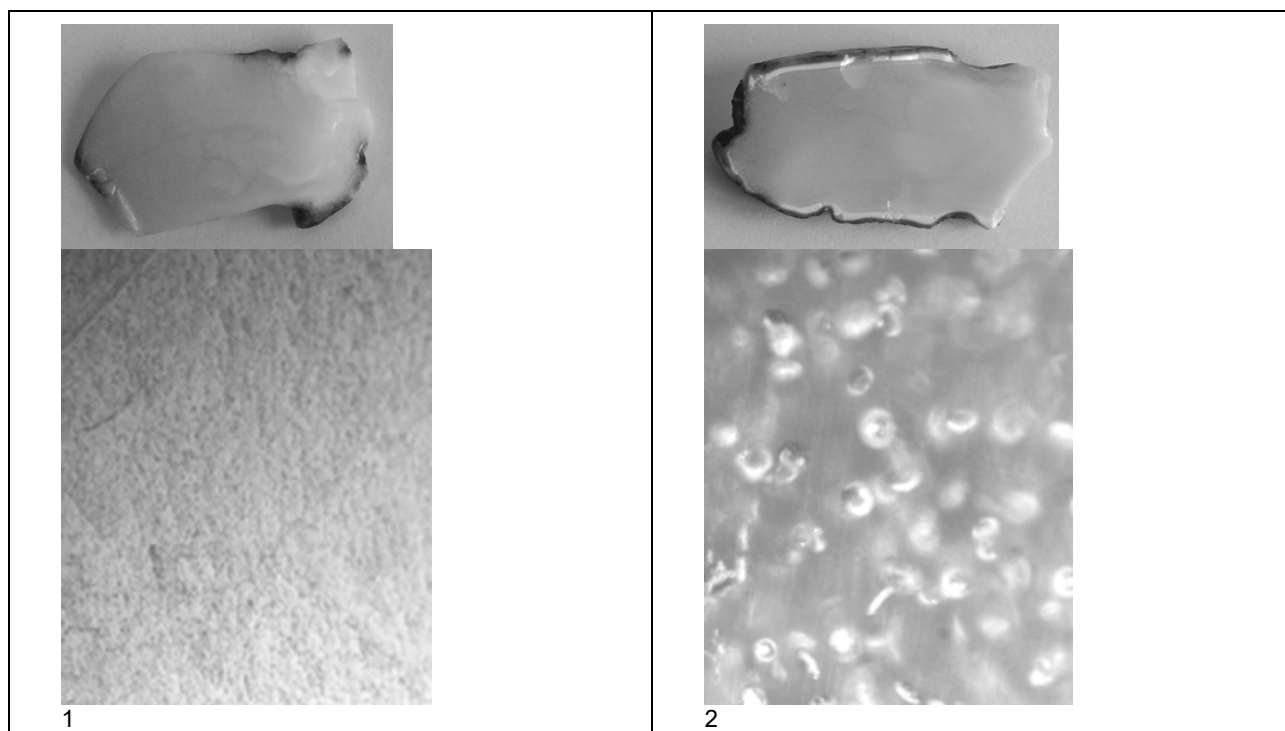


Рис. 5. Мікрофотографії поверхні природного (1) і термообробленого бурштину (2), Nikon Eclipse LV15, зб. 170 (фото І.О. Ємельянов)

2. Бурштин яскравого рожево-оранжевого кольору. Досліджено 1 зразок прозорого бурштину з блискавкоподібним малюнком та 2 зразки непрозорого бурштину (рис. 6). Необхідно зазначити, що колір прозорого кабошону, згідно зі зразками еталонів кольору GIA GemSet Color Samples, був визначений як жовтувато-оранжевий (уО 4/3).

Велику зацікавленість у спеціалістів викликає метод створення блискавкоподібного малюнку. Припускають, що він пов'язаний з ефектом Ліхтенберга, оскільки малюнок у бурштині дуже нагадує картини розподілу іскрових каналів, що утворюються на поверхні та в середині твердого діелектрика в процесі електричного пробою. Нині фігури Ліхтенберга створюються в

середині твердих діелектричних матеріалів, таких як скло або акрил [2]. Як відомо, бурштин є діелектриком, отже подібне припущення цілком імовірне. Достовірно

технологію створення блискавкоподібного малюнку встановити в умовах лабораторії ДГЦУ не можливо.

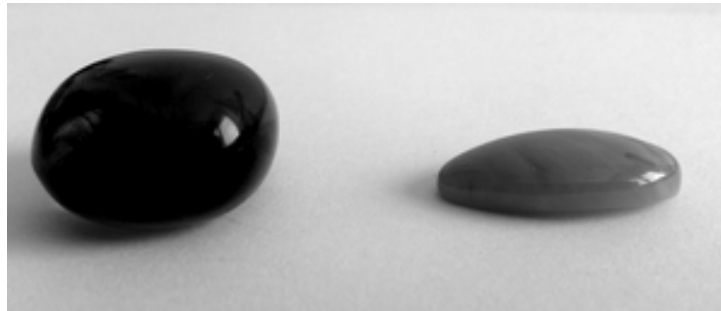


Рис. 6. Зразки бурштину рожево-оранжевого кольору

У непрозорих зразках під час дослідження під мікроскопом помітні дрібні включення червоно-оранжевого кольору. Подібні ознаки облагородження описані гемологами з China University of Geosciences,

Wuhan [5], що свідчить, що штучний колір цього зразка також може бути утворено методом обробки паром з барвником в автоклаві (рис. 7).

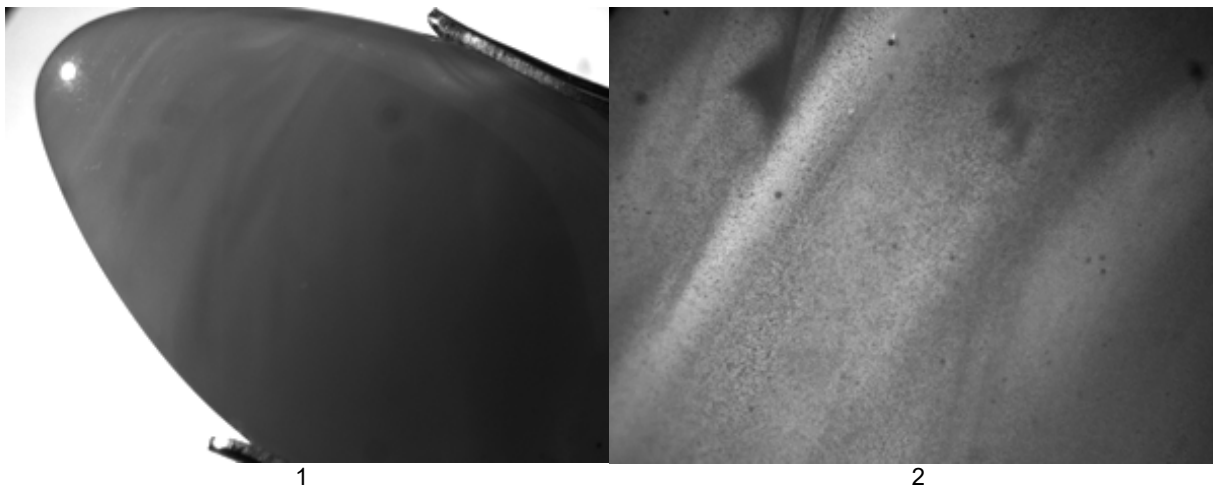


Рис. 7. Кабошон непрозорого рожево-оранжевого бурштину (1), зб. 8 та мікрофотографія порожнин з барвником, мікроскоп Gemmaster L 230V, зб. 36 (фото І.О. Ємельянов)

Гемологічні характеристики досліджених зразків: показник заломлення – 1,530–1,540, густина – 1,07–1,09 г/см³, флуоресценція – незначна зеленувата для прозорого кабошона в діапазонах 254 та 356 нм, для непрозорого кабошона – значна біла в діапазоні 356 нм та відсутня в діапазоні 254 нм.

ІЧ-спектри всіх досліджених зразків бурштину, як блідо-жовтого, так і рожево-оранжевого, мають специфічну конфігурацію, характерну для сукциніту [4]. Порівняння ІЧ-спектрів природних і термооброблених з додаванням пари та пари з барвником зразків свідчить про їхню загальну подібність. Відносна інтенсивність характерних піків у діапазоні коливань C = O (1736, 1705 см⁻¹), C = C (~3080, 1640, 888 см⁻¹), C = H (981 см⁻¹) і валентних коливань груп C-O-H (1012 см⁻¹) змінюється від зразка до зразка, але для узагальнення необхідна більша кількість дослідного матеріалу.

Висновки. Сукупність отриманих результатів свідчить, що досліджені зразки зазнали схожої штучної обробки, діагностичною особливістю якої є значна кількість мікроскопічних газових включень, які за своїм розміром, формою та розподілом в об'ємі бурштину відрізняються від природних. Можна припустити, що такий бурштин отримують шляхом термообробки в автоклаві під тиском з додаванням води або води з барвником.

Облагороджені новим методом термообробки зразки бурштину за комплексом гемологічних ознак: показник заломлення, густина, флуоресценція та ІЧ-спектри – не відрізняються від необлагороджених зразків. Основним методом діагностики є вивчення структури поверхні бурштину на наявність характерних газових включень за допомогою лупи і мікроскопу.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ:

1. Сребродольский Б. И. Янтарь Украины / Б. И. Сребродольский. – К. : Наук. думка, 1980. – 124 с.
2. Фігури Ліхтенберга [Електронний ресурс] / Матеріал з Вікіпедії – вільної енциклопедії. – Режим доступу : https://uk.wikipedia.org/wiki/Фігури_Ліхтенберга. – Загол. з екрану.
3. Kosmowska-Ceranowicz B. Bursztyn w Polsce i na świecie / B. Kosmowska-Ceranowicz. – Warszawa, 2012. – 299 p.
4. Kosmowska-Ceranowicz B. ATLAS Infrared Spectra of the World's Resins : Holotype Characteristics. Widma IR żywic świata : Charakterystyka ich holotypów S / B. Kosmowska-Ceranowicz, N. Vavra. – Warszawa : PAN Muzeum Ziemi w Warszawie, 2015. – 280 p.
5. Steam-Dyed Amber / Yamei Wang, Fen Liu, Shufang Nie, Andy Shen // Gems&Gemology. – Summer 2016. – Vol. 52. – No. 2.

REFERENCES:

1. Srebrodol'skiy B. I. (1980). Amber of Ukraine. Kyiv: Nauk. dumka. [in Russian].
2. Lichtenberg figure. wikipedia.org. Retrieved from https://en.wikipedia.org/wiki/Lichtenberg_figure.
3. Kosmowska-Ceranowicz B. (2012). Amber in Poland and in the World. Warszawa. [in Polish&English].

4. Kosmowska-Ceranowicz B., Vavra, N. (2015). ATLAS Infrared Spectra of the World's Resins / Holotype Characteristics [Widma IR żywic świata / Charakterystyka ich holotypów S]. PAN Muzeum Ziemi w Warszawie. [in Polish&English].

5. Yamei Wang, Fen Liu, Shufang Nie, Andy Shen. (2016). Steam-Dyed Amber. *Gems & Gemology*, summer 2016, 52, 2.

Надійшла до редколегії 14.09.16

Belichenko O., Cand. Sci. (Geol.), Head of Department

E-mail: lbgems@gmail.com,

Ladzhun J., Cand. Sci. (Geol.), Chief Specialist

E-mail: ladgjra@ukr.net,

State gemological centre of Ukraine,

38–44 Degtyarivska St., Kyiv, 04119, Ukraine

COMPLEX GEMOLOGICAL RESEARCH OF NEW TYPES OF TREATED AMBER

Complex gemological research of heat-treated amber that appeared on global market recently was conducted. Amber like that was artificially treated, which is indicated by evidence of treatment, such as large amounts of microscopical gas bubbles. The goal of treatment is to create fully opaque amber which is popular at Chinese market. Samples of unnaturally pink-orange color were examined as well.

Primary gemological characteristics: refractive index, specific gravity, LWUV and SWUV fluorescence were studied. Microscopical examination of surface and gas inclusions and study of IR-specters of treated samples were conducted. Obtained results indicate that the samples underwent similar artificial treatment, diagnostic feature of which is the significant amount of microscopical gas inclusions, whose size, shape and distribution differ from naturally occurring ones. It can be assumed that amber like this is obtained via heat treatment in autoclave under pressure with addition of water or water with dye. It was determined that gemological characteristics of studied samples are in range of those typical for succinite. IR-specters of all studied samples, both pale-yellow and pink-orange ones, have specific configuration, typical for succinite.

It was established that the primary diagnostic method is the detailed examination of surface structure for characteristic gas bubbles.

Keywords: amber, succinite, artificial treatment, heat treatment.

Беличенко Е., канд. геол. наук, руководитель отдела,

E-mail: lbgems@gmail.com,

Ладжун Ю., канд. геол. наук, главный специалист,

E-mail: ladgjra@ukr.net,

Государственный геммологический центр Украины,

ул. Дегтяревская, 38–44, г. Киев, 04119, Украина

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕМОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОБЛАГОРОЖЕННОГО ЯНТАРЯ

Авторами были проведены комплексные геммологические исследования образцов янтаря, обработанного искусственно, о чем свидетельствует наличие признаков облагораживания в виде значительного количества микроскопических газовых включений. Целью обработки является создание полностью непрозрачных разновидностей янтаря, популярных на китайском рынке. Также были изучены образцы облагороженного янтаря неестественного розово-оранжевого цвета. Было выполнено определение геммологических характеристик (показатель преломления, плотность, флуоресценция в длинноволновом и коротковолновом диапазоне), микроскопическое изучение поверхности и внутренних включений, исследование ИК-спектров облагороженных образцов. Совокупность полученных результатов свидетельствует, что исследованные образцы подверглись похожей искусственной обработке, диагностической особенностью которой является значительное количество микроскопических газовых включений, которые по своему размеру, форме и распределению в объеме янтаря отличаются от природных. Можно предположить, что такой янтарь получается путем термообработки в автоклаве под давлением с добавлением воды или воды с красителем.

Установлено, что геммологические характеристики исследованных образцов находятся в пределах, характерных для сукцинита. Наиболее перспективным для геммологической диагностики является детальное изучение структуры поверхности на наличие характерных газовых включений.

Ключевые слова: янтарь, сукцинит, облагораживание, термообработка.

УДК 549.55.08 (477)

Г. Кульчицька, д-р геол. наук, ст. наук. співроб.,
E-mail: kulchec@ukr.net, тел. моб.: +38(068)187-94-93,
І. Герасимець, асп.,
E-mail: Herasimets@i.ua, тел. моб.: +38(096)642-33-28,
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України,
пр. Акад. Палладіна, 34, м. Київ-142, 03680, Україна

ЗОНАЛЬНІ КРИСТАЛИ БРИТОЛІТУ: МЕТАСОМАТОЗ ЧИ КРИСТАЛІЗАЦІЯ?

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

У сієнітових масивах Українського щита з рідкіснометальною мінералізацією неодноразово відмічались зональні кристали, внутрішня зона яких складена бритолітом, а зовнішня аланітом (ортитом). Найбільше бритоліту, оконтуреного аланітом, у сієнітах Азовського штоку, що в Приазов'ї, де цей мінерал утворює промислові скупчення. Генезис таких утворень розглядався і як наслідок заміщення бритоліту постмагматичними флюїдами, і як продукт реакційної взаємодії бритоліту з навколишніми алюмосилікатами. Мета даної роботи – запропонувати інший можливий механізм формування зональних кристалів бритоліту в сієнітах Азовської інтрузії.

Характерними особливостями бритоліту із сієнітів Азовського штоку є різноманітність виділень, мінливий хімічний склад, фазова та структурна неоднорідність. Фазова неоднорідність підкреслена великою кількістю різноманітних твердофазних включень, кристалічних і аморфних, серед яких багато оксидів феруму. Бритоліт повсюдно оконтурений облямівками аланіту, ширина яких на межі з амфіболом вдвічі ширша, ніж така на межі з лужним польовим шпатом. У рудній зоні до аланіту в облямівках долучається флюорит. У статті наведено ряд фактів, що свідчать про відсутність реакційної взаємодії між бритолітом і аланітом та наявність такої з емітуювальними алюмосилікатами. Привернуто увагу до умов кристалізації бритоліту. Це один із раних мінералів сієнітів, що утворився в умовах високої температури (понад 1000°C) і тиску (500–200 МПа) на тлі сильної гетерогенізації розплаву, спричиненої ліквідаційними процесами. Передбачається, що бритоліт утворився з окремих крапель сольового розплаву силікатно-фторидно-фосфатного і силікатно-фосфатного складу, що відокремилися від алюмосилікатного розплаву. Збагачений на Fe розплав, що залишився в лікватах після кристалізації бритоліту, взаємодіє з навколишнім алюмосилікатним розплавом з утворенням аланіту.

Утворення зональних кристалів бритоліту з аланітовою облямівкою довкола уявляється закономірним наслідком ліквідаційної та кристалізаційної диференціації магматичного розплаву в Азовській сієнітовій інтрузії.

Ключові слова: бритоліт, аланіт, розплав, ліквідація, кристалізація, Азовська інтрузія.

Вступ. Зональні кристали, внутрішня зона яких складена бритолітом, а зовнішня аланітом (ортитом), трапляються майже в усіх сієнітових масивах Українського щита з рідкіснометальною мінералізацією, де відомі ці мінерали. Такі утворення описані в Ожарському й Яструбецькому масивах [5], відмічені у сієнітах Великої Виски на південній околиці Корсунь-Новомиргородського плутону. Однак найбільше їх у сієнітах Азовського штоку в Приазов'ї, де концентрація бритоліту досягає промислового рівня. Саме наявність бритоліту як головного концентратора рідкісноземельних елементів (REE) та Y робить Азовське Zr-REE родовище, розміщене у межах штоку, унікальним [1]. Не існує єдиної думки щодо генезису таких утворень. Вони розглядаються і як наслідок заміщення бритоліту аланітом, і як продукт реакційної взаємодії бритоліту з навколишніми алюмосилікатами [3, 5, 9].

Мета роботи – показати, що можливий інший механізм утворення таких кристалів.

Характеристика бритоліту. Бритоліт відомий як поширений мінерал Азовського штоку. У рудоносних сієнітах (рудній зоні), на межі між меланократовою та лейкократовою відмінами сієнітів, він один з головних породоутворюючих мінералів. У лейкосієнітах, вище рудної зони, бритоліт не зустрічається, а нижче, в меланосієнітах, міститься в акцесорних кількостях. У рудній зоні бритоліт перебуває в тісній асоціації з цирконом і флюоритом.

Для бритоліту характерні різноманітність виділень, мінливий хімічний склад, фазова та структурна неоднорідність. Ізометричні, коротко- і видовжено-призматичні індивіди бритоліту розміщені повністю або частково всередині великих кристалів анортотлаз-мікропертиту та гастингситу. Ізометричні виділення – кулеподібні, часто чорні або червоні, слабкопрозорі, а видовжено-призматичні кристали – безбарвні та прозорі, наближаються за формою до голчастих. Кулястий бритоліт трапляється всередині кристалів і амфіболу, і лужного польового шпату, видовжені кристали більш характерні для лейкократових ділянок сієнітів (рис. 1).

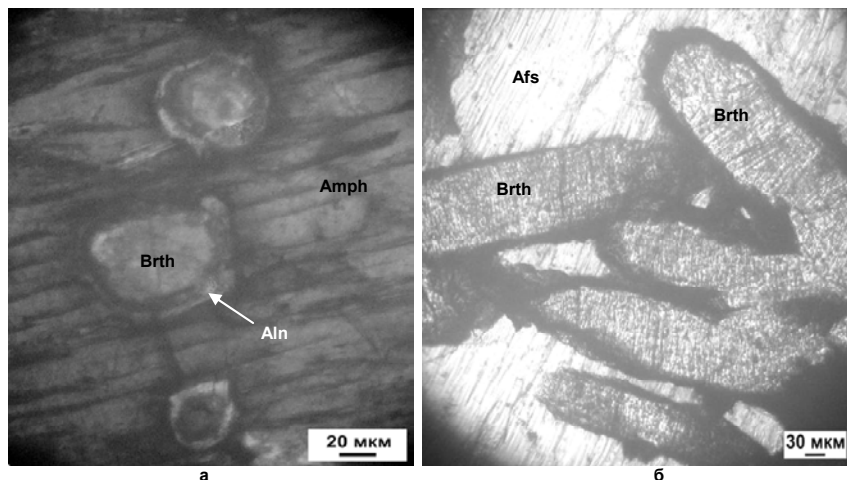


Рис. 1. Кристали бритоліту з облямівками аланіту: ізометричні в амфіболі (а) та видовжено-призматичні в анортотлаз-мікропертиті (б). Мікрофотографія шліфа; ніколи II. Умовні позначення: Brth – бритоліт, Aln – аланіт, Amph – амфібол, Afs – анортотлаз-мікропертит

Повсюдно бритоліт оточений облямівкою з аланіту. Наявність стабільно, що цей факт може бути використаний як діагностична ознака, яка дозволяє відрізнити в шліфах безбарвний бритоліт від подібного апатиту.

На загал, склад мінералу відповідає кристалохімічній формулі $(Ca_{10-x}REE_x)[P_6-xSixO_{24}](F,OH)_2$ [2]. Серед REE переважає Ce, що дозволяє ідентифікувати мінерал як флуорбритоліт-(Ce). У формулі враховано лише вміст видовизначальних елементів, тоді як аналізи розфокусованим зондом показують ширший компонентний склад мінералу, зумовлений наявністю твердофазних включень – різних за розміром, неоднорідних за складом і в різній кількості. Оптично видимими є циркон і флюорит, іноді пірит, у нерозчинному залишку діагностовано монацит. Ізометричні кристалики циркону часто поширені в торцях індивідів бритоліту, або у безпосередній близькості від них. Привертає увагу той факт, що співвідношення бритоліту і включень циркону в ньому в полі зору мікро-

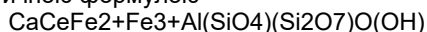
скопа однакове, як це має місце, коли кристалізація відбувається із крапель гомогенного розплаву (рис. 2). Великі включення поодинокі і добре огранені кристалики бритоліту відмічено в цирконі. Дисперсні фази важче піддаються діагностиці, особливо рентгеноаморфні. Їхній якісний склад змінюється по латералі: на одних ділянках домінують оксиди й гідроксиди феруму, на інших – дисперсні включення чевкінітоподібного мінералу, ще на інших домінують REE-флуоркарбонати з монацитом, аж до утворення карбонатних псевдоморфоз по бритоліту. В межах кристалу дисперсні включення розподілені нерівномірно. Спостерігалась закономірна зміна складу включень від центру до периферії, підкреслюючи чітку зональну будову виділень бритоліту. Вміст домішкових фаз не корелює з положенням мінералу в розрізі, щоб можна було пов'язати цей факт зі зміною термодинамічних умов. Слід зазначити, що повні метаморфози флуоркарбонатів по бритоліту не містять аланітової облямівки.



Рис. 2. Кристали бритоліту в анортоклаз-мікропертиті з пропорційними включеннями циркону. Мікрофотографія шліфа; ніколи II. Умовні позначення: Brth – бритоліт, Zrn – циркон, Afs – анортоклаз-мікропертит

Структура бритоліту також неоднорідна. Чорні кулясті виділення частіше ізотропні та рентгеноаморфні, призматичні кристали виявляють чітку анізотропію. Відомі приклади [1], коли аморфною є лише частина кристалу. Варіації розмірів елементарної комірки [1, 9], що перевищують такі для синтетичних зразків і багатьох природних, свідчать, що окрім дисперсних фаз мінерал містить різноманітні ізоморфні домішки, які "розпушують" структуру цього фосфат-силікату. Як варіант, розглядалася аморфізація структури під впливом α -випромінювання, що призвело до "набухання" мінералу внаслідок взаємодії з водовмісним флюїдом [3]. З наявністю радіоактивних елементів пов'язують утворення псевдоморфоз по бритоліту – внаслідок дії на постмагматичній стадії залишкового флюїду на "розпушену" опроміненням кристалічну ґратку бритоліту [9]. Однак деякі факти суперечать такому висновку, а саме: а) у псевдоморфозах спостерігається надлишок оксидів Fe і REE та дефіцит SiO_2 проти розрахункового складу; б) сингенетичний бритоліту циркон, що містить не менше Th, дуже рідко буває аморфним.

Характеристика аланіту. Облямівки цього REE-силікату зі схематичною формулою



постійно оконтурюють виділення бритоліту будь-якої форми, надаючи йому зонального вигляду (див. рис. 1). Складені облямівки індивідами аланіту, довжина яких не перевищує ширини облямівки, орієнтованими відносно граней бритоліту. Індивіди зубчасто виступають у бік вміщуючого амфіболу або польового шпату, зберігаючи порівняно рівні межі з бритолітом. Мінерал, як

правило, анізотропний, з чітким плеохроїзмом у коричневих тонах. У Азовському родовищі відомі виділення аланіту незалежно від бритоліту. Для нього характерне збагачення на REE при дефіциті Al [1].

Іноді аланіт покриває майже всю поверхню кристалу бритоліту, що виглядає як заміщення останнього. Насправді між цими двома мінералами нема реакційної взаємодії, що підтверджують такі факти:

а) контакт аланіту з бритолітом порівняно рівний, тоді як із довколишніми мінералами зазубрений. Такі самі рівні межі характерні для бритоліту всередині скупчень аланіту;

б) індивіди аланіту в облямівці розміщені орієнтовано – паралельно або перпендикулярно до поверхні грані бритоліту. Орієнтовані включення аланітоподібного мінералу, на кшталт структур розпаду, спостерігаються всередині бритоліту, а симплектикоподібні зростки аланіту з бритолітом у периферійних зонах останнього;

в) ширина аланітових облямівок довкола кристалів бритоліту, що контактують або з польовим шпатом, або з амфіболом, однакова у межах штуча;

г) ширина облямівок довкола кристалів, що контактують з амфіболом, завжди більша, ніж довкола таких у польовому шпаті. Якщо кристал бритоліту перетинає межу гастингсита – анортоклаза, то у тій частині, що примикає до амфіболу, облямівка стає вдвічі ширшою (рис. 3);

д) біля вершин кристалів бритоліту облямівка аланіту ширша, ніж довкола граней вертикального поясу. Попри це, кристали зберігають свій гостробірамідальний-призматичний габітус, інтенсивного розчинення голочок кристалів не спостерігається;

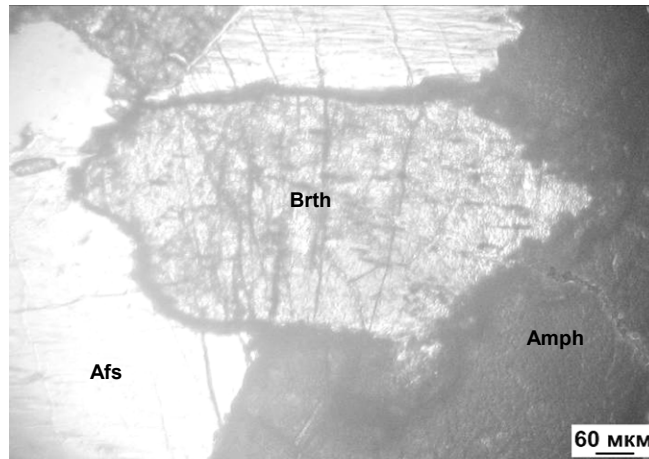


Рис. 3. Кристал бритоїту з облямівкою аланіту, розміщений між анортоклаз-мікропертитом і гастингситом. Облямівка аланіту з боку амфіболу вдвічі ширша. Мікрофотографія шліфа; ніколи II.
Умовні позначення: Brth – бритоїт, Amph – амфібол, Afs – анортоклаз-мікропертит

е) аланітова зона утворюється лише на межі бритоїту з амфіболом або польовим шпатом і відсутня на межі з іншими мінералами (флюоритом, цирконом). Довкола включень бритоїту в цирконі аланітова облямівка не фіксувалася;

є) аланіт – не єдиний мінерал, що формує облямівку довкола бритоїту. Подібні утворення зафіксовані

для флюориту, причому флюоритом складена внутрішня зона облямівки, тоді як зовнішню зону формує аланіт (рис. 4). Траплялися випадки сингенетичної кристалізації флюориту з бритоїтом. Зерна флюориту розгалуженої форми, так само як ізометричні кристалики циркону, часто бувають хаотично інпрегновані в аланітову облямівку.

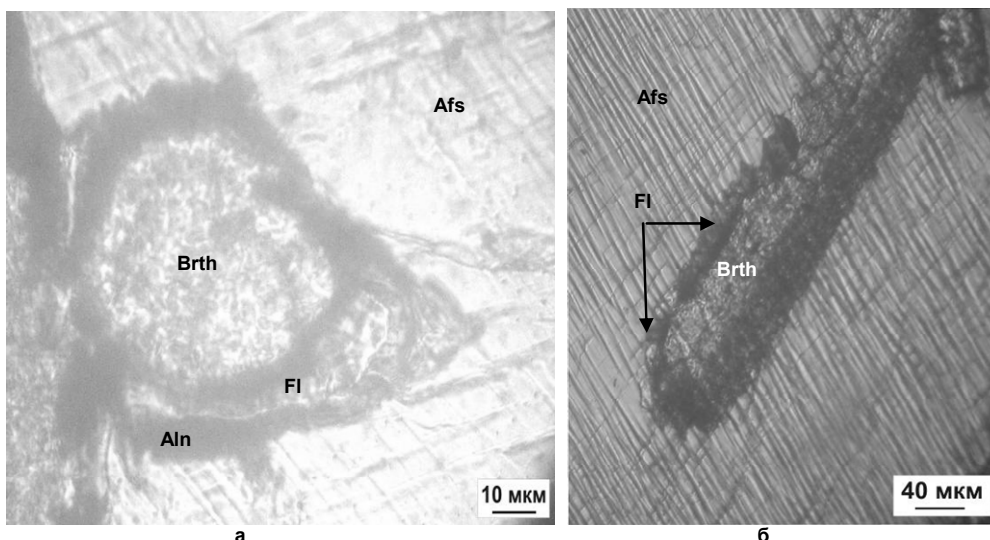


Рис. 4. Облямівки флюориту й аланіту довкола кристалів бритоїту (а, б). Мікрофотографія шліфа; ніколи II.
Умовні позначення: Brth – бритоїт, Aln – аланіт, Fl – флюорит, Afs – анортоклаз-мікропертит

Умови утворення мінералів. Сієніти Азовського штоку – магматичні утворення. Це підтверджують знахідки включень розплаву в цирконі [4], анортоклаз-мікропертиті [7], флюориті [8]. Температура кристалізації циркону перевищувала 1000°C , магматичного флюориту – вище 800°C , а утворення анортоклазу не могло відбутися нижче 700°C [1]. Бритоїт сингенетичний циркону, отже його температура утворення також перевищувала 1000°C . Щодо аланіту, то прямих визначень температури його кристалізації нема, однак вона не може бути нижчою за таку для анортоклазу. Найімовірніше, що вона близька до температури кристалізації магматичного флюориту, який разом з аланітом формує облямівку. Отже, обидва мінерали – і бритоїт, і аланіт – належать до високотемпературних мінералів сієнітів. Щодо тиску, то він визначається умовами утворення анортоклазу й оцінюється межами $>200<500$ МПа [2].

Характерна особливість Азовської інтрузії – сильна гетерогенізація магматичного розплаву, спричинена ступінчастими ліквідаційними процесами. Вона підтверджена знахідками включень сингенетичних розплавів у анортоклаз-мікропертиті [7] і флюориті [6, 8], які свідчать про розділення вихідного магматичного розплаву на сольову й силікатну складові, а останньої – на лужноалюмосилікатну й фероалюмосилікатну. Факт незмішуваності розплавів підтверджує також форма включень сольових мінералів (бритоїту, флюориту) в силікатних – у вигляді крапель, глобул, закруглених кристалів (рис. 5). Нестабільний склад законсервованих у включеннях лікватів свідчить про неодноразову (ступінчасту) гетерогенізацію залишкового розплаву на тлі зміни РТХ-параметрів у середовищі мінералоутворення й кристалізації головних мінералів.

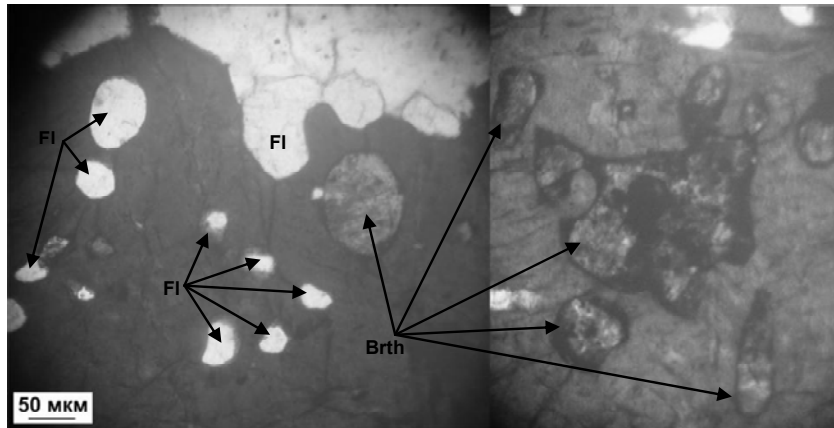


Рис. 5. Кулясті виділення флюориту й бритоліту в амфіболі як кристалізація ліквацийних крапель фторидного й фосфатного розплавів. Мікрофотографія шліфа; ніколи II. Умовні позначення: Brth – бритоліт, FI – флюорит

Обговорення. Можливість утворення аланіту як реакційного мінералу на межі двох флюїдів не викликає заперечення. Як правило, це продукт взаємодії флюїдів, збагачених на REE, з такими, що містять Al, оскільки Al – домінуючий елемент для мінералів групи епідоту, до якої належать аланіти. Окрім Al для утворення аланіту необхідні Fe, Ca, Si і H₂O (або водень). Тому цілком закономірно, що облямітки аланіту зафіксовані в породах лужних масивів Українського щита довкола інших безалюмінієвих мінералів, збагачених на REE і Ca (кальциту, апатиту), що контактують з польовими шпатами [5]. Питання полягає у тому, чи спричинена поява облямітки аланіту заміщенням кристалів бритоліту постмагматичним флюїдом, чи її утворення – це одна із стадій кристалізації магматичного розплаву? Перша гіпотеза допускає кристалізацію бритоліту й наступне його розчинення одним із трьох типів флюїду: а) алюмосилікатним магматичним розплавом; б) постмагматичним Al-насиченим флюїдом; в) постмагматичним Al-ненасиченим флюїдом, що розчиняв також алюмосилікат (польовий шпат, амфібол). Аланіт, з точки зору цієї гіпотези, є закономірним наслідком кристалізації продуктів розчинення. Можливість такої схеми ймовірна, однак лише в локальному масштабі, оскільки ніяких ознак суттєвого розчинення ані бритоліту, ані алюмосилікатів на контакті не спостерігається.

На нашу думку, формування аланітової облямітки довкола кристалів бритоліту – це закономірний процес розділення й кристалізації магматичного розплаву в Азовській інтрузії. Підмічено [4], що перші краплі сольового розплаву, що виділялися з магми, мали силікатно-фторидно-фосфатний склад і були збагачені на Zr, REE, Ca і Fe, що породило тісний парагенезис трьох головних мінералів руди: циркону, бритоліту й флюориту. Осадження циркону та подальша ліквідація привели до утворення крапель окремо фторидного і окремо силікатно-фосфатного (збагаченого на Fe) сольового розплаву, що стали материнськими для флюориту й бритоліту відповідно (див. рис. 5). Одночасно відбувалося розшарування силікатного розплаву на фероалюмосилікатний і лужноалюмосилікатний, з яких кристалізувалися фемічні (амфібол) і салічні (польовий шпат) мінерали. Тому склад крапель сольового ліквату дещо коливався залежно від місцезнаходження в розплаві. Дуже висока температура кристалізації й невеликий тиск сприяли входженню у структуру бритоліту багатьох домішкових елементів, в першу чергу, Fe, можливо, Ti. Зі зниженням температури така "розпушена" структура стає метастабільною. Вона не може існувати й, природно, стає рентгеноаморфною або позбавляється надлишко-

вих компонентів, скидаючи їх у дефекти. Тривимірні дефекти, що виникли у даному випадку, – це твердофазні включення у бритоліті, головню, оксиди феруму.

Навіть за умов високої температури, структура бритоліту не змогла вмістити всі компоненти сольового ліквату. Залишковий розплав, збагачений на Fe і REE, концентрувався довкола кристалів бритоліту у вигляді плівки фемічного флюїду. Менш ймовірно, що утворення такої плівки могло відбутися раніше, до кристалізації бритоліту, як наслідок подальшого розділення силікатно-фосфатного розплаву, збагаченого на Fe, на дві рідини: салічну (материнська для бритоліту) і фемічну. Оскільки тоді у місцях скупчення кристалів бритоліту (див. рис. 1, б), замість індивідуальних обляміток довкола кожного кристалу, утворилася б одна облямітка довкола бритолітового агрегату як наслідок злиття плівкових розплавів. Так чи інакше, внаслідок взаємодії залишкового фемічного розплаву "соляних крапель" з довоколишнім алюмосилікатним викристалізувалася облямітка аланіту.

Що стосується обляміток флюориту довкола бритоліту (див. рис. 4), то вони зафіксували кристалізацію крапель розплаву силікатно-фторидно-фосфатного складу, що відділилися від силікатного на ранніх стадіях утворення руди. Цю думку підтверджує той факт, що на цій ділянці ми маємо багаті циркон-бритолітові руди, тоді як на інших ділянках багаті цирконові й бритолітові руди розділені у просторі.

Висновки. Таким чином, у світлі викладених фактів, бритоліт і аланіт є магматичними мінералами, які кристалізувалися із крапель сольового розплаву, що ступінчасто відділявся від фероалюмосилікатного та лужноалюмосилікатного. Склад відокремленого сольового розплаву, відповідно до зміни РТ-параметрів у магматичному середовищі, змінювався від силікатно-фторидно-фосфатного до силікатно-фосфатного, надмірно збагаченого на Fe. Після кристалізації бритоліту залишився фемічний розплав, що плівкою оточував його кристали. Внаслідок взаємодії залишкового розплаву, збагаченого на Fe і REE, із довоколишнім алюмосилікатним (фероалюмосилікатним або лужноалюмосилікатним), утворилася облямітка аланіту довкола кожного кристалу бритоліту. Отже, утворення зональних кристалів бритоліту уявляється закономірним наслідком ліквацийної та кристалізаційної диференціації магматичного розплаву сієнітів.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ:

1. Азовское редкоземельное месторождение Приазовского мегаблока Украинского щита (геология, минералогия, геохимия, генезис, руды, комплексные критерии поисков, проблемы эксплуатации) / Е. М. Шеремет, В. С. Мельников, С. Н. Стрекозов и др. – Донецк : Ноулидж, 2012. – 374 с.

2. Азовское цирконий-редкоземельное месторождение: минералогические и генетические особенности / В. С. Мельников, Д. К. Возняк, Е. Е. Гречановская и др. // *Мінерал. журн.* – 2000. – 22, № 1. – С. 42–62.

3. Гетерогенність бритооліту Азовського родовища (Східне Приазов'я) / В. С. Мельников, О. Є. Гречановська, В. В. Груба та ін. // *Мінерал. журн.* – 2007. – 29, № 3. – С. 14–24.

4. К условиям образования Азовского цирконий-редкоземельного месторождения (по флюидным включениям в цирконе рудной зоны) / Д. К. Возняк, В. С. Мельников, В. И. Павлишин, А. А. Кульчицкая // *Геологія і магматизм докембрію Українського щита.* – К., 2000. – С. 140–142.

5. Кривдик С. Петрология щелочных пород Украинского щита / С. Кривдик, В. Ткачук. – К.: *Наук. думка*, 1990. – 401 с.

6. Кульчицкая Г. О. Флюїдні включення у флюориті з сієнітів Азовського штоку (Східне Приазов'я) / Г. О. Кульчицкая // *Записки Українського мінералогічного товариства.* – 2007. – Т. 4. – С. 49–66.

7. Кульчицкая Г. О. Включення закристалізованих розплавів у анортклазі-мікропертиті з сієнітів Азовського штоку (Український щит) / Г. О. Кульчицкая, В. С. Мельников // *Мінерал. журн.* – 2008. – 30, № 4. – С. 21–40.

8. Кульчицкая Г. О. Генетичні типи флюориту в Азовському родовищі / Г. О. Кульчицкая, В. С. Мельников // *Мінералогічний збірник.* – 2002. – 1, № 52. – С. 61–67.

9. Мельников В. С. Псевдоморфное замещение бритоолита Азовского цирконий-редкоземельного месторождения: роль метамиктности и метасоматоза / В. С. Мельников, Е. Е. Гречановская // *Мінерал. журн.* – 2010. – 32, № 3. – С. 11–21.

REFERENCES:

1. Sheremet E. M., Mel'nikov V. S., Strekozov S. N., Kozar N. A., Voznjak D. K., Kul'chickaja A. A. et al. (2012). The Azov Rare-Earth Deposit of the Azov Sea

Region megablock of Ukrainian Shield (geology, mineralogy, geochemistry, genesis, problems of exploitation). Donetsk: Knowledge. [in Russian].

2. Mel'nikov V. S., Voznjak D. K., Grechanovskaja E. E., Gurskij D. S., Kul'chickaja A. A., Strekozov S. N. (2000). The Azov zirconium-rare-earth Deposit: mineralogical and genetic features. *Mineralogical journal*, 22(1), 42–62. [in Russian].

3. Melnykov V. S., Hrechanovska O. Ye., Hrubá V. V., Kulchytska H. O., Strekozov S. M., Khomenko V. M. (2007). Heterogeneity of britholite of the Azov stock (East Peri-Azovian region). *Mineralogical journal*, 29(3), 14–24. [in Ukrainian].

4. Voznjak D. K., Mel'nikov V. S., Pavlishin V. I., Kul'chickaja A. A. (2000). To the conditions of formation the Azov zirconium-rare-earth Deposit (by fluid inclusions in zircon of ore zones). (pp. 140–142). *Geology and Precambrian magmatism of the Ukrainian Shield.* [in Russian].

5. Krivdik S. G., Tkachuk V. I. (1990). Petrology of the alkaline rocks of the Ukrainian shield. Kyiv: *Nauk. dumka*. [in Russian].

6. Kulchytska H. O. (2007). Fluid inclusions in fluorite from syenites of Azov stock (East Peri-Azovian region). Notes of the Ukrainian mineralogical society, 4, 49–66. [in Ukrainian].

7. Kulchytska H. O., Melnykov V. S. (2008). Inclusions of crystallize melts in anorthoclase-mikroperitite from syenites of Azov stock (Ukrainian Shield). *Mineralogical journal*, 30(4), 21–40. [in Ukrainian].

8. Kulchytska H. O., Melnykov V. S. (2002). Genetic types of fluorite in Azov Deposit. *Mineralogical collection*, 1(52), 61–67. [in Ukrainian].

9. Mel'nikov V. S., Grechanovskaja E. E. (2010). Pseudomorphic replacement of britholite in Azov zirconium-rare-earth deposits: the role of metamict and metasomatism. *Mineralogical journal*, 32(3), 11–21. [in Russian].

Надійшла до редколегії 08.10.16

Kulchytska G., Dr. Sci. (Geol.), Senior Researcher

E-mail: kulchec@ukr.net, Tel.: +38(068)187-94-93

Gerasimets I., Postgraduate Student

E-mail: Herasimets@i.ua, Tel.: +38(096)642-33-28

M. P. Semenok Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation

National Academy of Sciences of Ukraine

34, Acad. Palladina Ave., Kyiv – 142, 03680, Ukraine

ZONAL CRYSTALS OF BRITHOLITE: METASOMATISM OR CRYSTALLIZATION?

In syenites massifs of the Ukrainian Shield with rare-metal mineralization frequently zoned crystals have been observed, inner zone of which is composed of britholite and external one of allanite. More britholite is contoured by allanite in syenites of Azov stock in Peri-Azovian region, where this mineral forms commercial accumulations. Genesis of these formations was considered as a consequence of the replacement of britholite post-magmatic fluids, as a reaction product of britholite with surrounding aluminosilicates. The aim of this article is to propose another possible mechanism for the formation of zoned crystals of britholite in syenites of Azov intrusion.

Salient features of britholite from syenites of Azov stock are a variety of secretions, variable chemical composition, phase and structural heterogeneity. Phase heterogeneity is emphasized by a large amount of solid-phase inclusions, crystalline and amorphous, including many iron oxides. Everywhere, britholite is contoured by rims of quartz the width of which on the border with amphibole is twice wider than the same one on the verge of alkali feldspar. Fluorite is attached to allanite in rims in ore zone. The article presents a number of facts showing no reaction of interaction between britholite and allanite and the presence of such with the host aluminosilicates.

Attention is paid to britholite crystallization conditions. This is one of the earliest syenites minerals formed in conditions of high temperature (over 1000 °C) and pressure (500–200 MPa) due to heavy heterogenization melt caused by liquation processes. It is assumed that britholite is formed from individual drops of the salt melt silicate-fluoride-phosphate and silicate-phosphate composition, separated from the aluminosilicate melt. Fe-rich melt remains in liquates after crystallization britholite interacted with the surrounding aluminosilicate melt to form allanite.

The formation of zonal crystals britholite with allanite rims around appears to be a natural consequence liquation and crystallization differentiation of magmatic melt in the Azov syenites intrusion.

Keywords: britholite, allanite, melt, liquation, crystallization, Azov intrusion.

Кульчицкая А., д-р геол. наук, ст. науч. сотрудник,

E-mail: kulchec@ukr.net, тел. моб.: +38(068)187-94-93,

И. Герасимец, асп.,

E-mail: Herasimets@i.ua, тел. моб.: +38(096)642-33-28,

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. М.П. Семененко

Национальной Академии наук Украины,

просп. Акад. Палладина, 34, г. Киев-142, 03680, Украина

ЗОНАЛЬНЫЕ КРИСТАЛЛЫ БРИТОЛИТА: МЕТАСОМАТОЗ ИЛИ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ?

В сиенитовых массивах Украинского щита с редкометальной минерализацией неоднократно отмечались зональные кристаллы, внутренняя зона которых составлена бритоолитом, а внешняя алланитом (ортитом). Больше бритоолита, оконтуренного алланитом, в сиенитах Азовского штока, что в Приазовье, где этот минерал образует промышленные скопления. Генезис таких образований рассматривался и как следствие замещения бритоолита постмагматическими флюидами, и как продукт реакционного взаимодействия бритоолита с окружающими алюмосиликатами. Цель данной работы – предложить другой возможный механизм формирования зональных кристаллов бритоолита в сиенитах Азовской интрузии.

Характерными особенностями бритоолита из сиенитов Азовского штока являются разнообразие выделений, изменчивый химический состав, фазовая и структурная неоднородности. Фазовая неоднородность подчеркнута большим количеством разнообразных твердофазных включений, кристаллических и аморфных, среди которых много оксидов железа. Бритоолит повсеместно оконтурен окаймлениями алланита, ширина которых на границе с амфиболом вдвое шире, чем таковая на границе с щелочным полевым шпатом. В рудной зоне к алланиту в каймах приобщается флюорит. В статье приведен ряд фактов, свидетельствующих об отсутствии реакционного взаимодействия между бритоолитом и алланитом и наличие такового с вмещающими алюмосиликатами.

Привлечено внимание к условиям кристаллизации бритоолита. Это один из ранних минералов сиенитов, образовавшийся в условиях высокой температуры (более 1000 °C) и давления (500–200 МПа) на фоне сильной гетерогенизации расплава, вызванной ликвационными процессами. Предполагается, что бритоолит образовался из отдельных капель солевого расплава силикатно-фторидно-фосфатного и силикатно-фосфатного состава, отделившихся от алюмосиликатного расплава. Обогащенный Fe расплав, оставшийся в ликватах после кристаллизации бритоолита, взаимодействовал с окружающим алюмосиликатным расплавом с образованием алланита.

Образование зональных кристаллов бритоолита с алланитовой каймой вокруг представляется как закономерное следствие ликвационной и кристаллизационной дифференциации магматического расплава в Азовской сиенитовой интрузии.

Ключевые слова: бритоолит, алланит, расплав, ликвация, кристаллизация, Азовская интрузия.

УДК 549 : 550.4 : 553.31 (477.63)

Д. Прилепа, асп.,
E-mail: prilepa.dm@gmail.com,
В. Євтєхов, д-р геол.-мінералог. наук, проф.,
E-mail: evtekhov@gmail.com,
Е. Часова, канд. хім. наук, доц.,
E-mail: ella.chasova@yandex.ru,
Криворізький національний університет
вул. Пушкіна, 37, м. Кривий Ріг, 50002, Україна

ГЕОХІМІЧНИЙ ФАКТОР ЛОКАЛІЗАЦІЇ МАРШАЛІТІВ КОРИ ВИВІТРЮВАННЯ МАГНЕТИТОВИХ КВАРЦИТІВ КРИВОРІЗЬКОГО БАСЕЙНУ

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

Маршаліти мають значне поширення в корі вивітрювання залізорудної товщі Криворізького басейну: їх кількість локально досягає 20% від загального об'єму гематитових кварцитів – продуктів вивітрювання первинних магнетитових кварцитів. Необхідність всебічного дослідження маршалітів обумовлена оцінкою гіпергенно змінених залізистих кварцитів як перспективної сировини для виробництва залізорудного (гематитового) концентрату.

Геологічні спостереження були проведені авторами в межах Південного залізорудного району Кривбасу (Скелюватське та Валявкинське родовища), де розташовані найбільші поклади гематитових кварцитів із загальними запасами понад 2 млрд т. Вони розташовані в четвертому, п'ятому та шостому залізистих горизонтів саксаганської світи.

Понад 90% тіл маршалітизованих гематитових кварцитів приурочені до верхньої частини кори вивітрювання залізистих кварцитів – від поверхні вивітрювання залізисто-кременистої формації на глибину до 100 м. Вздовж розломів, шарнірних частин синклінальних складок та інших тектонічних порушень спостерігається утворення малопотужних (до 20–30 м) лінійних зон маршалітизації на глибину до 200 м.

До головних факторів локалізації маршалітів, крім стратиграфічного та тектонічного, відноситься геохімічний. Гематитемісні маршаліти утворювались внаслідок часткового розчинення кварцу та винесення кремнезему під впливом лужних гіпергенних розчинів. Підвищеної лужності метеорні води набували після проникнення крізь кальцит-і доломітємісні осадові породи кайнозойського чохла, який перебиває товщу залізисто-кременистої формації. Дослідження рН розчинів показали, що він змінюється від 6–6,5 для дощової води до 9–9,5 на межі осадового чохла та вивітрених залізистих кварцитів. Нижче розташована зона маршалітизації, в розрізі якої спостерігається зменшення рН до 7–7,5 на глибині 70–100 м. З насичених кремнеземом гіпергенних розчинів відбувається осадження SiO₂ у пористих гематитових кварцитах нижче зони маршалітизації з утворенням гіпергенних вторинних кварцитів, глибина верхньої межі поширення яких коливається від 70–100 до 100–150 м, рахуючи від поверхні вивітрювання залізорудної товщі.

Ключові слова: залізисто-кремениста формація, Криворізький басейн, кора вивітрювання, гематитові кварцити, маршаліти.

Вступ. Залізорудні родовища Криворізького басейну розробляються з 1881 р. За час, що минув, змінювались промислові види руд, які видобувались. Від початку експлуатації родовищ до 50-х років ХХ ст. це були багаті (загальний вміст заліза понад 46 мас.%) бурозалізнякові (мартит-гетитові), гематитові (залізнослюдокомартинові, мартитові, дисперсногематит-мартитові, дисперсногематитові) та магнетитові руди [1]. На початку ХХ ст. було вичерпано поклади бурозалізнякових багатих руд, наприкінці ХХ ст. – багатих магнетитових руд. Нині продовжується видобуток підземним способом (шахтами) багатих гематитових руд. З 1955 р. розпочався видобуток бідних магнетитових руд (магнетитових кварцитів) – вихідної сировини гірничозбагачувальних комбінатів (ГЗКів) для виробництва залізорудного концентрату. В теперішній час магнетитові кварцити є провідним за об'ємом видобутку видом залізорудної сировини Кривбасу. Відпрацювання рудних покладів спричинило суттєве зменшення розвіданих запасів руд. На 1 січня 2016 р. детально розвідані та підготовлені до видобутку запаси багатих руд становили близько 1 млрд т в інтервалі глибин від сучасної (1300–1500 м) до економічно обгрунтованої максимальної (2500 м) глибини добувних робіт. Загальні запаси розвіданих покладів бідних магнетитових руд усіх п'яти ГЗКів Кривбасу становили на цю дату близько 5 млрд т.

Для частини ГЗКів (Центральний, меншою мірою, Північний, Новокриворізький, Інгулецький) протягом останніх років загострилась проблема забезпечення оптимальним об'ємом залізорудної сировини необхідної якості. Кардинальному розв'язанню її сприятиме залучення до експлуатації покладів бідних гематитових руд (гематитових кварцитів), які є продуктом вивітрювання первинних магнетитових кварцитів залізистих горизонтів саксаганської світи. Як і магнетитові кварцити, гематитові потребують збагачення. Їх ресурси, рахуючи від поверхні залізисто-кременистої формації до

глибини 2500 м, у межах гірничих відводів діючих добувних підприємств оцінюються, за різними даними, від 30 до 50 млрд т.

Актуальність проблеми. Маршаліти значно поширені в корі вивітрювання порід залізисто-кременистої формації Криворізького басейну [1–3, 5–6]. Їхня кількість у окремих ділянках досягає 20% від загального об'єму покладів гематитових кварцитів. Починаючи з 70-х років ХХ ст., гематитові кварцити досліджуються як вихідна сировина для виробництва залізорудного (гематитового) концентрату. Масштаби прояву покладів гематитових кварцитів визначаються впливом двох головних чинників: 1) мінерального складу первинних залізистих порід та 2) глибини поширення гіпергенних розчинів. Значення першого чинника полягало в локалізації покладів гематитових кварцитів у межах залізистих горизонтів з найбільш високим вмістом заліза в складі порід та кількісним переважанням безсилікатних (залізнослюдокомартинових, магнетитових) кварцитів над силікат-(карбонат)-вмісними (силікат-(карбонат)-магнетитовими, магнетит-(карбонат)-силікатними) кварцитами. Роль другого чинника визначалась глибиною проникнення гіпергенних розчинів вглиб масивів первинних магнетитових кварцитів. У межах різних залізорудних районів Кривбасу останній показник суттєво відрізняється. Найбільшим він є у Саксаганському (Центральному) залізорудному районі, де розташовані всі родовища багатих гематитових руд. Глибина нижньої межі покладів гематитових кварцитів тут становить 1000–2000 м, локально перевищує 2500 м. У північному та південному напрямках цей показник суттєво зменшується. В розташованих на південь від Саксаганського району Валявкинському, Східно-Валявкинському, Скелюватському родовищах Південного залізорудного району та Рахманівському, Інгулецькому родовищах Лихманівського (Інгулецького) залізорудного району його значення коливається в межах 100–1000 м. Мінімальне поширення кори вивітру-

вання магнетитових кварцитів (до глибини 200 м) характерне для Ганнівського, Первомайського родовищ Північного залізородного району.

Крім кількісної характеристики, важливою є також якість гематитових кварцитів, яка визначається їхнім хімічним складом та фізичними, технічними характеристиками. Головні показники хімічного складу – загальний вміст заліза (Feзаг.) та вміст заліза в складі мінералів, які вилучаються при збагаченні (мартит, залізна слюдка, гетит, реліктовий магнетит – Feгем., Feгідр., Feмагн.). Найважливішою технічною характеристикою є міцність гематитових кварцитів, від якої залежить ефективність їх дроблення, подрібнення, розкриття рудних і нерудних мінералів.

Важливий показник якості руд – стабільність зазначених параметрів. Їхня висока варіативність спричиняє нестабільність роботи технологічного обладнання, низьку якість корисного кінцевого продукту – концентрату, значні втрати корисного компоненту у відходах збагачення. Присутність маршалітів у складі покладів бідних гематитових руд є одним з головних проявів їхньої неоднорідності. Маршалітизація гематитових кварцитів супроводжується частковим розчиненням периферійних частин індивідів кварцу, зменшенням через це їхньої міцності і, як наслідок, – схильності гематитових кварцитів до подрібнення при рудопідготовці. Крім того, у зв'язку з маршалітизацією відбувається часткове розчинення гематиту та винесення заліза за межі тіл маршалітів.

Беручи до уваги, що маршаліти складають значну частину об'єму покладів гематитових кварцитів і відрізняються відносно низькими показниками вмісту заліза та міцності, наявності у гематитовій сировині цього компоненту необхідно враховувати при геологічному, мінералогічному, технологічному картуванні покладів, обґрунтуванні оптимальних технологій видобутку гематитової сировини, усереднення рудного матеріалу перед подачею на збагачувальні фабрики та виробництва гематитового концентрату.

Вихідний матеріал і методи досліджень. Геологічні дослідження були проведені авторами в межах Скелюватського та Валявкінського родовищ Південного залізородного району Кривбасу. Поклади гематитових кварцитів тут розташовані в четвертому, п'ятому та шостому залізистих горизонтах саксаганської світи. Польові спостереження та мінералогічне опробування проводились у техногенних відслоненнях кар'єрів Південного та Новокириворізького гірничозбагачувальних комбінатів. Було відібрано 212 проб гематитових кварцитів, у тому числі, маршалітизованих різновидів. З матеріалу всіх проб було виготовлено прозорі й поліровані шліфи, які використовувались для визначення мінерального складу та особливостей структури, текстури бідних гематитових руд. Вивчались також показники лужності гіпергенних розчинів, під впливом яких відбувається маршалітизація гематитових кварцитів. Протягом осінньо-зимово-весняного періоду 2015 р. було відібрано

но 103 проби води на різних гіпсометричних горизонтах кар'єрів – від поверхні гіпергенних змін порід залізисто-кременистої формації до глибини 300 м (уступи кар'єрів від +90 до -210 м). Для порівняння відбирались також проби дощової води. Виміри рН розчинів проводились стандартним методом з використанням рН-метра.

Результати досліджень та їх аналіз. У роботах попередніх дослідників [1, 3–4] наголошувалось, що утворення маршалітів відбувається внаслідок проникнення до масивів залізистих кварцитів лужних розчинів – гіпергенних або гіпогенних. Під їхнім впливом індивіди та агрегати кварцу зазнають часткового розчинення. Кремнезем переходить до розчинів і виноситься за межі зон маршалітизації.

Результати польових спостережень авторів показали, що у вертикальному розрізі кори вивітрянні четвертого, п'ятого, шостого залізистих горизонтів Скелюватського та Валявкінського родовищ понад 90% тіл маршалітизованих гематитових кварцитів тяжіють до верхньої частини кори вивітряння залізистих кварцитів – від поверхні вивітряння залізисто-кременистої формації на глибину до 100 м. Це відповідає гіпсометричним горизонтам кар'єрів +60 до -30 м. Уздовж розломів, шарнірних частин синклінальних складок та інших тектонічних порушень спостерігається утворення малопотужних (до 20–30 м) лінійних зон маршалітизації на глибину до 200 м. Нижче поширення маршалітів різко зменшується, на зміну їм приходять зони гіпергенного окварцювання гематитових кварцитів.

Мікроскопічні дослідження, виконані з використанням 212 прозорих та 212 полірованих шліфів, показали, що гематитові кварцити на 50–60 об'ємн.% складені кварцом. Процес маршалітизації в його агрегатах розпочинається з точок контакту зближених 3–4 індивідів (рис. 1–б). У подальшому розчинення індивідів відбувається також по лініях контактів кристалів (рис. 1–в, 2–а). За умови активного прояву процесу, індивіди кварцу набували округлих форм (рис. 1–д), гематитові кварцити перетворювались на так звані гематит-кварцові "сипучки" або "шелестухи".

Маршалітизація відбувалась під впливом метеорних розчинів підвищеної лужності. Результати дослідження розрізу порід залізисто-кременистої формації та перекиваючих їх осадових порід кайнозойського чохла показали, що в складі останнього присутні верстви та лінзи вапняковистих суглинків (потужність 5–30 м), мергелів (0–5 м) та вапняків (1–12 м). Автори зробили припущення, що дощові та снігові води після проникнення крізь карбонатвмісні осадові породи в присутності вуглекислоти могли розчиняти карбонат кальцію, переводити його до розчину у формі бікарбонату, що сприяло підвищенню лужності метеорних вод. Для підтвердження цієї думки було досліджено показники лужності тріщинних вод з осадових порід і гіпергенно змінених залізистих кварцитів.

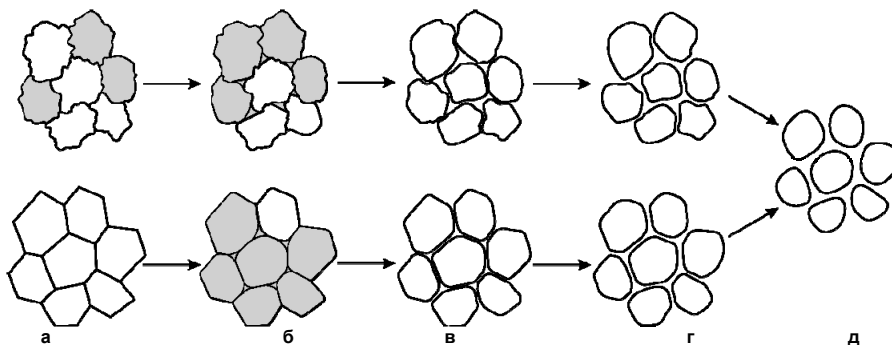


Рис. 1. Стадійність (а-д) зміни структури агрегатів кварцу та морфологія його індивідів у зв'язку з маршалітизацією

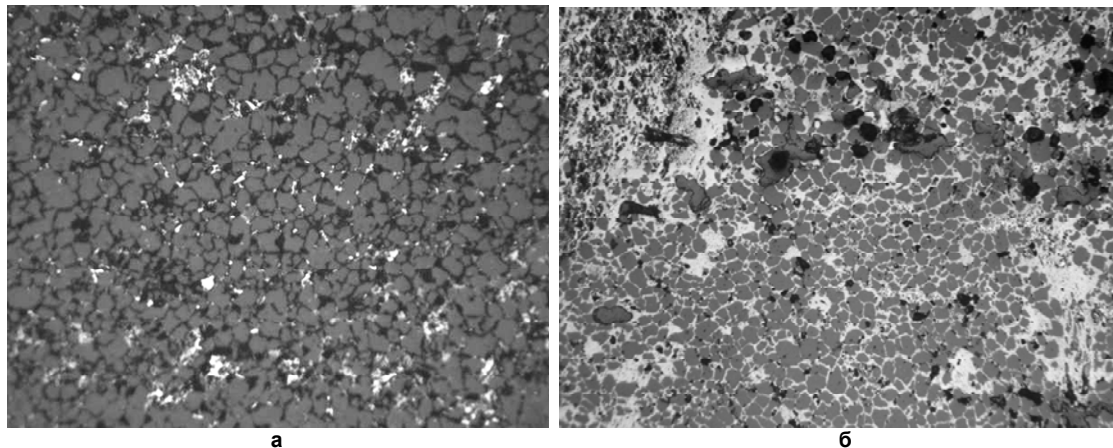


Рис. 2. Структура маршалітизованого гематитового кварциту (а) та петельчаста структура гетитизованого різновиду маршаліту (б)

За даними визначення рН метеорних розчинів, їхня лужність помітно змінюється у вертикальному розрізі осадової товщі й масиву гематитових кварцитів. Показники рН дощової води були досить стабільними, коливання їх становило 6,0–6,5 (табл. 1, рис. 3). Близькі показники (6,3–6,8) було зафіксовано для води, виділеної з рослинно-грунтового шару. З глибиною при проникненні води до верстви вапняковистих суглинків

відбувалося суттєве зростання показника рН – до 7,4–8,0. Ще більшої лужності вода набувала у верствах мергелів (8,3–8,8) та вапняків (9,2–9,8). У всіх досліджених розрізах осадового чохла максимальної лужності вода набувала поблизу його нижньої межі на контакті з нижче розташованими масивами гіпергенно змінених гематитових кварцитів.

Таблиця 1

Показники рН підземних вод осадового чохла та кори вивітрювання порід четвертого, п'ятого та шостого залізистих горизонтів Скелюватського та Валявкінського родовищ

| Різновиди води | рН розчинів | | |
|--|----------------------|---------------------|-------------------|
| | максимальні значення | мінімальні значення | середні показники |
| дощова вода | 6,52 | 6,01 | 6,38 |
| вода рослинно-грунтового шару | 6,82 | 6,27 | 6,53 |
| вода вапняковистих суглинків | 8,03 | 7,42 | 7,82 |
| вода мергелів | 8,81 | 8,29 | 8,61 |
| вода вапняків | 9,76 | 9,24 | 9,37 |
| вода гетитизованих гематитових маршалітів | 8,78 | 8,19 | 8,60 |
| вода гематитових маршалітів | 8,37 | 7,82 | 8,15 |
| вода слабомаршалітизованих гематитових кварцитів | 7,45 | 7,08 | 7,24 |
| вода гіпергенно окварцованих гематитових кварцитів | 6,79 | 6,31 | 6,55 |
| вода незмінених гематитових кварцитів | 7,24 | 6,88 | 7,07 |

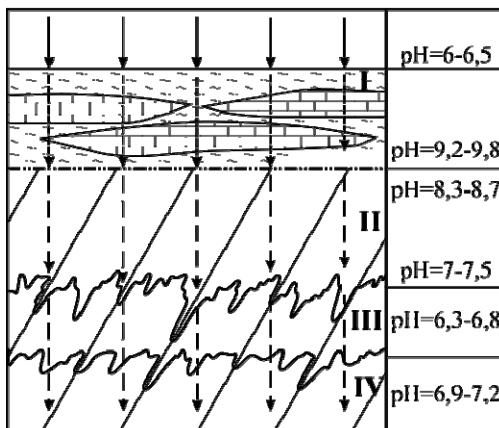
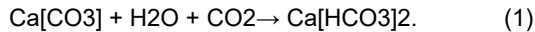
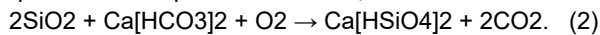


Рис. 3. Зміна рН метеорних розчинів на різних гіпсометричних рівнях розрізу осадових порід і кори вивітрювання залізистих кварцитів: I – осадові породи (вапняки та вапняковисті суглинки), II – маршалітизовані гематитові кварцити, III – гіпергенно окварцовані гематитові кварцити, IV – незмінені гематитові кварцити

Підвищення лужності метеорних розчинів можна пов'язувати з розчиненням карбонату кальцію [4], присутнього в складі згаданих вище осадових порід у вигляді кальциту або доломіту. В присутності насиченої вуглекислою води карбонат кальцію переходить у бікарбонат (1), розчин якого характеризується показником рН близько 9,0:



Потрапляючи до кори вивітрювання залістистих кварцитів, насичений атмосферним киснем розчин бікарбонату кальцію реагує з кремнеземом кварцу, утворюючи розчинний біортосилікат кальцію:



Одночасно з розчиненням кварцу відбувається також часткова мобілізація заліза, яке входить до складу гематиту та реліктових магнетиту, силікатів, карбонатів. Максимальна активність цього процесу характерна для найбільш високих гіпсометричних рівнів кори вивітрювання залістистих кварцитів. У розрізах досліджених родовищ це відповідає відміткам від +60 до +30 м. Через високу фугітивність кисню в метеорних розчинах двовалентне залізо, яке міститься в складі цих мінералів, переходить у тривалентну форму. Наслідком міграції колоїдного розчину гідроксиду заліза є заповнення пор, тріщин та інших порожнин гетитом (рис. 2–6). Це спричиняє зменшення пористості маршалітів на рівні верхніх гіпсометричних горизонтів.

Частина кремнезему, яка за реакцією (2) переводиться до розчину у вигляді біортосилікату кальцію, виноситься за межі зон маршалізації. рН розчину з глибиною поступово зменшується; поблизу нижньої межі маршалізації гематитових кварцитів цей показник становить 7,0–7,5. Внаслідок зменшення лужності розчинів з глибиною їхня маршалітизуюча дія послаблюється. На глибині близько 100 м від поверхні вивітрювання порід залістисто-кременистої формації гематитові маршаліти змінюються слабо маршалітованими гематитовими кварцитами.

Нижче зони слабкої маршалізації у зв'язку зі зменшенням рН розчинів до 6,3–6,8 відбувається осадження розчиненого в них кремнезему у вигляді кварцу, іноді халцедону або опалу, які заповнюють каверни, тріщини та інші порожнини в гематитових (залізнослюдко-мартинових, мартитових, дисперсногематит-мартитових) кварцитах. Утворюються гіпергенно окварцовані різновиди, для яких характерні підвищена міцність та більш низький вміст заліза порівняно з незміненими гематитовими кварцитами.

Висновки:

1. Тіла гематитових кварцитів кори вивітрювання залістисто-кременистої формації родовищ Криворізького басейну, які в теперішній час досліджуються як поклади перспективної залізорудної сировини, характеризуються неоднорідністю будови та варіативністю вмісту заліза. Одна з причин цього – маршалітизація гематитових кварцитів;

2. Причиною маршалітизації є вплив на гематитові кварцити метеорних розчинів підвищеної лужності (рН 9–10). Таких показників рН дощові та снігові води набувають внаслідок проникнення крізь карбонатвмісні породи осадового чохла;

3. Вплив метеорних вод, які містять бікарбонат кальцію, спричиняє часткове розчинення кварцу – головного породоутворювального мінералу гематитових кварцитів – та формування тіл гематитових маршалітів. Для них властиві низькі показники міцності та на 2–3 мас.% менший вміст заліза порівняно з незміненими гематитовими кварцитами;

4. Перевідкладення кремнезему відбувається на більш низьких гіпсометричних рівнях кори вивітрювання

залістистих горизонтів. Наслідком є утворення гіпергенно окварцованих гематитових кварцитів, які характеризуються підвищеною міцністю, а також пониженим (на 2–5 мас.%) вмістом заліза, порівняно з вихідними гематитовими кварцитами;

5. Таким чином, вплив метеорних розчинів спричиняє, по перше, сам процес маршалітизації і, по-друге, формування додаткового прояву неоднорідності будови покладів та складу гематитових кварцитів, що необхідно враховувати при їх оцінці як залізорудної сировини.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ:

- Белевцев Я. Н. Образование мартитовых руд Кривого Рога / Я. Н. Белевцев // Минералогический сборник Львовского геологического общества. – 1953. – №7. – С. 135–148.
- Геологическая модель образования тел маршалитов в складчатых структурах коры выветривания железорудной толщи Криворожского бассейна / Д. Н. Прилепа, А. Я. Смирнов, В. Д. Евтехов, А. Е. Биленко // Сучасна геологічна наука і практика в дослідженнях студентів і молодих фахівців : Матер. XI Всеукр. наук.-практ. конференції, Кривий Ріг, 26–28 бер. 2015 р. – Кривий Ріг : Криворізький національний університет, 2015. – С. 151–154.
- Додатко А. Д. Линейная кора выветривания сланцев некоторых районов Кривбасса / А. Д. Додатко, Я. З. Дорфман // Геол. журн. – 1974. – №5. – С. 137–145.
- Окамото Г. Свойства кремнезема в воде / Г. Окамото, Т. Окура, К. Гото // Геохимия литогенеза. – М. : Изд-во иностранной литературы, 1963. – С. 196–208.
- Прилепа Д. Н. Некоторые минералогические особенности маршалитов Южного железорудного района Криворожского бассейна / Д. Н. Прилепа, В. Д. Евтехов, А. В. Евтехова // Геолого-минералогический вiсник Криворізького національного університету. – 2016. – №1 (35). – С. 15–26.
- Прилепа Д. М. Маршаліти кори вивітрювання залістистих кварцитів Валявкінського родовища Кривбасу / Д. М. Прилепа, О. Я. Смирнов, В. Д. Евтехов. // Проблеми теоретичної і прикладної мінералогії, геології, металогенії гірничодобувних регіонів : Матер. IX Міжнар. наук.-практ. конференції, Кривий Ріг, 27–29 лист. 2014 р. – Кривий Ріг : Криворізький національний університет, 2014. – С. 70–72.

REFERENCES:

- Belevtsev Ya. N. (1953). Formation of martite ores in Kryvyi Rih. Mineralogical collection of Lviv geological society, 7, 135–148. [in Russian].
- Prilepa D. N., Smirnov A. Ya., Evtekhov V. D., Bilenko A. E. (2015). Geological model for marshallites bodies formation in folded structures of weathering crust in iron ore rock mass of the Kryvyi Rih basin. Contemporary geological science and practice in students' and graduates' researches. Proceedings of XI All-Ukrainian scientific and practical conference. Kryvyi Rih, 26–28 March 2015. (pp. 151–154). Kryvyi Rih, Kryvyi Rih National University. [in Ukrainian].
- Dodatko A. D., Dorfman Ya. Z. (1974). Linear weathering crust of schists in some Kryvbass areas. Geological Journal, 5, 137–145. [in Russian].
- Okamoto H., Okura T., Goto K. (1963). Properties of silicon earth in water. In Geochemistry of lithogenesis. (pp. 196–208). Moscow: Publishing House Foreign Literature. [in Russian].
- Prilepa D. N., Evtekhov V. D., Evtekhova A. V. (2016). Some mineralogical features of marshallites of the Southern iron ore region of the Kryvyi Rih basin. Geology and Mineralogy Bulletin of Kryvyi Rih National University, 1 (35), 15–26. [in Ukrainian].
- Prilepa D. M., Smirnov O. Ya., Evtekhov V. D. (2014). Marshallites of ferruginous quartzites weathering crust from the Valyavkinske deposit in the Kryvbass. Issues of theoretical and applied mineralogy, geology, metallogeny of mining regions. Proceedings of IX International scientific and practical conference. Kryvyi Rih, 27–29 November. (pp. 70–72). Kryvyi Rih, Kryvyi Rih National University. [in Ukrainian].

Надійшла до редколегії 24.10.16

Prilepa D., Postgraduate Student
E-mail: prilepa.dm@gmail.com,
Evtekhov V., Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.
E-mail: evtekhov@gmail.com,
Chasova E., Cand. Sci. (Chem.), Assoc. Prof.
E-mail: ella.chasova@yandex.ru,
Kryvyi Rih National University
37, Pushkina Str., 50002, Kryvyi Rih, Ukraine

GEOCHEMICAL FACTOR OF MARSHALLITES LOCALIZATION IN MAGNETITE QUARTZITES CRUST OF WEATHERING IN THE KRYVYI RIH BASIN

Marshallites are widespread in the iron ore rock mass crust of weathering in the Kryvyi Rih basin: their quantity locally reaches 20% of the total amount of hematite quartzites, which are the product of weathering of primary magnetite quartzites. Extensive researches of marshallites are due to appraisal of supergenically altered ferruginous quartzites as a promising raw material for production of iron ore (hematite) concentrate. Stratigraphic, tectonic and geochemical factors are among the main ones for localizing marshallites. Hematite-containing marshallites were formed by partial dissolution of quartz and by silica removal under the influence of supergene solutions of high alkalinity.

Geological observations were conducted by the authors within the Southern iron ore region of the Kryvbas (Skelyuvatske and Valyavkynske deposits), where the largest deposits of hematite quartzites having total reserves of more than 2 billion tons are located. The depth of their distribution reaches 1,000 meters. More than 90% of marshallitized hematite quartzites bodies are located in the upper ferruginous quartzite crust of weathering to a depth of 100 m from the surface of banded iron formation weathering.

Meteoric waters acquired increased alkalinity after penetration through calcite and dolomite-bearing sedimentary rocks of the Cenozoic cover, which covers the rock mass of banded iron formation. Studies of pH solutions showed the fact that it ranges from 6-6.5 for rainwater to 9-9.5 on the border of the sedimentary cover and weathered ferruginous quartzites. Below there is a marshallitization zone, in the section of which a decrease in the pH to 7-7.5 at a depth of 70-100 m takes place. Deposition of SiO₂ occurs in porous hematite quartzites with the formation of supergene secondary quartzites from saturated silica supergene solutions. The depth of their distribution zone is from 70-100 to 100-150 m, measured from the surface of the weathered iron rock mass. Formation of thin (20-30 m) marshallitization linear zones to a depth of 200 m takes place along the faults, synclinal folds bends and other tectonic disturbances.

Keywords: banded iron formation, Kryvyi Rih basin, crust of weathering, hematite quartzites, marshallites.

Прилепа Д., асп.,
E-mail: prilepa.dm@gmail.com,
Евтехов В., д-р геол.-минералог. наук, проф.,
E-mail: evtekhov@gmail.com,
Часова Э., канд. хим. наук, доц.,
E-mail: ella.chasova@yandex.ru,
Криворожский национальный университет,
ул. Пушкина, 37, г. Кривой Рог, 50002, Украина

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ФАКТОР ЛОКАЛИЗАЦИИ МАРШАЛЛИТОВ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ МАГНЕТИТОВЫХ КВАРЦИТОВ КРИВОРОЖСКОГО БАСЕЙНА

Маршаллиты имеют широкое распространение в коре выветривания железорудной толщи Криворожского бассейна: их количество локально достигает 20% от общего объема гематитовых кварцитов, которые являются продуктом выветривания первичных магнетитовых кварцитов. Всесторонние исследования маршаллитов обусловлены оценкой гипергенно измененных железистых кварцитов как перспективного сырья для производства железорудного (гематитового) концентрата. К главным факторам локализации маршаллитов, кроме стратиграфического и тектонического, относится геохимический. Гематитсодержащие маршаллиты образовались в результате частичного растворения кварца и вынесения кремнезема под влиянием гипергенных растворов повышенной щелочности.

Геологические наблюдения были проведены авторами в пределах Южного железорудного района Кривбасса (Скелеватское и Валявкинское месторождения), где расположены наиболее крупные залежи гематитовых кварцитов с общими их запасами более 2 млрд т. Глубина их распространения достигает 1000 м. Более 90% тел маршаллитизированных гематитовых кварцитов расположены в верхней части коры выветривания железистых кварцитов – от поверхности выветривания железисто-кремнистой формации на глубину до 100 м.

Повышенную щелочность метеорные воды приобретали после проникновения сквозь кальцит- и доломитвещающие осадочные породы кайнозойского чехла, который перекрывает толщу железисто-кремнистой формации. Исследования pH растворов показали, что он меняется от 6-6,5 для дождевой воды до 9-9,5 на границе осадочного чехла и выветренных железистых кварцитов. Ниже расположена зона маршаллитизации, в разрезе которой наблюдается уменьшение pH до 7-7,5 на глубине 70-100 м. Из насыщенных кремнеземом гипергенных растворов происходит осаждение SiO₂ в пористых гематитовых кварцитах с образованием гипергенных вторичных кварцитов. Глубина распространения их зоны от 70-100 до 100-150 м, считая от поверхности выветривания железорудной толщи. Вдоль разломов, шарнирных частей синклиналиных складок и других тектонических нарушений наблюдается образование мало-мощных (до 20-30 м) линейных зон маршаллитизации на глубину до 200 м.

Ключевые слова: железисто-кремнистая формация, Криворожский бассейн, кора выветривания, гематитовые кварциты, маршаллиты.

ГЕОФІЗИКА

УДК 550.834

С. Вижва, д-р геол. наук, проф.,
E-mail: vsa@univ.kiev.ua,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна,
Г. Лісний, д-р геол. наук, доц.,
E-mail: lesnoygd@gmail.com,
В. Круглик, пров. геолог,
E-mail: v.kruglyk@gmail.com,
ТОВ "Тутковський геофізика",
вул. Рилєєва, 10-а, м. Київ, 04073, Україна

ЗАСТОСУВАННЯ ГРАФІЧНИХ ПРОЦЕСОРІВ ДЛЯ ПОБУДОВИ СЕЙСМІЧНИХ ЗОБРАЖЕНЬ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА

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

Розроблено новий алгоритм та комп'ютерну програму для побудови двовимірних та тривимірних сейсмічних зображень неоднорідних анізотропних середовищ на основі паралельних обчислень на графічних процесорах. Основним типом вихідних даних для програми є сейсмограми спільних джерел довільної конфігурації. Передбачено можливість побудови швидкісних моделей та сейсмічних зображень за сейсмограмами обмінних хвиль та з використанням довільних вертикальних координат джерел і приймачів. Для визначення швидкісної моделі геологічного середовища використовуються багатовимірні спектри швидкостей сейсмічних хвиль та застосовується спосіб анізотропної декомпозиції сейсмічних зображень. Виконано порівняння сейсмічних зображень, що отримані з використанням графічних процесорів та програмного забезпечення власної розробки, а також кластерних обчислювальних систем та програмного забезпечення для пре-стек міграції провідних компаній. Як вихідні дані використано реальні сейсмограми спільних джерел, що отримані на площі із складною геологічною будовою та мають некоректну просторову дискретизацію.

На основі отриманих результатів продемонстровано стійкість розробленої обчислювальної схеми щодо некоректності просторової дискретизації сейсмограм, більш точне визначення швидкісної моделі геологічного середовища з урахуванням анізотропії швидкостей поширення сейсмічних хвиль, показано ефективність застосування графічних процесорів для прямого перетворення сейсмограм спільних джерел на сейсмічні зображення геологічного середовища.

Ключові слова: сейсмічні зображення, швидкості поширення сейсмічних хвиль, спектри швидкостей, анізотропія швидкостей, паралельні обчислення, графічні процесори.

Вступ. Побудова сейсмічних зображень традиційно потребує найбільшої кількості обчислень у геофізиці. Особливо це стосується прямого перетворення сейсмограм спільних джерел на об'ємні сейсмічні зображення геологічного середовища. Отже, світова тенденція використання графічних процесорів у цій галузі є цілком обгрунтованою [4, 5, 7]. Незважаючи на очевидну економічну доцільність впровадження обчислень на графічних процесорах у практику сейсморозвідувальних робіт, цей процес у світі йде досить повільно. На початковому етапі його стримували, в основному, технічні проблеми, наприклад, недостатня кількість графічних ядер, малий обсяг пам'яті на графічних картах, складності в організації ефективних паралельних обчислень. Сьогодні до цих стримуючих факторів додалися комерційні інтереси компаній, що виробляють кластерні обчислювальні системи.

Враховуючи це, а також потреби вітчизняної сейсморозвідки у програмному забезпеченні для паралельних обчислень на графічних процесорах, на кафедрі геофізики Київського національного університету імені Тараса Шевченка розроблено та впроваджено у виробництво технологію та пакет програм для побудови швидкісних моделей та об'ємних сейсмічних зображень анізотропних середовищ.

Виклад основного матеріалу та обговорення. Програмне забезпечення функціонує під керуванням операційної системи Windows із 64-бітною архітектурою. Основним типом вихідних даних є наземні або свердловинні сейсмограми спільних джерел довільної розмірності та довільної конфігурації. Передбачено можливість побудови швидкісних моделей та сейсмічних зображень за сейсмограмами обмінних хвиль. Пакет програм не має обмежень щодо регулярності та обсягу вихідних сейсморозвідувальних даних. Реалізовано можливість побудови сейсмічних зображень для довільних вертикальних координат джерел та прийма-

чів. Це дозволяє ефективно будувати сейсмічні зображення з використанням сейсмограм спільних джерел, що отримані в умовах складного, в тому числі гірського, рельєфу. Окремою опцією використання сейсмограм з довільними вертикальними координатами джерел та приймачів є побудова об'ємних сейсмічних зображень за даними свердловинної сейсморозвідки.

Інтерфейс пакету програм передбачає автоматичну візуалізацію результатів у процесі обчислень. Різні варіанти розрізів сейсмічних зображень відображаються у головному вікні програми, у трьох додаткових незалежних вікнах для візуалізації ортогональних розрізів зображень та у вікні тривимірної візуалізації. Можливість аналізу сейсмічних зображень у процесі обчислень дозволяє корегувати параметри їх побудови, а також запобігати неефективним витратам часу на обчислення у разі ймовірного негативного результату. Крім того, візуалізація поточного стану зображень дозволяє робити попередні висновки щодо особливостей геологічного середовища ще до завершення процесу побудови сейсмічних зображень.

Визначення швидкісної моделі геологічного середовища може бути виконано за спектрами швидкостей та в автоматичному режимі. Для цього застосовується технологія анізотропної декомпозиції сейсмічних зображень [1]. Швидкісні моделі та сейсмічні зображення геологічного середовища, що отримані з використанням даного програмного забезпечення, зберігаються у сучасних цифрових форматах та передаються в будь-які пакети програм обробки та інтерпретації сейсморозвідувальної та іншої геолого-геофізичної інформації.

Приклади застосування даного програмного забезпечення для сейсморозвідувальних даних, що отримані за регулярною ортогональною системою спостережень, розглянуто в роботах [2, 3] та інших. Разом з тим, значний інтерес становить використання програмного забезпечення у разі некоректних щодо просторової дис-

кретизації сейсмічних зйомок. Основною причиною проектування нерегулярних зйомок є складні поверхневі умови. Некоректна просторова дискретизація є доволі поширеною навіть у ортогональних системах спостережень. Доволі часто інтервали дискретизації сейсмограм спільних джерел для сейсмічних зйомок у Дніпровсько-Донецькій западині становлять 400 м в напрямку ліній джерел та 50 м в напрямку ліній приймачів. Такі інтервали дозволяють виконувати коректну дискретизацію для просторових частот $K_x = 0.00125$ (1/м) та $K_y = 0.01$ (1/м) відповідно. Значення можливих просторових частот для вказаних напрямків відрізняються у вісім разів. Спектр відбитої хвилі, що відповідає розрізу сейсмограми у напрямку x , є періодизованим з інтервалом 0,0025 (1/м). Отже, розглянута дискретизація сейсмограми загального джерела передбачає, що модель середовища не може істотно змінюватися у напрямку x , або ці зміни мають бути малі порівняно з розмірами зйомки в цьому напрямку.

Разом із ускладненням поверхневих умов проблема некоректної просторової дискретизації сейсмограм спі-

льних джерел поглиблюється. Екстремальним варіантом щодо некоректності просторової дискретизації є випадкова зйомка. У цьому разі дуже складно кількісно оцінити рівень некоректності просторової дискретизації. Характерним прикладом такої системи спостережень є так звана сейсмічна петля (або *seisloop* в англійському варіанті) [6]. У цьому випадку приймачі та джерела розташовуються уздовж випадкової замкнутої лінії, що утворює сейсмічну петлю, а також усередині петлі. Такій зйомці відповідає нерегулярна кратність, розподіл віддалень та азимутальний розподіл.

Спробуємо побудувати об'ємне сейсмічне зображення з використанням сейсмограм спільних джерел, отриманих для випадкової системи спостережень, що нагадує згадану вище сейсмічну петлю. На рис. 1 наведено фрагмент такої зйомки, де хрестами показано джерела сейсмічних хвиль, а колами – приймачі. Джерела та приймачі розташовані нерегулярно. Лінія джерел не збігається з лінією приймачів, а конфігурація ліній обумовлена відповідними поверхневими умовами.

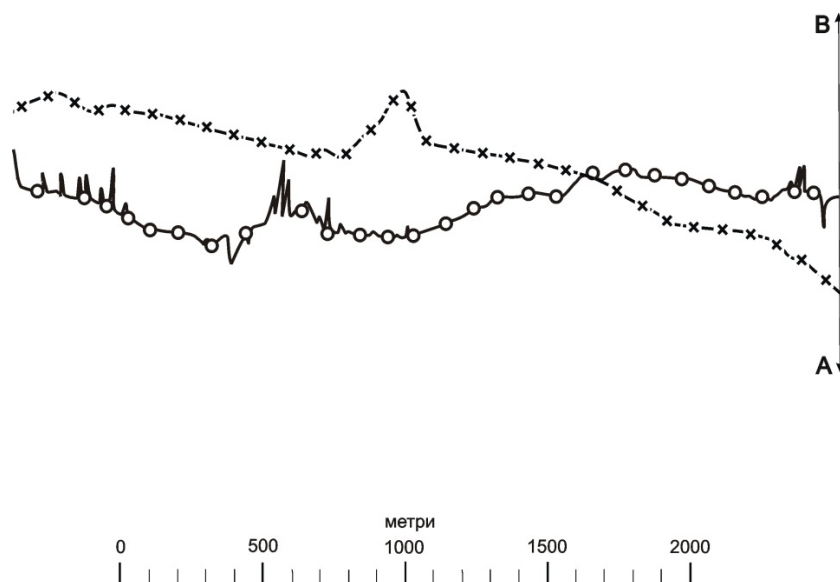


Рис. 1. Фрагмент схеми спостережень випадкової зйомки: колами показано приймачі, хрестами – джерела; АВ – ширина смуги побудови сейсмічного зображення

Область побудови сейсмічного зображення визначається смугою А–В шириною 1 250 м та довжиною 14 000 м, центральному фрагменту якої відповідає рис. 1. Побудова зображення виконувалася у два способи. Для реалізації першого способу використано кластер IBM/Dell Cluster із 176 процесорами та продуктивністю 1780 Gigaflors, а також програмне забезпечення провідних компаній для пре-стек міграції за алгоритмом Кірхгофа. Для отримання зображення у другий спосіб використовувалася графічна карта Tesla C2075 із 448 обчислювальними ядрами та продуктивністю 515 Gigaflors, а також програмне забезпечення власної розробки для пре-стек міграції за алгоритмом Кірхгофа на основі паралельних обчислень на графічних картах. У обох випадках використовувалася середньошвидкісна модель поперечно-ізотропного середовища з вертикальною віссю симетрії та еліптичною апроксимацією індикатриси променевої швидкості.

На рис. 2 показано порівняння результатів побудови сейсмічних зображень у два різні способи для ізотропної моделі геологічного середовища.

За допомогою рис. 2 проаналізуємо відмінності результатів побудови сейсмічних зображень на традиційному кластерному програмному забезпеченні та з вико-

ристанням програмного забезпечення власної розробки для графічних карт.

У цілому можна зазначити, що роздільна здатність сейсмічних зображень на рис. 2–а є значно меншою, ніж на рис. 2–б. Це обумовлено більш низькочастотним характером спектрів за часовими частотами, що є типовим для поширених програм побудови сейсмічних зображень перед підсумовуванням для середньошвидкісної моделі середовища.

Серія відбиваючих границь у інтервалі пікетів 101–151 та в часовому інтервалі від –400 до –800 мс на рис. 2–б виглядає більш інформативно, порівняно з рис. 2–а. На рис. 2–б на пікеті 151 добре видно вертикальний розлом, який на рис. 2–а виглядає нечітко (оконтурений еліпсом А). Вертикальний розлом, що відповідає пікету 85, більш виразно виглядає на рис. 2–б (оконтурений еліпсом В). Середня частина сейсмічного зображення на рис. 2–б характеризується доволі високою роздільною здатністю, порівняно з рис. 2–а. Це дозволяє використовувати зображення рис. 2–б для впевненої кореляції відбиваючих границь та побудови структурно-тектонічної моделі. Неглибокі відбиваючі границі на пікетах 400–500 у правій частині зображення, наведеного на рис. 2–б, (оконтурені еліпсом С) також вигля-

дають більш інформативними, порівняно із зображенням на рис. 2-а, на якому деякі неглибокі відбиваючі границі взагалі відсутні.

При переході до анізотропного середовища спостерігається процес підсилення та згасання амплітуд хвиль, що відповідають відбиваючим границям. Підсилення або згасання амплітуд залежить, відповідно, від

ступеня збігу або розбіжності швидкісної моделі, що використовується для побудови сейсмічних зображень, та реального розподілу швидкостей поширення сейсмічних хвиль у геологічному середовищі.

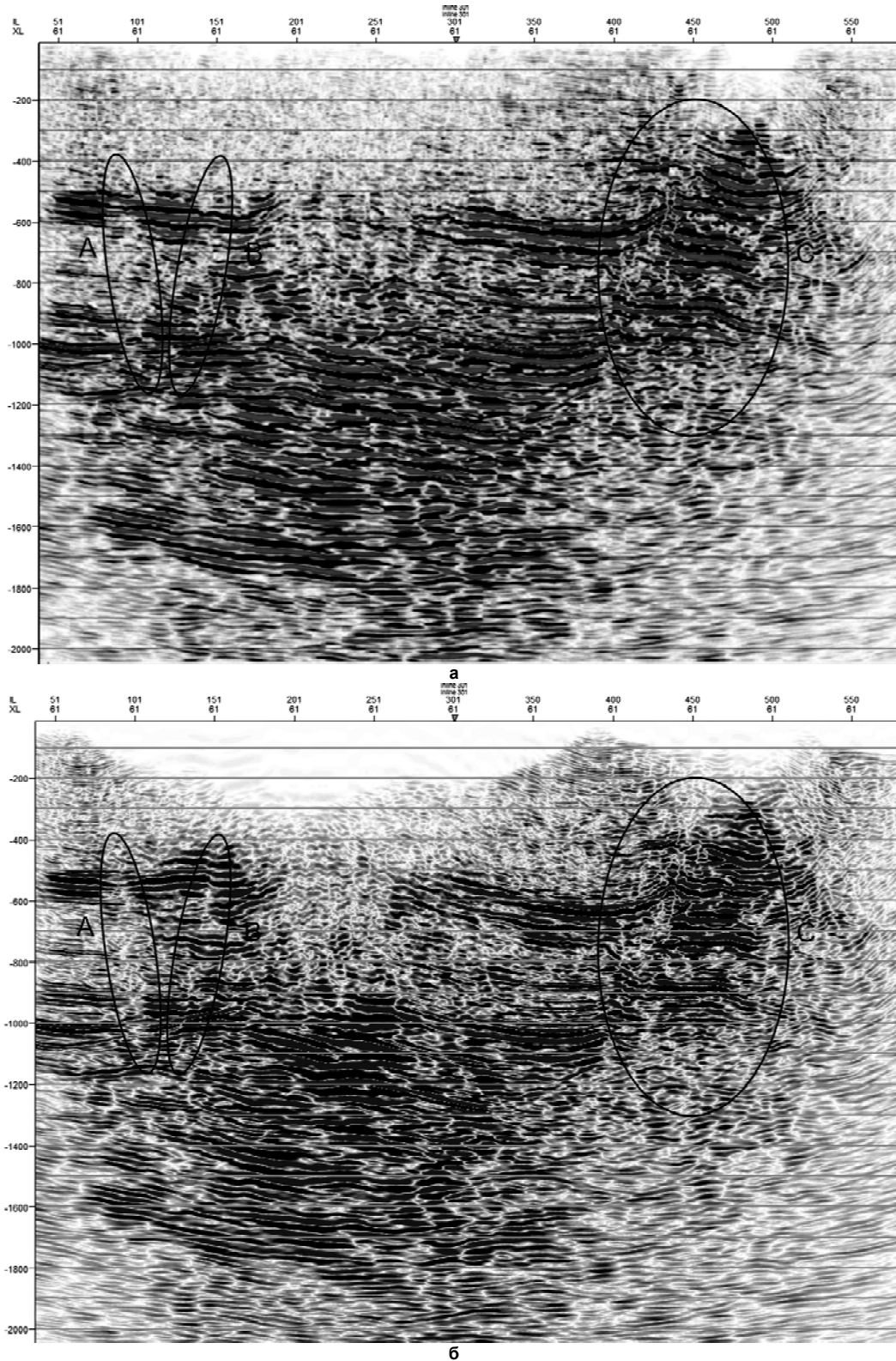


Рис. 2. Вертикальний розріз об'ємного сейсмічного зображення для центральної лінії, який побудовано з використанням: а – кластеру IBM/Dell Cluster та програмного забезпечення сторонніх виробників, б – графічної карти Tesla C2075 та програмного забезпечення власної розробки. Зображення відповідає ізотропній швидкісній моделі геологічного середовища

Описані переваги сейсмічних зображень, що отримані з використанням програмного забезпечення власної розробки, пояснюються таким чином. Значні обчислювальні можливості та ефективна передача даних графічних карт дозволили реалізувати адаптивний алгоритм побудови об'ємних сейсмічних зображень на основі розробленого авторами способу анізотропної декомпозиції [1]. Основна ідея способу полягає у автоматичній корекції швидкісної моделі середовища для анізотропного наближення. Адаптивний алгоритм корекції швидкісної моделі передбачає також можливість використання різних швидкісних законів для падаючих та висхідних хвиль, регулювання апертури інтегральних перетворень та інші технологічні особливості.

Розроблена програма побудови сейсмічних зображень є доволі стійкою щодо використання сейсмограм спільних джерел з некоректною просторовою дискретизацією. Підвищення стійкості до некоректної просторової дискретизації сейсмограм забезпечується просторовою інтерполяцією з визначенням положення поверхонь рівних фаз хвиль на сейсмограмах.

Висновок. У роботі проаналізовано результати побудови об'ємних сейсмічних зображень за допомогою кластеру із 176 процесорами продуктивністю 1780 GigaFlops та стандартного, поширеного у світі, програмного забезпечення для пре-стек міграції, а також за допомогою графічної карти Tesla C2075 із 448 обчислювальними ядрами продуктивністю 515 GigaFlops та програмного забезпечення для пре-стек міграції власної розробки, яке реалізує паралельні обчислення на графічних картах. У обох випадках швидкість обчислень є приблизно однаковою. Побудову сейсмічних зображень виконано як для ізотропної швидкісної моделі середовища, так і для поперечно-ізотропного середовища з вертикальною віссю симетрії та різною величиною анізотропії. Сейсмічні зображення, отримані з використанням програмного забезпечення власної розробки, характеризуються більшою роздільною здатністю порівняно із результатами, що отримані з використанням стандартного програмного забезпечення для кластерних систем. Важливі структурно-тектонічні елементи є більш інформативними на сейсмічних зображеннях, що побудовані з використанням власного програмного забезпечення.

Розроблена технологія, алгоритми та пакет програм швидкісного аналізу та прямого перетворення сейсмограм спільних джерел на сейсмічні зображення для неоднорідних анізотропних середовищ може застосовува-

тися як для поверхневих сейсмічних даних, так і для сейсмограм вертикального сейсмічного профілювання. Для побудови сейсмічних зображень можуть використовуватися сейсмограми монотипних та обмінних хвиль.

Розроблене програмне забезпечення може використовуватися як для розв'язання виробничих задач, так і для навчальних цілей, завдяки відкритому коду, можливості його модифікації та додавання нових обчислювальних блоків.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ:

1. Лісний Г. Д. Анізотропна декомпозиція сейсмічних зображень / Г. Д. Лісний // Геолог України. – 2012. – № 1–2. – С. 94–103.
2. Лесной Г. Д. Возможности определения скоростной модели с эллиптической анизотропией с помощью прямого преобразования сейсмограмм общих источников в сейсмические изображения геологической среды / Г. Д. Лесной // Геолог Украины. – 2010. – № 4 (32). – С. 69–75.
3. Лісний Г. Д. Результати явного врахування анізотропії швидкостей щодо побудови сейсмічних зображень геологічного середовища / Г. Д. Лісний, П. О. Загороднюк // Геолог України. – 2013. – № 1(41). – С. 42–55.
4. Deschizeaux B. Imaging Earth's subsurface using CUDA / B. Deschizeaux, J. Y. Blanc // Nvidia GPU Gems. – 2009. – N 38. – P. 831–851.
5. Johansen O. Seismic Shot Processing on GPU / O. Johansen. – Oslo : NTNU, 2009. – 60 p.
6. Mithilesh Kumar. Seisloop based 3D seismic survey: an unconventional approach / Kumar Mithilesh, Dr. R. Dasgupta // 10th Biennial International Conference and Exposition, India, 2013. – Duliajan, 2013.
7. Wang Z. Modeling seismic wave propagation using graphics processor units (GPU) / Z. Wang, S. Peng, T. Liu // International symposium on networking and network security, 2–4 April 2010, China. – Jingtangshan, 2010.

REFERENCES:

1. Lisny G. D. (2012). Anisotropic decomposition of the seismic images. Geolog of Ukraine, 1–2, 94–103. [in Ukrainian].
2. Lisny G. D. (2010). The possibilities of the velocity model determination using pre-stack migration for geological media with elliptical anisotropy. Geolog of Ukraine, 4, 69–75. [in Russian].
3. Lisny G. D., Zagorodnyuk P. O. (2013). The results of implicit accounting of the velocity anisotropy concerning geological media seismic imaging. Geolog of Ukraine, 1, 42–55. [in Ukrainian].
4. Deschizeaux B., Blanc J. Y. (2009). Imaging Earth's subsurface using CUDA. Nvidia GPU Gems, 38, 831–851.
5. Johansen O. (2009). Seismic Shot Processing on GPU. Oslo: NTNU. 60 p.
6. Mithilesh Kumar, Dasgupta Dr. R. (2013). Seisloop based 3D seismic survey: an unconventional approach. 10th Biennial International Conference and Exposition. Duliajan, India.
7. Wang Z., Peng S., Liu T. (2010). Modeling seismic wave propagation using graphics processor units (GPU). International symposium on networking and network security, 2–4 April 2010. Jingtangshan, China.

Надійшла до редколегії 30.10.16

Vyzhva S., Dr. Sci. (Geol.), Prof.

E-mail: vsa@univ.kiev.ua

Institute of Geology

Taras Shevchenko National University of Kyiv

90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine,

Lisny G., Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.

E-mail: lesnoygd@gmail.com,

Kruhlyk V., Chief Geologist

E-mail: v.kruglyk@gmail.com,

Tutkovsky Geophysics LLC

10-a Rileeva Str., Kyiv, 04073 Ukraine

USE OF GRAPHIC PROCESSORS FOR CONSTRUCTION OF THE GEOLOGICAL MEDIA SEISMIC IMAGES

The new algorithm and appropriate software for construction of two dimensional and three dimensional seismic images of inhomogeneous anisotropic images were developed. Graphic processing units were used for this problem solution. The main input data type for this software is common shot point seismograms with free configuration. The possibility of velocity models and seismic images construction using free vertical coordinate of sources and receivers was provided. For determination of velocity model of geological media the multidimensional velocity spectra of seismic waves are used. The method of anisotropic decomposition of seismic image is used as well. The comparison of seismic images obtained using graphic processors and individual software as well as cluster calculation system and leading companies software for pre-stack migration was done. The real field common shot point seismograms were used as input data. These seismograms were obtained for area with complex geological structures. The seismic data were characterized by incorrect space sampling of common shot point seismograms.

The stability of developed calculation scheme against incorrect space sampling was demonstrated on the basis of obtained results. Additionally, more precise velocity model detection was shown on the basis of accounting of wave propagation anisotropy. The efficiency of graphic processor use for straight transformation of common shot point seismograms into seismic images was shown as well.

Keywords: seismic images, seismic waves propagation velocities, velocity spectra, velocity anisotropy, parallel computation, graphic processors.

Выжва С., д-р геол. наук, проф.
E-mail: vsa@univ.kiev.ua,
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина,
Лесной Г., д-р геол. наук, доц.,
E-mail: lesnoygd@gmail.com,
Круглик В., ведущий геолог,
E-mail: v.kruglyk@gmail.com,
ООО "Тутковский геофизика",
ул. Рылеева, 10-а, г. Киев, 04073, Украина

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГРАФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОРОВ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Разработан новый алгоритм и компьютерная программа для построения двумерных и трехмерных сейсмических изображений неоднородных анизотропных сред на основе параллельных вычислений на графических процессорах. Основным типом исходных данных для программы являются сейсмограммы общих источников произвольной конфигурации. Предусмотрена возможность построения скоростных моделей и сейсмических изображений по сейсмограммам обменных волн, а также с использованием произвольных вертикальных координат источников и приемников. Для определения скоростной модели геологической среды используются многомерные спектры скоростей сейсмических волн, а также применяется способ анизотропной декомпозиции сейсмических изображений. Выполнено сравнение сейсмических изображений, полученных с использованием графических процессоров и программного обеспечения собственной разработки, а также кластерных вычислительных систем и программного обеспечения для пре-стек миграции ведущих компаний. В качестве исходных данных использованы реальные сейсмограммы общих источников. Сейсмограммы получены на площади со сложным геологическим строением и характеризуются некорректной пространственной дискретизацией.

На основе полученных результатов продемонстрирована устойчивость разработанной вычислительной схемы в отношении некорректности пространственной дискретизации сейсмограмм, показано более точное определение скоростной модели геологической среды с учетом анизотропии скоростей распространения сейсмических волн, а также эффективность применения графических процессоров для прямого преобразования сейсмограмм общих источников в сейсмические изображения геологической среды.

Ключевые слова: сейсмические изображения, скорости распространения сейсмических волн, спектры скоростей, анизотропия скоростей, параллельные вычисления, графические процессоры.

УДК 550.343: 550.383

М. Орлюк, д-р геол. наук, зав. відділу,
E-mail: orlyuk@igph.kiev.ua,
А. Марченко, мол. наук. співроб.,
E-mail: andrey_marchenko@ukr.net,
А. Роменець, мол. наук. співроб.,
E-mail: romenets@ukr.net,

відділ геомагнетизму,
Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України,
пр. Акад. Палладіна, 32, м. Київ, 03680, Україна

ЗВ'ЯЗОК СЕЙСМІЧНОСТІ ЗЕМЛІ ТА ВІКОВИХ ЗМІН ЇЇ МАГНІТНОГО ПОЛЯ

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

Виконано аналіз вікових змін магнітного поля Землі та її сейсмічності для періоду 1950–2000 рр. Для аналізу використано головне магнітне поле Землі BIGRF–10 з довжиною сферичного ряду – 13 гармонік, що дозволяє вивчати характерні особливості магнітних аномалій з розмірами в перші тисячі кілометрів. Вікові зміни геомагнітного поля за період 1950–2000 рр було розділено шляхом осереднення поля на умовно довгохвильову "ядерну" та короткохвильову "мантіїно-літосферну" складові. Для планети в цілому виявлено меншу насиченість ділянками з підвищеною сейсмічністю південно-західної гемісфери, яка характеризується суттєвим зменшенням "ядерної" частини поля, у порівнянні з північно-східною гемісферою. Вперше встановлено зв'язок між ділянками з підвищеною сейсмічною активністю та областями додатного приросту "мантіїно-літосферної" компоненти геомагнітного поля, які в тектонічному відношенні відповідають зонам зчленування літосферних плит. Запропоновано два механізми такого зв'язку: а) "температурно-магнітний", зумовлений зануренням магнітних блоків океанічної кори в зоні субдукції, з подальшою зміною намагніченості за рахунок їх прогрівання; б) "флюїдогазово-магнітний", який ґрунтується на утворенні та трансформації залістистих мінералів під впливом трансмантіїних газів та флюїдів. Можна припустити структуроформуючу роль трансмантіїних газів та флюїдів стосовно сучасних геологічних структур та їх динаміки в зонах зчленування літосферних плит.

Ключові слова: магнітне поле Землі, сейсмічність, літосферні плити, намагніченість, флюїди.

Вступ. На теперішній час є велика кількість робіт, в яких аналізується можливий зв'язок між сейсмічними подіями та магнітними збуреннями зовнішнього та внутрішнього походження [1–4, 6, 15–19, 25]. Наразі мало публікацій [13], у яких було б проаналізовано довгохвильові аномалії геомагнітного поля та магнітну неоднорідність областей кори та літосфери, де відбуваються сейсмічні події. Оскільки зони підвищеної сейсмічності можна вважати своєрідними "маркерами" реалізації на поверхні планети глибинних геодинамічних процесів, то будемо зіставляти їх із сучасними змінами модуля індукції Головного магнітного поля Землі (ГМПЗ) BIGRF. ГМПЗ зумовлюється джерелами в рідкому ядрі та мантії, а його зміни – динамічними процесами в цих шарах Землі. Отже й сейсмічність, і зміна геомагнітного поля зумовлені одними й тими ж сучасними геодинамічними процесами в ядрі та мантії Землі, що дозволяє робити їх сумісний аналіз. Зауважимо, що нами використано ГМПЗ IGRF-10 з довжиною сферичного ряду – 13 гармонік, що обумовлює наявність аномалій з довжинами хвиль до 3000 км [22]. Варто зауважити, що довжини хвиль 2000–4000 км можуть зумовлюватися суперпозиційним ефектом літосферних (корових) джерел [10, 14, 26]. Отже в ГМПЗ може бути присутнім ефект літосферних магнітних джерел.

Вікові зміни МПЗ та їх зв'язок з сейсмічністю. ГМПЗ складається з дипольної та недипольної частин і приймається за нормальне поле відносності Землі при виділенні аномальної компоненти, пов'язаної з літосферою. Значення головного поля на поверхні Землі характеризуються суттєвою просторовою неоднорідністю (від 60000–70000 нТл на магнітних полюсах до 22000–40000 нТл на магнітному екваторі). Згідно з експериментальними даними, магнітне поле Землі протягом останніх 300 років постійно послаблюється й за період з 1950 по 2010 рр середнє значення модуля індукції В на поверхні планети зменшилося на 1300 нТл [12].

Вікові зміни поля за вказаний період згідно з [12]: на фоні загального зменшення магнітного поля планети виділяються області з екстремальними величинами його зміни (рис. 1-а). Максимуми зменшення поля з 1950 по 2000 р ($-5500 \div -6500$) нТл ($-110 \div -130$ нТл/рік) розташовуються поблизу Атлантичного узбережжя Центра-

льної Америки (18° ПнШ, -65° ЗД), а також між Африкою й Антарктидою (-50° ПдШ, 10° СхД). Максимуми збільшення поля (2000 нТл) ($+40$ нТл/рік) характерні для Європи (60° ПнШ, 30° СхД) та Індійського океану (30° ПнШ, 80° ЗхД).

Вікова зміна ГМПЗ BIGRF за період 1950–2000 рр розраховувалася за виразом

$$dBIGRF/dt = B IGRF 2000 - B IGRF 1950 [12].$$

Розділення динаміки $dBIGRF/dt$ на складові проводилося шляхом осереднення вихідного поля з коміркою $40^\circ \times 40^\circ$. Розмір вікна осереднення вибирався з тих міркувань, щоб виділити аномалії з довжиною хвилі в перші тисячі кілометрів, які можуть мати мантіїно-літосферне походження. Зауважимо, що основні зміни в полі відбуваються за рахунок довгохвильової, тобто "ядерної", компоненти, що відображено в результатах розрахунків (рис. 1-б). Величина динаміки довгохвильової компоненти поля та її характер знаходяться у відповідності з величиною $dBIGRF/dt$ і змінюється від -6000 до 1500 нТл (від -120 до $+30$ нТл/рік). Короткохвильова компонента динаміки поля (рис. 1-в) має більш складний характер з наявністю більшої кількості максимумів і мінімумів, інтенсивністю від -1400 до 1300 нТл. (від -28 до $+26$ нТл/рік), причому переважна їх більшість не перевищує перші сотні нТл (від -6 до $+6$ нТл/рік).

Сучасну сейсмічність Землі, яка оцінювалася кількістю землетрусів [20], та розраховані зміни довгохвильової "ядерної" та короткохвильової "мантіїно-літосферної" складових ГМПЗ BIGRF за період 1950–2000 рр наведено на рис. 1-а, б, в. Насамперед відмітимо діагональну систему простягання головних структурних елементів зон сейсмічності та змін ГМПЗ, а також меншу насиченість ділянками з підвищеною сейсмічністю південно-західної гемісфери, яка характеризується зменшенням геомагнітного поля порівняно з північно-східною. На область північно-східної гемісфери додатних величин ГМПЗ припадають зони сейсмічності Альпійсько-Гімалайської смуги та західної частини Тихоокеанського кільця, а також серединних хребтів Індійського та Тихого (північно-східного простягання) океанів (див. рис. 1-а, б).

Цікавим також є те, що ускладнення будови та порушення (потовщення, зміщення, зміна напрямку про-

стягання тощо) зон підвищеної сейсмічності домінуючого північно-західного простягання приурочені до зон з від'ємною або додатною динамікою ГМПЗ північно-східного простягання. Зокрема у зоні Південноафрикансько-Колімської смуги північно-східного простягання відносного зменшення ГМПЗ спостерігається зсув на схід у межах смуг з підвищеною сейсмічністю серединного хребта Індійського океану та Альпійсько-Гімалайської смуги на північний схід та свого роду роздроблення сейсмоактивних зон ряду ділянок (див. рис. 1-в). У менш наочному виді така ж закономірність спостерігається і в районі заходу Північної Америки. Зазначена раніше закономірність приналежності більшої кількості смуг з підвищеною сейсмічністю до північно-східної гемісфери, яка характеризується зростанням

ГМПЗ, знаходить підтвердження й на "мантійно-літосферному" рівні. Як можна бачити з рис. 1-в, переважна більшість сейсмічних ділянок та смуг припадає на області суттєвого зростання ГМПЗ за останні 50 років. Більше того, надзвичайно цікавим є факт приналежності областей з додатним приростом геомагнітного поля до різних типів обмеження плит, як "субдукційного", так і "серединно-океанських хребтів". Зокрема, підвищеними значеннями геомагнітного поля північно-східного простягання характеризуються області потрійного зчленування серединно-океанських хребтів у Індійському океані, які розділяють Африканську, Австралійську та Антарктичну плити, а також субдукційні зони між Філіпінською і Євразійською та Тихоокеанською і Північноамериканською плитами відповідно.

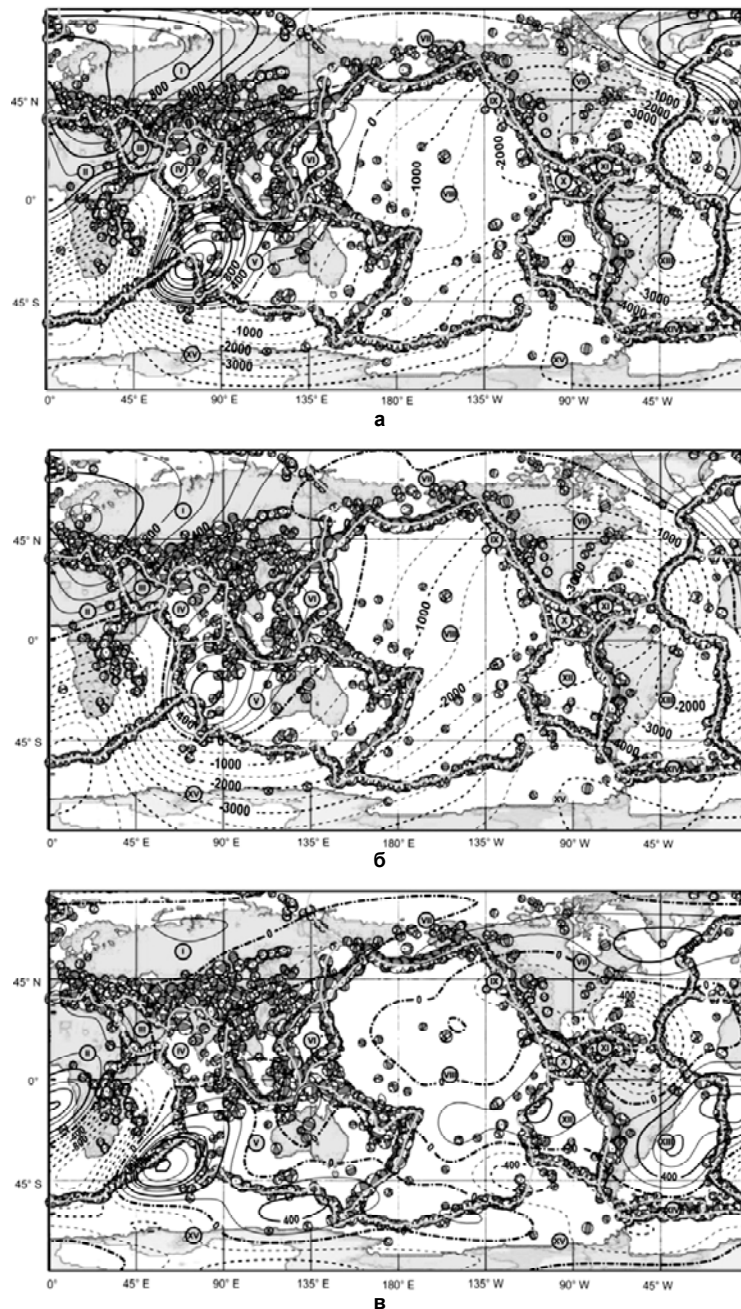


Рис. 1. Зіставлення сейсмічності (чорно-білі кружки) з приростом ГМПЗ $dBIGRF/dt$ (а), його "ядерної" (б) та "мантійно-літосферної" (в) складових за період 1950–2000 рр: лінії: суцільні – додатні, пунктирні – від'ємні, пунктир з крапкою – нульові значення поля в нанотеслах; плити Землі (римські цифри в кружках): I – Євразійська, II – Африканська, III – Аравійська, IV – Індостанська, V – Австралійська, VI – Філіпінська, VII – Північно-Американська, VIII – Тихоокеанська, IX – Хуана де Фука, X – Кокос, XI – Карибська, XII – Наска, XIII – Південно-Американська, XIV – Скоша, XV – Антарктична

Якісний аналіз прогнозованих механізмів взаємозв'язку сейсмічності та МПЗ. Виявлена залежність між сейсмічністю Землі та змінами мантийно-літосферної складової геомагнітного поля дозволяє розглянути у першому наближенні можливі механізми. Розглянемо один із них на прикладі субдукційних зон між Філіпінською і Євразійською та Тихоокеанською і Північноамериканською плитами. Ця область виділяється позитивною аномалією північно-східного простягання з інтенсивністю 150–220 нТл, яка виникла за 50 років, тобто за рік приріст поля складає 3,0–4,4 нТл/рік. Ця аномалія розташована над зоною субдукції західного та південно-західного падіння, яка прослідковується до глибини близько 400–700 км і характеризується в глибинній частині відносним зниженням поздовжніх сейсмічних хвиль на 0,4–0,8 км/с [24], що може бути пояснено наявністю корових базальтів або залізистих (можливо, серпентинизованих) ультраосновних мантийних порід. Стосовно методики інтерпретації аномалії часових змін геомагнітного поля, то вона розглядалася як статична аномалія. В подальшому задавалася модель джерела намагніченості літосфери, розраховане магнітне поле від якого задовольняє вихідне поле. Звичайно, що отримані величини намагніченості нормувались на кількість років, тобто вираховувався приріст за один рік.

Було розраховано декілька еквівалентних моделей магнітних джерел, розташованих на глибинах від 50 до 700 км з намагніченістю в межах 0,5÷1,5 А/м, які задовольняють інтерпретовану аномалію з інтенсивністю 150 нТл. Це означає, що кожного року до джерела додаються магнітні маси з додатним градієнтом намагніченості в межах 0,01÷0,03 А/м·рік.

Не зупиняючись на моделі струмів, яка нам видається малоімовірною у зв'язку з тим, що важко запропонувати механізм постійного збільшення струму в такій відносно вузькій витягнутій області верхньої мантиї Землі протягом 50 років, розглянемо "магніто-мінералогічну" природу отриманої аномалії.

Для магніто-мінералогічного забезпечення запропонованих моделей необхідно розглянути можливість та умови існування в глибинах магнітних мінералів, які можуть створювати відповідні магнітні аномалії. Згідно з петромагнітною моделлю літосфери [14, 27], у глибинних зонах земної кори та верхньої мантиї Землі є кілька мінералів, які можуть зберігати магнітні властивості: магнетит Fe_3O_4 з температурою Кюрі $T_c=585^\circ\text{C}$ (вище якої магнетит втрачає магнітні властивості), гематит ($T_c=700^\circ\text{C}$) та самородне залізо $\alpha\text{-Fe}$ ($T_c=760^\circ\text{C}$). Також можуть бути присутні сплави металів, зокрема заліза й кобальту, заліза й міді та заліза й нікелю, які утворюються у високовідновлювальному середовищі. Яким же чином ці магнітні мінерали можуть бути на глибинах, отриманих за результатами інтерпретації? Оскільки аномалія розташована у зоні зчленування Євразійської, з одного боку, та Філіпінської й Тихоокеанської плит – з другого, то можна прогнозувати заштовхування (занурення) літосфери (разом з океанічною корою) під літосферу континентального типу. Такий варіант "субдукційного" типу зчленування цих плит запропоновано за результатами томографічних досліджень [24]. У зв'язку з цим, можна запропонувати "температурно-магнітний" механізм, а саме – занурення у верхню мантию високомагнітної океанічної кори (4–5 А/м), намагніченість якої зумовлена насаперед магнетитом, гематитом та самородним залізом [11, 21, 23]. Згідно з [14], океанічна кора має незначну потужність (8–15 км) зі збільшенням від серединно-океанських хребтів до зон субдукції. Намагніченість кори базальтового шару верхів кори та серпентинизованих перидотитів (гіпербазитів) її низів зумовлена, в основному, магнетитом та самородним

залізом [8]. За умов консервації термічного режиму цієї частини субдукованої літосфери, вона може залишатися магнітною впродовж мільйонів років. Отже, у верхній мантиї протягом тривалого часу на великих глибинах можуть знаходитися намагнічені блоки земної кори. Зміна магнітного поля над ними зумовлюється прогріванням цих блоків і досягненням по його краях температури, близьких до температури Кюрі магнетиту, гематиту та самородного заліза. Перед температурою Кюрі існує температурний інтервал, у межах якого магнітна сприйнятливість (намагніченість) породи зростає в декілька, а може й десятки-сотні, разів (т.з. ефект Гопкінсона). Саме цей процес може зумовлювати зростання геомагнітного поля перед подальшим його суттєвим зменшенням (для випадку прогріву всієї товщі вище температури Кюрі наявних магнітних мінералів). Отже, переміщення блоків океанічної літосфери та прогрівання до і вище температури Кюрі наявних магнітних мінералів можуть зумовлювати швидкі зміни мантийно-літосферної складової магнітного поля Землі.

Для серединно-океанських хребтів пропонується "флюїдогазово-магнітний" механізм накопичення магнітних мінералів у верхній мантиї та літосфері. Для обґрунтування даного механізму може бути використано модель глибинного флюїдного режиму, який має в своїй основі первинно-відновлювальний характер мігруючих із мантиї флюїдів та газів, головними компонентами яких є водень, окис кисню та метан. Взаємодія відновлювальних флюїдів з різними сполуками заліза та гірськими породами може приводити до відновлення $\alpha\text{-Fe}$ [8]. Ідеалізовано це можна записати таким чином:



У області низьких тисків та температур ($P=1$, 10 кбар, $T=600^\circ\text{C}$) стійким є парагенезис $\text{Fe} - \text{Fe}_3\text{O}_4$, а при високих значеннях – з'являється слабomagнітний – FeO [7]. Варто також зазначити, що запропоновану трансформацію сполук заліза можуть протікати у зворотному напрямку за зміни окислювально-відновлювального режиму. Окрім такої перекристалізації магнітних мінералів за рахунок зміни окислювально-відновлювального режиму можливим є збагачення глибинних порід магнетитом та самородним залізом за рахунок привнесення заліза флюїдом з низьким рН. На теперішній час усе більше з'являється доказів, як теоретичних, так і експериментальних, гіпотези трансмантійних потоків газів та флюїдів [5, 9], за рахунок яких у верхній частині мантиї та літосфері Землі можуть відбуватися наведені вище трансформації магнітних мінералів. Можна вважати, що границі між літосферними плитами субдукційного та серединно-океанського типів, з одного боку, відображають зони таких потоків, а з іншого, – можна припустити структуроформуючу роль останніх стосовно сучасних структур та їх динаміки залежно від особливостей будови верхньої мантиї та літосфери.

Запропоновані на якісному рівні можливі "магніто-мінералогічні" механізми взаємозв'язку сейсмічності Землі з динамікою мантийно-літосферної складової головного магнітного поля Землі, а саме: а) занурення магнітних блоків літосфери у верхню мантию з подальшими змінами намагніченості за рахунок їх прогрівання та б) трансформація залізистих мінералів у магнітні чи немагнітні різновиди під дією відновлювальних флюїдів та газів, звичайно, потребують кількісних оцінок. Насамперед потрібна оцінка типу та намагніченості кори, а також швидкості її занурення у мантию, та розрахунок часу, необхідного для вирівнювання температури з мантийною. Такі ж оцінки потрібні й для другого механізму, але він видається більш імовірним, оскільки приуроченість розглянутої вище аномалії і до серединно-океанського хребта, й до зони субдукції може бути про-

інтерпретована змінами намагніченості за рахунок глибинних флюїдів та газів.

Висновки. Вперше виявлено приуроченість смуг та ділянок сучасної сейсмічної активності до областей суттєвого зростання "мантіїно-літосферної" компоненти Магнітного Поля Землі. В тектонічному плані вони приурочені до зон зчленування літосферних плит.

Запропоновано два механізми такого зв'язку: а) "температурно-магнітний", зумовлений зануренням магнітних блоків океанічної кори в зоні субдукції, з подальшою зміною намагніченості за рахунок прогрівання; б) "флюїдогазово-магнітний", який ґрунтується на утворенні та трансформації залізистих мінералів під впливом трансмантіїних газів та флюїдів. Обидва механізми дозволяють вперше, на рівні речовини та процесів у верхній мантії та літосфері зон зчленування літосферних плит, пояснити на якісному рівні як сейсмічність, так і динаміку "мантіїно-літосферного" геомагнітного поля. Альтернативним варіантом виявленого зв'язку може бути зростання міцності порід у більш інтенсивному магнітному полі.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ:

1. Возмущения геомагнитного поля при Сычуаньском землетрясении 20 апреля 2013 г. (Ms=7.0) / А. Л. Собисевич, Е. А. Рогожин, Л. Е. Собисевич и др. // Геофиз. журн. – 2014. – №4(36) – С. 37–49.
2. Геомагнитные возмущения в вариациях магнитного поля Земли на этапах подготовки и развития Турецкого (08.03.2010 г.) и Северокавказского (19.01.2011 г.) землетрясений / Л. Е. Собисевич, К. Х. Канониди, А. Л. Собисевич, О. И. Мисеюк // Доклады АН (Геофизика). – 2013. – №1(449) – С. 93–96.
3. Гохберг М. Б. Воздействие землетрясений и взрывов на ионосферу / М. Б. Гохберг, С. Л. Шалимов. – М.: Наука, 2008. – 295 с.
4. Гуфельми А. В. О магнитных возмущениях перед сильными землетрясениями / А. В. Гуфельми, О. Д. Зотов // Физика Земли. – 2012. – № 2. – С. 84–87.
5. Гуфельд И. Л. Метастабильность литосферы как проявление восходящей диффузии легких газов / И. Л. Гуфельд, Г. А. Гусев, М. И. Матвеева // ДАН. – 1998. – Т. 365, № 5. – С. 677–680.
6. Дослідження зв'язків сейсмічності Карпат з фазами 11-річного циклу сонячної активності і магнітними бурями з раптовим початком / В. Г. Кузнецова, В. Ю. Максимчук, Ю. М. Городиський та ін. // Геофиз журн. – 2005. – № 5(27). – С. 849–856.
7. Лившиц Л. Д. Эффект роста остаточной намагниченности при нагревании вулкана / Л. Д. Лившиц, Д. М. Печерский, В. И. Трухин // Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. – М.: ИФЗ АН СССР, 1969. – С. 13–15.
8. Орлюк М. И. Магнітна модель земної кори південного заходу Східно-Європейської платформи: автореф. дис. ... д-ра геол. наук / Орлюк М. И. – Київ, 1999. – 32 с.
9. Орлюк М. И. Глубинные источники региональных магнитных аномалий: тектонотипы и связь с трансформными разломами / М. И. Орлюк, И. К. Пашкевич // Геофиз. журн. – 2012. – Т. 34, № 4 – С. 224–234.
10. Орлюк М. И. Магнітна модель юго-западного края Восточно-Європейской платформы / М. И. Орлюк, И. К. Пашкевич // Геофиз. журн. – 1995. – №6(17). – С.31–36.
11. Орлюк М. И. Пространственные и пространственно-временные магнитные модели разноранговых структур литосферы континентального типа / М. И. Орлюк // Геофиз. журн. – 2000. – Т. 22., №6. – С.148–165.
12. Орлюк М. И. Структура и динамика главного магнитного поля Земли на ее поверхности и в ближнем космосе / М. И. Орлюк, А. А. Ромеиц // Odessa astronomical publications. – 2011. – Vol. 24. – P.124–129.
13. Орлюк М. И. Сейсмічність Землі та вікові зміни її головного магнітного поля / М. И. Орлюк, А. В. Марченко, А. О. Роменець // Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища: Матер. VI Міжнар. наук. конференції. – Львів, 2016. – С. 202–204.
14. Петромагнітна модель литосфери: монографія / Ред. Д. М. Печерский. – К.: Наук. думка, 1994 – 175 с.
15. Сергеева Н. Г. Сильные землетрясения и их влияние на полярную нижнюю ионосферу / Н. Г. Сергеева, О. Ф. Оглоблина, С. М. Черняков // Вестник МГТУ. – 2009. – №2(12) – С. 328–337.
16. Собисевич Л. Е. Аномальные геомагнитные возмущения, наведенные катастрофическими цунамигенными землетрясениями в районе Индонезии / Л. Е. Собисевич, А. Л. Собисевич, К. Х. Канониди // Геофиз. журн. – 2012. – №5(34) – С. 22–37.
17. Собисевич Л. Е. Наблюдения УНЧ геомагнитных возмущений, отражающих процессы подготовки и развития цунамигенных землетрясений / Л. Е. Собисевич, К. Х. Канониди, А. Л. Собисевич // Доклады АН (Геофизика). – 2010. – №4(435) – С. 548–553.
18. Черноморские землетрясения конца декабря 2012 г. и их проявление в геомагнитном поле / А. Л. Собисевич, В. И. Старостенко, Л. Е. Собисевич и др. // Геофиз. журн. – 2013. – №6(35) – С. 54–71.
19. Щербина С. В. Корреляционный анализ связи динамики солнечной плазмы и процесса генерации землетрясений / С. В. Щербина // Геодинамика. – 2013. – №2(15). – С. 370–372.

20. Catalog Global CMT [Electronic resource]. – Режим доступу: <http://www.globalcmt.org>.

21. Dunlop D. Magnetic properties of rocks of the Kapuskasing uplift (Ontario, Canada) and origin of long-wavelength magnetic anomalies / D. Dunlop, O. Ozdemir, V. Costanzo-Alvarez // Geophysical Journal International. – 2010. – №183. – P. 645–658.

22. Geomagnetic Observations and Models / Eds. M. Mandea, M. Korte. – 2011. – DOI: 10.1007/978-90-481-9858-0_13.

23. Kletetschka G. The role of hematite-ilmenite solid solution in the production of magnetic anomalies in ground- and satellite-based data / G. Kletetschka, P. Wasilewski, P. Taylor // Tectonophysics – 2002. – № 347. – P. 167–177.

24. Mapping the subducting Pacific slab beneath southwest Japan with Hi-net receiver functions / F. Niu, A. Levander, S. Ham, M. Obayashi // Earth and Planetary Science Letters. – 2005. – N 239. – P. 9–17.

25. On the Imminent Regional Seismic Activity Forecasting Using INTERMAGNET and Sun-Moon Tide Code Data / S. Mavrodiev, L. Pekevski, G. Kikuashvili et al. // Open Journal of Earthquake Research. – 2015. – №4. – P. 102–113. – DOI: 10.4236/ojer.2015.43010.

26. Pashkevich I. K. Magnetic model of the lithosphere and some problems of Geomagnetic Reference Field / I. K. Pashkevich, M. I. Orlyuk // 8th Scientific Assembly of IAGA: Abstracts. – Uppsala, 1997. – P. 485.

27. Wasilewski P. J. Magnetic petrology of deep crustal rocks – Ivrea Zone, Italy / P. J. Wasilewski, R. D. Warner // Earth and Planetary Science Letters. – 1988. – N 87. – P. 347–361.

REFERENCES:

1. Sobisevich A. L., Rogozhin E. A., Sobisevich L. E., Kanonidi K. Kh., Kendzera A. V., Marchenko A. V., Orlyuk M. I. (2014). Vozmushheniya geomagnitnogo polya pri Sychuanskom zemletrjasenii 20 aprelya 2013 g. (Ms=7.0). Geofizicheskij zhurnal, 4, 36, 37–49. [in Russian].
2. Sobisevich L. E., Kanonidi K. Kh., Sobisevich A. L., Misyuk O. I. (2013). Geomagnitnye vozmoshheniya v variacijakh magnitnogo polya Zemli na etapakh podgotovki i razvitiya Tureckogo (08.03.2010 g.) i Severokavkazskogo (19.01.2011 g.) zemletrjasenij. Doklady AN (Geofizika), 1, 449, 93–96. [in Russian].
3. Gokhberg M. B., Shalimov S. L. (2008). Vozdeystvie zemletrjasenij i vzryvov na ionosferu. Moscow: Nauka. [in Russian].
4. Gulemi A. V., Zotov O. D. (2012). O magnitnykh vozmoshheniyakh pered silnymi zemletrjaseniyami. Fizika Zemli, 2, 84–87. [in Russian].
5. Gufel'd I. L., Gusev G. A., Matveeva M. I. (1988). Metastabil'nost' litosfery kak proyavlenie voskhodyashchey diffuzii legkikh gazov. DAN, 365, 5, 677–680. [in Russian].
6. Kuznyecova V. G., Maksymchuk V. Ju., Gorodyskiy Ju. M., Nikiforova N. M., Pronyshyn R. S. (2005). Doslidzhennya zvyazkiv seysmichnosti Karpat z fazamy 11-richnogo cyklu sonjachnoyi aktivnosti i magnitnymi burjamy z raptovym pochatom. Geofizychny zhurnal, 5, 27, 849–856. [in Ukrainian].
7. Livshits L. D., Pecherskiy D. M., Trukhin V. I. (1969). Effekt rosta ostatochnoy namagnichennosti pri nagrevanii vyustita. In Magnitizm gornnykh porod i paleomagnetizm. (pp. 13–15). Moscow, IFZ AN SSSR. [in Russian].
8. Orlyuk M. I. (1999). Magnitna model' zemnoi kory pivdennoho zahodu Shidno-Evropejskoi platformy. Extended abstract of Doctor's thesis. Kyiv. [in Ukrainian].
9. Orlyuk M. I., Pashkevich I. K. (2012). Glubinnye istochniki regional'nykh magnitnykh anomalij: tektonotipy i svyaz' s transkorovymi razlomami. Geofizicheskij zhurnal, 34, 4, 224–234. [in Russian].
10. Orlyuk M. I., Pashkevich I. K. (1995). Magnitnaya model' yugo-zapadnogo kraja Vostochno-Evropejskoj platformy. Geofizicheskij zhurnal, 6, 17, 31–36. [in Russian].
11. Orlyuk M. I. (2000). Prostranstvennye i prostranstvenno-vremennye magnitnye modeli raznorangovykh struktur litosfery kontinental'nogo tipa. Geofizicheskij zhurnal, 22, 6, 148–165. [in Russian].
12. Orlyuk M. I., Romanets A. A. (2011). Struktura i dinamika glavnogo magnitnogo polya Zemli na ee poverkhnosti i v blizhnem kosmose. Odessa astronomical publications, 24, 124–129. [in Russian].
13. Orlyuk M. I., Marchenko A. V., Romanets A. O. (2016). Seysmichnist Zemli ta vikovi zminy yiji golovnogo magnitnogo polya. Geofizychni tehnologiyi prognozuvannya ta monitoryngu geologichnogo seredovyscha: Materialy VI Mizhnarodnoyi naukovoyi konferenciyi (20–23 veresnja 2016). (pp. 202–204). Lviv. [in Ukrainian].
14. Pecherskiy, D.M. (Ed.). (1994). Petromagnitnaya model litosfery: monografiya. Kyiv: Naukova dumka. [in Russian].
15. Sergeeva, N.G., Ogloblina, O.F., Chernyakov, C.M. (2009). Silnie zemletrjaseniya i ikh vliyanie na poljarnuyu nizhnuyu ionosferu. Vestnik MGU, 2, 12, 328–337. [in Russian].
16. Sobisevich L. E., Sobisevich A. L., Kanonidi K. Kh. (2012). Anomalnie geomagnitnye vozmoshcheniya, navedennye katastroficheskimi cunamigennymi zemletrjaseniyami v rajone Indonezii. Geofizicheskij zhurnal, 5, 34, 22–37. [in Russian].
17. Sobisevich L. E., Kanonidi K. Kh., Sobisevich A. L. (2010). Nablyudeniya UNCh geomagnitnykh vozmoshhenij, otrazhayuschikh processy podgotovki i razvitiya cunamigennykh zemletrjasenij. Doklady AN (Geofizika), 4, 435, 548–553. [in Russian].
18. Sobisevich A. L., Starostenko V. I., Sobisevich L. E., Kendzera A. V., Shuman V. N., Volfman Ju. M. et al. (2013). Chernomorskie zemletrjaseniya konca dekabrya 2012 g. i ikh proyavlenie v geomagnitnom pole. Geofizicheskij zhurnal, 6, 35, 54–71. [in Russian].
19. Shcherbina S. V. (2013). Korrelyacionnyy analiz svyazi dinamiki solnechnoj plazmy i processa generacii zemletrjasenij. Geodinamika, 2, 15, 370–372 [in Russian].

20. Catalog Global CMT. www.globalcmt.org. Retrieved from <http://www.globalcmt.org>.

21. Dunlop D., Ozdemi, O., Costanzo-Alvarez V. (2010). Magnetic properties of rocks of the Kapuskasing uplift (Ontario, Canada) and origin of long-wavelength magnetic anomalies. *Geophysical Journal International*, 183, 645–658.

22. Manda M., Korte M. (Eds.). (2011). *Geomagnetic Observations and Models*. DOI: 10.1007/978-90-481-9858-0_13.

23. Kletetschka G., Wasilewski P., Taylor P. (2002). The role of hematite-ilmenite solid solution in the production of magnetic anomalies in ground- and satellite-based data. *Tectonophysics*, 347, 167–177.

24. Niu F., Levander A., Ham S., Obayashi M. (2005). Mapping the subducting Pacific slab beneath southwest Japan with Hi-net receiver functions. *Earth and Planetary Science Letters*, 239, 9–17

25. Mavrodiev S., Pekevski L., Kikuashvili G., Botev E., Getsov P., Mardirossian G. et al. (2015). On the Imminent Regional Seismic Activity Forecasting Using INTERMAGNET and Sun-Moon Tide Code Data. *Open Journal of Earthquake Research*, 4, 102–113.

26. Pashkevich I. K., Orlyuk M. I. (1997). Magnetic model of the lithosphere and some problems of Geomagnetic Reference Field. 8th Scientific Assembly of IAGA. Abstracts. (p. 485). Uppsala.

27. Wasilewski P. J., Warner R. D. (1988). Magnetic petrology of deep crustal rocks – Ivrea Zone, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 347–361.

Надійшла до редколегії 12.07.16

Orlyuk M., Dr. Sci. (Geol), Chief of the Department of Geomagnetism

E-mail: orlyuk@igph.kiev.ua,

Marchenko A., Research Associate,

E-mail: andrey_marchenko@ukr.net,

Romenets A., Research Associate,

E-mail: romenets@ukr.net,

Subbotin Institute of Geophysics

National Academy of Sciences of Ukraine

32 Acad. Palladina Ave., Kyiv, 03680 Ukraine

EARTH'S SEISMICITY AND SECULAR CHANGES OF ITS MAGNETIC FIELD

Analysis of temporal changes in Earth's magnetic field and its seismicity for the period from 1950 to 2000 was performed. For the analysis the main magnetic field of the Earth BIGRF-10 with a spherical harmonic to degree and order 13 was used, which allows us to study the characteristics of magnetic anomalies with dimensions in the first thousand kilometers. Temporal changes in the geomagnetic field for the period from 1950 to 2000 were divided into conditional long-wave "nuclear" and short "mantle-lithosphere" components. The planet, on the whole, showed a lower seismicity of south-western hemisphere, which is characterized by a significant reduction in "nuclear" part of the field, as compared with the north-eastern hemisphere. For the first time the connection between areas with high seismic activity and areas of positive growth "mantle-lithosphere" component of the geomagnetic field was traced, which correspond to the zones of tectonic joints of lithospheric plates. The following two communication mechanisms: (a) the "temperature-magnetic", due to immersion of the magnetic blocks of the oceanic crust in a subduction zone, followed by a change in magnetization due to their warm-up; (b) "fluid-gas-magnetic", based on the formation and transformation of ferrous minerals under the influence of transmantle gases and fluids were proposed. Trans-mantle gases and fluids can play structures-formative role in relation to the modern geological and tectonic processes in the areas of joints of lithospheric plates.

Key words: Earth's magnetic field, seismicity, lithospheric plates, magnetization, fluids.

Орлюк М., д-р геол. наук, зав. отделом геомагнетизма,

E-mail: orlyuk@igph.kiev.ua,

Марченко А., млад. науч. сотрудник,

E-mail: andrey_marchenko@ukr.net,

Роменец А., млад. науч. сотрудник,

E-mail: romenets@ukr.net,

отдел геомагнетизма,

Институт геофизики им. С.И. Субботина

Национальной Академии наук Украины,

пр. Акад. Палладина, 32, г. Киев, 03680 Украина

СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗЕМЛИ И ВЕКОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЕЕ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

Выполнен анализ временных изменений магнитного поля Земли и ее сейсмичности для периода 1950–2000 гг. Для анализа использовано главное магнитное поле Земли BIGRF-10 с длиной сферического ряда – 13 гармоник, которое позволяет изучать характерные особенности магнитных аномалий с размерами в первые тысячи километров. Временные изменения геомагнитного поля за период 1950–2000 гг. были разделены путем их осреднения на условно длинноволновую "ядерную" и коротковолновую "мантийно-литосферную" составляющие. Для планеты в целом выявлена меньшая сейсмичность юго-западной гемисферы, которая характеризуется существенным уменьшением "ядерной" части поля, по сравнению с северо-восточной гемисферой. Впервые установлена связь между участками с повышенной сейсмической активностью и областями положительного прироста "мантийно-литосферной" компоненты геомагнитного поля, которые в тектоническом отношении соответствуют зонам сочленения литосферных плит. Предложены два механизма такой связи: а) "температурно-магнитный", обусловленный погружением магнитных блоков океанической коры в зоне субдукции с последующим изменением намагниченности за счет их прогрева; б) "флюидогазово-магнитный", основанный на образовании и трансформации железистых минералов под влиянием трансмантийных газов и флюидов. Можно предположить структуроформирующую роль трансмантийных газов и флюидов относительно современных геологических структур и их динамики в областях сочленения литосферных плит.

Ключевые слова: магнитное поле Земли, сейсмичность, литосферные плиты, намагниченность, флюиды.

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

UDK 552.33 : 551.21

V. Mykhailov, Dr. Sci. (Geol.), Prof.
Director of Institute of Geology
Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

E-mail: vladvam@gmail.com,
S. Kryvdic, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.

Head of the Department
M. P. Semenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation
National Academy of Sciences of Ukraine
34 Acad. Palladina Ave., Kyiv – 142, 03680, Ukraine

E-mail kryvdik@ukr.net,

V. Sharygin, Cand. Sci. (Geol.-Min.),
Institute of Geology and Mineralogy
Siberian Branch of the Russian Academy of Science
Acad. Koptuga Ave., Novosibirsk, 630090, Russia
E-mail sharygin@igm.nsc.ru

VOLCANIC ROCKS OF THE ISLAMIC ISLAND (IRAN)

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

Neogene paleovolcan of the Islamic Island comprised by melaleucitite – feldspars leucitite – phonolite – trachyte series is situated on the coast of the Lake Urumia (Iran). Leucitites are composed of magnesium clinopyroxene, olivine, amphibole, Ba-Ti-phlogopite and feldspar. Clinopyroxenes of phonolite are enriched in Fe, phlogopites are depleted with Ba and Ti, feldspars are represented by Na-K-Ba-varieties or anorthoclase. Leucitic rocks are enriched with Ba, Rb, Sr and have moderate content of Ce, Y, Zr and low Nb. At the diagram $SO_2 - MgO/(MgO+FeO)$ most of analyzes of leucitic rocks are plotted between fields of kamafugitic and tephrite-leucitic series, partly (enriched with SiO_2) – in the field of lamprophyric series. At the diagram Al_2O_3-CaO most of analyzes correspond to tephrite-leucitic series, partly – to lamproitic. At the diagram of Zr-Nb leucitic rocks are plotted in the field of potassium rocks of subduction areas. They are characterized by low content of Nb, Ta, Ti.

Unlike lamproite, leucitite of the Islamic Island has clayed (miaskite) composition. Their clinopyroxenes are more clayed than diopsides of lamproite. Clinopyroxenes and olivine of these rocks are more iron-rich than minerals of lamproite. These rocks are enriched in Ti and Ba, unlike typical lamproite. Presence of small amount of nepheline and sodalite, also distinguish them from typical lamproite. Leucite is similar to leucite from lamproite.

Therefore, leucitic rocks of the Islamic Island are represented by series of non-plagioclase rocks, which are evolved from melaleucitite through leucitic phonolite to trachyte, involving quartz-bearing ones. Leucitic rocks of the Islamic Island are similar to transitional lamproite, associated with subduction in Phanerozoic mountain belts.

Potassium alkaline rocks of Islamic Island with their mineralogical and geochemical peculiarities are similar to low-titanium lamproite. At the same time, leucitic rocks of the Islamic Island with their Ba-Ti-phlogopite and celsian feldspars might be treated as original formations. So leucitic rocks of the Islamic Island are similar to lamproites found in the folding belts characterized by occurrence of subduction.

Keywords: potassic rocks, Ba-Ti-mica, Na-K-Ba-feldspars, leucitite, phonolite, trachyte

Introduction. Neogene volcanic cone of Islamic Island paleovolcan, that is 22 x 13 km in size and about 600 m height, is composed of leucite, phonolite, and trachyte [4–5, 10].

Paleovolcan crater is comprised by steep bodies of trachyte, tephrite, and leucitic basalts. And its slopes are formed by gently flows of breccia and tuff with fragments of leucitites; tuff and agglomerate with fragments of phonolites; breccia with fragments of trachytes and leucites; breccia with fragments of phonolites; pyroclast with fragments of leucitic tephrites and phonolites; leucitic basalts and leucitic tephrite with breccia layers (fig. 1). Stratified layers are cut by steep dikes of trachytes, tephrites, leucitic basalts.

Setting of the problem. This paper focuses on the nature of volcanic rocks of the Islamic Island, their petrographic, mineralogical and geochemical features. Volcanic rocks are represented by melaleucitite-leucitite-leucitic phonolite-trachyte series (table 1). Potassic varieties are predominant and K-Na-series might be rarely found. This series show Na_2O/K_2O correlation value close to one and into the latest stage phonolites and trachytes it is slightly increased. The latest stage volcanic rocks are represented by trachytes of volcanic crater. Femic minerals of leucitite are represented by magnesium clinopyroxenes (diopsides) and Ba-Ti-phlogopite and rarely olivine. Phonolite is characterized by low magnesium of clinopyroxene and phlogopite, absence of olivine and more high content of Fe in femic minerals. Feldspars of leucitite are represented by sanidines or their Ba-bearing varieties (up to 4,0% BaO),

and in phonolite it is represented by zonal celsian (up to 8,9% BaO) or anorthoclase. The main trace elements of leucitic rocks are represented by Ba, Rb, Sr, with typical moderate concentration of Ce, Y, Zr and low Nb. Such peculiarities are typical for potassium rocks in mountain belts, where subduction occurred.

Petrography of rocks. Melanocratic volcanic rocks are represented by melaleucitite and leucitite. Impregnations (up to 60–70%) are represented by clinopyroxene (diopside), leucite, sometimes alkaline feldspar (2–10 mm), with microimpregnations (to 0,5–1,0 mm) formed by olivine, frequently substituted by secondary minerals (up to 5–10%). Matrix of leucitite is composed of leucite, diopside, phlogopite, cemented by isotropic volcanic glass. Small needle-like crystal and microimpregnation of apatite (up to 0,4–0,5 mm), magnetite, and amphibole are present.

Impregnations of pale-green and almost colourless clinopyroxene are zoned, with inclusions of leucite, phlogopite, alkaline feldspar, rare nepheline and sodalite. Frequently together with recrystallized glass they are placed into zones of growth of pyroxene impregnations. Sometimes large glomeroporphyric aggregates of diopside are found. Usually pyroxene in matrix is optically homogeneous. Leucite shows isotropic nature and frequently altered by zeolite-like mineral.

Phlogopite is presented in matrix, sometimes forming edges around olivine's grain. Usually phlogopite is zonal, pleochroic (in red-brown colour) [16]. Feldspars of leucitite are represented by potassium varieties, commonly by Ba-bearing (to 4,0% BaO), plagioclase is absent. Therefore,

volcanic rocks of the Islamic Island might be treated as melaleucitite (olivine-pyroxene) – leucitite – phonolite – trachyte series.

Some rocks are represented by phonolite (samples I–3 and I–4a) with impregnation of red-brown phlogopites,

rare clinopyroxene and altered leucite. The matrix is composed of fine grains of feldspar (anorthoclase), clinopyroxene and phlogopite with recrystallized glass, zeolites and microlites of feldspars (celsian), magnetite and products of olivine alteration.

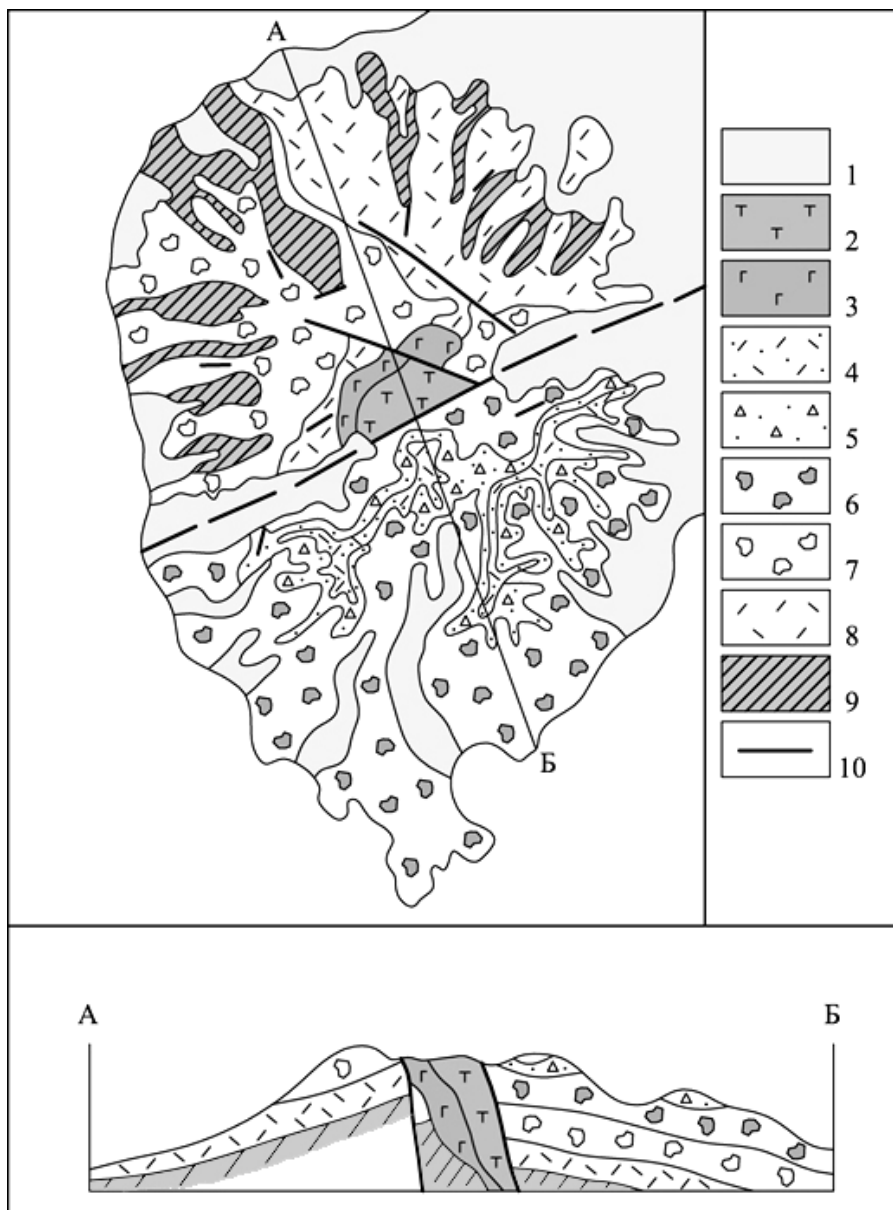


Fig. 1. Scheme of geological structure and cross-section of Islamic Island paleovolcan: 1 – Quaternary sediments; 2 – trachyte; 3 – tephrite and leucitic basalts; 4 – breccia and tuffs with leucitite fragments; 5 – tuffs and agglomerates with phonolite fragments; 6 – tuffs with fragments of trachyte and phonolite; 7 – breccia with fragments of phonolite, basement – agglomerates; 8 – pyroclast with leucitic tephrite and phonolite fragments; 9 – leucitic basalts and leucitic tephrite with breccia layers; 10 – dikes of trachyte, tephrite, leucitic basalts

Chemical features of the rock-forming minerals.

On the basis of chemical analysis of data the same type minerals of leucitites and phonolites, especially phlogopites and feldspars are distinguished. Clinopyroxenes in phonolite are enriched in Fe. In the minerals of trachyte agpaite coefficient (Na+K)/Al reaches 1,04 [20]. Olivine is found in melaleucitite and leucitite. Frequently it is substituted by secondary minerals. Their composition corresponds to Fo87-82, with MnO content of 0,3–0,5%, CaO – 0,4–0,5%, NiO – to 0,15%.

Phlogopites in leucitite are represented by varieties with high content of BaO (to 12,6%), TiO2 (to 6,9%), F (to 5,1%). Content of TiO2, BaO, Al2O3 from core part of

phlogopite grains to their margins is decreased, and SiO2 – increased (table 2).

Rarely in clinopyroxene of melaleucitite are present impregnations of low-titanium (2,84% TiO2) and low-barium (0,71% BaO) phlogopites with low content of F (0,30%): (K0,6-0,8 Ba0,2-0,4) (Mg1,5-2,3 Fe2+0,3-1,0 Ti0,2-0,5) [Fe3+0,1-0,3 Al1,1-1,4 Si2,3-2,7] (Fo,8-1,3 OH0,7-1,2) [16]. Ba-Ti phlogopites of leucitites are distinguished from oxykinoshitalites and oxymicas from alkaline rocks of other regions by higher content of BaO, H2O, F, and lower TiO2 (fig. 2). Similarly Ba-Ti-micas (9–11% TiO2; 10–11% BaO) are described in essexite of Eltozersky massif [6].

Table 1

Chemical composition of alkaline rocks of the Islamic Island

| № | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|
| № sample | I-1 | I-1a | I-2 | I-3 | I-4 | I-4a | I-5 | I-6 | I-7 | I-8 | 5 | 2 | 44 | 126 | 148 | 5 | 149 |
| SiO ₂ | 45,80 | 45,40 | 44,70 | 47,70 | 43,60 | 49,60 | 44,60 | 45,00 | 42,80 | 43,50 | 47,28 | 46,77 | 50,19 | 51,48 | 54,45 | 58,27 | 65,35 |
| TiO ₂ | 1,71 | 1,82 | 1,26 | 1,47 | 1,23 | 1,78 | 1,33 | 1,32 | 1,42 | 1,72 | 0,97 | 0,98 | 1,44 | 0,85 | 0,77 | 0,73 | 0,23 |
| Al ₂ O ₃ | 8,37 | 10,4 | 11,2 | 14,1 | 11,20 | 13,8 | 11,6 | 11,1 | 12,9 | 12,1 | 10,9 | 11,66 | 16,51 | 16,51 | 15,3 | 16,31 | 15,92 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,76 | 1,58 | 1,63 | 1,43 | 1,49 | 1,49 | 1,58 | 1,62 | 1,93 | 1,48 | 1,38 | 1,29 | 1,37 | 0,91 | 1,13 | 0,9 | 0,56 |
| FeO | 9,01 | 8,08 | 8,34 | 7,32 | 7,62 | 7,61 | 8,05 | 8,28 | 9,84 | 9,57 | 7,35 | 7,30 | 7,39 | 4,95 | 5,94 | 4,60 | 1,69 |
| MnO | 0,20 | 0,18 | 0,2 | 0,18 | 0,20 | 0,18 | 0,25 | 0,21 | 0,24 | 0,12 | 0,23 | 0,25 | 0,19 | 0,56 | 0,72 | 0,20 | 0,60 |
| MgO | 8,12 | 8,69 | 6,13 | 4,98 | 7,71 | 2,81 | 9,51 | 8,77 | 7,94 | 8,72 | 9,63 | 9,71 | 3,97 | 6,36 | 5,40 | 3,38 | 1,25 |
| CaO | 9,74 | 8,85 | 10,8 | 10,5 | 10,1 | 8,74 | 11,1 | 11,5 | 12,2 | 12,9 | 13,71 | 12,21 | 9,13 | 6,48 | 7,66 | 4,4 | 1,25 |
| Na ₂ O | 1,80 | 2,05 | 2,00 | 2,70 | 0,90 | 3,55 | 2,4 | 1,82 | 0,55 | 0,6 | 1,49 | 1,61 | 3,08 | 4,08 | 3,16 | 3,47 | 4,87 |
| K ₂ O | 5,20 | 5,30 | 5,70 | 3,00 | 5,80 | 5,65 | 5,9 | 5,4 | 5,5 | 5,8 | 5,13 | 6,19 | 6,09 | 7,07 | 4,78 | 7,62 | 7,86 |
| P ₂ O ₅ | 1,78 | 1,73 | 1,50 | 1,06 | 1,58 | 0,85 | 1,4 | 1,56 | 1,54 | 1,5 | 1,68 | 1,76 | 0,83 | 0,73 | 0,82 | 0,82 | 0,42 |
| CO ₂ | 0,77 | 0,88 | 0,66 | 0,55 | 1,01 | 0,88 | 0,88 | 0,88 | 1,4 | 0,87 | - | - | - | - | - | - | - |
| S | 0,04 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,02 | 0,10 | - | - | - | - | - | - | - |
| H ₂ O- | 1,24 | 1,18 | 1,40 | 0,84 | 2,86 | 0,54 | 0,24 | 0,34 | 0,36 | 0,35 | - | - | - | - | - | - | - |
| LOI | 3,20 | 3,01 | 3,86 | 3,41 | 4,13 | 2,96 | 0,3 | 1,74 | 1,44 | 1,66 | - | - | - | - | - | - | - |
| BaO | 0,26 | 0,24 | 0,38 | 0,39 | 0,30 | 0,36 | 0,38 | 0,30 | 0,24 | 0,30 | - | - | - | - | - | - | - |
| Total | 99,00 | 99,50 | 99,80 | 99,70 | 99,70 | 101,00 | 99,60 | 99,90 | 100,00 | 101,00 | 99,75 | 99,73 | 100,19 | 99,98 | 100,04 | 100,70 | 100,00 |
| Na+K/Al | 1,03 | 0,87 | 0,84 | 0,55 | 0,69 | 0,87 | 0,89 | 0,80 | 0,53 | 0,60 | 0,73 | 0,80 | 0,71 | 0,87 | 0,68 | 0,86 | 1,04 |
| Na+K | 7,00 | 7,35 | 7,70 | 5,70 | 6,70 | 9,20 | 8,30 | 7,22 | 6,05 | 6,40 | 6,62 | 7,80 | 9,17 | 11,15 | 7,94 | 11,09 | 12,73 |
| Fe/(Fe+Mg) | 0,42 | 0,38 | 0,47 | 0,49 | 0,39 | 0,64 | 0,36 | 0,38 | 0,45 | 0,41 | 0,33 | 0,33 | 0,55 | 0,34 | 0,42 | 0,47 | 0,50 |
| Geochemical features | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cu | 113 | 128 | 94 | 147 | 134 | 151 | 136 | 127 | 159 | 153 | - | - | - | - | - | - | - |
| Zn | 74 | 61 | 88 | 53 | 102 | 80 | 54 | 75 | 8 | 124 | - | - | - | - | - | - | - |
| Rb | 329 | 348 | 152 | 52 | 136 | 126 | 169 | 245 | 174 | 198 | - | - | - | - | - | - | - |
| Sr | 931 | 809 | 1270 | 1170 | 752 | 1510 | 1200 | 1230 | 968 | 978 | - | - | - | - | - | - | - |
| Y | 28 | 30 | 36 | 34 | 34 | 36 | 27 | 34 | 26 | 32 | - | - | - | - | - | - | - |
| Zr | 277 | 320 | 347 | 332 | 371 | 328 | 394 | 311 | 322 | 320 | - | - | - | - | - | - | - |
| Nb | 38 | - | - | 34 | - | - | - | - | - | 30 | - | - | - | - | - | - | - |
| La | 54 | 64 | 62 | 74 | 76 | 49 | 62 | 70 | 61 | 68 | - | - | - | - | - | - | - |
| Ce | 111 | 110 | 139 | 133 | 133 | 115 | 124 | 131 | 118 | 107 | - | - | - | - | - | - | - |
| Nd | 55 | 52 | 67 | 62 | 55 | 58 | 61 | 72 | 57 | 47 | - | - | - | - | - | - | - |
| Pb | 31 | 34 | 29 | 40 | 43 | 42 | 37 | 31 | 24 | 149 | - | - | - | - | - | - | - |
| Th | 19 | - | - | 21 | - | - | - | - | - | 14 | - | - | - | - | - | - | - |
| U | <2 | - | - | 6 | - | - | - | - | - | <2 | - | - | - | - | - | - | - |

1-3, 7-12 – leucite; 5 – tuff lava (fragments of tuffs in leucite); 4, 6, 15, 16 – phonolite; 17 – trachyte. Samples 1-10 – author's collection; 11-17 – reference data [20]

Table 2

Chemical composition (microprobe analyses) of Ba-Ti-phlogopites

| N sample | I-5 | | | | I-8 | | | | I-3 | | | | I-4 | | | | | |
|----------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|
| | Gm | Г | gm | Г | In Cpx | in Plc | Г | In Plc | In Cpx | Г | In Cpx | phen | phen | phen | phen | | | |
| Position | C | | C | | | C | | C | | C | | C | | C | | C | | |
| Phase | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 32,22 | 33,73 | 30,77 | 33,72 | 31,48 | 34,37 | 29,88 | 30,79 | 29,49 | 29,15 | 36,38 | 31,42 | 37,41 | 38,32 | 38,48 | 38,88 | 38,32 | |
| TiO ₂ | 6,04 | 5,91 | 6,23 | 5,67 | 6,37 | 5,51 | 6,33 | 5,43 | 6,90 | 6,94 | 4,59 | 4,57 | 2,84 | 2,84 | 2,44 | 2,90 | 2,71 | |
| Nb ₂ O ₅ | - | - | - | 0,01 | - | 0,06 | 0,01 | 0,02 | - | 0,02 | 0,02 | 0,04 | - | - | - | - | - | - |
| Cr ₂ O ₃ | 0,02 | 0,01 | - | 0,01 | 0,05 | 0,04 | 0,02 | 0,02 | - | - | 0,02 | 0,06 | 0,45 | 0,15 | 0,05 | 0,07 | 0,06 | 0,04 |
| Al ₂ O ₃ | 13,67 | 13,00 | 14,21 | 13,76 | 14,34 | 13,03 | 15,32 | 15,33 | 15,39 | 15,37 | 12,33 | 14,75 | 14,56 | 15,07 | 14,94 | 15,46 | 14,92 | 7,87 |
| Fe ₂ O ₃ * | 4,36 | 4,19 | 3,95 | 3,98 | 3,50 | 3,09 | 3,35 | 2,63 | 3,11 | 3,30 | 0,85 | 2,91 | 0,50 | - | - | - | - | - |
| FeO | 4,86 | 4,83 | 4,89 | 4,68 | 6,48 | 6,84 | 6,54 | 5,85 | 8,19 | 8,40 | 10,87 | 8,01 | 8,52 | 8,80 | 8,75 | 8,82 | 8,68 | 16,92 |
| MnO | 0,12 | 0,13 | 0,12 | 0,14 | 0,19 | 0,13 | 0,18 | 0,11 | 0,20 | 0,27 | 0,34 | 0,13 | 0,09 | 0,07 | 0,04 | 0,05 | 0,03 | 0,50 |
| MgO | 19,16 | 19,49 | 18,37 | 19,75 | 17,55 | 17,89 | 17,32 | 18,54 | 15,58 | 15,29 | 15,01 | 16,66 | 21,10 | 22,03 | 22,20 | 22,09 | 21,90 | 11,89 |
| CaO | 0,04 | 0,07 | 0,03 | 0,02 | 0,09 | 0,26 | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,18 | 0,27 | 0,07 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,05 | 0,21 |
| BaO | 9,81 | 8,12 | 11,31 | 9,29 | 10,34 | 7,80 | 12,25 | 11,69 | 12,03 | 12,24 | 7,16 | 12,55 | 0,81 | 0,64 | 0,66 | 0,77 | 0,70 | - |
| Na ₂ O | 0,70 | 0,71 | 0,63 | 0,72 | 0,70 | 0,91 | 0,57 | 0,59 | 0,61 | 0,62 | 0,85 | 0,62 | 0,37 | 0,51 | 0,45 | 0,50 | 0,48 | 0,00 |
| K ₂ O | 5,50 | 6,16 | 5,01 | 5,79 | 4,94 | 6,18 | 4,75 | 4,91 | 4,59 | 4,59 | 6,35 | 4,26 | 9,38 | 9,50 | 9,59 | 9,48 | 9,45 | 7,52 |
| F | 4,73 | 4,49 | 4,50 | 4,57 | 3,73 | 5,06 | 3,81 | 4,27 | 3,75 | 3,98 | 5,19 | 3,97 | 4,06 | 0,81 | 0,53 | 0,72 | 0,47 | - |
| Cl | 0,01 | - | - | 0,01 | 0,02 | - | 0,01 | 0,01 | - | - | - | 0,03 | 0,03 | - | - | 0,02 | 0,01 | - |
| H ₂ O- | 1,12 | 1,31 | 1,20 | 1,27 | 1,66 | 1,15 | 1,60 | 1,49 | 1,62 | 1,47 | 1,31 | 1,75 | 3,91 | - | - | - | - | - |
| Total | 102,16 | 102,15 | 101,23 | 102,39 | 101,43 | 102,32 | 101,95 | 101,70 | 101,49 | 101,67 | 101,44 | 101,66 | 100,33 | 98,76 | 98,15 | 99,79 | 97,78 | 91,23 |
| O=(F, Cl) | 1,99 | 1,89 | 1,90 | 1,93 | 1,57 | 2,13 | 1,61 | 1,80 | 1,58 | 1,68 | 2,19 | 1,68 | 0,13 | - | - | - | - | - |
| Total | 100,17 | 100,26 | 99,33 | 100,46 | 99,85 | 100,19 | 100,34 | 99,90 | 99,91 | 100,00 | 99,26 | 99,99 | 100,76 | 100,19 | - | - | - | - |

gm – groundmass; c, r – core and rim of grain; in Cpx – silicate melt and polycrystalline inclusions in clinopyroxene phenocryst; in Plc – silicate melt and polycrystalline inclusions in pseudoleucite phen – phenocryst; * – calculated from formula on the basis 11 oxygen, Fe₂O₃ is estimated only as tetrahedral Fe³⁺ in formula

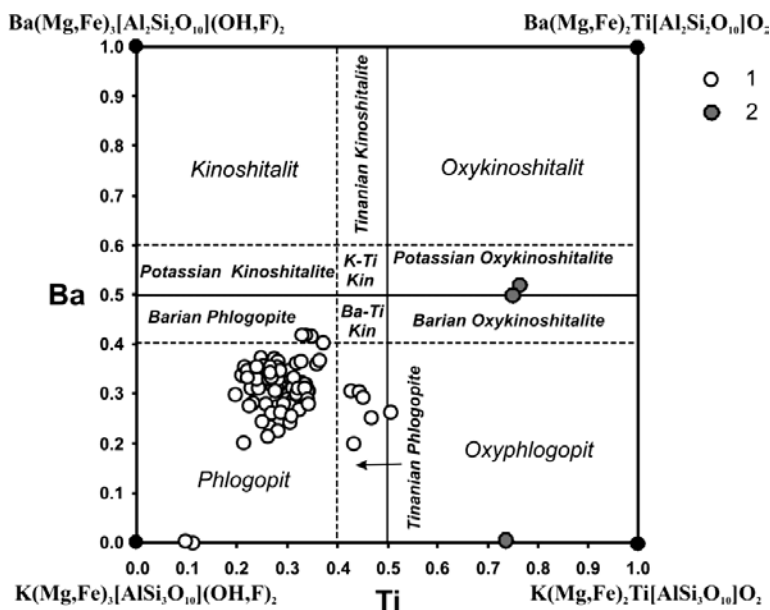


Fig. 2. Composition of Ba-Ti-micas:
1 – phlogopite of alkaline rocks, 2 – oxyphlogopite and oxykinoshitalite by [9, 15]

At the same time, mica in phonolite (sample I-3) has low TiO₂ (2,5–2,9%), BaO (0,4–0,8%) and F (0,5–0,8%), that is similar to micas from impregnations into leucite's clinopyroxene. Low-Ti (0,57–0,81% TiO₂), high-Fe and Mg (up to 17% FeO_{tot} and 10,4–11,95% MgO) and low-Al (7,87–8,46% Al₂O₃) are established for mica found into tuflava (sample I-4).

Magnesium number of clinopyroxene (Mg/(Mg+Fe)·100%) drops from leucite (90,4%) to phonolite (69,4%). Impregnation of clinopyroxene has zonal structure: content of Fe from center to margin increases. The main chemical peculiarities are summarized in table 3.

Table 3

Chemical composition (microprobe analyses) of clinopyroxene

| N sample | I-8 | I-8 | I-8 | I-8 | I-5 | I-5 | I-5 | I-4a |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|
| SiO ₂ | 53,86 | 47,99 | 47,64 | 47,26 | 53,54 | 51,64 | 52,24 | 49,12 |
| TiO ₂ | 0,22 | 1,23 | 1,60 | 1,92 | 0,16 | 0,95 | 0,28 | 0,74 |
| Al ₂ O ₃ | 1,36 | 4,86 | 5,97 | 5,12 | 1,07 | 2,37 | 1,85 | 2,10 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,41 | – | 0,08 | 0,01 | 0,10 | 0,01 | 0,07 | 0,02 |
| FeO | 2,85 | 6,91 | 6,73 | 7,85 | 3,98 | 6,49 | 5,28 | 10,85 |
| MnO | 0,09 | 0,14 | 0,13 | 0,21 | 0,02 | 0,25 | 0,15 | 0,07 |
| MgO | 15,39 | 13,99 | 13,35 | 13,30 | 17,12 | 15,05 | 16,09 | 14,08 |
| CaO | 23,99 | 22,79 | 22,47 | 22,77 | 23,82 | 22,87 | 23,72 | 22,50 |
| Na ₂ O | – | 0,78 | 0,58 | 0,70 | 0,20 | 0,72 | 0,42 | – |
| Sum | 98,17 | 98,69 | 98,55 | 99,14 | 100,01 | 100,35 | 100,10 | 99,48 |
| Fe/Fe+Mg | 0,096 | 0,242 | 0,219 | 0,23 | 0,12 | 0,19 | 0,16 | 0,304 |

An. 1 is carried out from the lightest concentrate of pyroxene, and another – from the rock slice

Chemical compositions of feldspars analyzed by microprobe are summarized in table 4. Frequently they are found as impregnations in leucite, pseudoleucite, and clinopyroxene. Their composition corresponds to potassium alkaline feldspars (sanidines), Ba-bearing (to 4,0%

BaO) and Na-Ba-K variety of celsian (BaO to 8,85%). From center of the grains to their margin content of BaO decreases (sometime from 7,81 to 2,05%), and content of Na₂O (from 2,8 to 4,5%), and partly CaO (from 0,6 to 1,2%) increases (fig. 3).

Table 4

Chemical composition (microprobe analyses) of feldspars

| N sample | I-8 | I-8 | I-4a | I-4a | I-4a | I-4a | I-4a | I-4a | I-4a | I-4a | I-4a | I-3 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 64,42 | 58,83 | 57,46 | 57,28 | 59,58 | 59,24 | 59,27 | 64,53 | 58,50 | 59,18 | 55,02 | 60,31 |
| TiO ₂ | 0,03 | 0,04 | 0,23 | 0,29 | 0,34 | 0,23 | 0,07 | 0,23 | 0,17 | 0,15 | 0,23 | 0,26 |
| Cr ₂ O ₃ | – | 0,12 | – | – | – | – | – | – | – | – | – | – |
| Al ₂ O ₃ | 18,96 | 18,94 | 20,60 | 20,68 | 20,41 | 20,47 | 20,44 | 19,38 | 20,49 | 20,40 | 23,35 | 22,79 |
| FeO | 0,29 | 0,86 | 0,58 | 0,54 | 0,69 | 0,71 | 0,74 | 0,45 | 0,62 | 0,66 | 0,65 | 0,71 |
| MnO | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,04 | – | – | 0,03 | 0,03 | 0,02 | – | – |
| MgO | 0,04 | 0,71 | 0,01 | – | – | 0,01 | – | – | 0,02 | 0,01 | 0,07 | – |

End table 4

| N sample | I-8 | I-8 | I-4a | I-4a | I-4a | I-4a | I-4a | I-4a | I-4a | I-4a | I-4a | I-3 |
|----------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| CaO | 0,10 | 0,05 | 0,61 | 0,76 | 0,95 | 0,68 | 0,86 | 1,17 | 0,60 | 0,76 | 1,00 | 4,91 |
| BaO | 0,26 | 4,01 | 8,85 | 8,64 | 6,29 | 7,45 | 7,81 | 2,05 | 8,05 | 7,66 | 8,73 | - |
| Na2O | 0,73 | 1,67 | 2,97 | 2,82 | 4,48 | 3,17 | 2,97 | 4,30 | 2,87 | 3,62 | 2,14 | 6,21 |
| K2O | 14,97 | 12,30 | 8,70 | 8,59 | 7,24 | 7,63 | 7,15 | 7,61 | 8,27 | 7,18 | 8,64 | 3,32 |
| Sum | 99,82 | 97,54 | 100,04 | 99,62 | 100,03 | 99,60 | 99,31 | 99,74 | 99,62 | 99,64 | 99,83 | 98,51 |
| Cs | 0,6 | 7,6 | 16,4 | 16,3 | 11,5 | 15,1 | 16,2 | 3,9 | 16,0 | 15,0 | 17,4 | - |
| An | 0,6 | 0,3 | 3,1 | 4,1 | 4,8 | 3,7 | 4,8 | 6,3 | 3,3 | 4,2 | 5,5 | 34,1 |
| Ab | 6,7 | 15,8 | 27,2 | 26,5 | 40,6 | 31,4 | 30,6 | 41,5 | 27,8 | 35,1 | 21,1 | 38,8 |
| Or | 92,2 | 76,3 | 53,3 | 53,1 | 41,1 | 49,8 | 48,4 | 48,4 | 52,9 | 45,6 | 56,0 | 27,1 |

At the same time more Na-rich feldspar anorthositic composition with high content of CaO (4,9%) is found in phonolite (I-3) that is similar to anorthoclase (CaO – 3,76%) from volcanic rocks of the Mountain Erebus (Ant-

arctic Region) or romben-porphry (Or10-15 Ab45-75 An10-45) from laurvikite Oslo region (Norway) [11]. Therefore, feldspars of phonolite have abnormally high content of Na2O and CaO and low content of K2O and BaO.

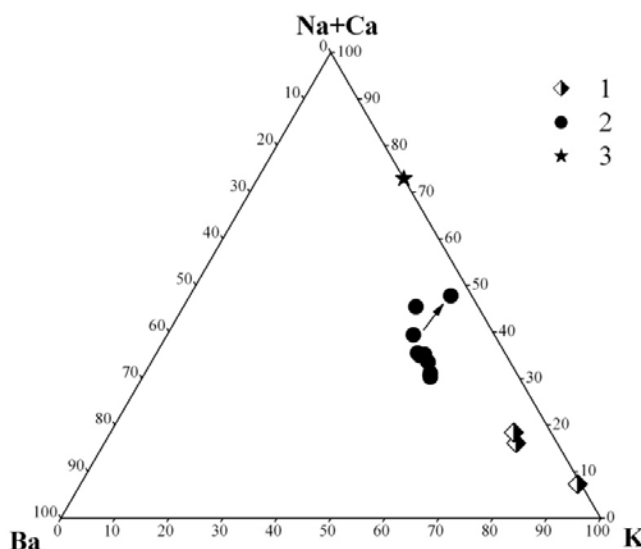


Fig. 3. Component diagram of feldspars:
 1 – feldspars of leucitite, 2 – feldspars of phonolite, 3 – anorthoclase of phonolite.
 The trend of compositional change in feldspars (from center to rim) is indicated with arrow

Impregnations in clinopyroxenes of melaleucitite nepheline and sodalite are also presented. Nepheline has "standard" composition (16,3% Na2O and 5,5–5,6% K2O), with high content of FeOtot (1,3–1,4%), low CaO (0,07%)

and BaO (0,05–0,07%). Sodalite has typical composition (24,0% Na2O and about 8% Cl). Leucite also has typical composition with abnormally high content of Fe (FeOtot – 0,4-0,9%) and low Na2O and CaO (table 5).

Table 5

Chemical composition (microprobe analyses) of leucite

| № sample | I-8 | I-8 | I-8 | I-5 | I-5 | I-5 |
|----------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO2 | 54,84 | 54,23 | 54,59 | 54,82 | 54,58 | 55,00 |
| TiO2 | 0,06 | 0,02 | 0,20 | 0,01 | 0,04 | 0,10 |
| Al2O3 | 23,07 | 23,24 | 22,59 | 22,54 | 22,45 | 22,06 |
| FeO | 0,63 | 0,43 | 0,89 | 0,88 | 0,65 | 0,85 |
| MnO | - | - | 0,02 | 0,02 | - | 0,02 |
| MgO | - | 0,02 | 0,01 | - | - | - |
| BaO | 0,11 | 0,36 | 0,24 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |
| CaO | 0,00 | 0,12 | 0,12 | - | - | 0,09 |
| Na2O | 0,06 | 0,05 | 0,76 | 0,24 | 0,35 | 0,14 |
| K2O | 21,23 | 21,23 | 20,31 | 21,29 | 21,26 | 21,27 |
| Sum | 100,01 | 99,69 | 99,72 | 99,81 | 99,36 | 99,55 |

Magnetite forms microimpregnations in matrix or impregnations in other minerals. It has high contents of TiO2 (7,22–11,87%), Al2O3 (2,43–5,57%), MgO (1,30–4,30%), MnO (0,64–1,89%), Cr2O3 (0,01–0,21%).

Petrochemical features of alkaline rocks. Alkaline rocks of the Islamic Island are saturated with Al and have high content of normative anorthite (up to 15–18%). Alkaline rocks of the Islamic Island belong to potassium and

sodium-potassium differentiated series. Two fields of alkaline rocks are distinguished in the diagram of Na₂O–K₂O: more acid trachyte, syenite and feldspar leucitite with Na₂O/K₂O value = 1:2–1:1, and more melanocratic leu-

cites with Na₂O/ K₂O value = 1:4 – 1:6 – 1:8 (fig. 4). There is also clear positive correlation between content of SiO₂ and Na₂O (fig. 5) in more acid varieties, at the same time correlation between SiO₂ and K₂O is not distinct (fig. 6).

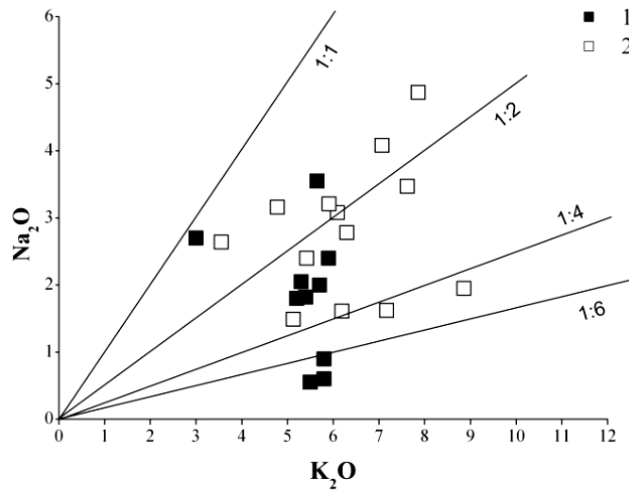


Fig. 4. Diagram of Na₂O – K₂O: 1 – author's analyses, 2 – published analyses [20]. Lines correspond to Na₂O:K₂O ratios (1:1; 1:2; 1:4; 1:6)

Correlation between SiO₂, MgO, SiO₂ and (K₂O+Na₂O) is fixed, such as differentiated series of magmatic rocks. Leucitite-trachytic and leucitite-phonolite trends are distin-

guished in the diagram MgO–SiO₂ (fig. 7). Correlation between (K₂O+Na₂O) and SiO₂ is positive (fig. 8).

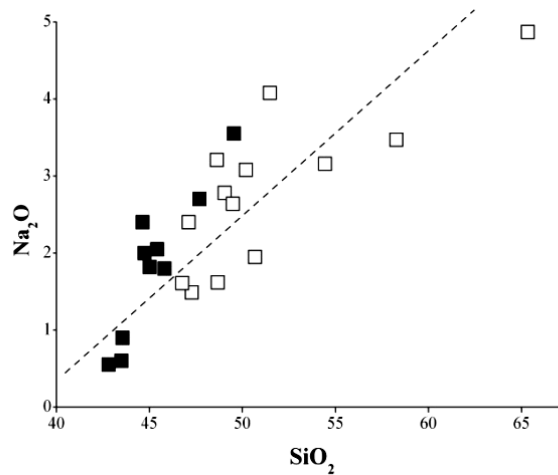


Fig. 5. Diagram of SiO₂ – Na₂O: The legend is the same as on fig. 4

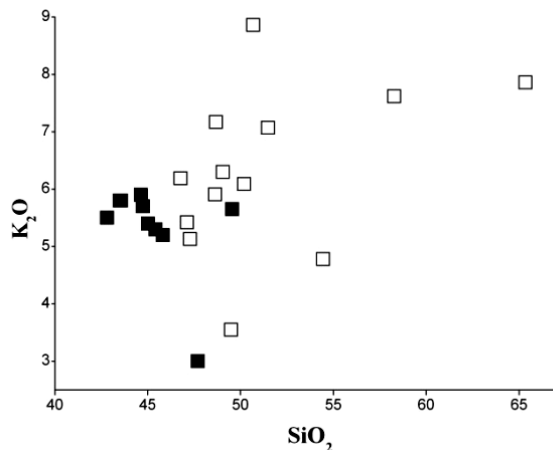


Fig. 6. Diagram of SiO₂ – K₂O: The legend is the same as on fig. 4

Geochemical features of the rocks. Rocks of the Islamic Island are characterized by high concentration of Ba, Rb, P, low Ti, Nb, Zr, Ce, La, Nd, Y. Ba was found in

phlogopites and feldspars, and Rb was found in potassium minerals. Apatite is the main concentrator of TR and Y.

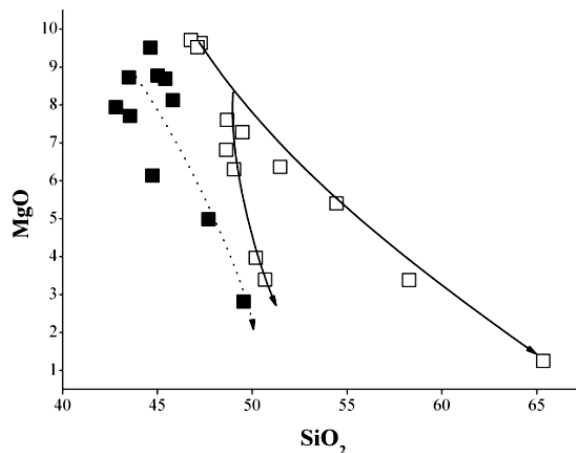


Fig. 7. Diagram of SiO₂ – MgO: The legend is the same as on fig. 4. Solid disintegration line of the chemical composition of the Islamic Island alkaline rocks after [20], and dashed one is the same curve based on author's data

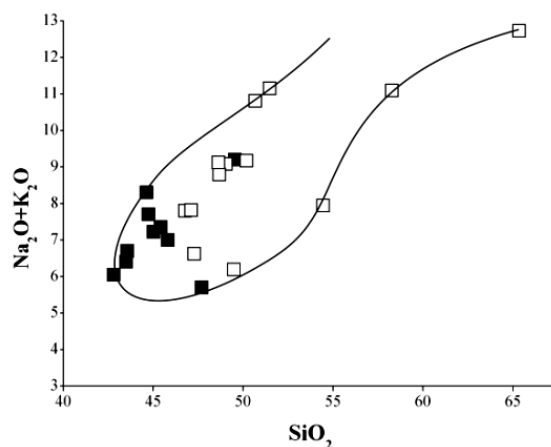


Fig. 8. Diagram of SiO₂ – (Na₂O + K₂O): Supposed evolution field of magmatism of the Islamic Island alkaline rocks after [20]. The legend is the same as on fig. 4

Conclusion. There are known several series of potassium alkaline rocks with ultrabasic, basic, and medium varieties: kamafugitic, lamproitic, alkaline basaltic – phonolite – trachytic, feldspars leucitites (tephrite) and others [7]. On the diagram SO₂–MgO/(MgO+FeO) most of analyzes of leucitic rocks of the Islamic Island are plotted between fields of kamafugitic and tephrite-leucitic series, partly (enriched with SiO₂) – in the field of lamprophyric series. On the diagram Al₂O₃–CaO most of analyzes correspond to tephrite-leucitic series, partly – to lamproitic.

Leucititic rocks of the Islamic Island are similar to rocks of Tezhar complex of Armenia [8], rocks of Italy [3, 12], Spain [18], Australia [2], Scotland [19] and other regions [1, 10]. They also are similar to transitional lamproite, associated with subduction in Phanerozoic mountain belts [13, 17]. On the diagram of Zr-Nb leucitic rocks of the Islamic Island are plotted in the field of potassium rocks of subduction areas. They are characterized by low content of Nb, Ta, Ti, and by negative anomalies of these elements at the spider-diagrams [14].

Unlike lamproite, leucite of the Islamic Island has clayed (miaskite) composition. Their clinopyroxenes are more clayed than diopsides of lamproite. Clinopyroxenes and olivine of these rocks are more iron-rich than minerals

of lamproite. Alkaline amphiboles (K-richterite and Na-K-arfvedsonite), which are common for leucitic lamproite, are absent. These rocks are enriched by Ti and Ba, unlike typical lamproite. Presence of small amount of nepheline and sodalite, also distinguish them from typical lamproite. Leucite from alkaline rocks are similar to leucite from lamproite.

Therefore, leucitic rocks of the Islamic Island are represented by series of non-plagioclase rocks, which are evolved from melaleucitite through leucitic phonolite to trachyte, involving quartz-bearing ones.

There is thermal barrier between phonolite and granites eutectic in the system of SiO₂ – nepheline – calcilith, thus genetic relationship between alkaline nepheline and quartz-feldspar rocks is considered to be impossible. At the same time in potassium field of this system (SiO₂ – calcilith) such barrier is absent, and quartz-trachytic or potassium granitic melts can be separated from alkaline potassium (leucite-bearing) magmas. Probably, this process is realized in series of melaleucitite – leucitic phonolite – quartz-bearing trachyte rocks of the Islamic Island.

Potassium alkaline rocks of Islamic Island with their mineralogical and geochemical peculiarities are similar to low-titanium lamproite. At the same time, leucitic rocks of the Islamic Island with their Ba-Ti- phlogopite and celsian

feldspars might be treated as original formations. In the future, it is desirable to carry out a detail comparative characterization of leucite rocks of the Islamic Island and similar series of other parts of the world.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДжЕРЕЛ:

1. Геология и вулканизм Талыша / Ш. А. Азизбеков, А. Э. Батиров, М. И. Велиев и др. – Баку : Элм, 1979. – 246 с.
2. Джейкс А. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии / А. Джейкс, Дж. Луис, К. Смит. – М. : Мир, 1989. – 430 с.
3. Когарко Л. Н. Геохимия калиевого магматизма Италии / Л. Н. Когарко, Б. П. Романчев, М. Форназери // Геохимия. – 1988. – № 10. – С. 1408–1420.
4. Кривдик С. Г. Геохимические и минералогические особенности калиевых пород озера Урмия (Иран) / С. Г. Кривдик, В. А. Михайлов // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность : Матер. докл. Междунар. сов. (Донецк, 10–16 сент. 2007 г.). – К., 2007. – С. 133–134.
5. Кривдик С. Г. Лейцитовые породы озера Урмия, Иран / С. Г. Кривдик, В. А. Михайлов, В. В. Шарыгин // Минералогический журнал. – 2015. – Т. 37, 2. – С. 46–62.
6. Кухаренко А. А. Щелочные габброиды Карелии (Елетозерский массив – петрология, минералогия, геохимия) / А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, Э. А. Багдасаров. – Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1969. – 184 с.
7. Лампроиты / под ред. О. А. Богатикова, И. Д. Рябчикова, В. А. Кононовой. – М. : Наука, 1991. – 300 с.
8. Меликсетян Б. М. Минералогия, геохимия и петрохимические особенности Тежсарского щелочного комплекса // Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов Армянской ССР / Б. М. Меликсетян. – Ереван : Изд-во АН АрмССР, 1971. – С. 117–297.
9. Оксифлогопит $K(Mg, Fe, Ti)_3[(Si, Al)_4O_{10}](O, F)_2$ – новый минерал группы слюд / Чуканов Н. В., Муханова А. А., Расцветаева Р. К. и др. // Зап. РМО. – 2010. – Ч. 139, вып. 3. – С. 31–40.
10. Стадийность кристаллизации субщелочных и щелочных серий Малого Кавказа, Талыша (Азербайджан) и Урмия-Дохтара (Иранская Исламская Республика) / М. Н. Мамедов, Г. Д. Бабаева, В. М. Керимов и др. // Щелочной магматизм Земли и его рудоносность : Матер. докл. Междунар. сов. (Донецк, 10–16 сент. 2007 г.). – К., 2007. – С. 168–171.
11. Уэйнджер Л. Расслоенные изверженные породы / Л. Уэйнджер, Г. Браун. – М. : Мир, 1970. – 552 с.
12. Conticelli S. Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the Mantle Source / S. Conticelli, A. Pecerillo // Lithos. – 1992. – V. 28, N 3–6. – P. 221–240.
13. Lamproite rocks from a Continental Collision Zone: Evidence for recycling of subducted Tethyan Oceanic sediments in the Mantle Beneath Southern Tibet / Y.-F. Gao, Z.-Q. Hou, S. B. Kamber et al. // Journal of Petrology. – 2007. – 48, № 4. – P. 729–752.
14. Nelson D. R. Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis / D. R. Nelson // Lithos. – 1992. – V. 28. – P. 403–420.
15. Oxykinoshitalite, a new species of mica from Fernando de Noronha Island, Pernambuco, Brazil: occurrence and crystal structure / L. I. Kogarko, Yu. A. Uvarova, E. Sokolova et al. // Canadian Mineralogist. – 2005. – Vol. 43. – P. 1501–1510.
16. Sharygin V. V. Ba-Ti-rich phlogopite from olivine melaleucitite of the Lake Urmia region, Iran / V. V. Sharygin, S. G. Kryvdik // Geochemistry of magmatic rocks : Abstr. of XXVII inter. Conf. (9–16 Sept. 2010). – Moscow-Koktebel, 2010. – P. 160–162.
17. Sheppard S. Barium-and LREE-rich, olivine-mica-lamprophyres with affinities to lamproite, Mt. Bunday, Northern Territory, Australia / S. Sheppard, W. R. Taylor // Lithos. – 1992. – V. 28. – P. 303–325.
18. The ultrapotassic rocks from southeastern Spain / G. Veturelli, S. Capedri, G. Di Battistini et al. // Lithos. – 1984. – V. 17. – P. 37–54.
19. Thompson R. N. Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenite from the Scottish Caledonides / R. N. Thompson, M. B. Fowler // Contrib. Mineral. Petrol. – 1986. – V. 94. – P. 507–522.
20. Vaziri (Moine-Vaziri), H. An introduction to magmatism in Iran / H. Vaziri (Moine-Vaziri) // University of Tarbiat-Moalem. – 1985. – № 120. – P. 111–120.

REFERENCES:

1. Azizbekov Sh. A., Batyrov A. E., Veliev M. I. et al. (1979). Geology and volcanism of Talysh. Baku: Elm. [In Russian].
2. Jaques A. L., Lewis J. D., Smith K. (1989). Kimberlites and lamproite of Western Australia. Moscow: Mir. [In Russian].
3. Kogarko L. N., Romanchev B. P., Fornazeri M. (1988). Geochemistry of potassium magmatism of Italy. Geochemistry, 10, 1408–1420. [In Russian].
4. Kryvdik S. G., Mikhailov V. A. (2007). Geochemical and mineralogical peculiarities of the potassium rocks of the Lake Urmia (Iran). Alkaline magmatism of the Earth and their ore ability: Proceeding of conf. (Sept., 10–16, Donetsk). (pp. 133–134). Kyiv. [In Russian].
5. Kryvdyc, S., Mykhailov, V., Shargin, V. (2015). Leucitic rocks of Lake Urmia, Iran. Mineralogical Journal, 37, 2, 46–62. [In Russian].
6. Kuharenko A. A., Orlova M. P., Bagdasarov Je. A. (1969). Karelian alkaline gabbroides (Elevozersky massive – petrology, mineralogy, geochemical). Leningrad: Leningrad University. [In Russian].
7. Bogatikov O. A., Ryabchikova I. D., Kononova V. A. (Eds.). (1991). Lamproites. Moscow: Nauka. [In Russian].

7. Meliksetjan B. M. (1971). Mineralogy, geochemistry and petrochemical peculiarities of Tezhsar alkaline complex. In Petrology of the intrusion complexes of the main ore regions of Armenian SSR. (pp. 117–297). Yerevan. [In Russian].

8. Chukanov N. V., Muanova A. A., Rascvetaeva R. K. et al. (2010). Oxyflogopite $K(Mg, Fe, Ti)_3[(Si, Al)_4O_{10}](O, F)_2$ – new mineral of mica group. Note of RMO, 139, 3, 31–40.

9. Mamedov, M.N., Babaeva, G.D., Kerimov, V.M. et al. (2007). Crystallization stages of subalkaline and alkaline series of Small Caucasus, Talysh (Azerbaijan) and Urumia-Dokhter (Iran), 2007. Alkaline magmatism of the Earth and their ore ability: Proceeding of conf. (Sept., 10–16, Donetsk). (pp. 168–171). Kyiv. [In Russian].

10. Wanger L., Brawn G. (1970). Layered igneous rocks. Moscow: Mir. [In Russian].

11. Conticelli S., Pecerillo A. (1992). Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the Mantle Source. Lithos, 28, 3–6, 221–240.

12. Gao Y.-F., Hou Z.-Q., Kamber B.S. et al. (2007). Lamproite rocks from a Continental Collision Zone: Evidence for recycling of subducted Tethyan Oceanic sediments in the Mantle Beneath Southern Tibet. Journal of Petrology, 48, 4, 729–752.

13. Nelson D.R. (1992). Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis. Lithos, 28, 403–420.

14. Kogarko L. I., Uvarova Yu. A., Sokolova E. et al. (2005). Oxykinoshitalite, a new species of mica from Fernando de Noronha Island, Pernambuco, Brazil: occurrence and crystal structure. Canadian Mineralogist, 43, 1501–1510.

15. Sharygin V. V., Kryvdik S. G. (2010). Ba-Ti-rich phlogopite from olivine melaleucitite of the Lake Urmia region, Iran. Geochemistry of magmatic rocks: Abstr. of XXVII inter. Conf. (9–16 Sept. 2010). (pp. 160–162). Moscow-Koktebel.

16. Sheppard S., Taylor W. R. (1992). Barium-and LREE-rich, olivine-mica-lamprophyres with affinities to lamproite, Mt. Bunday, Northern Territory, Australia. Lithos, 28, 303–325.

17. Veturelli G., Capedri S., Di Battistini G. et al. (1984). The ultrapotassic rocks from southeastern Spain. Lithos, 17, 37–54.

18. Thompson R. N., Fowler M. B. (1986). Subduction-related shoshonitic and ultrapotassic magmatism: a study of Siluro-Ordovician syenite from the Scottish Caledonides. Contrib. Mineral. Petrol., 94, 507–522.

19. Vaziri (Moine-Vaziri), H. (1985). An introduction to magmatism in Iran. University of Tarbiat-Moalem, 120, 111–120.

Надійшла до редколегії 14.09.16

Михайлов В., д-р геол. наук, проф.,
E-mail: vladvam@gmail.com
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна,
Кривдик С., д-р геол.-мін. наук, проф., зав. відділом,
E-mail: kryvdik@ukr.net,
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України,
пр. Акад. Палладіна, 34, м. Київ-142, 03680, Україна,
Шаригін В., канд. геол.-мін. наук,
E-mail: sharygin@igm.nsc.ru,
Федеральна державна бюджетна установа
"Інститут геології і мінералогії ім. В.С. Соболева СВ РАН",
пр. Акад. Коптюга, м. Новосибірськ, Росія, 630090

ВУЛКАНІЧНІ ПОРОДИ ISLAMIC ISLAND (ІРАН)

Неогеновий палеовулкан *Islamic Island*, складений мелалейцит – лейцит – фоноліт – трахитовою серією порід, розташований на березі озера *Uguitia* (Іран). Лейцити складаються з магнезійного клінопіроксену, олівіну, амфіболу, флогопіту та калішпату. Клінопіроксен фонолітів збагачений Fe, флогопіти представлені Ва-Ті різновидами, польові шпати – Na-K-Ва-різними видами (гіалофаном) або анортотоклазом. Лейцитові породи збагачені Ва, Rb, Sr, характеризуються помірним вмістом Се, Y, Zr і низьким Nb. На діаграмі $SO_2 - MgO/(MgO+FeO)$ більшість аналізів лейцитових порід розташована між полями камафугитової і тефрит-лейцитової серій, частково (збагачені SiO_2) – у полі лампроїтової серії. На діаграмі $Al_2O_3 - CaO$ більшість аналізів відповідає тефрит-лейцитовій серії, частково – лампроїтовій. На діаграмі Zr – Nb лейцитові породи розташовані в полі калієвих порід, характерних для субдукційних областей. Вони характеризуються низьким вмістом Nb, Та, Ті.

На відміну від "перехідних" лампроїтів, лейцитові породи *Islamic Island* мають глиноземистий (міаскитовий) склад. Їхні клінопіроксени більш глинисті, ніж діопсиди лампроїтів, містять більшу кількість заліза (як і олівіни). Ці породи збагачені Ті і Ва, містять невелику кількість нефеліну й содаліту, на відміну від типових лампроїтів. Лейцит схожий на лейцит з лампроїтів.

Таким чином, лейцитові породи *Islamic Island* представлені серією безплагіоклазових порід, які еволюціонували від мелалейцитів через лейцитові фоноліти до трахитів, у тому числі, кварцмісних. За мінералогічними та геохімічними особливостями вони схожі з низькотитаністими лампроїтами. Лейцитові породи *Islamic Island* подібні до лампроїтів, знайдених у складчастих поясах, які характерні для субдукційних процесів.

Ключові слова: калієві породи, Ва-Ті слюда, Na-K-Ва польовий шпат, лейцит, фоноліт, трахит.

Михайлов В., д-р геол. наук, проф.,
E-mail: vladvam@gmail.com,
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина,
Кривдик С., д-р геол.-мин. наук, проф., зав. отдела,
E-mail: kryvdik@ukr.net,
Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. М.П. Семененко
Национальной Академии наук Украины,
пр. Акад. Палладина, 34, г. Киев-142, 03680, Украина,
Шарыгин В., канд. геол.-мин. наук,
E-mail: sharygin@igm.nsc.ru,
Федеральное государственное бюджетное учреждение
"Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева РАН",
пр. Акад. Коптюга, г. Новосибирск, Россия, 630090

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ISLAMIC ISLAND (ИРАН)

Неогеновый палеовулкан *Islamic Island*, сложенный мелалейцит – лейцит – фонолит – трахитовой серией пород, расположен на берегу озера *Uguitia* (Иран). Лейциты состоят из магнезильного клинопироксена, оливины, амфибола, флогопита и калишпатов. Клинопироксены фонолитов обогащены Fe, флогопиты представлены Ва-Ті разновидностями, полевые шпаты – Na-K-Ва-разновидностями (гиалофаном) или анортотоклазом. Лейцитовые породы обогащены Ва, Rb, Sr, характеризуются умеренным содержанием Се, Y, Zr и низким Nb. На диаграмме $SO_2 - MgO/(MgO+FeO)$ большинство анализов лейцитовых пород расположено между полями камафугитовой и тефрит-лейцитовой серий, частично (обогащенные SiO_2) – в поле лампроитовой серии. На диаграмме $Al_2O_3 - CaO$ большинство анализов соответствует тефрито-лейцитовой серии, частично – лампроитовой. На диаграмме Zr – Nb лейцитовые породы расположены в поле калиевых пород, характерных для субдукционных областей. Они характеризуются низким содержанием Nb, Та, Ті.

В отличие от "переходных" лампроитов, лейцитовые породы *Islamic Island* имеют глиноземистый (миаскитовый) состав. Их клинопироксены более глинисты, чем диопсиды лампроитов, содержат большее количество железа (как и оливины). Эти породы обогащены Ті и Ва, содержат небольшие количества нефелина и содалита, в отличие от типичных лампроитов. Лейцит похож на лейцит из лампроитов.

Таким образом, лейцитовые породы *Islamic Island* представлены серией безплагиоклазовых пород, которые эволюционировали от мелалейцитов через лейцитовые фонолиты до трахитов, в том числе, кварцсодержащих. По минералогическим и геохимическим особенностям они сходны с низькотитаністими лампроитами. Лейцитовые породы *Islamic Island* подобны лампроитам, найденным в складчатых поясах, характерным для субдукционных процессов.

Ключевые слова: калиевые породы, Ва-Ті слюда, Na-K-Ва полевой шпат, лейцит, фонолит, трахит.

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 622.84:543.422

О. Полевич, канд. техн. наук, доц., заст. декана з наук. роботи, каф. соціально-економічної географії та регіоназнавства, E-mail: oleg.polevich@mail.ru, тел.: 095 889-74-77,
О. Чуєнко, зав. міжфакультетської навч. лабораторії по дослідженню порід, мінералів та викопних організмів, E-mail: chuenko77@mail.ru, тел.: 095 892-18-32,
І. Удалов, канд. техн. наук, доц., зав. каф. гідрогеології, E-mail: igorudalov8@gmail.com, тел.: 050 595-94-42, факультет геології, географії, рекреації і туризму, Харківський національний університет імені В.Н. Каразіна, пл. Свободи, 4, м. Харків, 61022, Україна

ПОТОКИ ТЕХНОГЕННИХ ҐРУНТОВИХ ВОД, ВИЗНАЧЕННЯ ШЛЯХІВ ЇХ РУХУ ТА СТВОРЕННЯ НА НИХ ШТУЧНИХ ГЕОХІМІЧНИХ БАР'ЄРІВ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. О. Є. Кошляковим та д-ром техн. наук О. М. Касімовим)

Потоки техногенних ґрунтових вод являють собою проблему світового масштабу, оскільки вони є джерелом та розповсюджувачем багатьох шкідливих та токсичних елементів, що надходять до доквілля. Техногенні потоки ґрунтових вод включаються у гіпергенні цикли міграції, в результаті чого суттєвим чином змінюється не тільки гідрохімічний тип ґрунтових та інших природних вод, а й стан ландшафтів.

Актуальним природоохоронним завданням на даний час є своєчасне відстеження в техногенних потоках ґрунтових вод шляхів міграції забруднюючих речовин і хімічних елементів. Це дозволяє виявити найбільш забруднені ділянки та заздалегідь ужити відповідних захисних заходів.

Мета. Розробка алгоритму виявлення шляхів руху потоків техногенних ґрунтових вод від зони живлення до зони розвантаження та методології створення на їх шляху штучних геохімічних бар'єрів для блокування розповсюдження важких металів.

Методи. Виявлення шляхів руху потоків техногенних ґрунтових вод здійснюється способом кушового випробування із запусканням та реєстрацією індикаторів у цих потоках. Реєстрація індикаторів (визначення вмісту важких металів у ґрунтових водах) здійснюється методом рентгенофлуоресцентного аналізу на багатоканальному спектрометрі СРМ-25.

Результати. Викладено загальні принципи, розроблено та реалізовано алгоритм виявлення шляхів руху потоків техногенних ґрунтових вод від джерела забруднення до області розвантаження. Розроблено та апробовано метод створення на шляху техногенних потоків ґрунтових вод штучних геохімічних бар'єрів на основі щавлево-алюмосилікатних гелів, що приведе до зниження концентрації шкідливих елементів у цих потоках і запобігатиме розповсюдженню цих елементів у ґрунтах та питних підземних водах.

Наукова новизна. Розроблений алгоритм виявлення шляхів руху потоків техногенних ґрунтових вод дозволяє розв'язати зворотну задачу – виявлення джерел забруднення досліджуваних об'єктів, розташованих у області розвантаження цих потоків. Удосконалені методи рентгенофлуоресцентного аналізу суттєво покращують його метрологічні показники, стануть корисними для експресного та дешевого визначення елементного складу зразків об'єктів доквілля та для досліджень просторово-часового розподілу елементів практично в умовах реального часу.

Практична значимість. Виконані дослідження та їх результати дозволили отримати нові відомості щодо поведінки важких металів на шляхах руху техногенних ґрунтових вод та їх впливу на екологічний стан суміжних ландшафтів. Розроблені нові процедури виявлення шляхів руху потоків техногенних ґрунтових вод та спостереження за динамікою цих потоків дозволяють у термінових випадках створювати спеціальні редиментаційні бар'єри для блокування розповсюдження важких металів, що надає можливість своєчасно коригувати природоохоронні та водоохоронні заходи.

Ключові слова: техногенні потоки ґрунтових вод, алгоритм виявлення шляхів руху потоків ґрунтових вод, штучні геохімічні бар'єри, щавлево-алюмосилікатний гель, рентгенофлуоресцентний аналіз.

Актуальність дослідження. У зв'язку зі скороченням за останні роки промислового виробництва, на території України зменшилась кількість нових техногенних відходів. Але та кількість промислових стічних вод, твердих відходів, викидів у атмосферу, що створюють породні відвали, які були накопичені за багато років, продовжують і далі впливати на якісний стан підземних вод [10, 11, 13].

У природних умовах процес руху розчинів у ґрунтах являє собою комплекс взаємопов'язаних фізико-механічних та фізико-хімічних процесів, головними з яких є: фільтрація розчину, що відбувається у однорідних і анізотропних породах та супроводжується витісненням з них пластової води; конвективна (фільтраційна) дифузія або гідродинамічна дисперсія, що обумовлена неоднорідністю поля швидкостей фільтраційного потоку; фізико-хімічна взаємодія (масообмін) між розчинами, що рухаються, і породами пласту та пластовими рідинами.

Якість підземних вод може погіршуватися внаслідок надходження різних забруднюючих речовин і хімічних елементів до водоносних горизонтів. Це відбувається, переважно, в районах розташування великих промислових і сільськогосподарських підприємств та поверхневих сховищ відходів – накопичувачів, золовідвалів, хвосто- і шламсховищ тощо.

В умовах непорушеного стоку будь-який водоносний горизонт являє собою збалансовану систему. В процесі його експлуатації баланс води водоносного горизонту суттєво змінюється. Хімічний склад підземних вод є кінцевим продуктом впливу не одного, а певної сукупності природних і техногенних процесів (умов живлення, транзиту та розвантаження, йонного обміну, антропогенного забруднення та ін.). Вплив цих процесів позначається на взаємопов'язаній зміні вмісту хімічних елементів та характері зв'язків між ними. Але ці зв'язки між компонентами підземних вод у "чистому вигляді" не зберігаються. Кореляційні залежності між змінними, що спостерігаються, фактично є кінцевим результатом дії усієї сукупності процесів.

Гідродинамічний режим підземних вод визначається умовами живлення, транзиту та розвантаження. Живлення підземних вод здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, перетоків води у нижче- та вищезалежачі водоносні горизонти. Розвантаження відбувається у долинах річок та балок. Гідрохімічний режим підземних вод визначається похідним сольовим складом водовміщуючих порід і взаємодією їх з інфільтраційними водами [1, 3, 4].

Під впливом техногенних факторів суттєво змінюється режим підземних вод: глибина залягання та тов-

щина водоносних горизонтів, швидкість та напрямок їх руху, мінералізація та хімічний склад.

Найбільш суттєвим видом забруднення природного середовища (атмосферне повітря, ґрунти, поверхневі та підземні, в тому числі й ґрунтові, води) є хімічне забруднення. Виділяється кілька видів хімічного забруднення. Найбільш шкідливим є забруднення важкими металами (ВМ) – Cr, Cu, Zn, Cd, Co, Pb, As, Hg та ін. Джерелами забруднення ВМ є хвости чорної та кольорової металургії, шламонакопичувачі, золівідвали, терикони, автотранспорт тощо. На якість підземних вод також суттєво впливають численні осередки забруднення, що знаходяться в зоні впливу водозаборів. Тут підземні води забруднені, головним чином, хлоридами, сульфатами, аміаком, фенолами, нафтопродуктами та ВМ, концентрації яких у окремих випадках у кілька разів перевищують норми гранично допустимих концентрацій (ГДК).

Вплив людської діяльності на геологічне середовище призводить до формування у верхніх шарах літосфери певних техногенно-геохімічних систем – зон, де породи набувають відмінних від первинного складу фізико-механічних, фільтраційних та інших властивостей. Це, в свою чергу, призводить до зміни напруженого стану масивів порід, гідродинамічного та геотермічного режимів. Тому можна говорити про техногенний катагенез ґрунтів та гірських порід, що набуває все більшого розповсюдження.

Під техногенним катагенезом слід розуміти не тільки метаморфізацію гірських порід під впливом розчинення, цементації, ущільнення тощо, але й накопичення в них забруднюючих речовин, наприклад, ВМ, формування нових геохімічних бар'єрів (ГБ) і навіть техногенних родовищ корисних копалин шляхом накопичення відходів збагачувальних підприємств [1, 4, 6, 11, 12].

Довготермінові техногенні зміни підземних вод та ґрунтових екосистем залежать від динаміки основних режимоутворюючих факторів та параметрів техногенного навантаження.

Найбільших змін зазнають підземні води, розташовані поблизу поверхні землі. Такими є ґрунтові та підземні води перших від поверхні напірних водоносних горизонтів, які складають зону активного водообміну. Вона характеризується порівняно високими швидкостями пересування підземних вод у водоносному горизонті та, як наслідок, відносно нетривалим часом їх руху від області живлення до області розвантаження.

Техногенні ґрунтові води є основним переносником забруднювачів (ВМ) у природних ландшафтах від зони живлення й джерел забруднення вздовж потоку до зони розвантаження. Таке розповсюдження ВМ викликає забруднення ландшафтів на всьому шляху їх переносу.

Своєчасне відстеження динаміки процесу міграції забруднюючих елементів (ВМ) вздовж встановленого шляху потоку техногенних ґрунтових вод дозволить локалізувати найбільш небезпечні ділянки шляху руху ВМ і заздалегідь приймати відповідні захисні заходи.

Тому метою нашої роботи є розробка алгоритму виявлення шляхів руху потоків техногенних ґрунтових вод від зони живлення до зони розвантаження та методології створення на шляху цих потоків штучних геохімічних бар'єрів для блокування розповсюдження ВМ.

Виклад основного матеріалу

1. Виявлення шляхів руху потоків техногенних ґрунтових вод. Виявлення шляхів руху потоків техногенних ґрунтових вод включає як початковий етап визначення джерел забруднення (безпосереднє скидання шкідливих речовин з діючих промислових підприємств або міграція забруднень від сховищ відходів) та визначення місця формування потоку техногенних ґрунтових вод, тобто місця початкового забруднення ґрунтових вод хімічними елементами й речовинами. Це викликає не-

обхідність здійснення певних заходів еколого-гідрологічного та еколого-гідрохімічного характеру.

При виконанні еколого-гідрологічних досліджень при відсутності даних гідрогеологічної розвідки слід встановити такі фактори:

- наявність водоносних горизонтів, які можуть зазнавати негативного впливу джерел забруднення;
- живлення підземних вод у зоні негативного впливу на них джерела забруднення;
- умови залягання, розповсюдження та природна або техногенна захищеність водоносних горизонтів (особливо, перших від поверхні);
- склад, фільтраційні та сорбційні властивості зони аерації й водовміщуючих порід та їх просторова мінливість;
- наявність верховодки;
- глибина залягання першого від поверхні регіонального водотриву та локальних слабопроникних розділяючих шарів;
- основні закономірності руху та режиму ґрунтових вод, наявність і характер гідравлічного взаємозв'язку між водоносними горизонтами та з поверхневими водами;
- можливі умови для формування нових водоносних горизонтів та верховодки під впливом господарської діяльності;
- температура та хімічний склад ґрунтових вод, їх забрудненість шкідливими компонентами;
- можливість проникнення у підземні води за транзитом забруднень із поверхневих вод;
- вплив змін у підземних водах на території, що охороняються, та рекреаційні ресурси району;
- можливість, характер і ступінь впливу техногенних факторів на зміну гідрогеологічних умов.

Еколого-гідроекологічні дослідження здійснюються на основі геофільтраційних та геоміграційних моделей. Розміри області геофільтрації та геоміграції визначаються розміром можливого впливу об'єкта-забруднювача на зміну рівнів та забруднення підземних вод.

Для отримання надійних даних щодо напрямку руху потоків ґрунтових вод зазвичай використовуються матеріали режимних спостережень (карти ізоліній за різними періодами часу). Визначення напрямку руху за картами гідроізогіпс вважається основним методом при відсутності карт з достовірними даними про відмітки рівнів у окремих пунктах. Напрямок руху ґрунтових вод можна встановити за допомогою геофізичних (фотографування у свердловинах конусів розповсюдження барвника від точкового джерела, метод зарядженого тіла, заміри інтенсивності конвективного переносу тепла у різних напрямках від датчика, кругові вимірювання природного потенціалу та ін.), радіоіндикаторних та інших методів.

Для визначення напрямку руху потоку техногенних ґрунтових вод від джерела забруднення (підприємства або сховища шкідливих відходів) використовуються різні способи. Одним з найбільш ефективних та репрезентативних є метод використання геофільтраційної моделі ґрунтового потоку.

На основі попередніх якісних даних (отримана інформація щодо наявності потоку ґрунтових вод у безпосередній близькості від місця скиду забруднювачів з діючого підприємства) було розроблено геофільтраційну модель ґрунтового потоку досліджуваної території з розміром кроку мережі близько 50×50 м. Для калібровки використовувались середні значення рівнів у 64 режимних та розвідувальних свердловинах. У процесі калібрування здійснювався цілеспрямований підбір таких геофільтраційних параметрів:

- площинне інфільтраційне живлення;
- випаровування з вільної поверхні ґрунтових вод та транспірація рослинами;
- фільтраційний опір природних і техногенних водойм і водотоків;

▪ фільтраційні втрати техногенних вод зі сховищ (техногенне живлення ґрунтових вод).

За результатами калібрування стандартне відхилення модельних рівнів ґрунтових вод від попередніх натурних даних склало 0,5 м, що не перевищує амплітуди сезонних коливань рівнів ґрунтових вод у досліджуваному районі. При максимальному перепаді рівнів ґрунтових вод, заміряних у межах області моделювання, – близько 20 м – відносна помилка калібрування складає близько 3%, таким чином, результати калібрування можна вважати задовільними. На основі результатів, отриманих при виконанні модельних досліджень та деяких додаткових розрахунків, було визначено первинний напрямок руху потоку техногенних ґрунтових вод від області живлення (рис. 1).

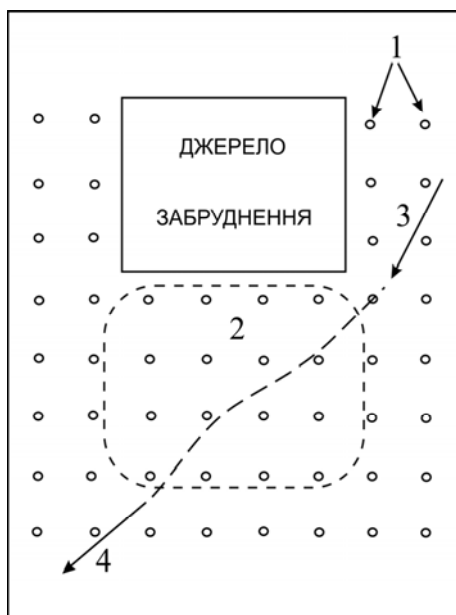


Рис. 1. Визначення первинного напрямку руху потоку техногенних ґрунтових вод за геофільтраційною моделлю: 1 – розвідувальні та режимні свердловини, використані для калібрування геофільтраційної моделі; 2 – область живлення потоку ґрунтових вод; 3 – напрямок наявного природного потоку ґрунтових вод; 4 – первинний напрямок руху потоку техногенних ґрунтових вод

Таким чином, було визначено підприємство-забруднювач та напрямок руху потоку техногенних ґрунтових вод.

Рух ґрунтових вод здійснюється під дією сили гравітації у вигляді потоків у порах або тріщинах порід, що сполучаються між собою. Дзеркало ґрунтових вод певною мірою повторює рельєф поверхні і потоки ґрунто-

вих вод рухаються від підвищених ділянок (починаючи від вододілу ґрунтових вод) до знижених (ярів, річок, озер, морів), де відбувається їх розвантаження у вигляді низхідних джерел (ключів) або прихованим субкавальним способом (наприклад, під дном русла річок, озер та морів). Такі області є областями розвантаження або дренажу. Потік ґрунтових вод спрямований до місць розвантаження, утворює криволінійну депресійну поверхню. Рух ґрунтових вод являє собою фільтрацію. Вона залежить від нахилу дзеркала ґрунтових вод або від гідравлічного (напірного) градієнта, а також від водопроникності гірських порід.

При розробці методики та алгоритму виявлення напрямків руху потоків техногенних ґрунтових вод слід зважати на всі названі вище фактори з урахуванням параметру гідродинамічної дисперсії. Останнім часом значно збільшилася кількість робіт, що стосуються експериментальних досліджень процесів гідродинамічної дисперсії в натурних (польових) умовах [2, 6–9]. Згідно з цими дослідженнями, залежність параметрів дисперсії від розмірів зони випробування порід (середніх відстаней переносу) може бути врахована із застосуванням різних методів експериментального визначення для різних масштабів переносу забруднень (індикаторів):

- локальний масштаб – від 2 до 4 м;
- середній масштаб – від 4 до 20 м;
- великий масштаб – від 20 до 100 м;
- регіональний масштаб – понад 100 м (до кількох км).

Цим масштабам відповідають різні методи індикаторного випробування: одно- та двосвердловинний, кущовий та ін. Для регіонального масштабу, головним чином, застосовуються методи природних індикаторів, режимних спостережень та розв'язання зворотних задач за даними моделювання.

Після встановлення первинного напрямку потоку від області живлення було здійснено саме виявлення напрямків руху потоків техногенних ґрунтових вод за способом кущового випробування із запусканням та реєстрацією індикаторів у цьому потоці.

Як індикатори використано ВМ (Cr, Ni, Cu, Zn, Pb), які містяться в техногенних скидах із джерела забруднення.

Після встановлення первинного напрямку техногенного потоку від області живлення безпосередньо на виході з цієї області проведено відбір проб пульпи зі свердловини S_0 (рис. 2) та виконано кількісний аналіз вмісту індикаторів у пробах. Для відбору проб пульпи застосовано днозабирач Петерсена. Визначення вмісту елементів-індикаторів проводилось методом рентенофлуоресцентного аналізу (РФА) в апаратурній реалізації багатоелементного рентгенівського квантометра СРМ-25 та методичного й метрологічного забезпечення. Результати вимірювань наведено у табл. 1.

Таблиця 1

Вміст елементів-індикаторів у пульпі техногенного потоку зі свердловини S_0 , мг/дм³ ($M \pm m$, $n=9$)

| Глибина відбору пульпи, м | Елемент-індикатор | | | | |
|---------------------------|-------------------|-----------|------------|------------|------------|
| | Cr | Ni | Cu | Zn | Pb |
| 5 | 1,12±0,09 | 0,40±0,05 | 2,04±0,09 | 5,05±1,12 | 0,46±0,06 |
| 10 | 2,35±0,86 | 2,01±0,42 | 6,12±1,12 | 21,50±1,28 | 4,08±0,26 |
| 15 | 5,68±2,05 | 5,54±1,37 | 15,63±2,36 | 54,36±3,78 | 11,25±0,98 |
| 20 | 1,73±0,79 | 2,06±0,35 | 7,18±1,34 | 18,34±1,15 | 5,68±0,52 |
| 25 | 0,60±0,07 | 0,56±0,08 | 3,10±0,11 | 6,18±0,08 | 0,25±0,03 |

На основі результатів цих вимірювань, глибина розповсюдження потоку на виході із зони живлення вважається 15 м. Вміст ВМ на цій глибині у свердловині S_0 приймається вмістом запускання індикаторів для способу регіонального кущового випробування [8].

Реалізація виявлення напрямків руху потоків техногенних ґрунтових вод за способом кущового випробування здійснювалася таким чином.

На відстані $L_0 = 150$ м від свердловини S_0 фронтально до первинного напрямку потоку техногенних ґрунто-

вих вод було споруджено низку свердловин на відстані $l=20$ м одна від одної (рис. 2). Проведено реєстрацію

вмісту індикаторів у свердловинах. Результати реєстрації наведено у табл. 2.

Таблиця 2

Вміст елементів-індикаторів у пульпі свердловин S_{1j} ($j=1, \dots, 5$), мг/дм^3 ($M \pm m$, $n=7$), глибина потоку (відбору пульпи) – 18 м

| Елементи-індикатори | Свердловини | | | | |
|---------------------|-------------|------------|-----------|-----------|-----------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Cr | 1,12±0,09 | 4,01±0,28 | 1,07±0,09 | 0,56±0,04 | 0,36±0,04 |
| Ni | 0,98±0,08 | 3,96±0,32 | 1,04±0,11 | 0,48±0,06 | 0,26±0,03 |
| Cu | 1,38±0,12 | 12,65±0,63 | 1,46±0,13 | 0,94±0,08 | 0,64±0,07 |
| Zn | 3,62±0,38 | 41,30±2,48 | 3,89±0,44 | 1,22±0,11 | 0,98±0,12 |
| Pb | 1,62±0,15 | 8,12±0,41 | 2,12±0,19 | 0,92±0,09 | 0,67±0,09 |

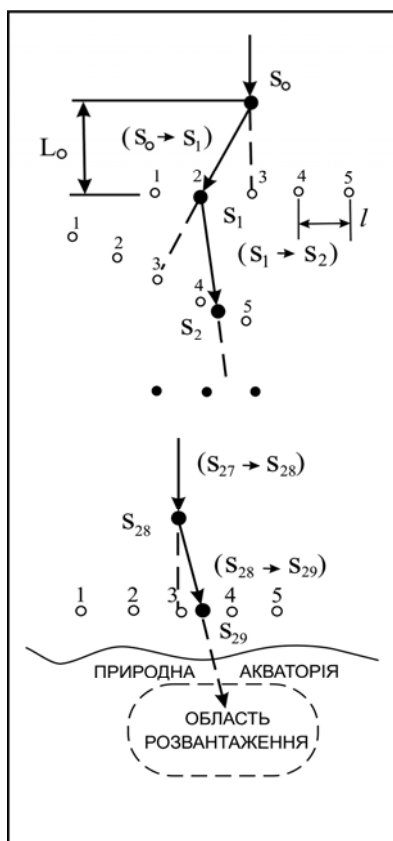


Рис. 2. Виявлення напрямків руху потоків техногенних ґрунтових вод від області живлення до області розвантаження (схема алгоритму)

Глибина відбору проб визначається описаним вище способом (табл. 1).

За результатами кушового випробування елементів-індикаторів у низці свердловин першого кроку (табл. 1) можна впевнено стверджувати, що розподіл відносного вмісту всіх зареєстрованих ВМ є практично однаковим. Тому можна вважати, що для виявлення напрямків руху потоків техногенних ґрунтових вод доцільним є використання одного елемента-індикатора. Таким елементом у нашому випадку було вирішено використовувати Zn.

За результатами реєстрації індикаторів (табл. 2) визначено свердловину S_1 (мак вміст ВМ) та, відповідно, напрямок потоку ($S_0 \rightarrow S_1$).

На наступному кроці фронтально новому напрямку потоку на відстані $L=150$ м (визначається ухилом та іншими ландшафтними умовами) споруджено низку з п'яти свердловин з $l=20$ м та проведено відбір проб пульпи з цих свердловин (рис. 2).

За результатами виконання кількісного аналізу вмісту індикатора (Zn) у низці свердловин другого кроку (табл. 3) визначено свердловину S_2 та, відповідно, наступний напрямок техногенного потоку ($S_1 \rightarrow S_2$) (рис. 2).

За цією послідовністю дій, простежено маршрут руху потоку техногенних ґрунтових вод до області його розвантаження.

Для відстеження маршруту руху потоку техногенних ґрунтових вод за розробленим алгоритмом нами було здійснено 29 кроків. Виявлено, що область розвантаження являє собою велику природну акваторію. Розвантаження потоку техногенних ґрунтових вод відбувається прихованим субаквальним способом під дном цієї акваторії. Результати останнього кроку наведено у табл. 4 та зображено на рис. 2. Напрямок потоку ($S_{28} \rightarrow S_{29}$).

За даним алгоритмом було виконано низку спостережень маршрутів руху потоку техногенних ґрунтових вод території Харківської області та за її межами та виявлено низку локальних ділянок (зон) розвантаження.

Таблиця 3

Вміст елемента-індикатора (Zn) у пульпі свердловин S_{2j} ($j=1, \dots, 5$), мг/дм^3 , ($M \pm m$, $n=7$), глибина потоку (відбору проб пульпи) – 17 м

| Елемент-індикатор | Свердловини | | | | |
|-------------------|-------------|-----------|-----------|------------|------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Zn | 0,67±0,14 | 4,20±0,46 | 5,81±0,76 | 46,30±3,86 | 18,46±1,24 |

Таблиця 4

Вміст елемента-індикатора (Zn) у пульпі свердловин S_{29j} ($j=1, \dots, 5$), мг/дм^3 , ($M \pm m$, $n=7$), глибина потоку (відбору проб пульпи) – 12 м

| Елемент-індикатор | Свердловини | | | | |
|-------------------|-------------|-----------|------------|------------|------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Zn | 0,94±0,11 | 9,09±1,11 | 20,21±2,62 | 28,12±3,07 | 14,36±1,92 |

Треба зазначити, що розроблений алгоритм у ряді випадків може бути використаний для розв'язання зворотної задачі, тобто за виявленими областями розвантаження забрудненого потоку техногенних ґрунтових вод шляхом відстеження його маршруту здійснюється виявлення областей живлення потоків (джерел забруднення).

2. Створення штучних геохімічних бар'єрів на маршрутах руху потоків техногенних ґрунтових вод. Застосування штучних геохімічних бар'єрів (ГБ) для охорони природного середовища в різних галузях базується на загальних підходах і принципах геохімії та має ряд суттєвих переваг порівняно з традиційними методами захисту довкілля. Головною особливістю методології геохімії є дослідження процесів міграції, в результаті якої відбувається концентрація та розсіювання хімічних елементів.

Найнегативнішим явищем є неконтрольована міграція елементів або забруднення навколишнього середовища. В районах розташування джерел забруднення формуються техногенні ореоли та потоки розсіювання. Хімічні властивості елементів відіграють провідну роль при міграції у породах, зокрема у вигляді потоків техногенних ґрунтових вод, а розчинність сполук має важливе значення для головних шкідливих елементів, що містяться у цих потоках.

Основним напрямком локалізації забруднюючих речовин є створення умов для концентрації хімічних елементів, тобто цілеспрямоване формування ГБ.

Метою створення штучних ГБ є зниження концентрації ВМ у ґрунтових водах і запобігання розповсюдженню шкідливих елементів у ґрунтах та питних підземних водах.

Одним з важливих моментів є вибір матеріалу для створення штучного ГБ. При визначенні матеріалу слід керуватися такими основними критеріями: бар'єр має ефективно перехоплювати елементи-забруднювачі й утримувати їх протягом розрахункового терміну експлуатації; обраний матеріал мусить мати відносно невисоку вартість; матеріал не повинен бути додатковим джерелом забруднення [12].

У роботі запропоновано один з можливих способів спорудження штучних ГБ для утримання ВМ, що мігрують у техногенних потоках. Утримання ВМ здійснюється шляхом ін'єкції хімічно активних та гелеутворюючих речовин. Такий процес, т.зв. меліорація масивів порід, приводить до формування специфічних утворень, які характеризуються як техногенно-геохімічні системи.

Взаємодія хімічно активних компонентів у таких системах обумовлює суттєве змінення геохімічних параметрів природних середовищ, що, в свою чергу, змінює фізико-хімічні процеси і викликає нові. Усе це певним чином може вплинути на властивості порід у межах масиву після завершення ін'єкційних робіт. Найбільша контрастність техногенного середовища з природою може, ймовірно, виникнути при ін'єкційному хімічному ущільненні ґрунтових масивів, що містять мінералізовані підземні води. З фізико-хімічної точки зору один з елементів подібної техногенно-геохімічної обстановки доцільно розглядати як систему гель-розчин електроліту, де різниця складу та концентрації компонентів у рідкій фазі гелю й у підземних водах обумовлюють їх зустрічну дифузію. На якісному рівні цю систему можна вважати статичною, враховуючи, що залишкові швидкості фільтрації після ін'єкції дуже малі, а у ряді випадків, за даними гідровипробувань, взагалі не фіксуються.

Мета створення штучного ГБ за цим способом досягається тим, що на шляху міграції потоку техногенних ґрунтових вод фронтально до його напрямку за межами джерела забруднення споруджується низка свердловин, у які нагнітається розчин, що формує силікатний

гель. Концентрація та склад розчину визначається часом гелеутворення та пористістю ґрунту.

Важливим моментом є визначення просторового розміщення штучного ГБ у природно-техногенній системі.

При виконанні цього дослідження просторове розміщення бар'єра було здійснено на ділянці руху потоку техногенних ґрунтових вод між свердловинами S_6 та S_7 . На цій ділянці маршруту руху потоку ґрунт є піщано-глинистим, тому свердловини у низці розташовано на відстані 5 м одна від одної, що є достатнім для утворення суцільного адсорбуючого силікатного гелевого бар'єра в товщі ґрунту на шляху міграції забруднювачів. Низка свердловин споруджена фронтально до напрямку потоку $S_6 \rightarrow S_7$ на відстані 30 м від свердловини S_6 . Оскільки глибина залягання потоку на цій ділянці складає близько 14 м, то свердловини цієї низки було пробурено до глибини 20 м. Усього в цій низці пробурено 7 свердловин на відстані 5 м одна від одної (рис. 3).

Як гелеутворюючу речовину використано розчин, який утворює щавлево-алюмосилікатний гель (ЩАС-гель). Розчин виготовлено шляхом змішування силікату Na густиною $1,19 \text{ г/см}^3$ та комплексного затверджувача. Затверджувач – це водний розчин, що містить $50 \text{ г/дм}^3 \text{ Al}_2(\text{SO}_4)_3$ щавлевої кислоти. Час гелеутворення регулюється співвідношенням затверджувача та силікату. При виконанні цих ін'єкційних робіт час гелеутворення складає порядку 1,5 год. Необхідна стійкість ЩАС-гелю у водному середовищі забезпечується високою міцністю зв'язків типу $\text{Si} - \text{O} - \text{Si}$ та $\text{Si} - \text{O} - \text{Al}$, що виникають при гелеутворенні.

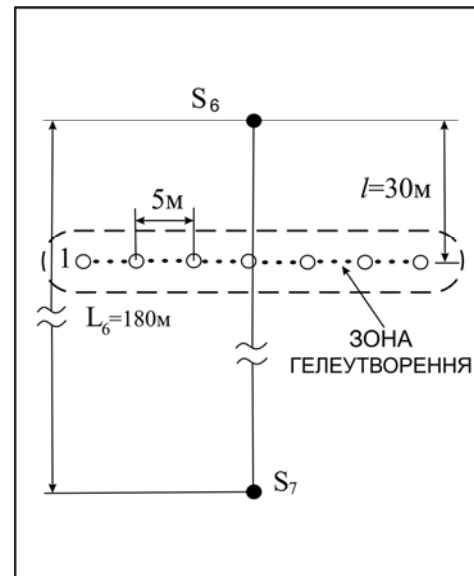


Рис. 3. Створення штучного геохімічного бар'єра на ділянці маршруту руху потоку техногенних ґрунтових вод: 1 – низка свердловин для ін'єкції гелеутворюючого розчину

Загальний хід дослідження такий:

Перед нагнітанням гелеутворюючого розчину в свердловини (перед створенням штучного ГБ) було виконано контрольний аналіз вмісту ВМ у пробах пульпи зі свердловин S_6 та S_7 . Результати наведено у табл. 5;

Проведено ін'єкцію гелеутворюючих речовин у свердловини цієї низки для створення бар'єра;

Протягом місяця з інтервалом 5 діб зі спостережної свердловини S_7 вибиралися проби пульпи та виконувалася аналіз на вміст ВМ.

Результати дослідження наведено у табл. 6 та зображено на рис. 4.

Таблиця 5

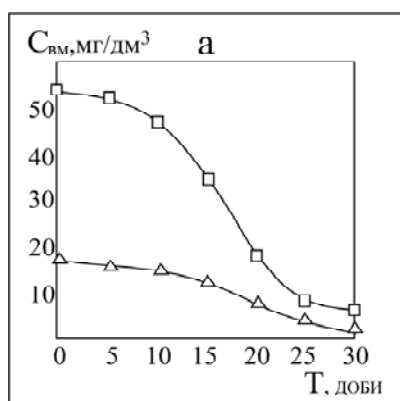
Результати контрольного аналізу вмісту ВМ у пульпі свердловин S_6 та S_7 , мг/дм³, ($M \pm m$, $n=9$). Глибина відбору пульпи 14 м

| Елемент | Свердловина | |
|---------|-------------|------------|
| | S_6 | S_7 |
| Cr | 5,85±1,09 | 5,65±1,12 |
| Ni | 5,14±0,94 | 4,96±0,98 |
| Cu | 15,38±2,12 | 15,54±2,05 |
| Zn | 52,65±4,20 | 51,34±4,12 |
| Pb | 12,72±1,92 | 12,08±1,85 |

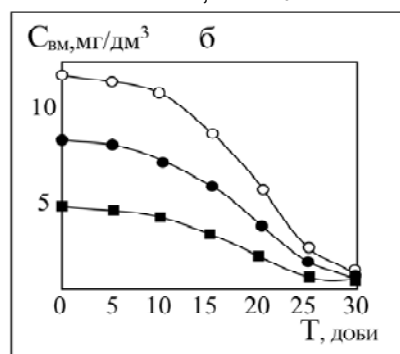
Таблиця 6

Вміст ВМ у пульпі спостережної свердловини S_{N+1} протягом місяця після початку формування штучного ГБ, мг/дм³, ($M \pm m$, $n=7$)

| Елемент | Час відбору проб пульпи, доби | | | | | |
|---------|-------------------------------|-----------|----------|----------|----------|----------|
| | 5 | 10 | 15 | 20 | 25 | 30 |
| Cr | 5,6±1,2 | 5,4±1,2 | 5,1±1,0 | 2,65±0,7 | 1,25±0,4 | 0,6±0,08 |
| Ni | 4,96±1,0 | 4,8±0,9 | 4,0±0,8 | 1,3±0,7 | 0,8±0,1 | 0,4±0,05 |
| Cu | 15,2±2,0 | 13,90±1,9 | 11,8±1,6 | 7,1±1,2 | 4,1±1,2 | 1,1±0,3 |
| Zn | 50,2±3,9 | 48,3±3,6 | 33,2±2,9 | 18,5±1,9 | 8,1±1,2 | 6,5±0,9 |
| Pb | 11,9±1,7 | 11,2±1,6 | 7,5±1,1 | 5,0±0,9 | 2,2±0,8 | 1,1±0,6 |



□ – Zn, Δ – Cu



○ – Pb, ● – Cr, ■ – Ni

Рис. 4. Динаміка вмісту важких металів у спостережній свердловині S_7 : а – Zn, Cu; б – Pb, Cr, Ni

Таким чином, експериментально доведено, що за місяць функціонування штучного бар'єра на основі щавлево-алюмосилікатного гелю відбувається зниження вмісту ВМ у потоці техногенних ґрунтових вод до рівня, близького до ГДК, і в ряді випадків відповідає стандартам на питну воду, тобто запропонований спосіб створення штучних ГБ дозволяє запобігти надходженню ВМ до ґрунтів та питних підземних вод і, відповідно, покращити екологічну ситуацію у цих районах.

Слід зауважити, що штучні ГБ з часом не залишаються незмінними. Потужні техногенні потоки можуть руйнувати створені бар'єри, утворювати нові та викликати докорінні зміни у системі суміжних ландшафтів. У цьому випадку, з метою захисту довкілля доцільним є посилення існуючих штучних бар'єрів або формування на шляху техногенних потоків ряду нових штучних ГБ.

Висновки. Проаналізовано фактори впливу техногенезу на хімічний склад ґрунтових вод. Розроблено алгоритм виявлення шляхів руху потоків техногенних ґрунтових вод, що дозволяє розв'язати зворотну задачу – виявити джерела забруднення досліджуваних об'єктів. Як індикатори використовувалися ВМ (Cr, Ni, Cu, Zn, Pb), які містяться в більшості техногенних скидів. Результат кушового випробування елементів-індикаторів із низки свердловин дозволив впевнено стверджувати, що розподіл відносного вмісту всіх зареєстрованих ВМ є практично однаковим. Тому як елемент-індикатор використано Zn.

Описаний підхід до виявлення шляхів руху потоків техногенних ґрунтових вод та спостереження за динамікою цих потоків дозволяють у термінових випадках створювати спеціальні редиментаційні бар'єри для блокування розповсюдження ВМ, що надає можливість своєчасно коригувати природоохоронні та водоохоронні заходи. Як гелеутворюючу речовину використано розчин, який утворює щавлево-алюмосилікатний гель (ЩАС-гель). Розчин виготовлено шляхом змішування силікату Na густиною 1,19 г/см³ та комплексного затверджувача. Експериментально доведено, що за місяць функціонування штучного бар'єра на основі щавлево-алюмосилікатного гелю відбувається зниження вмісту ВМ у потоці техногенних ґрунтових вод до рівня, близького до ГДК.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ:

1. Аржанова В. С. Геохимия ландшафтов и техногенез / В. С. Аржанова, П. В. Елпатьевский. – М. : Наука, 1990. – 195 с.
2. Блинов С. М. Методологические основы применения геохимических барьеров для охраны окружающей среды / С. М. Блинов, Н. Г. Максимович // География и окружающая среда. – СПб, 2003. – С. 294–304.
3. Елпатьевский П. В. Геохимия миграционных потоков в природных и природно-техногенных геосистемах / П. В. Елпатьевский. – М. : Наука, 1993. – 252 с.
4. Закономерности формирования режима подземных вод в районе Орджоникидзевского ГОКа [Текст] / В. Е. Анпилов, Т. В. Жданова, Т. Н.

Новоселова, И. К. Решетов // Вестник ХНУ им. В. Н. Каразина, серия "Геология–География–Экология". – Харьков: Изд-во ХНУ им. В. Н. Каразина, 1998. – № 402. – С. 88–90.

5. Методические рекомендации по организации и ведению мониторинга подземных вод (изучения режима химического состава). – М.: ВСЕГИНГЕО, 1985. – 77 с.

6. Мониторинг навколишнього середовища : навч. посібник / О. І. Бондар, І. В. Коринько, В. М. Ткач, О. І. Федоренко. – К., Х. : ДЕІ–ГТІ, 2005. – 126 с.

7. Напрямки удосконалення природоохоронної діяльності в Збройних Силах України : наук.-метод. посібник / [за ред. О. І. Лисенка, С. М. Чумаченка, Ю. І. Ситника]. – К. : ННДЦОТ ; В. Б. України, 2006. – 424 с.

8. Полевич О. В. Информационные технологии рентгенофлуоресцентного анализа состава жидкостей / О. В. Полевич, А. В. Шперер, Т. И. Углова // Вестн. нац. техн. ун-та "ХПИ". – Харьков, 2004. – № 5. – С. 158–165.

9. Полевич О. В. Формування гідрогеохімічних бар'єрів у зонах контакту підземних техногенних потоків з поверхневими природними водами / О. В. Полевич, О. В. Шперер, О. В. Чуєнко // Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, серія "Геологія. Географія. Екологія". – 2014. – № 1128. – С. 104–109.

10. Розвиток України в умовах глобалізації та скорочення природно-ресурсного потенціалу / М. М. Коржнев, Ю. Р. Шеляг-Сосонко, М. М. Кирило та ін. ; Ін-т телекомунікації і глобал. інформ. простору НАНУ. – К. : ЛОГОС, 2009. – 195 с.

Семиноженко В. П. Промышленные отходы: проблемы и решения / В. П. Семиноженко, Д. В. Сталинский, А. М. Касимов : монография. – Х. : Изд. "Индустрия". – 2011. – 544 с.

11. Удалов І. В. Еколого-геологічне картування та моніторинг геологічного середовища: навчальний посібник для студентів геологічних та екологічних спеціальностей / І. В. Удалов, І. К. Решетов. – Х. : ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2012. – 152 с.

12. Франчук Г. М. Екологічні проблеми довкілля / Г. М. Франчук, Л. П. Малахов, Р. М. Півторак. – К. : КМУЦА, 2000. – 180 с.

5. Guidelines on the organization and management of groundwater monitoring (the study of the chemical composition of the regime) (1985). Moscow: VSEGINGEO. [in Russian].

6. Bondar A. I., Korynko I. V., Weave V. M., Fedorenko A. I. (2005). Environmental Monitoring. Kyiv, Kharkiv: SEI-HTI. [in Ukrainian].

7. Lysenko O. I., Chumachenko S. M., Sytnyk Yu. I. (Eds.). (2006). Directions improving environmental performance in the Armed Forces of Ukraine. Kyiv: NNDTsOT; V. B. Ukraine. [in Ukrainian].

8. Polevich O. V., Shperer A. V., Uglova T. I. (2004). Information technology X-ray fluorescence analysis of the composition of liquids. Vestnik. nat. techn. un. "KPI", Kharkov, 5, 158-165. [in Russian].

9. Polyevych O. V., Shperer O. V., Chuyenko O. V. (2014). Hydro forming barriers in the contact zones of man-made underground flows of surface waters in natural. Vestnyk V. N. Karazin Kharkiv NU, series Geology, Geography, Environment, 1128, 104–109. [in Ukrainian].

10. Korzhnev M. M., Shelyah-Sosonko Yu. R., Kurilo M. M. (2009). Chickens and others. Development of Ukraine under globalization and reduction of natural resources. Institute of Telecommunications and Global. inform. space NAS of Ukraine, Kyiv: Logos. [in Ukrainian].

11. Seminozhenko V. P., Stalinskij D. V., Kasimov A. M. (2011). Industrial waste: problems and solutions. Kharkiv: Industrija. [in Russian].

12. Udalov I. V., Reshetov I. K. (2012). Ecological and geological mapping and monitoring of the geological environment: a textbook for students of geological and environmental specialties. Kharkiv: V. N. Karazin KhNU. [in Ukrainian].

13. Franchuk G. M., Malakhov L. P., Pivtorak R. M. (2000). Environmental problems. Kyiv: KIUCA. [in Ukrainian].

Надійшла до редколегії 14.11.16

REFERENCES:

1. Arzhanova V. S. Elpat'evskij P. V. (1990). Landscape Geochemistry and technogenesis. Moscow: Nauka. [in Russian].

2. Blinov S. M., Maksimovich N. G. (2003). The methodological basis for the use of geochemical barriers for environmental protection. In Geography and environment. (pp. 294-304). St. Petersburg. [in Russian].

3. Elpat'evskij P. V. (1993). Geochemistry of migration flows in natural and natural-anthropogenic geosystems. Moscow: Nauka. [in Russian].

4. Anpilov V. E., Zhdanov T. V., Novoselov T. N., Reshetov I. K. (1998). Laws of formation of re-benching of groundwater in the area of Ordzhonikidze-sky GOK. Vestnyk V. N. Karazin Kharkiv NU, series Geology, Geography, Environment, 402, 88-90. [in Russian].

O. polevich, Cand. Sci. (Tech.), Assoc. Prof., Deputy Dean for Research Department of human geography and regional research

E-mail: oleg.polevich@mail.ru, tel.: 095 889-74-77,

A. Chuenko, Head of the interdepartmental academic laboratory research of rocks, minerals and fossils

E-mail: chuenko77@mail.ru, tel.: 095 892-18-32,

I. Udalov, Cand. Sci. (Tech.), Assoc. Prof., Head of Department of Hydrogeology

E-mail: igorudalov8@gmail.com, tel.: 050 595-94-42,

Faculty of Geology, Geography, Recreation and Tourism,

V.N. Karazin Kharkiv National University, 4, Svobody Sq., Kharkiv, 61022,Ukraine

TECHNOGENIC GROUNDWATER FLOWS, THEIR ROUTING AND CREATING ROUTES ARTIFICIAL GEOCHEMICAL BARRIERS

Anthropogenic groundwater flows are a worldwide problem being the source and distribution of many harmful and toxic elements entering the environment. Anthropogenic groundwater flows are included in hypergenic cycles of migration, significantly changing not only hydrochemical type of groundwater and other natural waters, but also landscapes.

Actual environmental problem is the timely migration paths of pollutants and chemical elements tracking in anthropogenic groundwater flows. This allows us to identify the most contaminated areas and to take appropriate protective measures.

Purpose. Development of algorithm to identify movement paths of anthropogenic groundwater from the feed zone to the discharge zone and the methodology of creating on their way the artificial geochemical barriers for preventing the spread of heavy metals.

Methods. Identification of ways in which anthropogenic groundwater is carried out according to the method spray test with the launch and registration of the indicators in the streams. Indicators checking (determination of the content of heavy metals in groundwater) is carried out by x-ray fluorescence analysis on a multi-channel spectrometer SRM-25.

Findings. The paper presents general principles, development and implementation of an algorithm for identifying motion paths of anthropogenic groundwater from the pollution source to the area of discharge.

The method of creating artificial geochemical barriers on the basis of oxalic-aluminosilicate gels on the way of anthropogenic groundwater flow was developed and tested. It will reduce the concentration of harmful elements in these streams and prevent the spread of these elements from getting into soils and potable groundwater.

Scientific novelty. The developed algorithm to identify movement paths of flows of anthropogenic groundwater allows to solve the inverse problem – identification of pollution sources of the studied objects located in the area of discharge of these streams.

The advanced techniques of x-ray fluorescence analysis, which significantly improve its metrological performance, will be useful for rapid and cheap determination of the elemental composition of the samples of environmental objects and for studies of spatial and temporal distribution of elements almost in real time.

Practical significance. The studies and their results have provided us with new information about the behavior of heavy metals in the paths of anthropogenic ground waters motion and their influence on the ecological condition of neighboring landscapes.

The developed procedures to identify movement paths of anthropogenic flows of groundwater and monitoring the dynamics of these flows allow, in urgent cases, to create a special rudimentary barriers to block the distribution of heavy metals, giving the opportunity to adjust environmental and water protection measures.

Key words: anthropogenic groundwater flows, the algorithm to identify movement paths of groundwater flow, artificial geochemical barriers, oxalic-aluminosilicate gel, x-ray fluorescence analysis.

О. Полевич, канд. техн. наук, доц., зам. декана по научной работе,
каф. социально-экономической географии и регионоведения,
E-mail: oleg.polevich@mail.ru, тел.: 095 889-74-77,
А. Чуенко, зав. межкафедральной учеб. лаб.
по исследованию пород, минералов и ископаемых организмов,
E-mail: shuenko77@mail.ru, тел.: 095 892-18-32,
И. Удалов, канд. техн. наук, доц., зав. каф. гидрогеологии,
E-mail: igorudalov8@gmail.com, тел.: 050 595-94-42,
факультет геологии, географии, рекреации и туризма,
Харьковский национальный университет имени В.Н. Каразина,
пл. Свободы, 4, г. Харьков, 61022, Украина

ПОТОКИ ТЕХНОГЕННЫХ ГРУНТОВЫХ ВОД, ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПУТЕЙ ИХ ДВИЖЕНИЯ И ОБРАЗОВАНИЕ НА НИХ ИСКУССТВЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ БАРЬЕРОВ

Потоки техногенных грунтовых вод представляют собой проблему мирового масштаба, поскольку они являются источником и средой распространения для многих вредных и токсичных элементов, поступающих в окружающую среду. Техногенные потоки грунтовых вод включаются в гипергенные циклы миграции, в результате чего существенным образом меняется не только гидрохимический тип грунтовых и других природных вод, но и состояние ландшафтов.

Актуальной природоохранной задачей на настоящее время является своевременное отслеживание в техногенных потоках грунтовых вод путей миграции загрязняющих веществ и химических элементов. Это позволяет выявить наиболее загрязненные участки и заранее принимать соответствующие защитные меры.

Цель. Разработка алгоритма выявления продвижения потоков техногенных грунтовых вод от зоны питания до зоны разгрузки и методологии создания на их пути искусственных геохимических барьеров для блокирования распространения тяжелых металлов.

Методы. Выявление путей движения потоков техногенных грунтовых вод осуществляется по способу кустового испытания с запуском и регистрацией индикаторов в этих потоках. Регистрация индикаторов (определение содержания тяжелых металлов в грунтовых водах) осуществляется методом рентгенофлуоресцентного анализа на многоканальном спектрометре СРМ-25.

Результаты. Изложены общие принципы, разработан и реализован алгоритм выявления путей движения потоков техногенных грунтовых вод от источника загрязнения к области разгрузки. Разработан и апробирован метод создания на пути техногенных потоков грунтовых вод искусственных геохимических барьеров на основе щавелево-алюмосиликатных гелей, что приведет к снижению концентрации вредных элементов в этих потоках и предотвращению распространения этих элементов в почвах и питьевых подземных водах.

Научная новизна. Разработанный алгоритм выявления путей движения потоков техногенных грунтовых вод позволяет решить обратную задачу – выявление источников загрязнения исследуемых объектов, расположенных в области разгрузки этих потоков. Усовершенствованные методики рентгенофлуоресцентного анализа существенно улучшают его метрологические показатели, станут полезными для экспрессного и дешевого определения элементного состава образцов объектов окружающей среды и для исследований пространственно-временного распределения элементов практически в условиях реального времени.

Практическая значимость. Выполненные исследования и их результаты позволили получить новые сведения о поведении тяжелых металлов на путях движения техногенных грунтовых вод и их влиянии на экологическое состояние сопредельных ландшафтов. Разработанные новые процедуры выявления путей движения потоков техногенных грунтовых вод и наблюдение за динамикой этих потоков позволяют в срочных случаях создавать специальные редиментационные барьеры для блокирования распространения тяжелых металлов, что дает возможность своевременно корректировать природоохранные и водоохранные мероприятия.

Ключевые слова: техногенные потоки грунтовых вод, алгоритм выявления путей движения потоков грунтовых вод, искусственные геохимические барьеры, щавелево-алюмосиликатный гель, рентгенофлуоресцентный анализ.

УДК 556.314(477-25):[504.4+504.61]

Т. Кошлякова, канд. геол. наук, наук. співроб.,
E-mail: geol@bigmir.net,
В. Долін, д-р геол. наук, проф., зав. відділу,
E-mail: vdolin@ukr.net,
ДУ "Інститут геохімії навколишнього середовища НАН України",
пр. Акад. Палладіна, 34-а, м. Київ, 03680, Україна

ПРИРОДНІ ТА ТЕХНОГЕННІ ЧИННИКИ ФОРМУВАННЯ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ВОДИ СЕНОМАН-КЕЛОВЕЙСЬКОГО ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСУ У МЕЖАХ КИЇВСЬКОЇ МІСЬКОЇ АГЛОМЕРАЦІЇ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мін. наук, проф. М. М. Коржневим)

Мета. Визначення закономірностей формування хімічного складу сеноман-келовейського водоносного комплексу в межах м. Києв у зв'язку з техногенним впливом.

Методика. При виконанні дослідження було застосовано математичні методи обробки гідрогеологічних даних (нормалізація показників хімічного складу підземних вод, визначення потужності техногенного потоку винесення мінеральних речовин, регресійний аналіз та побудова експоненційних трендів). Для побудови графіків було використано програмні засоби Excel та Statistica.

Результати. Досліджено закономірності зміни хімічного складу підземних вод сеноман-келовейського водоносного комплексу в межах м. Києв у період 1980–2010 рр за основними показниками. Проаналізовано співвідношення між змінами нормованих показників хімічного складу підземних вод досліджуваного водоносного комплексу та інтенсивністю водовідбору. Виявлено закономірне збільшення вмісту мінеральних речовин при зменшенні водовідбору. Оцінено потужність техногенного потоку винесення мінеральних речовин з досліджуваного водоносного комплексу. Встановлено, що динаміка показників техногенного потоку мінеральних речовин з високим коефіцієнтом кореляції співпадає з динамікою виробництва електроенергії в Україні. Визначено часові закономірності зміни показників якості води. Розраховано константу швидкості зміни параметрів техногенного потоку мінеральних речовин у період 1980–2010 рр.

Наукова новизна. Встановлено, що якість води сеноман-келовейського водоносного комплексу, який використовується для питного водопостачання населення Києва, значною мірою визначається техногенними чинниками – обсягами промислового виробництва та величиною водовідбору. Виявлено істотну негативну кореляцію (Ккор. -0,6 – -0,85) між величиною нормованих показників якості води, винесення мінеральних речовин, водовідбору та обсягом промислового виробництва (оціненим за виробництвом електроенергії в Україні).

Практична значимість. Отримані у результаті дослідження експоненційні тренди динаміки параметрів техногенного потоку мінеральних речовин, зокрема розраховані константи швидкості їх зміни у період 1980–2010 рр, можуть слугувати інструментом для прогнозування хімічного складу води в умовах інтенсивного водовідбору. Методика застосування експоненційної регресії разом з прийомами кореляційного аналізу дає змогу виявляти як зв'язок якісних показників хімічного складу підземних вод з техногенними чинниками, так і часові тренди їх змін, та може успішно застосовуватися для урбанізованих територій.

Ключові слова: підземні води, водовідбір, техногенний вплив, регресія, тренд, константа швидкості.

Постановка проблеми. Техногенний вплив у межах урбанізованих територій за своєю силою можна порівняти до дії природних чинників. Антропогенне навантаження на підземну гідросферу проявляється як у зміні гідродинамічних показників усіх її компонентів, так і у трансформації хімічного складу підземних вод. Особливу небезпеку ці процеси представляють для вододоступних горизонтів, які є ресурсом чистої питної води. У м. Київ таким важливим ресурсом вже понад сто років слугує сеноман-келовейський водоносний комплекс (водоносний комплекс у відкладах іваноцької світи середньої та верхньої юри та загорівської, журавинської, бурімської світ нижньої й верхньої крейди), що є одним з джерел водопостачання населення.

Виклад основного матеріалу. На першому етапі дослідження було проаналізовано зміни показників хімічного складу з часом. Авторами розглянуто такі показники хімічного складу, як мінералізація, окиснюваність, жорсткість, рН, вміст іонів Ca^{2+} , Mg^{2+} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, $\text{Fe}_{\text{заг.}}$, Cl^- , SO_4^{2-} . Вивчення співвідношень між змінами показників та величиною водовідбору проводилося в межах часового проміжку, що охоплює період спостережень з 1980 до 2010 р. Цей період характеризується зменшенням обсягів водовідбору. Зважаючи на інтенсивність водовідбору як на один з ключових факторів техногенного впливу на гідрогеологічну систему сеноман-келовейського водоносного комплексу, що визначає гідродинамічні умови формування депресійної воронки, показники хімічного складу було нормовано за його величиною.

Нормалізація виконувалася за такою формулою:

$$C_{(Q)} = \frac{C}{Q}, \quad (1)$$

де $C(Q)$ – нормований показник хімічного складу води, C – концентрація показника хімічного складу води, мг/дм^3 , Q – величина водовідбору, тис. $\text{м}^3/\text{добу}$.

Графічне відображення співвідношень між змінами нормованих показників хімічного складу підземних вод сеноман-келовейського водоносного комплексу та інтенсивністю водовідбору наведено на рис. 1.

Нормований за водовідбором показник мінералізації зростає при зменшенні водовідбору в період 1980–2010 рр, що свідчить про відносне збільшення вмісту мінеральних речовин при зменшенні водовідбору. Висока негативна кореляція (Ккор. = -0,54 – -0,86) характерна також для нормованих показників окиснюваності, загальної жорсткості, рН, вмісту Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- .

На наступному етапі було виконано оцінку потужності техногенного потоку винесення мінеральних речовин із сеноман-келовейського водоносного комплексу за формулою:

$$T = C \cdot Q, \quad (2)$$

де T – потужність техногенного потоку винесення мінеральних речовин, т/доба , C – концентрація показника хімічного складу води, мг/дм^3 , Q – величина водовідбору, тис. $\text{м}^3/\text{доба}$.

Числова величина техногенного чинника оцінювалася за кількістю виробленої електроенергії в Україні. Було виявлено, що динаміка показників техногенного потоку мінеральних речовин з високим коефіцієнтом кореляції співпадає з динамікою виробництва електроенергії в Україні.

Динаміку винесення мінеральних речовин техногенним потоком у порівнянні з обсягами виробництва електроенергії в Україні графічно представлено на рис. 2.

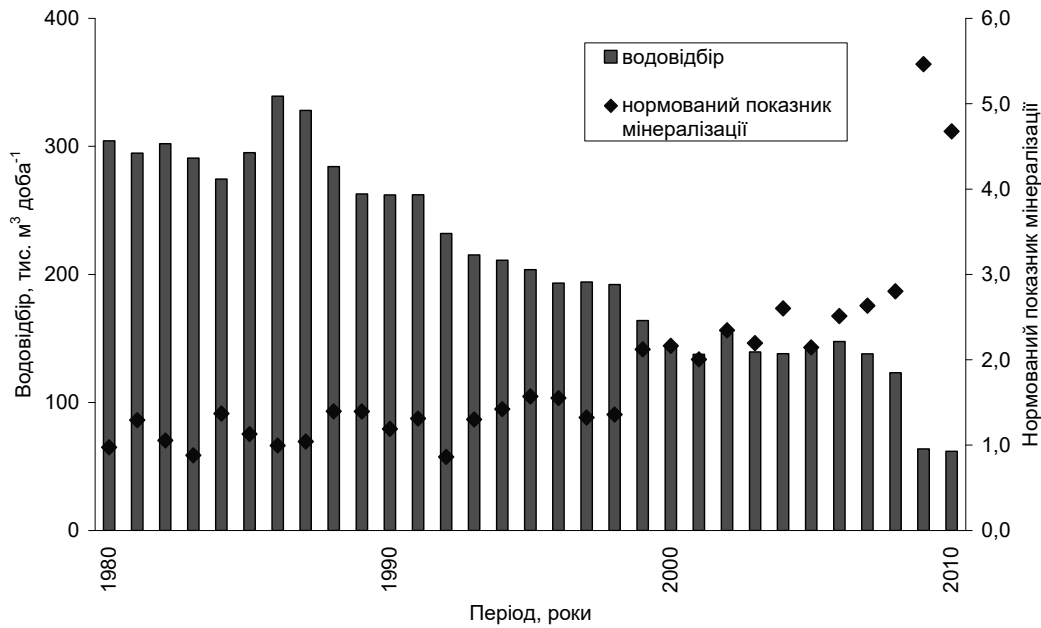


Рис. 1. Нормовані показники мінералізації та водовідбору із сеноман-келовейського водоносного комплексу в період 1980–2010 рр

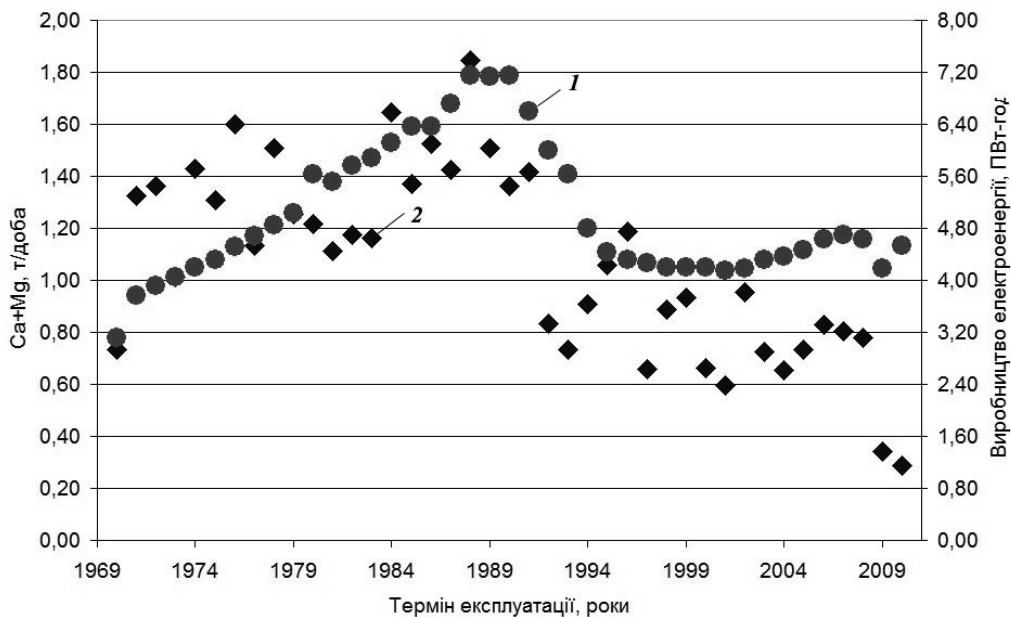


Рис. 2. Динаміка параметрів техногенного потоку мінеральних речовин у порівнянні з обсягами виробництва електроенергії в Україні: 1 – виробництво електроенергії, 2 – загальна жорсткість

Було виявлено, що на межі 90-х років минулого століття відбувся спад промислового виробництва в Україні та, відповідно, динамічне зменшення виведення мінеральних речовин техногенним потоком.

З метою визначення часових закономірностей зміни показників якості води було застосовано "кінетичний" підхід, обґрунтований у роботах Г. М. Бондаренка та В. В. Доліна зі співавторами [1]. Формування хімічного складу підземних вод відбувається внаслідок процесів фізико-хімічної взаємодії, розчинення та вилугування хімічних сполук з порід, через які вода протікає. В основі цих процесів лежить низка хімічних реакцій (згідно з теорією Д.І. Менделєєва, розчинення є хімічним процесом), більшість з яких спрямована в бік протікання процесу, що, зрештою, й визначає його спрямованість.

Кожна з хімічних реакцій характеризується константою швидкості, що дає підстави для розрахунку інтег-

ральної константи швидкості процесу в цілому. В умовах водовідбору утворюється депресійна воронка, яка зумовлює низхідний рух води, що спричиняє інтенсифікацію вилугування хімічних сполук з порід у радіальному напрямку. Тобто напрямком процесу задається зовнішнім техногенним втручанням, що визначає правомірність аналізу результатів з позицій формальної кінетики для незворотного процесу.

Методи регресійного аналізу мають широке застосування у практиці гідрогеологічних досліджень. Вони дають змогу оцінити щільність зв'язку між двома або більше ознаками й оформити уявлення про вид цього зв'язку у вигляді рівняння (так званого рівняння регресії або рівняння кореляційного зв'язку), що описує залежність між значенням однієї ознаки (залежної, поведінку якої вивчають) та значеннями деякої сукупності ознак (незалежних факторів, вплив яких на залежну ознаку

намагаються оцінити). Знання залежності у вигляді рівняння дає змогу не тільки пояснити поведінку залежної ознаки, а й прогнозувати значення її за різних змін значень незалежних ознак.

Для визначення закономірностей зміни показників хімічного складу підземних вод у часі авторами застосовано експоненційну регресію, яка, на відміну від методу лінійної регресії, що апроксимує дані прямою лінією, використовує криву, що розраховується за масивом вихідних значень [2].

Таким чином, для розрахованих параметрів техногенного потоку мінеральних речовин було побудовано експоненційні тренди, для яких визначено рівняння регресії, що дало змогу отримати величини константи швидкості зміни цих параметрів у період 1980–2010 рр.

Для наочного зображення форми зв'язку між досліджуваними показниками хімічного складу підземних

вод було застосовано графічний метод. Для цього у прямокутній системі координат побудовано графіки, при цьому на осі ординат відкладалися індивідуальні значення результативної ознаки Y (показника хімічного складу підземних вод), а на осі абсцис – індивідуальні значення факторної ознаки X (у даному випадку – термін спостережень). Грунтуючись на отриманих сукупностях точок результативної та факторної ознаки – полях кореляції, – було висунуто гіпотези про те, що зв'язок між усіма можливими значеннями X та Y носить експоненційний характер, та отримано відповідні рівняння регресії. Таким чином, емпіричні коефіцієнти регресії a і k є оцінками теоретичних коефіцієнтів, а власне рівняння відображає загальну тенденцію у поведінці змінних, які розглядаються. Нижче наведено отримані результати (рис. 3).

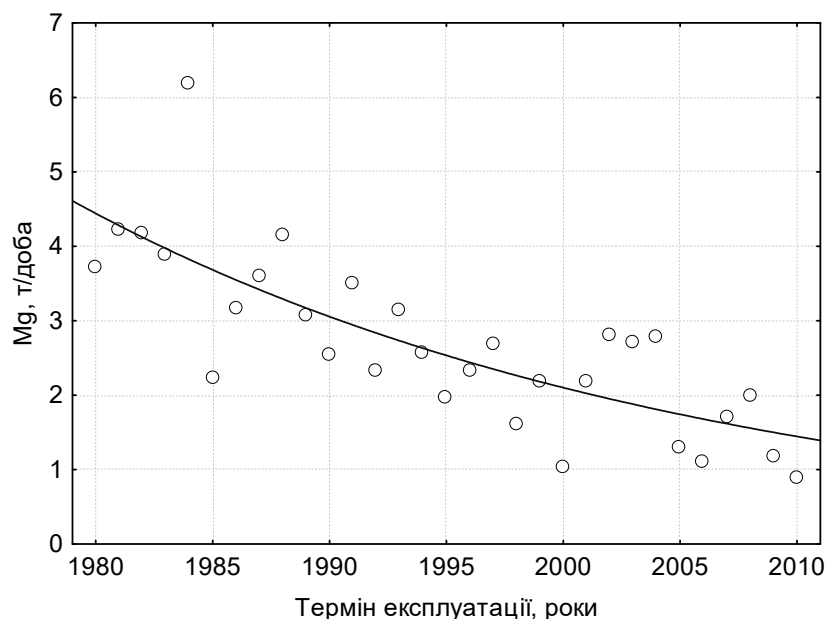


Рис. 3. Експоненційний тренд динаміки параметра техногенного потоку мінеральних речовин, оціненого за вмістом Mg^{2+}

Рівняння регресії для експоненційного тренду динаміки параметра техногенного потоку мінеральних речовин, оціненого за показником винесення Mg^{2+} техногенним потоком: $y = 9,39 \cdot e^{-0,0374x}$.

За експоненційними трендами динаміки параметрів техногенного потоку мінеральних речовин розраховано константу швидкості їх зміни у період 1980–2010 рр, яка у середньому становить $-0,0369 \pm 6,6\%$. Порівняна відповідність величини цієї константи для різних показників дає підстави для її застосування як інструменту прогнозування хімічного складу води в умовах інтенсивного водовідбору.

Висновки. Було досліджено закономірності зміни хімічного складу підземних вод сеноман-келовейського водоносного комплексу в межах м. Київ у зв'язку з техногенним впливом у період з 1980 до 2010 р за такими показниками: мінералізація, окиснюваність, загальна жорсткість, рН, вміст іонів Ca^{2+} , Mg^{2+} , $Na^+ + K^+$, Fe^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} . Проаналізовано співвідношення між змінами нормованих показників хімічного складу підземних вод досліджуваного водоносного комплексу та інтенсивністю водовідбору. Виявлено, що нормований за водовідбором показник мінералізації зростає при зменшенні вмісту мінеральних речовин при зменшенні водовідбо-

ру. Висока негативна кореляція ($K_{кор} = -0,54 - -0,86$) характерна також для нормованих показників окиснюваності, загальної жорсткості, рН, вмісту Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , що може бути ознакою стійкого екологічного впливу успадкованих за максимального водовідбору змін гідродинамічних та гідрогеохімічних умов горизонтів зони активного водообміну. Оцінено потужність техногенного потоку винесення мінеральних речовин з сеноман-келовейського водоносного комплексу. Встановлено, що динаміка показників техногенного потоку мінеральних речовин з високим коефіцієнтом кореляції співпадає з динамікою виробництва електроенергії в Україні. Виявлено, що спад промислового виробництва в Україні на межі 90-х рр минулого століття корелює з динамічним зменшенням винесення мінеральних речовин техногенним потоком. За допомогою "кінетичного" підходу визначено часові закономірності зміни показників якості води. За експоненційними трендами динаміки параметрів техногенного потоку мінеральних речовин розраховано константу швидкості їх зміни у період 1980–2010 рр, що може слугувати інструментом для прогнозування хімічного складу води в умовах інтенсивного водовідбору. Методика застосування експоненційної регресії разом з прийомом кореляційного аналізу дає змогу виявляти як зв'язок якісних показників хімі-

чного складу підземних вод з техногенними чинниками, так і часові тренди їх змін, та може успішно застосовуватися для урбанізованих територій [3].

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ:

1. Долін В. В. Самоочищення природного середовища після Чорнобильської катастрофи / В. В. Долін, Г. М. Бондаренко, О. О. Орлов; за ред. Е. В. Собоновича. – К.: Наук. думка, 2004. – 221 с.
2. Дрейпер П. Прикладной регрессионный анализ: [в 2-х кн.]. Кн.1. / П. Дрейпер, Г. Смит; пер. с англ.: Ю. П. Адлер, В. Г. Горский – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Финансы и статистика, 1986. – 365 с.
3. Кошлякова Т. О. Техногенна еволюція хімічного складу підземних вод сеноман-келловейського водоносного комплексу на території м. Києва [Текст]: автореф. дис... канд. геол. наук: 21.06.01

Koshliakova T., Research Assistant
E-mail: geol@bigmir.net,
Dolin V., Dr. Sci. (Geol.), Prof., Head of the department
E-mail: vdolin@ukr.net,
SI "Institute of Environmental Geochemistry
National Academy of Sciences of Ukraine
34-a Acad. Palladina Ave., Kyiv, 03680, Ukraine

NATURAL AND MAN-CAUSED FACTORS OF CENOMANIAN-CALLOVIAN GROUNDWATER COMPLEX CHEMICAL COMPOSITION FORMATION WITHIN URBAN AGGLOMERATION OF KYIV

Purpose. Determination of patterns of cenomanian-callovian groundwater complex chemical composition formation in Kyiv due to man-caused influence.

Methodology. During the study, the following approaches were used: mathematical methods of hydrogeological data processing (normalization of groundwater chemical composition parameters, determination of mineral substances export man-caused flow capacity, regression analysis and exponential trending). For graphs construction Excel and Statistica programs were used.

Findings. The regularities of cenomanian-callovian groundwater complex chemical composition changes in Kyiv during the 1980s–2010s, based on primary parameters, were investigated. Correlation between changes of study groundwater complex chemical composition normalized parameters and water intake intensity was analyzed.

Regular increase of mineral substances content with water intake decrease was revealed. The capacity of man-caused flow of mineral substances export from study groundwater complex was estimated. It was determined, that the dynamics of mineral substances man-caused flow parameters with high correlation coincides with the dynamics of power generation in Ukraine. Temporal patterns of water quality parameters changes were defined. The rate constant of mineral substances man-caused flow parameters changes during the 1980s–2010s was calculated.

Originality. It was defined that cenomanian-callovian groundwater complex quality, used as potable water source for Kyiv population, is extensively determined by man-caused factors, such as industrial production and water intake intensity. Significant negative correlation ($K_{cor} - 0,6 - -0,85$) between water quality normalized parameters value, mineral substances export value, water intake intensity and industrial production output (estimated by power generation in Ukraine) was revealed.

Practical value. The resulting research exponential trends of dynamics of mineral substances man-caused flow parameters, especially calculated rate constants of their changes during the 1980s–2010s, can serve as an instrument of groundwater chemical composition prediction in conditions of intensive water intake. Principles of application of exponential regression together with correlation analysis procedures allow to reveal both groundwater chemical composition quality parameters connection with man-caused factors and temporal trends of their changes, and can be successfully applied to urban areas.

Keywords: groundwater, water intake, man-caused influence, regression, trend, rate constant.

Кошлякова Т., науч. сотрудник,
E-mail: geol@bigmir.net,
Долін В., д-р геол. наук, проф., зав. отдела,
E-mail: vdolin@ukr.net,
ГУ "Институт геохимии окружающей среды
Национальной Академии наук Украины,
пр. Акад. Палладина, 34-а, г. Киев, 03680, Украина

ПРИРОДНЫЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВОДЫ СЕНОМАН-КЕЛЛОВЕЙСКОГО ВОДОНОСНОГО КОМПЛЕКСА В ПРЕДЕЛАХ КИЕВСКОЙ ГОРОДСКОЙ АГЛОМЕРАЦИИ

Цель. Определение закономерностей формирования химического состава сеноман-келловейского водоносного комплекса в пределах г. Киева в связи с техногенным влиянием.

Методика. При выполнении исследования были применены математические методы обработки гидрогеологических данных (нормализация показателей химического состава подземных вод, определение мощности техногенного потока выноса минеральных веществ, регрессионный анализ и построение экспоненциальных трендов). Для построения графиков были использованы программные средства Excel и Statistica.

Результаты. Исследованы закономерности изменения химического состава подземных вод сеноман-келловейского водоносного комплекса в пределах г. Киева в период 1980-2010 гг по основным показателям. Проанализированы соотношения между изменениями нормированных показателей химического состава подземных вод исследуемого водоносного комплекса и интенсивностью водоотбора. Выявлено закономерное увеличение содержания минеральных веществ при уменьшении водоотбора. Выполнена оценка мощности техногенного потока выноса минеральных веществ из исследуемого водоносного комплекса. Установлено, что динамика показателей техногенного потока минеральных веществ с высоким коэффициентом корреляции совпадает с динамикой производства электроэнергии в Украине. Определены временные закономерности изменения показателей качества воды. Рассчитана константа скорости изменения параметров техногенного потока минеральных веществ в период 1980-2010 гг.

Научная новизна. Установлено, что качество воды сеноман-келловейского водоносного комплекса, который используется в целях питьевого водоснабжения населения г. Киева, в значительной степени определяется техногенными факторами – объемами промышленного производства и величиной водоотбора. Выявлена существенная отрицательная корреляция ($K_{кор} - 0,6 - -0,85$) между величинами нормированных показателей качества воды, выноса минеральных веществ, водоотбора и объемом промышленного производства (оцененным по производству электроэнергии в Украине).

Практическая значимость. Полученные в результате исследования экспоненциальные тренды динамики параметров техногенного потока минеральных веществ, в частности, рассчитанные константы скорости их изменения в период 1980-2010 гг, могут служить инструментом для прогнозирования химического состава воды в условиях интенсивного водоотбора. Методика применения экспоненциальной регрессии совместно с приемами корреляционного анализа дает возможность выявлять как связь качественных показателей химического состава подземных вод с техногенными факторами, так и временные тренды их изменений, а также может успешно использоваться для урбанизированных территорий.

Ключевые слова: подземные воды, водоотбор, техногенное влияние, регрессия, тренд, константа скорости.

/ Кошлякова Тетяна Олексіївна; НАН України, ДУ "Ін-т геохімії навколишнього середовища НАН України". – К., 2015. – 21 с.

REFERENCES:

1. Dolin V. V., Bondarenko G. M., Orlov O. O. (2004). Self-purification of the environment after the Chernobyl disaster. Kyiv: Scientific thought. [in Ukrainian].
2. Dreyper P., Smit G. (1986). Applied regression analysis. Moscow: Finance and statistics. [in Russian].
3. Koshliakova T. O. (2015). Technogenic evolution of cenomanian-callovian groundwater complex chemical composition in Kyiv. Extended abstract of Candidate's thesis (Ecological safety). Vernadsky National Library of Ukraine, Kyiv. [in Ukrainian].

Надійшла до редколегії 01.12.16

УДК:556.3: 553.98

Д. Чомко, канд. геол. наук, доц.,
E-mail: Dimath@ukr.net,
М. Рева, лаб.,
E-mail: Reva_max@ukr.net,
О. Диняк, канд. геол. наук, доц.,
E-mail: oksdyn@ukr.net

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

СУПУТНЬО-ПЛАСТОВА ВОДА НАФТОВИХ РОДОВИЩ ЯК ГІДРОМІНЕРАЛЬНА СИРОВИНА

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. О. Є. Кошляковим)

Мета роботи – дослідити можливості супутньо-пластових вод нафтових родовищ для подальшого їх використання як гідромінеральної сировини для видобутку цінних компонентів. Визначено актуальність питання видобутку супутньо-пластових вод на нафтових родовищах Східного нафтогазового регіону України (Дніпровсько-Донецька западина). Виділено негативні екологічні та економічні наслідки, які можуть бути спричинені супутньо-пластовою водою. Розглянуто метод утилізації цих вод шляхом використання їх як гідромінеральної сировини для промисловості. Описано успішний промисловий досвід використання даного методу, який дозволяє суттєво знизити собівартість видобутку нафти, а також збільшити ресурсну базу країни. Визначено основні хімічні елементи та сполуки, потенційні для видобутку, а також їхню вартість на міжнародних ринках. До таких елементів, у першу чергу, відносяться бром, йод, бор, літій, стронцій та деякі солі. Розглянуто приклад оцінки запасів супутньо-пластових вод нафтового родовища Апшеронського півострова як гідромінеральної сировини та можливого прибутку від видобутку компонентів.

Проаналізовано супутньо-пластові води чотирьох нафтових родовищ України на основі промислово рентабельних концентрацій хімічних компонентів, які можна видобувати. На основі цього, потенційними для видобутку на досліджених родовищах будуть такі компоненти: бор, стронцій, калій та магній будуть рентабельними на Качанівському та Рибальському родовищах; хлорид натрію, магній, йод та бор – на Чутівському родовищі. Для кількісної оцінки запасів супутньо-пластових вод як гідромінеральної сировини головним критерієм виступають концентрації розчинених хімічних компонентів у воді. Для більшості родовищ супутньо-пластових вод важко зробити кількісну оцінку запасів через застарілі нормативні вимоги щодо проведення хімічних аналізів цих вод, а самі аналізи стосуються регламентованих показників, які повною мірою не відображають більшості компонентів, що знаходяться в супутньо-пластових водах.

Використання супутньо-пластових вод як гідромінеральної сировини є досить перспективним напрямком для промисловості України, який може дати друге життя виснаженим нафтовим родовищам, але вже як родовищам промислових вод.

Ключові слова: супутньо-пластова вода, нафтове родовище, гідромінеральна сировина.

Вступ. Більшість нафтових родовищ України розташована на території Сумської, Полтавської, Чернігівської та Харківської областей. Саме на родовищах Сумської області видобувається половина всієї нафти України.

Типові нафтові родовища Східного нафтового регіону України (Дніпровсько-Донецька западина) приурочені до пасток у пористих породах відкладів девонської, кам'яновугільної та нижньоюрської систем із середніми глибинами залягання від 3000 до 5000 м. У гідрогеологічному відношенні цей регіон є типовим артезіанським басейном (Дніпровсько-Донецький артезіанський басейн). Враховуючи глибини залягання та вертикальну гідродинамічну та гідрохімічну зональність артезіанських басейнів, води цих глибин відносять до високомінералізованих та розсолів. Тож, пластова вода на цих родовищах вміщує значну кількість розчинених хімічних елементів та сполук. Основними хімічними елементами, притаманними водам нафтових родовищ, є бор (В), бром (Br), йод (I), ферум (Fe). Подекуди зустрічаються у кількостях, що значно перевищують ГДК, такі елементи, як літій (Li), стронцій (Sr), рубідій (Rb), гафній (Hf) та інші [3].

Тривала історія розробки нафтових і газових родовищ Східного нафтового регіону привела до того, що більшість нафтових родовищ на сьогодні виснажені, або перебувають на кінцевих стадіях розробки і, в свою чергу, характеризуються високим ступенем обводненості видобутого флюїду. Обводненість може сягати 54% і більше. Наприклад, на Леляківському нафтовому родовищі в період з 1993 по 2007 рр середньорічний відсоток води у видобутому флюїді складав 97,2%, на даний час родовище не експлуатується саме через обводнення [2]. Враховуючи те, що в Україні щорічно видобувають близько 3,7 млн т нафти, за відсотковим співвідношенням можна припустити, що в середньому разом із нафтою видобувні компанії щорічно видобувають близько 20 млн т супутньо-пластових вод [4].

Зважаючи на значні об'єми видобутку супутньо-пластових вод та високу мінералізацію, питання їх утилізації є актуальним для промислових геологів.

Проблемою є не лише те, що ця вода збільшує собівартість видобутку нафти, але й те, що при невдалому виборі методу її утилізації останнє може призвести до цілого ряду негативних наслідків, у першу чергу, – екологічних та економічних. Вплив видобутих супутньо-пластових вод на екологію характеризується тим, що ці води, потрапивши у довкілля, призводять як до засолення родючих ґрунтів, так і забруднення вод водоносних горизонтів та комплексів, що використовуються для питного та господарського водопостачання. В даному регіоні якість підземних вод відповідає нормам ДСан-ПіН 2.2.4-171-10 і, відповідно, вони використовуються для питного та господарського водопостачання без додаткового очищення. Потрапляння супутньо-пластової води у ці горизонти призведе до необхідності їх обов'язкової очистки, а в тих районах, де це не дасть ефекту, треба буде облаштовувати нові водозабірні споруди, що потягне за собою суттєві капіталовкладення [10].

Крім того, можливе також забруднення поверхневих водоем та подальше поширення негативного впливу цього забруднення на біоту. Економічні наслідки є похідними від екологічних, оскільки засолення родючих ґрунтів для даного регіону, де аграрний сектор дає близько 60% надходжень до бюджету, завдає колосальних втрат. Більш детально вплив супутньо-пластових вод на природне середовище розглянутий авторами у роботі [8].

Виклад основного матеріалу. Розвиток сучасної науки на сьогоднішній день дозволяє розглядати питання видобутку та утилізації супутньо-пластових високомінералізованих вод не тільки як джерело потенційної небезпеки для екології певного регіону, а як потенційний ресурс для промисловості з метою видобутку цінних компонентів та відповідного підвищення еко-

мічного потенціалу регіону та країни в цілому. Із цих вод можна видобувати бром, бор, йод, рубідій, стронцій, літій та інші корисні компоненти.

Тим більше, є можливість вивчити й перейняти ефективний досвід провідних світових нафтовидобувних країн та компаній, які досить успішно використовують супутньо-пластові води як гідромінеральну сировину. Так, наприклад, в США – літію видобувають приблизно 16 тис т/рік, бром – до 190 тис т/рік, оксиду магнію – до 750 тис т/рік, кухонної солі – приблизно 1600 тис т/рік; у Японії – йоду – до 7 тис т/рік; у Італії – боратів приблизно 35 тис т/рік. У нафтових провінціях колишнього СРСР (50–70 рр минулого століття) із гідромінеральної сировини на нафтових родовищах подекуди видобували лише йод та бром [7]. Можемо говорити, що проводилися поодинокі спроби оцінки супутньо-пластових вод як гідромінеральної сировини. На практиці розробка цього виду сировини майже не проводилася, за винятком деяких родовищ зі значним вмістом йоду та бромю. Причому, визначальним моментом була наявність поряд переробних підприємств. Наприклад, заводи з видобутку йоду та бромю функціонували в районі Нафточалу (Азербайджан) та на півострові Челекен (Туркменістан) [9].

Напрямок використання супутньо-пластових вод як гідромінеральної сировини базується на успішному використанні технологій видобутку цінних компонентів із ропи та розсолів поверхневих водоем та підземних джерел, які на сьогоднішній день успішно продовжують розроблятися. Так, у США із розсолів озера Серлз (Searles) з мінералізацією близько 430 г/дм³, з максимальним вмістом Li 81 мг/кг, K 26 г/кг, B 4 г/кг, Br 860 мг/кг, виробляють соду, сульфат натрію, хлорид калію, бром, бромистий натрій, буру, борну кислоту, фосфорну кислоту, карбонат літію, фосфат літію. З розсолів озера Сільвер-Пік (Silver Peak) мінералізацією 180 г/дм³ виробляють карбонат літію і цілий ряд інших з'єднань, а з розсолів Великого солоного озера з мінералізацією 310 г/мг³ виробляють сульфати калію, натрію, хлориди магнію, натрію і літію.

В Італії основним джерелом бору є парогідротерми Лардерелло (Larderello). З них витягають буру, борну кислоту, аміачні і карбонатні продукти. Загальний обсяг – 4400 т борної кислоти й 4–5 тис т бури.

В Ізраїлі з розсолів Мертвого моря (мінералізація 300–320 г/дм³) добувають хлористий калій, бромні сполуки та мають намір видобувати LiCl (запаси LiCl – 17,5 млн т) [1].

Щодо використання як гідромінеральної сировини супутньо-пластових вод, то в першу чергу ці води цікаві для промисловості за рахунок своїх гідрогеохімічних особливостей, а саме підвищеного вмісту розчинених мікрокомпонентів, таких як бром, йод, бор, стронцій, літій, рубідій та інші.

У супутньо-пластових водах найбільше розчинено бромю. Відповідно до класифікації промислових вод, мінімально рентабельна концентрація його у воді складає 250 мг/дм³. У пластових водах нафтових родовищ концентрації бромю зафіксовані на рівні 6–7 г/дм³. У світі щорічно його видобувають близько 550 тис т, ціна однієї тонни складає до 1 000 доларів США [7]. На родовищах Східного нафтового регіону середній вміст бромю коливається в межах 200–370 мг/дм³ [2].

Другим за поширенням у пластових водах нафтових родовищ є йод, видобуток якого вважається рентабельним за концентрації 18 мг/дм³. Ціна за одну тонну йоду коливається в межах 33 000 доларів США [5]. Вміст йоду у воді на більшості нафтових родовищ України коливається в межах 30–70 мг/дм³ [2].

Бор з підвищеними концентраціями також притаманний нафтовим родовищам та, відповідно до класифікації промислових вод, зі вмістом його у воді 60 мг/дм³ є рентабельним для видобутку.

На сьогоднішній день головну цінність для видобутку із супутньо-пластових вод має літій. Тим паче, що світова потреба в літії зростає в зв'язку зі збільшенням виробництва засобів збереження електроенергії. Майже 67% усього літію в світі видобувають із гідромінеральної сировини (ропи або високомінералізованих підземних вод і вод солоних озер). Передові позиції у видобутку займають Чилі та США. Ціна за одну тонну промислового літію на світових ринках коливається в межах 6 300 доларів США. Рентабельні концентрації у воді літію в більшості країн світу прийняті на рівні 10 мг/дм³, а в США його видобувають із вод, де концентрація складає 3 мг/дм³. У супутньо-пластових водах нафтових родовищ України концентрації літію в середньому коливаються в межах 4–6,5 мг/дм³.

Ще одним елементом, який можна потенційно видобувати із супутньо-пластових вод, є стронцій. Хоча собівартість його видобутку із гідромінеральної сировини є більшою, порівняно з видобутком із мінеральної сировини. Якщо стронцій видобувати в комплексі, а не як основний елемент, то рентабельність значно зростає. Рентабельність стронцію є прийнятною з концентрацією його у воді 300 мг/дм³, ціна за одну тонну складає 1 300–1 500 доларів США.

Також із супутньо-пластових вод перспективно можна видобувати скандій, цезій, германій, барій, рубідій та інші компоненти, але процес їх видобутку ще залишається досить складним та дорогим.

Стосовно скандію, то його вміст у пластовій воді нафтових родовищ – у межах 0,012 мг/дм³ в порівнянні з морською водою, де вміст складає 4*10⁻⁵ мг/дм³. Хоча кондиційний вміст скандію у воді не встановлений, відомо, що його видобувають із бокситів та уранових руд з вмістом від 0,0001% до 0,002%. Ціна на скандій досягає близько 200 000 долл. США за кілограм [5].

Прикладом сучасної оцінки можливостей використання супутньо-пластових вод на нафтових родовищах можна вважати родовища Апшеронського півострова (Азербайджан), наведений у роботі У.Ш. Мехтієва та Ф.М. Гаджієва. Авторами встановлено, що на кожну тонну видобутої нафти в середньому припадає 24 т видобутої пластової води. Мінералізація води продуктивних товщ коливається від 200–220 г/дм³ у нижній частині до 12,6 г/дм³ у верхній. Таким чином, на 24 т супутньо-пластової води припадає 1,59 т солей, з яких: NaCl – 1380 кг, KCl – 6,4 кг, MgCl₂ – 64 кг, CaCl₂ – 43 кг, CaCO₃ – 50 кг, Na₂CO₃ – 16 кг, J – 0,5 кг, Br – 2,0 кг, B₂O₃ – 11 кг, Sr – 1 кг та ін. Зі значної кількості компонентів та елементів, які містяться в супутньо-пластових водах із середньою мінералізацією 75–80 г/дм³, що видобуваються з 1 т нафти, вартість тільки хлоридів Na, K, Ca, Mg, CaCO₃, J, Br і Sr (за цінами на міжнародних ринках) становить 250–260 доларів США [6].

Щодо оцінки використання супутньо-пластових вод як гідромінеральної сировини в Україні, кількісні висновки зробити важко, оскільки проведення комплексного хімічного аналізу для визначення хімічних елементів, які саме і дають змогу розглядати її як сировину, майже ніхто не робить. Хімічні аналізи пластових вод нафтових родовищ, як правило, проводять на стадії розвідки для визначення макрокомпонентного складу, загальної мінералізації, рН, вмісту розчинених газів, хімічних елементів та сполук, які є маркерами наявності покладів нафти та газу – метану (CH₄), амонію (NH₄⁺), калію (K), йоду (J), бромю (Br), бору (B) [10].

Враховуючи технологічні та економічні показники рентабельності, можна визначити мінімальні концентрації хімічних елементів, які дають змогу використовувати супутньо-пластові води як гідромінеральну сировину.

Вину. В табл. 1 наведено дані мінімальних промислових концентрацій та порівняння їх із вмістом хімічних компонентів у пластових водах деяких родовищ Сумської та Полтавської областей.

Таблиця 1

**Мінімальні промислові концентрації хімічних компонентів
у пластових водах деяких родовищ Сумської та Полтавської областей**

| Компонент | Мінімальна концентрація, мг/дм ³ | Рибальське родовище, мг/дм ³ | Качанівське родовище, мг/дм ³ | Чутівське родовище, мг/дм ³ |
|----------------|---|---|--|--|
| Сульфат натрію | 5*104 | 48 | 28,89 | 1170,31 |
| Хлорид натрію | 5*104 | 102150 | 97219 | 188654,40 |
| Калій | 350-1000 | 618,8 | 335,0 | - |
| Магній | 1000-5000 | 1875,02 | 1518,9 | 6487,02 |
| Літій | 10 | 4,75 | 4,2 | - |
| Бром | 250 | 110 | 143 | 294,7 |
| Йод | 18 | 3,98 | 5,3 | 72,18 |
| Оксид бору | 200 | - | - | - |
| Бор | 60 | 75 | 147 | 54,8 |
| Рубідій | 3 | - | 0,3 | - |
| Цезій | 0,5 | 0,2 | 0,27 | - |
| Стронцій | 300 | 330 | 444,4 | - |

Проаналізувавши таблицю, можна зробити висновок, що видобуток бору, стронцію, калію та магнію буде рентабельним на Качанівському та Рибальському родовищах. На Чутівському родовищі рентабельним буде видобуток бромю, йоду, магнію та галію. В таблиці мінімальні рентабельні концентрації наведено для кожного окремого компонента, а під час комплексної переробки та видобутку мінімальний вміст кожного окремого компонента буде ще меншим [10]. Промислове використання супутньо-пластових вод нафтових родовищ як гідромінеральної сировини дасть змогу як збільшити ресурсну базу України, так і забезпечити додаткові надходження до бюджету. Такий підхід наблизить Україну до провідних країн світу, які намагаються в повній мірі використовувати всі можливі ресурси.

На наш погляд, спираючись на наведені вище приклади та на аналітичний підхід у дослідженні питання стосовно використання супутньо-пластових вод як гідромінеральної сировини, можна зробити висновок, що сам підхід є правильним та актуальним. Оскільки на сьогоднішній день потреба людства в ресурсах зростає, а технології розвиваються й дають можливість розробляти ресурси, які раніше не мали промислового інтересу, до категорії таких ресурсів можна віднести й супутньо-пластові води. Тим більше, що в результаті тривалої історії розробки нафтових родовищ України та Східного нафтового регіону зокрема, лівова частка родовищ характеризується значними об'ємами видобутку води, яку можна розглядати як цінний ресурс, а не як витратну складову при видобутку нафти. Ще до одного із потенційних напрямів використання вод нафтових родовищ можна віднести те, що в результаті припинення розробки цих родовищ через високі ступені обводнення, родовище можна не закрити, а використовувати ці свердловини для видобутку високомінералізованих вод нафтових родовищ. Для цього, в першу чергу, треба робити переоцінку родовища з нафтового на родовище промислових вод, основна суть якої полягає у оцінюванні запасів досліджуваних вод. Головним критерієм цієї оцінки є концентрація хімічних компонентів у воді.

Основною проблемою при оцінці запасів супутньо-пластових вод як гідромінеральної сировини є відсут-

ність необхідної інформації. Це пов'язано з тим, що відповідно до "Правил розробки родовищ нафти та газу" від 2011 р, під час проведення пошукових, розвідувальних робіт та в процесі експлуатації нафтових родовищ виконуються хімічні аналізи проб супутньо-пластових вод щодо визначення макрокомпонентного складу, а з мікрокомпонентів визначаються лише йод, бром, бор, амоній, метан та, інколи, калій. За такою схемою, наприклад, подано інформацію (табл. 1) про Чутівське родовище і, на жаль, така ситуація характерна майже для всіх нафтових родовищ.

Напевне, це також пов'язано й з тим, що супутньо-пластові води через свої властивості підпадають під категорію "промислові води", які, за існуючою в Україні класифікацією, визначаються лише за трьома компонентами – бромом, йодом та бором. Відповідно, за існуючими інструкціями щодо оцінки запасів цих вод, хімічні аналізи підземних вод проводять лише для визначення бромю, йоду та бору.

На думку авторів, для подальшої оцінки запасів супутньо-пластових вод як гідромінеральної сировини користуватися нормативною базою щодо промислових вод не коректно. Головна відмінність полягає в тому, що супутньо-пластову воду необхідно утилізувати з поверхні (в тому числі, й шляхом переробки з вилученням можливих компонентів), а промислові води необхідно розвідувати й облаштовувати видобувний комплекс з нуля.

Висновки. Підсумовуючи, можна констатувати, що з теоретичної точки зору використання супутньо-пластових вод нафтових родовищ Східного нафтового регіону України як гідромінеральної сировини є перспективним напрямком. Для практичного визначення можливості промислового освоєння цих вод, у першу чергу, необхідно проводити оцінку їх запасів, головним критерієм якої виступають концентрації у воді хімічних компонентів та сполук. Для визначення концентрацій хімічних компонентів необхідно проводити розгорнуті хімічні аналізи супутньо-пластових вод на всіх етапах "життя" родовища.

Ще однією перевагою використання супутньо-пластової води як гідромінеральної сировини навіть з видобутку йоду, бромю та бору порівняно з типовими

родовищами промислових вод є те, що витрати на геологічні роботи при оцінці запасів та облаштування родовища є значно меншими. В результаті виснаження нафтового покладу можна використовувати експлуатаційні свердловини для видобутку високомінералізованих вод з подальшим їх промисловим освоєнням, тобто переоцінювати нафтові родовища на родовища промислових вод, у яких нафта вже буде виступати як другорядний компонент.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ:

1. Абсаметов М. К., Промышленные рассолы как источник расширения сырьевой базы месторождений нефти и газа / М. К. Абсаметов, Е. Ж. Муртазин // Вестник Национальной академии наук Республики Казахстан. – 2008. – №5. – С. 57–62.
2. Атлас родовищ нафти і газу України : I-III т. / гол. ред. М. М. Іванюта. – Львів : "Центр Європи", 1998.
3. Васильев А. Н., Прогноз техногенного засоления почв на нефтепромыслах в северо-восточном регионе Украины / А. Н. Васильев, Н. Е. Журавель., В. П. Ключко. – Харьков : Экограф, 1999. – 86 с.
4. Водний кодекс України / Верховна Рада України [Кодекс від 06.06.1995 № 213/95-ВР] // Відомості Верховної Ради України (ВВР). – 1995. – № 24. – ст.189.
5. Воронов А. Н. Извлечение промышленных компонентов из попутных нефтяных вод [Электронный ресурс] / А. Н. Воронов, А. В. Тудвадчев ; Геологический факультет СПбГУ // Экологические технологии. Альтернативная энергетика. – Режим доступа : <http://www.ecotoc.ru/water/techno/d566/>. – Загол. с экрана.
6. Мехтиев У. Ш. Воды нефтегазовых месторождений Абшеронского полуострова как сырье для получения ценных компонентов / У. Ш. Мехтиев, Ф. М. Гаджиев // Фундаментальные проблемы нефтегазовой гидрогеологии : Мат-лы междунар. конф., посвящ. 80-летию А. А. Карцева. – М. : GEOS, 2005. – С. 309–312.
7. Пугач О. П. Технологии для переработки попутных подземных вод [Электронный ресурс] / О. П. Пугач, О. В. Уланова, Е. В. Зелинская // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал) : Неделя горняка-2002 : семинар №21 ; Иркутский государственный университет. – Иркутск, 2003. – № 8. – Режим доступа : <http://cyberleninka.ru/article/n/tehnologii-dlya-pererabotki-poputnyh-podzemyh-vod>.
8. Рева М. В. Супутньо-пластові води в Східному нафтогазовому регіоні України як джерело безпеки або цінний ресурс / М. В. Рева // Вісник Київського університету. Геологія. – 2016. – Вип. 1(72). – С. 81–85. – <https://doi.org/10.17721/1728-2713.72.12>.
9. Сухарев Г. М. Основы нефтепромысловой гидрогеологии / Г. М. Сухарев. – М. : "ГОСПОТЕХИЗДАТ", 1956. – 339 с.
10. Чомко Д. Ф. Нові підходи до використання супутньо-пластових вод нафтових родовищ як сировини для видобутку цінних компонентів / Д. Ф. Чомко, М. В. Рева // Гідрогеологія : наука, освіта, практика : матер. III наук. конф. (м. Харків, 2–4 лист. 2016 р.). – Х. : ХНУ імені В.Н. Каразіна, 2016. – С. 92–95.

REFERENCES:

1. Absametov M. K., Murtazin E. Zh. (2008). Promyshlennyye rassoly kak istochnik rasshireniya syreyevoy bazy mestorozhdeniy nefiti i gaza.

Chomko D., Cand. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.

E-mail: Dimath@ukr.net,

Reva M., assistant

E-mail: Reva_max@ukr.net

Dyniak O., Cand. Sci. (Geol.), Associate professor,

E-mail: oksdyn@ukr.net

Taras Shevchenko National University of Kyiv

Institute of Geology, 90, Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine

STRATAL PRODUCED WATER IN OIL FIELDS AS HYDROMINERAL RAW MATERIAL

The purpose of this paper is to investigate the possibility of produced water use in oil fields for further development as hydromineral raw material for the extraction of valuable components.

The article determines the relevance of the issue of produced water extraction in oil fields of the Eastern oil and gas region of Ukraine (Dnieper-Donetsk depression). Close attention is paid to the negative environmental and economic impacts that may be caused by produced water. The method of disposal of this water as hydromineral raw material for industry is also described. The successful commercial experience of using this method is given in the paper. This method can significantly reduce the oil production cost and increase the resource base of the country. The authors determined the basic chemical elements and compounds which are potential for mining and also indicated their price at international markets. They are: bromine, iodine, boron, lithium, strontium and certain salts. The example of produced water recourse estimation of the Absheron peninsula oilfield as hydromineral raw material and possible income from extraction of components is shown in the paper.

The article analyses produced water of four oil fields of Ukraine based on commercially cost-effective concentrations of chemicals potential for mining. The components potential for mining at studied deposits were determined as follows: boron, strontium, potassium and magnesium at Kachanivske and Rybalske deposits; sodium chloride, magnesium, iodine and boron at Chutivske deposits. The concentration of chemicals was determined as the main criterion when estimating this kind of resources. Quantitative estimation of groundwater is very hard to conduct because of outdated regulations applied to chemical analyses of reduced water. Chemical analyzes are conducted only at regulated rates that do not show the majority of dissolved components and chemical compounds.

The method of use of reduced water as hydromineral raw material is very promising direction for the industry of Ukraine, which can give the second life to exhausted oil fields but as industrial water deposits.

Keywords: produced water, oil field, hydromineral raw material.

Vestnik Natsionalnoy akademii nauk Respubliki Kazahstan, 5, 57–62. [in Russian].

2. Ivanyuta M. M. (Ed.). (1998). Atlas rodovisch nafti i gazu Ukrainy. (Vols. I-III). Lviv: "Tsentr Evropy". [in Ukrainian].

3. Vasylev A. N., Zhuravel, N.E., Klochko, V.P. (1999). Prognoz tekhnogennogo zasoleniya pochv na neftepromyslakh v severo-vostochnom regione Ukrainy. Kharkiv. [in Ukrainian].

4. Vodniy kodeks Ukrainy. (1995). Kodeks vld 06.06.1995 # 213/95-VR. Verkhovna Rada Ukrainy. [in Ukrainian].

5. Voronov A. N., Tudvadchev, A.V. (n.d.). Izvlechenie promyshlenniyh komponentov iz poputnyh neftyanyh vod. Ecotoc. www.ecotoc.ru. Retrieved from <http://www.ecotoc.ru/water/techno/d566/>. [in Russian].

6. Mekhtyev U. Sh., Hadzhyev F. M. (2005). Vody neftegazovykh mestorozhdenii Absheronского полуostrova kak syre dlia poluchenii tennykh komponentov. Fundamentalnye problemy neftegazovoi gidrogeologii: Mat-ly mezhdunar. konf., posviashch. 80-letiiu A.A. Karteva. (pp. 309–312). Moscow: HEOS. [in Russian].

7. Puhach O. P., Ulanova O. V., Zelynskaia E. V. (2003). Tekhnologii dlia pererabotki poputnykh podzemnykh vod. Gornyi informatsionno-analiticheskiy biulleten - Nedelia horniaka-2002: semynar №21, 8. Irkutskii gosudarstvennyi universitet. Retrieved from <http://cyberleninka.ru/article/n/tehnologii-dlya-pererabotki-poputnyh-podzemyh-vod>. [in Russian].

8. Reva M. V. (2016). Produced water – source of pollution or valuable resource in the Eastern oil region, Ukraine [Suputnio-plastovi vody v Skhidnomu naftohazovomu rehioni Ukrayiny yak dzhereho nebezpeky abo tsinnny resurs]. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology, 1(72), 81–85. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.72.12>. [in Ukrainian].

9. Suharev G. M. (1956). Osnovy neftepromyslovy gidrogeologii. Moscow: "GOSPOTEHIZDAT". [in Russian].

10. Chomko D. F., Reva M. V. (2016). Novl plhdodi do vikoristannya suputno-plastovih vod naftovih rodovisch yak sirovini dlya vidobutku tsinnnykh komponentiv. Gldrogeologiya: nauka, osvita, praktika: materlaly III naukovoi konferentsii (Kharkiv, 2–4 lyst. 2016). (pp. 92–95). Kharkiv: KhNU imeni V.N. Karazlna. [in Ukrainian].

Надійшла до редколегії 12.11.16

Чомко Д., канд. геол. наук., доц.,

E-mail: Dimath@ukr.net,

Рева Н., лаборант,

E-mail: Reva_max@ukr.net,

О. Дыняк, канд. геол. наук., доц.,

E-mail: oksdun @ukr.net

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

ПОПУТНО-ПЛАСТОВАЯ ВОДА НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАК ГИДРОМИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

Цель работы – исследовать возможность использования попутно-пластовой воды нефтяных месторождений для дальнейшего ее использования в качестве гидроминерального сырья для добычи ценных компонентов.

Определены актуальность вопроса добычи попутно-пластовых вод на нефтяных месторождениях Восточного нефтегазового региона Украины (Днепроовско-Донецкая впадина). Выделены негативные экологические и экономические последствия, которые могут быть вызваны попутно-пластовой водой. Также рассмотрен метод утилизации этих вод путем использования их в качестве гидроминерального сырья для промышленности. Описывается успешный промышленный опыт использования данного метода, который позволяет существенно снизить себестоимость добычи нефти, а также увеличить ресурсную базу страны. Определены основные химические элементы и соединения, которые являются потенциальными для добычи, а также их рыночная стоимость. К таким элементам в первую очередь относятся бром, йод, бор, литий, стронций и некоторые соли. Рассмотрен пример оценки запасов попутно-пластовых вод нефтяного месторождения Апшеронского полуострова в качестве гидроминерального сырья, и оценена возможная прибыль от добычи и реализации этих компонентов.

Проанализированы попутно-пластовые воды четырех нефтяных месторождений Украины на основе промышленно рентабельных концентраций химических компонентов, которые можно извлекать. На основе этого потенциальными для добычи на исследованных месторождениях будут следующие компоненты: бор, стронций, калий и магний рентабельно извлекать на Качановском и Рыбальском месторождениях; хлорид натрия, магний, йод и бор на Чутовском месторождении. При количественной оценке запасов попутно-пластовых вод как гидроминерального сырья главным критерием выступают концентрации растворенных химических компонентов в воде. Для большинства месторождений попутно-пластовых вод трудно сделать количественную оценку запасов, из-за устаревших нормативных требований относительно проведения химических анализов этих вод, а именно, анализы касаются регламентированных показателей, которые в полной мере не отражают большинство компонентов, находящихся в попутно-пластовых водах.

Использование попутно-пластовых вод в качестве гидроминерального сырья является перспективным направлением для промышленности Украины, которое может дать вторую жизнь истощенным нефтяным месторождениям, но уже как месторождения промышленных вод.

Ключевые слова: попутно-пластовая вода, нефтяное месторождение, гидроминеральное сырье.

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

УДК 550.8.013

В. Зацерковний, д-р техн. наук, доц.,

E-mail: zvigis@mail.ru,

І. Тішаєв, канд. фіз.-мат. наук, доц.,

E-mail: ivantishaev@yandex.ru,

Р. Шульга, асп.,

E-mail: rshulga7@gmail.com

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

ДЖЕРЕЛА ПОХОДЖЕННЯ ТА ВЗАЄМОДІЯ МІКРОСЕЙСМ З ГЕОЛОГІЧНИМ СЕРЕДОВИЩЕМ

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

Досліджено можливість використання природного мікросейсмічного випромінювання Землі для пошуку та моделювання геологічного середовища, визначення джерел походження та характеру розповсюдження в земній корі.

Розглянуто особливості утворення та поширення низькочастотних сейсмічних сигналів літосферного походження (мікросейсм). Проаналізовано діапазони поширення мікросейсмічних хвиль у земній корі. Наведено приклади використання взаємодії низькочастотних сейсмічних сигналів з глибинною будовою Землі. Визначено умови поширення мікросейсмічних сигналів у земній корі, їх розповсюдження від неоднорідностей геологічного середовища. Встановлено характер взаємодії мікросейсм з геологічною будовою на денній поверхні та форму її відображення. Проведено аналіз характеристик мікросейсмічних хвиль та визначено діапазон, який є найбільш інформативним для подальшого геологічного дослідження. Розглянуто різні гіпотези щодо ефекту наявності аномалій у низькочастотній частині спектра природних мікросейсм над нафтогазовими покладами. Встановлено взаємозв'язок покладів нафти й газу з частотними характеристиками мікросейсмічних хвиль. Розглянуто методику обробки виявлення кількісних і якісних параметрів нафтогазових покладів на основі ефекту поширення мікросейсмічного випромінювання в земній корі.

На основі проведеного аналізу зроблено висновок про те, що актуальним завданням є визначення основних положень теоретичної моделі ефекту та його практичного використання. Застосування моделі проводити на репрезентативній вибірці для можливості використання порівняльного аналізу отриманих даних.

Використання методики надає можливість зменшити час на геолого-пошукові роботи та знизити вартість робіт. Практичне застосування моделі ефекту поширення мікросейсмічних хвиль можливе для пошуку та локалізації покладів вуглеводнів, а також оцінювання глибин залягання неоднорідностей, зокрема контурів нафто- і газоносності. Можливе застосування методики для об'ємного геологічного моделювання з використанням даних дистанційного зондування Землі.

Ключові слова: мікросейсми, ультранизькочастотні електромагнітні хвилі, ендегенні джерела, дистанційне зондування Землі, поклади нафти й газу.

Вступ. Експериментально встановлено, що літосфера здатна генерувати наднизькочастотні електромагнітні та сейсмоакустичні збурення, які автори [3, 10] називають мікросейсмами. Мікросейсмічні хвилі завжди присутні на поверхні Землі в кожній її точці. У коливальному процесі беруть участь як верхні, так і більш глибокі частини земної кори, а також верхня мантія. Завдяки цьому мікросейсми дозволяють досліджувати земні надра до великих глибин і виявляти особливості геологічних структур різного масштабу.

Мікросейсми – це складне явище, компонентами якого є ендегенні й екзогенні шуми, обумовлені відповідними процесами як природного, так і техногенного походження: припливами і хвильовою діяльністю океану, землетрусами, вибухами тощо. Мікросейсмічні коливання поширюються через всю земну кору. Сейсмоакустична ефективність геологічного середовища (у сенсі здатності генерувати вторинні розсіяні хвилі) визначається його напружено-деформаційним станом і речовинною неоднорідністю. Мікросейсми поширюються в діапазоні 0,5–20 Гц [10]. Досліджуваними властивостями мікросейсмічних хвильових процесів є фазові й амплітудно-частотні характеристики, кореляція амплітуд на різних частотах, а також зміни цих параметрів у часі. В роботі розглядаються два питання: зв'язок параметрів мікросейсмічного випромінювання з первинними джерелами випромінювання пружної енергії та зв'язок параметрів мікросейсм зі структурою і літологією. За допомогою вивчення мікросейсмічності можливе також виявлення деформаційних хвиль, що поширюються на континенти від зон спрединга й часто викликають землетруси. В роботі [10], проведено дослідження в районі Архангельська, де було заплановано будів-

ництво атомної теплоелектростанції. Однак в цьому районі наявний активний розлом, виявлений за аналізом даних мікросейсм.

Аналіз характеристик і умов спостереження мікросейсм. Джерелами мікросейсмічного випромінювання є ендегенні (глибинні) й екзогенні (поверхневі) процеси. В свою чергу, ці джерела породжують різні за амплітудно-частотними характеристиками випромінювання.

Мікросейсмічний фон Землі в точці спостереження становить суперпозицію коливань, викликаних як природними причинами (відзвуки віддалених землетрусів, локальні мікроземлетруси, поверхневі шуми, дія земних припливів, штормові мікросейсми, йоносферні явища, погодні явища – дощі, град, сильний вітер), так і техногенними джерелами – рухомим транспортом, роботою машин і механізмів, рухом домашньої худоби. На рис. 1 [1] наведено типовий вид мікросейсмічного сигналу тривалістю 1500 секунд з деталізацією ділянок тривалістю 100 і 5 с, по осі ординат відкладено швидкість вертикальних коливань поверхні Землі в місці реєстрації.

Усі природні низькочастотні мікросейсми мають імпульсне походження, зокрема про це свідчить ряд досліджень [1]. З рис. 1 видно, що мікросейсмічний сигнал складається з окремих хвильових пакетів різної амплітуди й фази тривалістю 2–3 с. При цьому можна очікувати, що відносно високоамплітудні та добре локалізовані у частотній області гармоніки обумовлені заляганнями на різних глибинах неоднорідностями (мова йде, насамперед, про наявність у геологічному середовищі акустично жорстких границь).

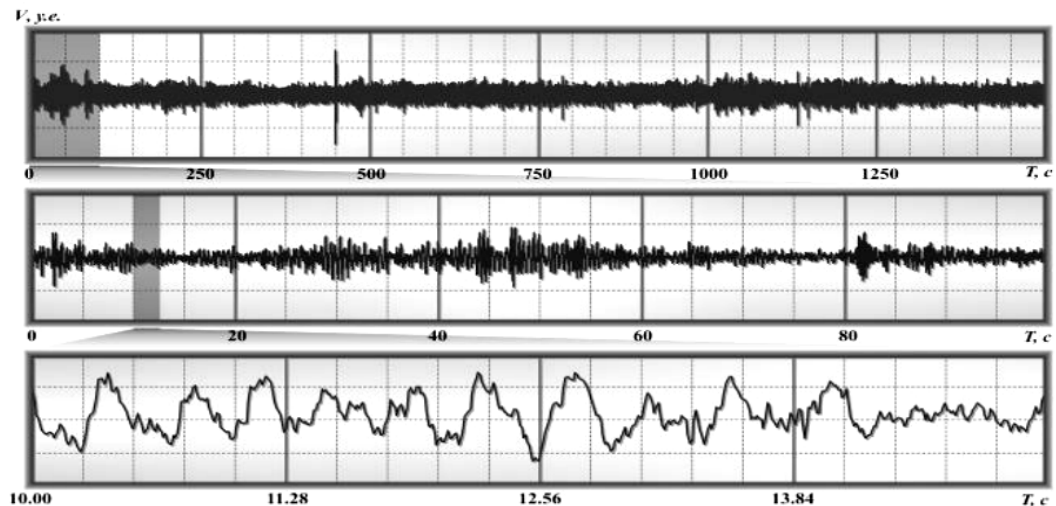


Рис. 1. Сейсмоакустичний сигнал у часовій області (ілюстрація за [1])

Задачу поширення мікросейсмічних хвиль від неоднорідностей геологічного середовища О. Печніков [6] досліджував на прикладі розсіювання плоскої монохроматичної хвилі на макронеоднорідності. Первинне сейсмічне випромінювання (рис. 2) (чорна стрілка) розсіюється на неоднорідностях геологічного середовища (червоний еліпс) з параметрами анізотропії a , b . Розсіяне випромінювання, поширюючись до денної поверхні під кутом θ у вигляді конуса, призводить до мікрозсувів поверхні спостереження.

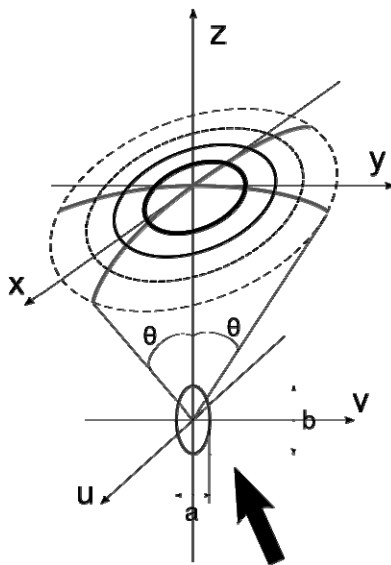


Рис. 2. Розсіювання первинного й формування вторинного сейсмічного випромінювання (мікросейсм)

Форма амплітудного спектра розсіяного випромінювання визначається кутом падіння первинного сейсмічного випромінювання, кутом розсіювання θ , параметрами анізотропії неоднорідностей a , b . Експериментально доведено на прикладі одноразового розсіювання первинного сейсмічного випромінювання на анізотропних неоднорідностях для різних кутів падіння цього випромінювання, що у всіх випадках його проєкція на горизонтальну поверхню спостереження матиме форму кільця (рис. 3). Розсіяне випромінювання, впливаючи на поверхню спостереження протягом тривалого часу, формує на ній своєрідний малюнок з безліччю кілець різного радіусу.

Результат такого впливу теоретично може бути зафіксований на матеріалах дистанційних зондувань (аеро- і космоснімання), оскільки надмалі зміщення поверхні спостереження здатні приводити до істотних варіацій зареєстрованого відбитого випромінювання.

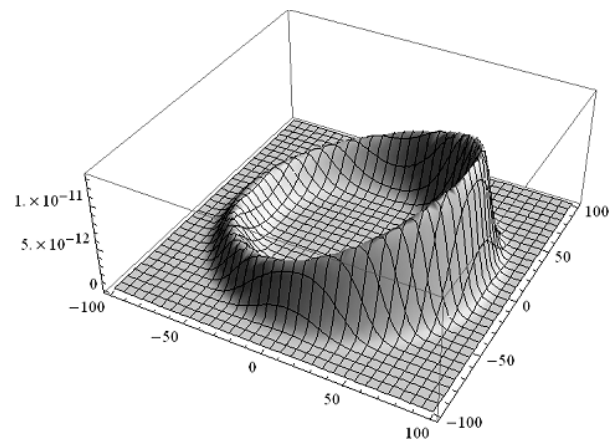


Рис. 3. Збурення поверхні спостереження розсіяними на неоднорідностях мікросейсмами з кутом падіння первинного сейсмічного випромінювання, відмінного від нуля

Прикладне значення. Залишається відкритою проблема ідентифікації та обробки інформації, що надає мікросейсмічне випромінювання. Більшість авторів і дослідників використовує високочутливі сейсмічні датчики для виділення мікросейсм та подальшого аналізу. Варто також розглянути спосіб застосування мікросейсм як явища, що пов'язує процеси, які відбуваються в надрах Землі, з процесами на поверхні. Зокрема, як зазначалося вище, під впливом мікросейсм неоднорідності геологічного середовища формують на поверхні мікрозміщення частинок ґрунту, води, аномалії рослинності, мікрорельєф та ін. Цими мікрозміщеннями модулюється відбите від денної поверхні сонячне випромінювання, яке реєструється засобами дистанційних зондувань (аеро- і космоснімання).

Аналіз просторових варіацій спектра локального мікросейсмічного поля свідчить про наявність на поверхні Землі спектральних аномалій: над високошвидкісними неоднорідностями амплітуди певної частоти зменшуються, а над низькошвидкісними неоднорідностями зростають [5].

Гіпотеза резонансу мікросейсм передбачає, що активними джерелами випромінювання є як природні явища, так і техногенні процеси, а геосередовище відіграє роль фільтра.

Природні флюїди – нафта, вода, газ – концентруються в тріщинувато-пористих середовищах, утворюючи поклади, що за своїми сейсмо-акустичними властивостями суттєво відрізняються від уміщуючих порід. У рамках гіпотези резонансу вважається, що такі поклади можуть утворювати стоячі хвилі. Таким чином, частотна область 2–4 Гц є суперпозицією резонансів поверхня-поклад, поверхня-фундамент. Кореляційний аналіз цих сейсмічних спостережень показав [7], що дана область спектра сигналу являє собою сукупність мікросплесків з часом кореляції 1–2 с, що підтверджує єдину природу виникнення максимумів спектральної щільності потужності при багаторазовому відбитті від фундаменту і від нафтогазонасиченого пласта.

Ефект наявності аномалій у низькочастотній частині спектра природних мікросейсм над нафтогазовими покладами описується різними гіпотезами. Зокрема, розглядаються гіпотези виникнення ефекту на механізмах фільтрації мікросейсмічного фону геологічним середовищем.

Аналізуючи дані авторів [1, 3, 7, 10], можна виділити діапазон частоти мікросейсмічного випромінювання. Найбільш корисну інформацію з мікросейсм отримують у діапазоні частот від 2 до 4 Гц.

У роботі [14] повторено висновки російських дослідників про переважання частот у інтервалі від 1,5 до 4 Гц у діапазоні мікросейсм над покладами вуглеводнів. Цікаво, що спектри від різних родовищ у різних країнах світу мають не тільки однакову частоту, але практично однакову форму, як наприклад спектри від родовищ на Близькому Сході і в Європі, показані на рис. 4.

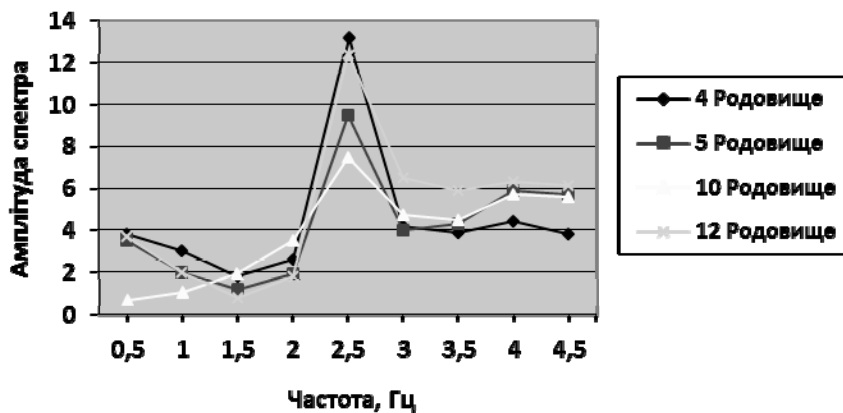


Рис. 4. Спектр мікросейсм над покладами вуглеводнів завжди знаходиться в інтервалі частот від 1,5 до 4 Гц: цифрами позначаються графіки спектра, що відносяться до різних родовищ нафти та газу: 4, 5 і 12 – у Арабських Еміратах, 10 – родовище газу в Швейцарії; дані з роботи [14]

У роботі [13] (рис. 5) показано, що над нафтогазовими покладами спостерігається аномальне мікросейсмічне випромінювання з переважним частотним спектром від 2 до 4 Гц.

Фізичні причини того, що поклади вуглеводнів мають аномальне низькочастотне випромінювання, ґрунтуються на спільному впливі декількох факторів. Учені Арутюнов, Графов, Нерсесов, Садовський і Ніколаєв пояснюють розглянутий ефект явищем власної, запасеної, внутрішньої енергії вуглеводнів, а також термодинамічною нестійкістю складних вуглеводневих систем і фазовими переходами в них і масообміном при поширенні низькочастотних сейсмічних коливань.

Деякі інші гіпотези, названі в роботі [11], наводять одне з пояснень, основане на моделі резонансного посилення природного шумового поля Землі за рахунок коливань нафтових крапель. Основною ідеєю цієї моделі є те, що через капілярний ефект краплі нафти у вміщуючій породі будуть коливатися на резонансній частоті. Це явище інтерпретується як можливе джерело спектральних аномалій, що спостерігаються над покладами вуглеводнів [12–13]. Однак дослідження показують, що модель резонансного посилення від коливань крапель нафти не універсальна (наприклад, модель діє тільки за умови часткового флюїдозаповнення пор) і не може бути прийнята для пояснення явища існування мікросейсм над нафтогазовими покладами.

Інші пояснення, що обґрунтовують виникнення додаткової спектральної енергії мікросейсм у нафтогазових покладах, основані на аномальному розсіянні низь-

кочастотних сейсмічних хвиль на газових бульбашках. Існують й інші моделі, наприклад модель [15], у якій спостерігаються особливості спектра мікросейсм від покладів вуглеводнів, які утворюються від частотно-фільтраційних властивостей горизонтально-шаруватої товщі геологічного середовища при поширенні в ній сейсмічної хвилі.

Однак, відсутність єдиної, загально визнаної та універсальної фізичної моделі виникнення мікросейсмічних випромінювань над нафтогазовими покладами не завадила успішному розвитку методів низькочастотного й середньочастотного зондування для виявлення нафти та газу.

Використовуючи уявлення про фізичні передумови ефекту поширення мікросейсмічного випромінювання в земній корі, Ю.І. Фівенський створив методику [8] прогнозування кількісних і якісних параметрів нафтогазових покладів та інших об'єктів геологічного середовища.

Експериментально було виявлено [4], що мікросейсми поширюються по всій земній корі і, потрапляючи на акустично жорсткі неоднорідності геологічного середовища, утворюють вторинні розсіяні (дифраговані) хвилі, які поширюються до поверхні Землі у вигляді конусів, кут твірної яких зазвичай дорівнює $\sim 72^\circ$. Таким чином, під впливом цих хвиль неоднорідності геологічного середовища формуватимуть на поверхні концентричні малоамплітудні структури (кільця). Фізично такі структури являють собою мікрозміщення частинок ґрунту. Для практичних цілей можна вважати, що залежність радіусів концентричних кілець від глибини залягання породжуючих їх неоднорідностей є лінійною.

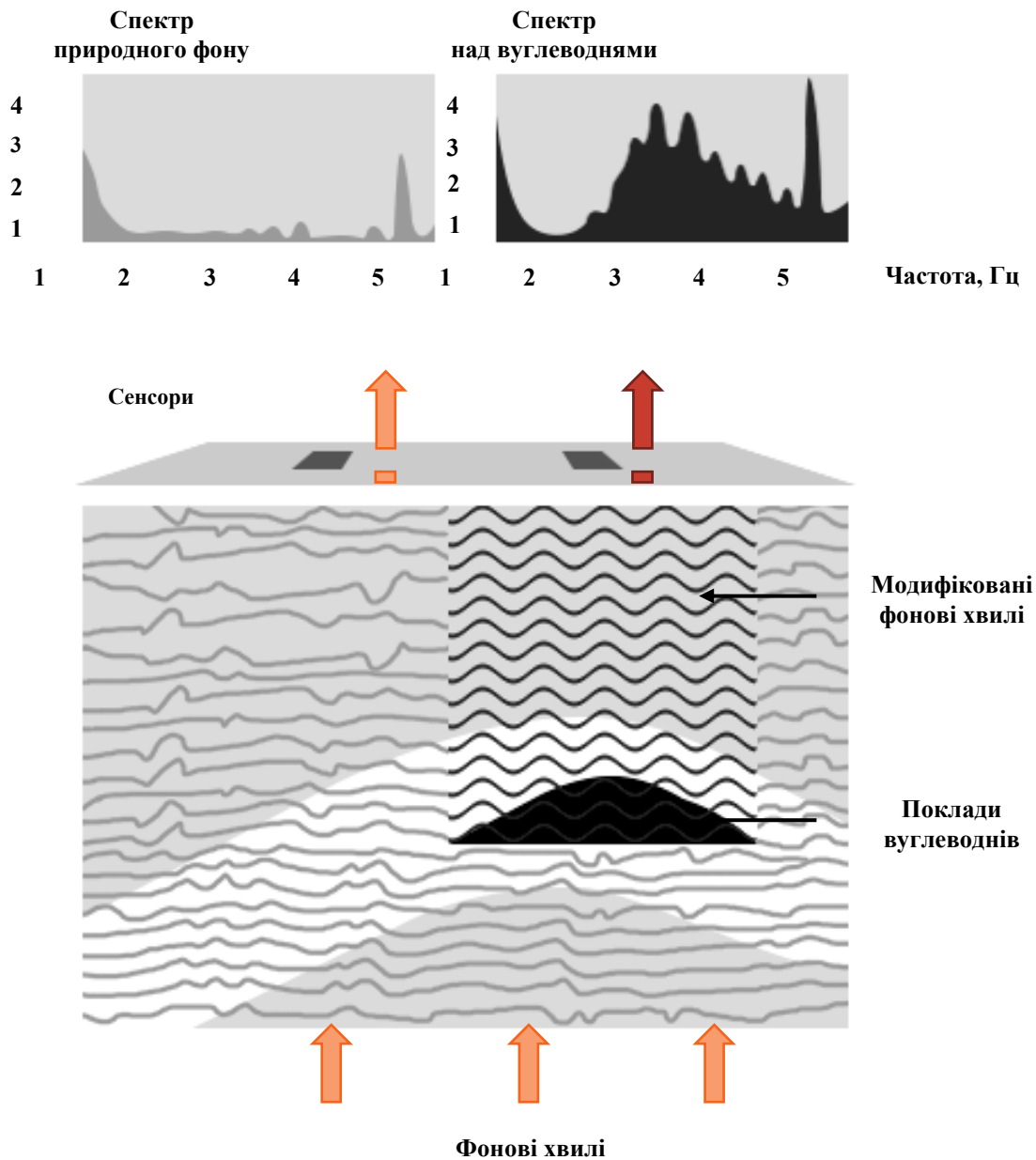


Рис. 5. Спектр від природного мікросейсмічного випромінювання землі і спектр над покладами вуглеводнів [13]

Видима на поверхні складна інтерференційна картина являє собою малоамплітудні кільцеві аномалії, для виділення яких на аеро- або космоснімку використовується аналіз статистичних характеристик розподілу яскравості пікселів у кільці фіксованого радіуса для кожної точки аналізованого зображення. Алгоритм дослідження природним чином розширюється для пошуку кільця задалегідь невідомого радіуса шляхом перебору всього діапазону аналізованих радіусів. Таким чином, для кожної аномалії в надрах виділяються відповідні їй кільцеві структури на поверхні, які дають можливість визначити її місце розташування й глибину залягання. Можливість існування кільця (їхня амплітуда в мікрорельєфі, або відносна яскравість на оптичних космоснімках, або коефіцієнт розсіювання/відображення на радарних знімках) безпосередньо залежить від вираженості неоднорідностей геологічного середовища на тлі вміщуючих порід.

Після проведеного аналізу моделі ефекту мікросейсмічного випромінювання, виникло декілька невирішених

питань. Зокрема, потрібно з'ясувати можливість застосування моделі на різних типах покладів, порівняти дані мікросейсмічного випромінювання на різних типах рельєфу, а також провести апробацію моделі на шельфі.

Висновки. Фізика мікросейсмічних хвиль природного походження залишатися остаточно не з'ясованою. Ця сфера досліджень розвивається з року в рік. Проблематика збагачується цікавими теоріями та практичними завданнями. Аналіз теоретичної моделі ефекту та методів його практичного застосування для вивчення будови геологічного середовища, в першу чергу, для виявлення й визначення параметрів покладів вуглеводнів, залишається актуальним завданням.

Проведений аналіз частот поширення мікросейсмічного випромінювання свідчить про те, що хвилі несуть корисну інформацію на частоті 2–4 Гц. Ця інформація є передумовою до використання низькочастотних акустичних хвиль для пошуку неоднорідностей геологічного середовища, зокрема, покладів нафти та газу. Валідація методик із практичного застосування явища мікросейсм

пов'язаних із ним ефектів має передбачати порівняльний аналіз результатів за репрезентативною (у геологічному відношенні) вибіркою родовищ нафти та газу.

Планується апробація методики на родовищах нафти й газу на території Австралії. Ця територія достатньо досліджена і має попередні дані геологічного вивчення, які можуть бути використані для порівняння з даними, отриманими за описаною методикою. Вхідними даними для обробки заплановано взяти знімки Landsat 7 ETM+. Для обробки космоснімка розроблено власний функціонал у середовищі MatLab.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ:

1. Анализ спектральных характеристик микросейсм как метод изучения структуры геологической среды [Электронный ресурс] / Д. В. Бережной, Е. В. Биряльцев, Т. Е. Биряльцева и др. // НИИ математики и механики Казанского университета. 2003–2007 гг. / Научн. ред. и сост. А. М. Елизаров. – Казань : Изд-во Казанск. гос. ун-та, 2008. – С. 360–386. – Режим доступа : www.gradient-geo.com/library/storing.php?doing=CUFv41rMW.
2. Биряльцев Е. В. Некоторые характеристики аномалий низкочастотного сейсмоакустического поля над нефтегазовыми залежами в республике Татарстан [Электронный ресурс] / Е. В. Биряльцев, В. А. Рыжов // Геология, Геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2008. – № 4. – С. 16–22. – Режим доступа : www.gradient-geo.com/library/storing.php?doing=RF5UOI3zN. – дата звернення: 05.09.2016.
3. Гульельми А. В. Ультранизкочастотные электромагнитные волны в коре и в магнитосфере Земли / А. В. Гульельми // Успехи физических наук. – 2007. – Том 177, № 12. – С. 1257–1279.
4. Дурандин А. В. Структурно-тектонический анализ данных дистанционного зондирования Земли / А. В. Дурандин // Геоматика. – 2011. – № 1. – С. 48–51.
5. Исследование глубинного строения Пятигорского вулканического центра методом микросейсмического зондирования / Р. А. Жостков, Ю. П. Масуренков, З. И. Дударов и др. // Геоакустика : XXV сессия Российского акустического общества, Сессия Научного совета по акустике РАН. – М. : ГЕОС, 2012. – С. 325–328
6. Печников А. Поиск залежей полезных ископаемых по данным зондирования Земли [Электронный ресурс] / А. Печников. – Режим доступа : <http://cybert.biz/doc/trunk/www/geomed3d.wiki>. – дата звернення : 25.05.2015.
7. Рыжов В. А. Природа низкочастотной аномалии спектра микросейсм над нефтяными залежами [Электронный ресурс] / В. А. Рыжов, Е. В. Биряльцев, О. Н. Шерстюков // Проблемы геологии и освоения недр : Матер. X Междунар. науч. симпозиума им. академика М. А. Усова студентов и молодых учёных. – Томск, 2006. – С. 43–44. – Режим доступа : http://www.gradient-geo.com/m_library.php.
8. Фивенский Ю. И. Использование материалов аэрокосмических съемок для изучения земной коры / Ю. И. Фивенский // Геодезия и картография. – 2006. – № 1. – С. 44–52.
9. Шульга Р. В. Дистанційне дослідження Землі з використанням структурно-тектонічного аналізу [Електронний ресурс] / Р. В. Шульга // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – 2015. – Вип. 12. – С. 81–84. – Режим доступа : http://nbuv.gov.ua/UJRN/Ttpag_2015_12_9.
10. Юдахин Ф. Н. Микросейсмичні коливання - важливе джерело інформації. / Ф. Н. Юдахин // Вестник Уральского отделения РАН. – 2010. – № 3(33). – С. 65–73.
11. A passive seismic survey over a gas field: Analysis of low-frequency anomalies. *Geophysics* / E. H. Saenger, S. M. Schmalholz, M.-A. Lambert et al. // *Geophysics*. – 2009. – Vol. 74 (2). – С. 29–40. – DOI: 10.1190/1.3078402.
12. Frehner M. Spectral modification of seismic waves propagating through solids exhibiting a resonance frequency: A 1-D coupled wave propagation-oscillation model / M. Frehner, S. M. Schmalholz, Y. Podladchikov // *Geophysical Journal International*. – 2009. – Vol. 176, I. 2. – С. 589–600. – DOI: 10.1111/j.1365-246X.2008.04001.x.
13. Hydrocarbon microtremors interpreted as nonlinear oscillations driven by oceanic background waves / R. Holzner, P. Eschle, S. Dangel et al. // *Communications in Nonlinear Science and Numerical Simulation*. – 2009. – 14. I. 1. – С. 160–173. – DOI: 10.1016/j.cnsns.2007.06.013.
14. Phenomenology of tremor-like signals observed over hydrocarbon reservoirs. / S. Dangel, M. E. Schaeppman, E. P. Stoll et al. // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2003. – 128. – С. 135–158.
15. The analysis of microseism spectrum for prospecting of oil reservoir in Republic Tatarstan / E. V. Biryaltsev, I. N. Plotnikova, I. R. Khabibulin, N. Y. Shabalin // *EAGE, 69 Conference & Exhibition (Saint Petersburg, Russia, 16–19 October, 2006)*. – Saint Petersburg, 2006. – B 016.

REFERENCES:

1. Bereznoi D. V., Biryaltsev E. V., Biryaltseva T. E. et al. (2008). Analiz spektralnykh kharakteristik mikroiseism kak metod izucheniya struktury geologicheskoi sredy. *Nil matematiki i mekhaniki Kazanskogo universiteta*. 2003-2007 gg. Ed. by A.M. Elizarov. (pp. 360-386). Kazan: Izd-vo Kazansk. gos. un-ta. Retrieved from www.gradient-geo.com/library/storing.php?doing=CUFv41rMW. [in Russian].

2. Biryaltsev E. V., Ryzhov V. A. (2008). Nekotorye harakteristiki anomalii nizkochastotnogo seysmoakusticheskogo polya nad neftegazovymi zalezhami v respublike Tatarstan. *Geologiya, Geofizika i razrabotka nefyanykh i gazovykh mestorozhdenii*, 4, 16–22. Retrieved from www.gradient-geo.com/library/storing.php?doing=RF5UOI3zN. [in Russian].
3. Gulelmi A. V. (2007). Ultrazhichastotnye elektromagnitnye volny v kore i v magnitosfere Zemli. *Uspehi fizicheskikh nauk*, 177, 12, 1257–1279. [in Russian].
4. Durandin A. V. (2011). Strukturno-tektonicheskiy analiz dannykh distantsionnogo zondirovaniya Zemli. *Geomatika*, 1, 48–51. [in Russian].
5. Zhostkov R. A., Masurenkov Yu. P., Dudaarov Z. I. et al. (2012). Issledovanie glubinnogo stroeniya Pyatigorskogo vulkanicheskogo tsentra metodom mikroiseymicheskogo zondirovaniya. *Geoakustika. XXV sessiya Rossiyskogo akusticheskogo obschestva, Sessiya Nauchnogo soveta po akustike RAN*. (pp. 325–328). Moscow: GEOS. [in Russian].
6. Pechnikov A. (n.d.). Poisk zalezhey poleznykh iskopaemykh po dannym zondirovaniya Zemli. [Elektronniy resurs] – Retrieved from <http://cybert.biz/doc/trunk/www/geomed3d.wiki> (25.05.2015). [in Russian].
7. Ryzhov V. A., Biryaltsev E. V., Sherstiuokov O. N. (2006). Priroda nizkochastotnoy anomalii spektra mikroiseym nad nefyanyimi zalezhami. *Problemy geologii i osvoeniia nedr: Mater. X Mezhdunar. nauch. simpoziuma im. akademika M. A. Usova studentov i molodykh uchennykh*. (pp. 43–44). Tomsk. Retrieved from http://www.gradient-geo.com/m_library.php. [in Russian].
8. Fivenskiy Yu. I. (2006). Ispolzovanie materialov aerokosmicheskikh s'emok dlya izucheniya zemnoy kory. *Geodeziya i kartografiya*, 1, 44–52. [in Russian].
9. Shulga R. V. (2015). Distantsiynne doslidzhenniya Zemli z vikoristanniam strukturno-tektonichnogo analizu. *Teoretichni ta prikladni aspekti geoinformatyky*, 12, 81–84. Retrieved from http://nbuv.gov.ua/UJRN/Ttpag_2015_12_9. [in Ukrainian].
10. Yudahin F. N. (2010). Mikroiseymicheskije kolebaniya - vazhnyy istochnik informatsiyi. *Vestnik Uralskogo otdeleniya RAN*, 3(33), 65–73. [in Ukrainian].
11. Saenger E. H., Schmalholz S. M., Lambert M.-A., Nguyen T. T., Tones A., Metzger S. et al. (2009). A passive seismic survey over a gas field: Analysis of low-frequency anomalies. *Geophysics*, 74(2), 29–40. DOI: 10.1190/1.3078402.
12. Frehner M., Schmalholz S. M., Podladchikov Y. (2009). Spectral modification of seismic waves propagating through solids exhibiting a resonance frequency: A 1-D coupled wave propagation-oscillation model. *Geophysical Journal International*, 176, 2, 589–600. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2008.04001.x.
13. Holzner R., Eschle P., Dangel S., Frelmer M., Narayanan C., Lakehal D. (2009). Hydrocarbon microtremors interpreted as nonlinear oscillations driven by oceanic background waves. *Communications in Nonlinear Science and Numerical Simulation*, 14, 1, 160–173. DOI: 10.1016/j.cnsns.2007.06.013.
14. Dangel S., Schaeppman M. E., Stoll E. P., Carniel R., Barzandji O., Rode E.-D., Singer J. M. (2003). Phenomenology of tremor-like signals observed over hydrocarbon reservoirs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 128, 135–158.
15. Biryaltsev E. V., Plotnikova I. N., Khabibulin I. R., Shabalin N. Y. (2006). The analysis of microseism spectrum for prospecting of oil reservoir in Republic Tatarstan. *EAGE, 69 Conference & Exhibition (Saint Petersburg, Russia, 16–19 October, 2006)*. (B 016). Saint Petersburg.

Надійшла до редколегії 24.10.16

V. Zatserkovny, Dr. Sci. (Tech.), Assoc. Prof.
E-mail: zvigis@mail.ru,
I. Tishaiev, Cand. Sci. (Phys.-Math.), Assoc. Prof.
E-mail: ivantishaev@yandex.ru,
R. Shulga, Postgraduate Student
E-mail: rshulga7@gmail.com,
Institute of Geology
Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

MICROSEISM ORIGINS AND INTERACTION WITH THE GEOLOGICAL ENVIRONMENT

Use of natural microseismic radiation of the Earth for identification and modelling of the geological environment and the definition of the sources origin and propagation character in the earth's crust were analyzed.

The features of the formation and propagation of low-frequency seismic signals of lithospheric origin (microseism) were examined. The propagation ranges of microseismic waves in the Earth's crust were analyzed. Examples of using of interaction of low frequency seismic signals with the inner structure of the Earth were given in this paper. The conditions for the propagation of microseismic signals in the earth's crust, their distribution from heterogeneities of the geological environment were estimated. The paper studies the character of mapping of interaction of microseism with the geological structure on the daylight surface and its shape. Analysis of microseismic waves characteristics was carried out and the range, which is the most informative for further geological research, was defined. Consideration was given to different hypotheses about the effect of the presence of anomalies in low-frequency part of the microseism spectrum over natural oil and gas deposits. The relationship of oil and gas deposits with the frequency characteristics of microseismic waves was defined. The method of processing the identification of quantitative and qualitative parameters of oil and gas deposits based on the effect of the microseismic radiation propagation in the Earth's crust were studied.

On the analysis basis it was concluded that the actual task was to define the central tenet of the theoretical model of the effect and its practical use. The use of models was carried out on a representative sample in order to use a comparative analysis of the data obtained.

The application of techniques allows to reduce the time of geological and prospecting work and cut the cost of work. The practical application of the propagation effect model of the microseismic waves is possible for search and localization of hydrocarbon deposits, as well as the evaluation of the depth of occurrence of inhomogeneities, in particular oil and gas-bearing contours. The technique for three-dimensional geological modeling using remote sensing data can also be applied.

Keywords: *microseisms, ultra-low frequency electromagnetic waves, endogenous sources, remote sensing of the Earth, oil and gas deposits.*

В. Зацерковный, д-р техн. наук, доц.,
E-mail: zvigis@mail.ru,
И. Тишаев, канд. физ.-мат. наук, доц.,
E-mail: ivantishaev@yandex.ru,
Р. Шульга, асп.,
E-mail: rshulga7@gmail.com,
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

ИСТОЧНИКИ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МИКРОСЕЙСМ С ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДОЙ

Исследована возможность использования природного микросейсмического излучения Земли для поиска и моделирования геологической среды, определения источников происхождения и характера распространения в земной коре.

Рассмотрены особенности образования и распространения низкочастотных сейсмических сигналов литосферного происхождения (микросейсм). Проанализированы диапазоны распространения микросейсмических волн в земной коре. Приведены примеры использования взаимодействия низкочастотных сейсмических сигналов с глубинным строением Земли. Определены условия распространения микросейсмических сигналов в земной коре, их распределения от неоднородностей геологической среды. Установлены характер отображения взаимодействия микросейсм с геологическим строением на дневной поверхности и его форма. Проведен анализ характеристик микросейсмических волн и определен диапазон, который является наиболее информативным для дальнейшего геологического исследования. Рассмотрены различные гипотезы эффекта наличия аномалий в низкочастотной части спектра природных микросейсм над нефтегазовыми залежами. Установлена взаимосвязь залежей нефти и газа с частотными характеристиками микросейсмических волн. Рассмотрена методика обработки выявления количественных и качественных параметров нефтегазовых залежей на основе эффекта распространения микросейсмического излучения в земной коре.

На основе проведенного анализа сделан вывод о том, что актуальной задачей является определение основных положений теоретической модели эффекта и его практическое использование. Применение модели следует проводить на репрезентативной выборке для возможности использования сравнительного анализа полученных данных.

Использование методики позволяет уменьшить время на геолого-поисковые работы и снизить стоимость работ. Практическое применение модели эффекта распространения микросейсмических волн возможно для поиска и локализации залежей углеводородов, а также оценки глубин залегания неоднородностей, в частности, контуров нефте- и газоносности. Возможно применение методики для объемного геологического моделирования с использованием данных дистанционного зондирования Земли.

Ключевые слова: *микросейсм, ультранизкочастотные электромагнитные волны, эндогенные источники, дистанционное зондирование Земли, залежи нефти и газа.*

UDC 550.3 (519.21)

Z. Vyzhva, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Assoc. Prof.
E-mail: zoya_vyzhva@ukr.net,
A. Vyzhva, Msc
E-mail: motomustanger@ukr.net,
Institute of Geology
Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

METHODS OF STATISTICAL SIMULATION OF RANDOM FIELDS
ON THE PLANE BY THE AIRCRAFT MAGNETOMETRY DATA

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

Universal methods of statistical simulation (Monte Carlo methods) of geophysical data for generating random processes and fields on 2-D grids of required detail and regularity have been developed. 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. Methods of statistical simulation of realizations of random processes and multi-dimensional random functions (random fields), to solve the problems of conditional maps, adding of data to achieve the necessary precision, and other such problems in geophysics are proposed to be applied. Theorems on the mean-square and another approximation of homogeneous and isotropic random 2-D fields by special partial sums have been proved. A randomization 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 in 2-D space (randomization method, spectral coefficients method and others) for geophysical problems. random fields in 2-D space statistical simulation based on spectral representation 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 stationary random component is proposed to model on the basis of spectral expansions of random fields. Model example is the aircraft magnetometry data 2-D field (on the plane). According to the algorithm we received noise implementations on the study area with double detalization for each profile. When checking their adequacy we came to 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 noise 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, randomizations method, spline-interpolation, conditional maps.

Introduction. The problems of the simulation of 2-D random fields 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 grow together with the dimension of the argument of the random field. Different approaches related to the solving of problems of statistical simulation of random fields where described in a lot of papers.

In this paper the algorithms of statistical simulation of Gaussian homogeneous and isotropic random fields on the plane using the basic spectral representation [3] are considered.

There has been an introduced random field in 2-D space statistical simulation based on spectral representation in order to enhance map accuracy by the example of aeromagnetic survey data in the Ovruch depression.

The spectral representation of homogeneous and isotropic random fields and approximation theorems.

Let $\xi(x)$, $x \in R_2$, is real-valued square-mean continuous homogeneous and isotropic random fields on the plane. It means, that $E\xi(x) = const$ (later on we assume that $E\xi(x) = 0$, and $E\xi(x)\xi(y) = B(|x - y|)$, where $\rho = |x - y|$ is the distance between the point x and y . It is known [3] that

$$B(\rho) = \int_0^\infty J_0(\lambda\rho) d\Phi(\lambda), \tag{1}$$

where $\Phi(\lambda)$ is the bounded nondecreasing function and $J_m(x)$ is the Bessel function of the first kind with the index 0. Let (r, φ) are polar coordinates of a point x .

The random field $\xi(x)$ admits [3] the spectral representation

$$\xi(r, \varphi) = \sum_{k=0}^\infty \sqrt{V_k} \left[\cos k\varphi \int_0^\infty J_k(\lambda r) Z_k^1(d\lambda) + \sin k\varphi \int_0^\infty J_k(\lambda r) Z_k^2(d\lambda) \right], \tag{2}$$

where $\{Z_k^i(\cdot)\}_{k=0}^\infty$, $(i=1,2)$ are sequences of real valued orthogonal random measures on Borel subsets from the interval $[0, +\infty)$, i. e.

$$EZ_k^i(S_1)Z_n^j(S_2) = \delta_i^j \delta_k^n \Phi(S_1 \cap S_2), \quad (i, j = 1, 2), \tag{3}$$

for any Borel subsets S_1 and S_2 , and

$$V_k = \begin{cases} 1, & k = 0; \\ 2, & k > 0, \end{cases}$$

If $\xi(x)$ is a Gaussian random field, then the random measures $\{Z_k^i(\cdot)\}_{k=0}^\infty$, $(i=1,2)$ is Gaussian random measures with independent values.

The representation (2) can be used for statistical simulation of Gaussian homogeneous and isotropic random fields with a given spectral function $\Phi(\lambda)$.

Consider the following partition of the interval

$$[0, +\infty) = \bigcup_{i=1}^m \Lambda_i = \bigcup_{i=1}^{m-1} \Lambda_i \cup \Lambda_m, \tag{4}$$

where Λ_m have an infinite diameter (moreover, we assume that $\Lambda_m = \{\lambda : \lambda > a_m\}$, the domains $\Lambda_1, \Lambda_2, \dots, \Lambda_{m-1}$ have finite diameters: $\Lambda_i = \{\lambda : a_{i-1} < \lambda \leq a_i\}$ ($a_i \in R, i = \overline{1, m}$).

In the capacity model of the random field $\xi(r, \varphi)$ we consider the sum

$$\xi_m^N(r, \varphi) = \sum_{i=1}^m \sum_{k=0}^N \sqrt{V_k} \left[\cos k\varphi \int_{\Lambda_i} J_k(\lambda r) Z_k^1(d\lambda) + \sin k\varphi \int_{\Lambda_i} J_k(\lambda r) Z_k^2(d\lambda) \right], \quad n \in N. \tag{5}$$

Let us assume in what follows that

$$\text{Var}\xi(x) = \int_0^\infty d\Phi(\lambda) = 1 \tag{6}$$

Then

$$\sum_{i=1}^{m-1} \int_{\Lambda_i} d\Phi(\lambda) = \int_0^{d_m} d\Phi(\lambda) \leq 1 \tag{7}$$

and the following statement is valid.

THEOREM 1. Let m, N , and a_m tend to infinity in such a way that the following conditions hold:

- 1) $\frac{N}{\sqrt{a_m}} \rightarrow \infty$;
- 2) $\frac{a_m}{N} \rightarrow 0$;
- 3) $\frac{N}{m} = 0(1)$;
- 4) $\frac{a_m^2}{m} \rightarrow 0$;
- 5) $N \int_{a_m}^\infty d\Phi(\lambda) \rightarrow 0$;
- 6) $\max_{1 \leq i \leq m-1} d_i \leq \frac{ca_m}{m}$ ($c \in R$).

Then

$$E \int_{|x| \leq Q} [\xi(\bar{x}) - \xi_m^N(\bar{x})]^2 d\bar{x} \rightarrow 0, \quad m \rightarrow \infty \tag{8}$$

and the following estimate

$$E \int_{|x| \leq Q} [\xi(\bar{x}) - \xi_m^N(\bar{x})]^2 d\bar{x} \leq \frac{2}{\pi} Q^4 \left(\frac{ca_m}{m}\right)^2 (2N+1) + 2\pi Q^2 (4N+3) \int_{a_m}^\infty d\Phi(\lambda) + 2\sqrt{Q\pi} \frac{Q^2}{N+3} \frac{\sqrt{a_m}}{N} e^{-\frac{N^2}{a_m Q}} \tag{9}$$

is valid.

And the following estimate is true

$$E \|\xi(x) - \xi_m^N(x)\|^2 w_2^1(V_Q) \leq 2Q^2 \left(\frac{Q^2}{\pi} + 2\frac{\mu_2}{\pi} + \pi\right) (2N+1) \left(c\frac{a_m}{m}\right)^2 + 2\pi Q^2 \left[(4N+3) \int_{\Lambda_m} d\Phi(\lambda) + (2N+1) \int_{\Lambda_m} (\lambda^2 + \lambda_m^2) d\Phi(\lambda) + \frac{5}{4} \int_{\Lambda_m} \lambda^2 d\Phi(\lambda) \right] + \left[2\frac{Q}{N(N+1)} \sqrt{\pi Q a_m} + \pi \mu_2 \left(\frac{Q}{a_m} + \frac{a_m Q}{2(N+2)(N+4)}\right) \right] \frac{1}{2N} \sqrt{\frac{Q a_m}{\pi}} + 2Q a_m \sqrt{\frac{\pi Q a_m}{N}} e^{-\frac{N^2}{a_m Q}} + \frac{8Q^2}{\pi} S_N \left[\left(\frac{ca_m}{m}\right)^2 + 2 \int_{\Lambda_m} (\lambda^2 + \lambda_m^2) d\Phi(\lambda) \right]. \tag{11}$$

where $S_N = \sum_{k=1}^N k^2$.

The proof is provided in the same way as that of Theorem 1.

THEOREM 3. Let (10) hold and

$$\xi_m^N(r, \varphi) = \sum_{k=0}^N \sqrt{v_k} \left[\text{cosk} \varphi \int_0^a J_k(\lambda r) Z_k^1(d\lambda) + \text{sink} \varphi \int_0^a J_k(\lambda r) Z_k^2(d\lambda) \right], \tag{12}$$

then

$$E \left[\xi(\bar{x}) - \xi_m^N(\bar{x}) \right]^2 \leq \frac{1}{\pi N} \left(\frac{1}{2} r \mu_1 + r^2 \mu_2 \right) \tag{13}$$

where

$$\mu_k = \int_0^\infty \lambda^k d\Phi(\lambda). \tag{14}$$

Theorem 3 is proved in [2].

Let

$$\xi_N^a(r, \varphi) = \sum_{k=0}^N \sqrt{v_k} \left[\text{cosk} \varphi \int_0^a J_k(\lambda r) Z_k^1(d\lambda) + \text{sink} \varphi \int_0^a J_k(\lambda r) Z_k^2(d\lambda) \right], \tag{15}$$

$a > 0$.

Theorem 1 is proved in [2].

Assume that $\mu_2 = \int_0^\infty d\Phi(\lambda) < +\infty$. (10)

This condition provides the existence of derivatives $\frac{\partial \xi}{\partial r}, \frac{\partial \xi}{\partial \varphi}$. Let $V_Q = \{x: |x| \leq Q\}$ and let

$$\|\xi(x) - \xi_m^N(x)\|^2 w_2^1(V_Q) = \int_{V_Q} |\xi(x) - \xi_m^N(x)|^2 dx + \int_{V_Q} \left| \frac{\partial \xi}{\partial r} - \frac{\partial \xi_m^N}{\partial r} \right|^2 dx + \int_{V_Q} \frac{1}{r^2} \left| \frac{\partial \xi}{\partial \varphi} - \frac{\partial \xi_m^N}{\partial \varphi} \right|^2 dx$$

is Sobolev's norm of $\xi(x) - \xi_m^N(x)$ in the Sobolev's space $w_2^1(V_Q)$ on the circle with radius Q . Now the next statement can be formulated.

THEOREM 2. Let us assume that:

- 1) $\mu_2 = \int_0^\infty d\Phi(\lambda) < +\infty$,
- 2) the condition of Theorem 1 holds,
- 3) $N^3 \left(\frac{a_m}{m}\right)^2 \rightarrow 0$, if $m \rightarrow \infty$
- 4) $N^3 \int_{\Lambda_m} (\lambda^2 + \lambda_m^2) d\Phi(\lambda) \rightarrow 0$, if $m \rightarrow \infty$.

Then

$$E \|\xi(x) - \xi_m^N(x)\|^2 w_2^1(V_Q) \rightarrow 0, \quad \text{if } m \rightarrow \infty.$$

We consider the partition

$$\pi_m(0, a) = \{u_0 = 0 < u_1 < u_2 < \dots < u_{m-1} < u_m = a\}, \tag{16}$$

And choose the point λ_i in every interval $(u_{i-1}, u_i]$. Let

$$\xi_N^{a, \pi_m}(r, \varphi) = \sum_{k=0}^N \sqrt{v_k} \left[\text{cosk} \varphi \sum_{i=1}^m J_k(\lambda_i r) Z_k^1(u_{i-1}, u_i) + \text{sink} \varphi \sum_{i=1}^m J_k(\lambda_i r) Z_k^2(u_{i-1}, u_i) \right], \tag{15}$$

THEOREM 4. The following inequalities hold:

$$E \left[\xi_N^a(r, \varphi) - \xi_N^{a, \pi_m}(r, \varphi) \right]^2 \leq \int_a^\infty d\Phi(\lambda), \tag{16}$$

$$E \left[\xi_N^a(r, \varphi) - \xi_N^{a, \pi_m}(r, \varphi) \right]^2 \leq \left(\frac{2r}{\pi}\right)^2 (2N+1) \max_{1 \leq i \leq m} d_i^2 [\Phi(a) - \Phi(0)], \tag{17}$$

$$E \left[\xi_N^a(r, \varphi) - \xi_N^{a, \pi_m}(r, \varphi) \right]^2 \leq 3 \left\{ \frac{1}{\pi N} \left(\frac{1}{2} r \mu_1 + r^2 \mu_2 \right) + \right.$$

$$+ \int_0^{\infty} d\Phi(\lambda) + \left(\frac{2r}{\pi}\right)^2 (2N+1) \max_{1 \leq i \leq m} d_i^2 [\Phi(a) - \Phi(0)] \Big\}, \quad (18)$$

where $d_i = |u_i - u_{i-1}|$.

The algorithms of the statistical simulation of the Gaussian homogeneous and isotropic random fields

Using the approximation theorems the algorithm of the statistical simulation of realizations of homogeneous and isotropic random fields may be formulated. We formulate two algorithms of such kind. The first one, based on the idea of randomization proposed by G.A. Mikhailov in [6–7] is called randomization algorithm. Assume that the spectral density $\tau(u) = \Phi'(u)$ exists.

Algorithm 1.

Choose N and am using approximating theorems;

Take the partition (4) and calculate $p_i = \int_{\Lambda_i} d\Phi(\lambda)$.

In each domain $\Lambda_i (i = \overline{1, m})$ take a random point

$\lambda_{ij}, \lambda_{ij} \in \Lambda_i (i = \overline{1, m})$ with the distribution density

$$p_i(u) = \begin{cases} \frac{\tau(u)}{p_i}, & u \in \Lambda_i, \\ 0, & u \notin \Lambda_i, \end{cases} \quad (19)$$

Simulate the sequences of independent standart Gaussian random variables

$$\{Z_k^{i,j} : j = 1, 2; k = \overline{0, N}; i = \overline{1, m}\}$$

Calculate the realization of the stochastic random field

$$\xi_N^m(r, \varphi) = \sum_{i=1}^m \sqrt{p_i} \sum_{k=0}^N \sqrt{v_k} [\cos k \varphi J_k(\lambda_{ij} r) Z_k^{i,1} + \sin k \varphi J_k(\lambda_{ij} r) Z_k^{i,2}], \quad (20)$$

Check whether the realization of the random field generated in step 5 fits the data by testing the corresponding statistical characteristics.

Now we describe the algorithm based on Theorem 4.

Algorithm 2.

Choose the number N such that

$$\frac{1}{\pi N} \left(\frac{1}{2} r \mu_1 + r^2 \mu_2 \right) < \frac{\varepsilon}{3}$$

Choose a such that

$$\int_a^{\infty} d\Phi(\lambda) < \frac{\varepsilon}{3}$$

Define the partition $\pi_m(0, a)$ of the interval $(0, a]$, such that

$$\left(\frac{2r}{\pi}\right)^2 (2N+1) \max_{1 \leq i \leq m} d_i^2 [\Phi(a) - \Phi(0)] \rightarrow 0; \quad m \rightarrow \infty$$

Choose the point λ_{ij} in every interval $(u_{i-1}, u_i]$.

Simulate the sequences of independent Gaussian random variables

$$\{\zeta_k^{i,j} : j = 1, 2; k = \overline{0, N}; i = \overline{1, m}\}$$

with zero expectation and the variance

$$Var \zeta_k^{i,j} = \Phi(u_i) - \Phi(u_{i-1}).$$

Calculate the realization of the stochastic random field

$$\xi_N^{a, \pi_m}(r, \varphi) = \sum_{k=0}^N \sqrt{v_k} \sum_{i=1}^m [\cos k \varphi J_k(\lambda_{ij} r) \zeta_k^{i,1} + \sin k \varphi J_k(\lambda_{ij} r) \zeta_k^{i,2}], \quad (21)$$

Check whether the realization of the random field generated in step 6 fits the data by testing the corresponding statistical characteristics

The randomizing variant of this algorithm may be suggested in the case when the distributions of the random points $\{\lambda_{ij}\}$ are described by (19).

In this case it is necessary to calculate

$$\xi_N^{a, \pi_m}(r, \varphi) = \sum_{i=1}^m \sqrt{p_i} \sum_{k=0}^N \sqrt{v_k} [\cos k \varphi J_k(\lambda_{ij} r) Z_k^{i,1} + \sin k \varphi J_k(\lambda_{ij} r) Z_k^{i,2}], \quad (22)$$

3. Statistical simulation methods of random fields on the plane by the aircraft magnetometry data

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. In such cases the methods of statistical modelling realizations of random processes and random multivariate functions (random fields) are recommended [1–2, 4–8] to supplement data missing. These methods have been developed for more than 20 years at the Mechanics and Mathematics Faculty at Taras Shevchenko National University of Kyiv. They were offered by professor and corresponding member of NAS of Ukraine M.Y. Yadrenko as a separate area for research and as a means to applied aspects.

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 $f_i(x)$ as a function of exponentially damped sinusoid or cosinusoid) was considered in [8]. 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 also stationary for most profiles.

According to graphs for each profile the stationary random component $\xi_i(x)$ ("noise" – random process) and trend $f_i(x)$ as determined spline function were selected.

Input data on the profile is a random process $\eta_i(x)$:

$$\eta_i(x) = f_i(x) + \xi_i(x), \quad i = 7, 8, \dots, 20 \quad (23)$$

Solid line on Fig. 1 shows a deposited spline approximation $S_i^{(1)}(x)$, built by means of the MathCad software for PR1 data that are taken without spaces. Parameters defined by the data were determined for such spline. They ask each profile trend $f_i(x)$. Dashed line shows the spline approximation graph $S_i^{(2)}(x)$ 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:

$$\xi_i(x) = S_i^{(1)}(x) - S_i^{(2)}(x), \quad i = 7, 8, \dots, 20$$

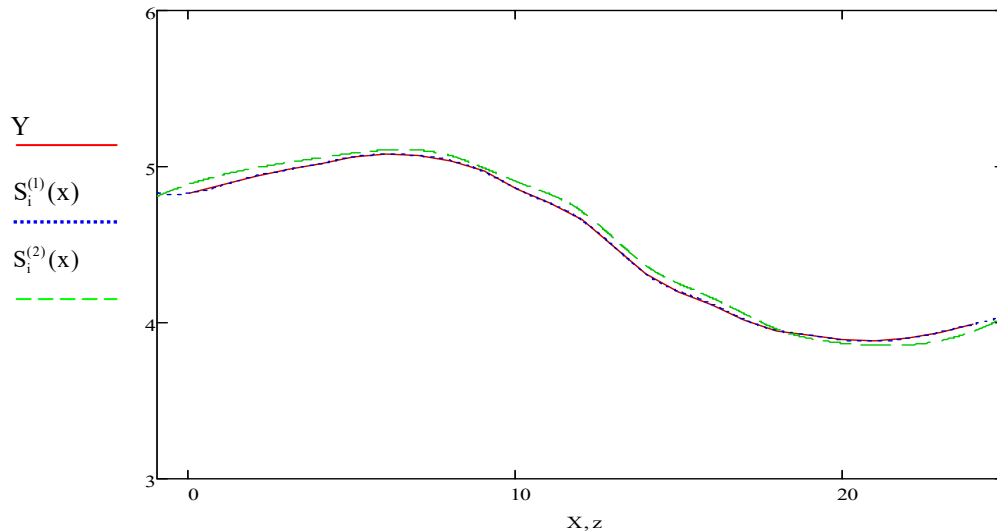


Fig. 1. Logarithmic input data and spline ΔT_{an} in PR1

From observations (values) of noise $\xi_i(x)$ in all 13 profiles we created two-dimensional array that represents homogeneous and isotropic random field $\xi_i(r, \varphi)$ on the plane (r and φ – polar coordinates of x point) with zero mathematical expectation. By fields of such properties we can apply the method of statistical modelling of random fields based on their spectral expansions [4], which allows finding the perfect image of entire observations field for their certain implementation values. So we generate additional noise data in the points where geomagnetic measurements were not carried out, for example, with double precision intervals of 50 compare to 100 meters. We can impose this data on the spline curve trend $S_i^{(1)}(x)$ for each profile and obtain more detailed aeromagnetic survey data. This method differs from the traditional, 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. The idea

of its use to resolve the problem described in paper belongs to Vyzhva A.S. Using the above method makes it possible to supplement the missing data in the study area, taking into account their statistical nature.

According to the algorithm 2 we received noise implementations on the study area with double precision (200 points) for each profile (13 profiles). When checking their adequacy we made the conclusions that the relevant noise histogram (Fig. 2) 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 for parameter $a \approx 3,25 * 10^5$:

$$B(\rho) = \frac{2J_1(a\rho)}{a\rho}, \quad (a > 0) \quad (24)$$

This confirms the adequacy of simulated implementations to the real research data.

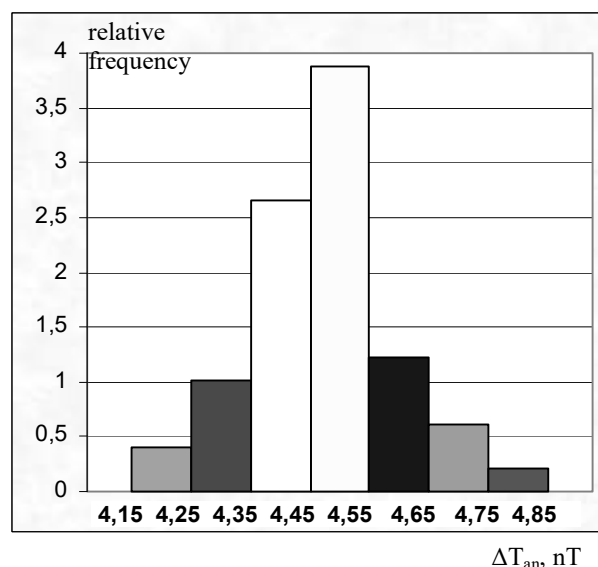


Fig. 2. Histogram of logarithmic ΔT_{an} simulated data in PR1

Variogram of simulated and input data arrays ΔT_{an} for PR7-PR20, corresponding to Bessel type correlation func-

tion (24) at the value of the parameter $a \approx 3,25 * 10^5$ is shown on Fig. 3.

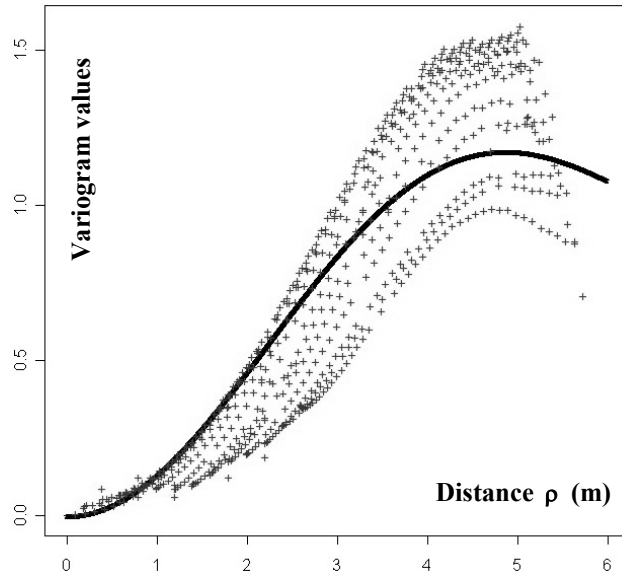


Fig. 3. Variogram of simulated and input data arrays ΔTan for PR7-PR20, corresponding to Bessel type correlation function $B(\rho) = \frac{2J_1(a\rho)}{a\rho}$, ($a \approx 3,25 \cdot 10^5$)

It is known [1] that variogram $\gamma(\rho)$ is related to the correlation function $B(\rho)$ with expression:

$$\gamma(\rho) = B(0) - B(\rho)$$

Variogram describes the dependence of the mean square difference of random field values (in general non-isotropic) at two points on the distance and direction between these points. This function for isotropic random field depends on the distance ρ between points.

The spectral density $f(\lambda) = \Phi'(\lambda)$ of homogeneous and isotropic random field $\xi(r, \varphi)$ on a plane can be determined [8] by its correlation function $B(\rho)$ as follows:

$$f(\lambda) = \lambda \int_0^\infty x J_0(\lambda x) B(x) dx \quad (25)$$

Since our noise data variogram corresponds to Bessel type correlation function (24), the spectral function for these data can be defined as follows:

$$\Phi(\lambda) = \int_0^\lambda \int_0^\infty x J_0(\mu x) B(x) dx d\mu$$

Then the spectral function $\Phi(\lambda)$ can be calculated by the correlation function $B(\rho)$ in the expression:

$$\Phi(\lambda) = \frac{2\lambda}{a_0} \int_0^\infty \int_0^\infty J_0(\mu x) J_1(ax) dx d\mu .$$

The final stage was the imposing array of noise on the spline approximation of real data. As a result, we received more detailed implementation for the geomagnetic observation data in the selected area. The figure shows the maps that were built before numerical simulation and after completing the data set with double precision (Fig. 4).

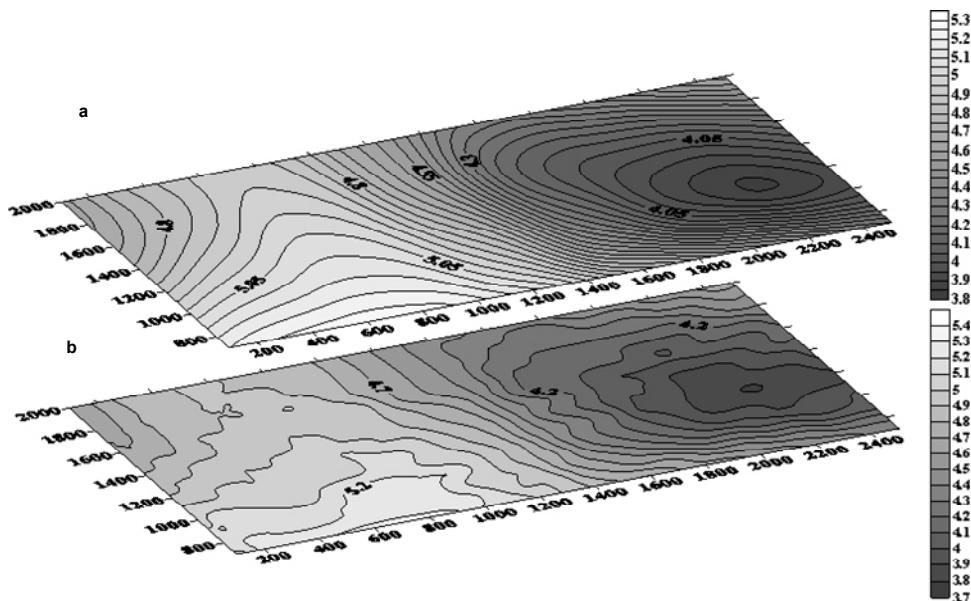


Fig. 4. Map of magnetic field ΔTan (general) M: 1:10 000, (PR7, PR20) (a), map of simulated magnetic field ΔTan M: 1:10 000 (b)

Conclusions. The statistical simulation method of random field implementations makes it possible to supplement with a given detail the measurement results of magnetic field full vector. It can also be used to identify abnormal areas. Such areas can be identified more accurately in the geomagnetic data, if to compare the actual deviation from the ideal random simulated geomagnetic field to the properties of homogeneity and isotropy.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ:

1. Chiles J. P. Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty / J. P. Chiles, P. Delfiner. – New York, Toronto : John Wiley & Sons, Inc., 1999. – 695 p.
2. Grikh Z. About Approximation and Statistical Simulation of Isotropic Fields / Z. Grikh, M. Yadrenko, O. Yadrenko // Random Operators and Stochastic Equations. - 1993. - Vol. 1, No. 1. - P. 37–45.
3. Yadrenko M. I. The Spectral Theory of Random Fields / M. I. Yadrenko. – New York, NY : Optimization Software Inc., Publications Division, 1983. – 259 p.
4. Вижива З. О. Статистичне моделювання випадкових процесів та полів / З. О. Вижива. – К.: Обрії, 2011. – 388 с.
5. Вижива З. Статистичне моделювання випадкових полів на площині сплайновими апроксимаціями (на прикладі даних аеромагнітометрії) / З. Вижива, В. Демидов, А. Вижива // Вісник Київського університету. Геологія. – 2010. – Вип. 51. – С. 31–36.
6. Ермаков С. М. Статистическое моделирование / С. М. Ермаков, Г. А. Михайлов. – М.: Наука, 1982. – 296 с.
7. Михайлов Г. А. Приближенные модели случайных процессов и полей // Журн. вычисл. математики и мат. физики. – 1983. – Т. 23, № 3. – С. 558–566.
8. Пригарин С. М. Методы численного моделирования случайных процессов и полей / С. М. Пригарин ; гл ред Г. А. Михайлов. – Новосибирск: Изд-во ИВМ и МГ, 2005. – 259 с.

REFERENCES:

1. Chiles J. P., Delfiner P. (1999). Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty. New York, Toronto: John Wiley & Sons, Inc., 695 p.
2. Grikh Z., Yadrenko M., Yadrenko O. (1993). About Approximation and Statistical Simulation of Isotropic Fields. Random Operators and Stochastic Equations, 1(1), 37–45.
3. Yadrenko M. I. (1983). The Spectral Theory of Random Fields. New York, NY: Optimization Software Inc., Publications Division, 259 p.
4. Vyzhva Z. O. (2011). The Statistical Simulation of Random Processes and Fields. Kyiv: Obrii, 388 p. [in Ukrainian].
5. Vyzhva Z., Demidov V., Vyzhva A. (2010) Statistical modelling of random fields on the plane using spline approximation (on example of airmagnetic data). Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology, 51, 31–36. [in Ukrainian].
6. Yermakov S. I., Mikhailov G. A. (1982). Statistical Simulation Course. Moscow: Nauka. [in Russian].

Вижива З., д-р фіз.-мат. наук, доц.,

E-mail: zoza_vyzhva@ukr.net,

Вижива А., магістр-геофізик,

E-mail: motomustanger@ukr.net,

Київський національний університет імені Тараса Шевченка,

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

ПРО МЕТОДИ СТАТИСТИЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ ВИПАДКОВИХ ПОЛІВ НА ПЛОЩИНІ ДЛЯ ДАНИХ АЕРОМАГНІТОМЕТРІЇ

Розроблено універсальні методи статистичного моделювання (методи Монте-Карло) геофізичних даних, які дають можливість вирішити проблеми генерування реалізацій випадкових полів на площині на стітці будь-якої регулярності та детальності. В 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 вирішення проблем кондиційності карт, доповнення даними для досягнення необхідної точності та інших проблем подібного роду, в геофізичних задачах запропоновано застосовувати методи статистичного моделювання реалізацій випадкових процесів та багатовимірних випадкових функцій (випадкових полів). Використано теорему про оцінку середньоквадратичної та інших апроксимацій однорідних та ізотропних випадкових полів у двовимірному просторі частковими сумами рядів спеціального вигляду, за допомогою яких сформульовано алгоритми чисельного моделювання реалізацій таких випадкових полів методом рандомізації. Розроблено нову ефективну методику застосування до розв'язання геофізичних задач методів статистичного моделювання випадкових полів у двовимірному просторі (методу рандомізації, методу спектральних коефіцієнтів та ін.). На прикладі даних аеромагнітної зйомки в районі Овруцької западини впроваджено статистичне моделювання реалізацій випадкових полів на площині на основі спектрального розкладу у вирішення 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, однорідну ізотропну випадкову складову - моделювати на основі спектрального розкладу випадкових полів. Модельний приклад - дані аеромагнітної зйомки в двовимірному варіанті (на площині). За наведеним алгоритмом було отримано реалізацію випадкової складової на області дослідження із подовною 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 бesselевого 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 дає можливість доповнити із заданою детальністю даними результати вимірювань повного вектора напруженості магнітного поля.

Ключові слова: статистичне моделювання, метод рандомізації, сплайн-інтерполяція, кондиційність карт.

7. Mikhailov G. A. (1983). Approximate models of random processes and fields. Zh. Vychisliteln. mat. i mat. fiz., 23, 558–566. [In Russian].

4. Prigarin S. M. (2005). Numerical Modeling of Random Processes and Fields. G. A. Mikhailov (Ed. in Chief). Novosibirsk: Inst. of Comp. Math. and Math. Geoph. Publ., 259 p. [in Russian].

Надійшла до редколегії 01.12.16

Выжва З., д-р физ.-мат. наук, доц.,

E-mail: zoya_vyzhva@ukr.net,

Выжва А., магистр-геофизик,

E-mail: motomustanger@ukr.net,

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,

УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

О МЕТОДАХ СТАТИСТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СЛУЧАЙНЫХ ПОЛЕЙ НА ПЛОСКОСТИ ДЛЯ ДАННЫХ АЭРОМАГНИТОМЕТРИИ

Разработаны универсальные методы статистического моделирования (методы Монте-Карло) геофизических данных, которые дают возможность решить проблемы генерирования реализаций случайных полей на плоскости на сетке любой детальности и регулярности. В геофизике большинство результатов исследований подается в цифровой форме, точность которой зависит от случайных влияний (в том числе, от погрешности измерения аппаратуры). При этом возникает проблема кондиционности карт в случае, когда данные невозможно получить в некоторых участках. Для решения проблем кондиционности карт, дополнения данных для достижения необходимой точности и других проблем подобного рода, в геофизических задачах предлагается применять методы статистического моделирования реализаций случайных процессов и многомерных случайных функций (случайных полей). Используются теоремы об оценке среднеквадратической и других аппроксимаций однородных и изотропных случайных полей в двумерном пространстве частичными суммами рядов специального вида, при помощи которых сформулированы алгоритмы численного моделирования реализаций таких случайных полей методом рандомизации. Разработана новая эффективная методика применения при решении геофизических задач методов статистического моделирования случайных полей в двумерном пространстве (метода рандомизации, метода спектральных коэффициентов и др.). На примере данных аэромагнитной съемки в районе Овручской впадины разработана методика внедрения статистического моделирования случайных полей на плоскости на основании спектрального разложения в решение проблем кондиционности карт дополнением данных необходимой детальности. При анализе данных по профилям их разделяют на детерминированную и случайную составляющие. Детерминированную составляющую предлагается аппроксимировать кубическими сплайнами, однородную изотропную случайную составляющую - моделировать на основе спектрального разложения случайных полей. Модельный пример - данные аэромагнитной съемки в двумерном варианте (на плоскости). 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 связана с корреляционной функцией бесселевого типа. Заключительным этапом работы было наложение массива случайной составляющей на сплайновую аппроксимацию реальных данных. В результате этого получена более детальная реализация для данных геомагнитных наблюдений в выделенной области. Таким образом, метод статистического моделирования реализаций случайных полей дает возможность дополнить с заданной детальностью данными результаты измерений полного вектора напряженности магнитного поля.

Ключевые слова: статистическое моделирование, метод рандомизации, сплайн-интерполяция, кондиционность карт.

Наукове видання



ВІСНИК

КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

Випуск 4(75)

Статті подано в авторській редакції.

Formatting and adjustment by Yu. Tymchenko

Комп'ютерна верстка та коректування Ю.А. Тимченко

Оригінал-макет виготовлено Видавничо-поліграфічним центром "Київський університет"

Responsibility for the opinions given, statements made, accuracy of the quotations, economical and statistical data, terminology, proper names and other information rests with the authors. The Editorial Board reserves the right to shorten and edit the submitted materials. Manuscripts will not be returned.

Автори опублікованих матеріалів несуть повну відповідальність за підбір, точність наведених фактів, цитат, економіко-статистичних даних, власних імен та інших відомостей. Редколегія залишає за собою право скорочувати та редагувати подані матеріали. Рукописи та електронні носії не повертаються.



Формат 60x84^{1/8}. Ум. друк. арк. 11,16. Наклад 300. Зам. № 216-8015.
Гарнітура Arial. Папір офсетний. Друк офсетний. Вид. № Гл4.
Підписано до друку 28.12.16

Видавець і виготовлювач
Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
01601, Київ, б-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43
☎ (38044) 239 32 22; (38044) 239 31 72; тел./факс (38044) 239 31 28
e-mail: vpc@univ.kiev.ua
http: vpc.univ.kiev.ua
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 1103 від 31.10.02