

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	В.А. Михайлов, д-р геол. наук, проф. 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. Лозицький, 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. Іноземні члени редакційної колегії: М. Бур'яник, Шелл Глобал Солжун Інтернешнл, Нідерланди; Л. Верник, Нафтова корпорація Маратон, США; А. Веснавер, Італійський національний інститут океанографії та прикладної геофізики, Італія; К. Зенг, Китайський геологічний університет; Китай, М. Короновський, Московський державний університет імені М.В. Ломоносова; Росія, Д. Ленц, Університет Нью-Брансвік, Канада; К. Лі, Китайський геологічний університет, Китай; М. Олівія, Лісабонський університет, Португалія; П. Перейра, Університет Миколаса Ромеріса, Литва; В. Портнов, Карагандинський Державний Технічний Університет, Казахстан; Д. Робертс, Стаффордширський університет, Велика Британія; С. Спассов, Геофізичний центр Доурбес, Бельгія; М. Феді, Неапольський Університет Федеріко II, Італія; О. Ханчук, Далекосхідний геологічний інститут, Росія
Адреса редколегії	03022, Київ-22, вул. Васильківська, 90, ННІ "Інститут геології", ☎ 380442597030, електронна адреса: geolvisnyk@ukr.net http://www.geolvisnyk.univ.kiev.ua/
Затверджено	Вченою радою ННІ "Інститут геології" 5 жовтня 2016 року (протокол № 3)
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.

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

Для преподавателей, научных сотрудников, аспирантов и студентов.

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

Chief publication manager O. Menshov.

EXECUTIVE EDITOR	V. Mykhailov, Dr. Sci. (Geol.), Prof.
EDITORIAL BOARD	Ukrainian members: I. Bezrodna, Cand. Sci. (Geol.), Senior Researcher (Deputy Executive Editor); O. Menshov, Cand. Sci. (Geol.), (Executive Secretary); 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. Gulyi, 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. 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
Address	Institute of Geology, 90 Vasylkivska Str., Kyiv, Ukraine, 03022, tel. +380442597030, e-mail: geolvisnyk@ukr.net http://www.geolvisnyk.univ.kiev.ua/
Approved by the	Academic Council of the Institute of Geology October 5, 2016 (Minutes # 3)
Certified by the	Higher Attestation Board (the State Commission for Academic Degrees and Titles), Ukraine Edict # 1-05/6 issued on 12.06.2002
Certified by the	Ministry of Justice of Ukraine State Certificate # 16181-4653P issued on 25.12.2009
Founded and published by	Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv University Publishing State Certificate # 1103 issued on 31.10.2002
Address:	Office 43, 14 Shevchenka Blvd, Kyiv, 01601 ☎ (38044) 239 31 72, 239 32 22; Fax 239 31 28

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

Білан О., Митрохин О., Шумлянський Л. Загородній В. U-Pb ізотопний вік цирконів з гібридних порід Коростенського анортозит-рапаківігранітного плутону.....	6
--	---

ГЕОФІЗИКА

Вижва С., Безродна І. Визначення структури пустотного простору складнобудованих порід за даними петроакустичних досліджень Семиренківської площі.....	11
Орлюк М., Яцевський П. Зв'язок радонових аномалій, магнітного поля та розломів на території міста Київ.....	18
Гадіров В., Меньшов О., Кудеравець Р., Гадіров К. Граві-магніторозвідка при пошуках нафтогазових родовищ в умовах Азербайджану та України.....	23
Вітрик А., Трипільський О. Швидкості поширення сейсмічних хвиль у земній корі на території Балтійського щита (за даними регіональних сейсмічних досліджень).....	34
Чернов А., Рева М. Інформативність георадарного методу за результатами досліджень на навчально-експериментальному полігоні.....	38
Ткаченко О. Основні характеристики карбонатних відкладів башкирського ярусу (на прикладі Великобунівської площі ДДЗ)	45

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

Калашник Г. Закономірності формування урановорудних метасоматитів у зв'язку з закономірностями глибинної будови літосфери Українського щита.....	51
Гулій В., Кріль С., Ковтун О., Куземко Я. Сульфідна мінералізація у флішових відкладах Кросненської зони (в межах траси нового Бескидського тунелю).....	58
Орач С., Петруняк В. Аналіз літолого-фаціальних критеріїв нафтогазоносності майкопських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря	63

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

Нолакана П., Сіад А., Соломон Х. Геохімічна оцінка якості підземних вод у Ньюкаслі, Квазулу-Наталь, Південна Африка.....	68
Кошарна С. Методичні підходи щодо оцінки екологічних ризиків з врахуванням асиміляційного потенціалу територій	77

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

Вижва З., Федоренко К., Вижва А. Про алгоритми статистичного моделювання сейсмічного шуму на профілі спостереження для визначення частотних характеристик геологічного середовища	81
--	----

CONTENTS

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY

Bilan, O., Mytrokhyn, O., Shumlyanskyy, L., Zagorodniy V. U-Pb isotopic age of Zircon from hybrid rocks of the Korosten anorthosite-rapakivi-granite pluton	6
---	---

GEOFYSICS

Vyzhva, S., Bezrodna, I. Determination of the void space structure of complex rocks using the petroacoustic studies data from the Semyrenkivska area	11
Orlyuk, M., Yatsevskiy P. Correlation of radon anomalies, magnetic field and faults on the territory of Kyiv	18
Gadirov, V., Menshov, O., Kuderavets, R., Gadirov, K. Gravity-magnetic survey for the oil and gas prospecting in Azerbaijan and Ukraine	23
Vitrik, A., Trypil'skiy O. Speed of seismic waves travelling through the Earth crust within the Baltic Shield (on the basis of the regional seismic research data)	34
Chernov, A., Reva M. Informativeness of the GPR method on the example of results from experimental site	38
Tkachenko, O. Main characteristics of the Bashkirian Stage carbonate sediments (illustrated by the example of Velykobubniv's'ka field of the Dnipro-Donets depression)	45

MINERAL RESOURCES

Kalashnyk, G. Patterns of uranium ore metasomatites localisation in association with features of the Ukrainian Shield lithosphere's deep structure	51
Guliy, V., Kril, S., Kovtun, O., Kuzemko Ya. Sulfide mineralization in the Krosno zone flish rocks (new Beskyd tunnel area)	58
Orach, S., Petruniak, V. Oil- and gas-bearing capacity lithofacies criteria analysis of Maikop deposits in the northwestern Black Sea shelf	63

HYDROGEOLOGY, ENGINEERING AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY

Nolakana, P., Siad, A., Solomon, H. Geochemical evaluation of groundwater quality in Newcastle, KwaZulu-Natal, South Africa	68
Kosharna, S. Assessment of environmental risks taking into account the assimilation potential of territories	77

GEOLOGICAL INFORMATICS

Vyzhva, Z., Fedorenko, K., Vyzhva, A. About algorithms of statistical simulation of seismic noise in the observation profile for determination the frequency characteristics of geological environment	81
---	----

СОДЕРЖАНИЕ

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

Билан Е., Митрохин А., Шумлянский Л., Загородний В. U-Pb изотопный возраст цирконов из гибридных пород Коростенского анортозит-рапакивигранитного плутона.....	6
---	---

ГЕОФИЗИКА

Вижва С., Безродная И. Определение структуры пустотного пространства сложнопостроенных пород по данным петроакустичних исследований Семиреньковской площади.....	11
Орлюк М., Яцевский П. Связь радоновых аномалий, магнитного поля и разломов на территории города Киев	18
Гадиров В., Меньшов А., Кудэраев Р., Гадиров К. Грави-магниторазведка при поисках нефтегазовых месторождений в условиях Азербайджана и Украины.....	23
Витрик А., Трипольский А. Скорости распространения сейсмических волн в земной коре Балтийского щита (по данным региональных сейсмических исследований)	34
Чернов А., Рева Н. Информативность георадарного метода по результатам экспериментальных исследований на учебно-экспериментальном полигоне	38
Ткаченко А. Основные характеристики карбонатных отложений башкирского яруса (на примере Великобубновской площади ДДВ).....	45

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Калашник А. Закономерности формирования урановорудных метасоматитов в связи с особенностями глубинного строения литосферы Украинского щита.....	51
Гулий В., Криль С., Ковтун А., Куземко Я. Сульфидная минерализация в флишевых отложениях Кросненской зоны (в пределах трассы нового Бескидского тоннеля).....	58
Орач С., Петруняк В. Анализ литолого-фациальных критериев нефтегазоносности майкопских отложений северо-западного шельфа Черного моря	63

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ И ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Нолакани П., Сиад А., Соломон Х. Геохимическая оценка качества подземных вод в Ньюкасле, Квазулу-Наталь, Южная Африка	68
Кошарная С. Оценка экологических рисков с учетом ассимиляционного потенциала территорий	77

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИКА

Выжва З., Федоренко К., Выжва А. Об алгоритмах статистического моделирования сейсмического шума на профиле наблюдения для определения частотных характеристик геологической среды.....	81
---	----

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

УДК 55(477)+551.22+552.3+550.4

О. Білан, інж.,
E-mail: olenka.bilan@gmail.com,
О. Митрохин, д-р геол. наук, проф.,
кафедра мінералогії, геохімії та петрографії,
E-mail: mitrokhin.a.v@yandex.ua
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут Геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна,
Л. Шумлянський, д-р геол. наук, ст. наук. співроб., пров. наук. співроб.,
E-mail: lshumlyanskyu@yahoo.com,
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України,
пр. Палладіна, 34, м. Київ, 03142, Україна,
В. Загородній, канд. техн. наук, ст. наук. співроб.,
E-mail: zww@univ.kiev.ua,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут Геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

U-Pb ІЗОТОПНИЙ ВІК ЦИРКОНІВ З ГІБРИДНИХ ПОРІД КОРОСТЕНСЬКОГО АНОРТОЗИТ-РАПАКІВІГРАНІТНОГО ПЛУТОНУ

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

Автори отримали нові дані про U-Pb ізотопний вік цирконів з гібридних порід Коростенського плутону анортозит-рапаківігранітної формації Українського щита. Циркони були вилучені з проби гібридного габро-монцоніту, виходу якого широко розповсюджені вздовж східного флангу Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву, а також з проби фаяліт-геденбергіт-амфіболового граносієніту, що залягає у вигляді жиліподібного тіла серед габро-монцонітів, демонструючи ознаки магматичного змішування (magma mingling). Отримані методом SIMS U-Pb датування одиничних кристалів циркону ($1760,7 \pm 4,1$ млн р – для габро-монцоніту та $1763,8 \pm 2,6$ млн р – для граносієніту) інтерпретуються авторами як вік кристалізації гібридних порід, розвинених в області контакту габроїдів Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву з гранітоїдами Малинського масиву рапаківі. Додатково тим же методом продатовано циркони з проби рапаківіподібного граніту крайової фації Малинського масиву та з проби граніту рапаківі плутонічної фації цього ж масиву. З'ясовано, що U-Pb ізотопний вік досліджуваних гібридних порід, у межах аналітичної похибки, співпадає з віком рапаківіподібних гранітів ($1765,4 \pm 3,3$ млн р) та гранітів рапаківі ($1762,7 \pm 5,5$ млн р) Малинського масиву, а також з віком габроїдів ($1759,1 \pm 3,2$ млн р), що складають східний фланг Володарськ-Волинського масиву. Однорічність кристалізації гібридних порід з габроїдами та гранітоїдами, що асоціюють з ними, добре узгоджується з попереднім висновком авторів про механізм формування усієї гами гібридних утворень Коростенського плутону, що припускає магматичне змішування високотемпературної базитової магми з більш низькотемпературною гранітоїдною в рідкому або напіврідкому стані. Додаткову інформацію про петрогенетичні особливості процесів магматичного змішування може дати подальше вивчення ізотопного складу Hf у цирконах з досліджуваних гібридних порід та інших породних представників Коростенського плутону.

Ключові слова: U-Pb ізотопний вік, гібридні породи, Коростенський плутон, Український щит.

Постановка проблеми. Складний Коростенський плутон (КП), розташований у північно-західній частині Українського щита, є типовим представником анортозит-рапаківігранітної формації докембрію. З огляду на численні дослідження, які проводилися у різні роки, КП по праву вважається одним з найкраще досліджених плутонів цього формаційного типу. Тим не менше, окремі питання його будови та історії геологічного розвитку дотепер привертають увагу дослідників. Так, ще й досі недостатньо вивчено так звані гібридні утворення коростенського комплексу, представлені широкою гамою сублужних плутонічних порід – монцонітами, габро-монцонітами, сієнітами та граносієнітами. Зокрема, замало уваги досі приділялося їхній геохронології.

Аналіз попередніх досліджень. Визначенню ізотопного віку Коростенського плутону присвячено публікації [2–3, 8–9], які не лише підтвердили багатофазність його формування, а й продемонстрували значну тривалість магматичної активності, що може сягати 50–60 млн р, або й більше. Зокрема, U-Pb ізотопний вік цирконів і бадделейтів з різноманітних порід коростенського комплексу дискретно варіює в діапазоні 1740–1800 млн р. Згідно з даними [2, 7, 11], найдавніші утворення КП представлені ксенолітами анортозитів з віком 1800–1784 млн р. Вони детально описані в межах Федорівського, Чоповицького та Пугачівського масивів як рання анортозитова серія (A1) коростенського комплексу. Формування більш пізніх інтрузій анортозитів і титаноносних габроїдів Володарськ-Волинського масиву відбулося 1763–1758 млн р тому. Польові геологічні спосте-

реження та детальні петрографічні дослідження в свій час дозволили виділити серед них головну анортозитову (A2), ранню габроїдну (G3) і пізню габроїдну (G4) серії [11–12]. Гранітоїди коростенського комплексу також вкорінювалися у кілька інтрузивних фаз [1, 4–5]. Геологічно обґрунтовано наявність трьох фаз гранітоїдного магматизму: γ_1 – головної фази вкорінення рапаківі та біотит-амфіболових рапаківіподібних гранітів, γ_2 – малих інтрузій сублужних біотитових лейкогранітів і граніт-порфірів, γ_3 – жильної фази альбіт-мікроклінових рідкіснометальних мікрогранітів і граніт-порфірів. Геологічні дані частково підтверджуються ізотопним датуванням. Так, становлення гранітоїдів головної фази вкорінення Малинського масиву рапаківі, згідно з [2], мало місце 1767 $\pm$ 5 млн р тому. Трохи пізніше, 1752 $\pm$ 16 млн р тому, формувалися сублужні біотитові лейкограніти Лізниківської інтрузії. Найбільш молоді ізотопні датування гранітоїдів коростенського комплексу, 1737 $\pm$ 54 млн р, належать так званім дивлінським граніт-порфірам с. Рудня-Жеревецька [2]. Однак, їхня значна контамінованість, а також занадто великий довірчий інтервал визначення ізотопного віку, дають привід розглядати отримані цифри лише як попередні. Таким чином, у межах Коростенського плутону достовірно встановлено щонайменше два великі етапи інтрузивної активності: 1.80–1.78 млрд р та 1.77–1.74 млрд р, протягом яких базитовий та гранітоїдний магматизм чергувалися в часі. Надійних даних про ізотопний вік гібридних порід Коростенського плутону в жодній з опублікованих робіт немає.

Метою даної роботи було визначення ізотопного віку цирконів з гібридних порід Коростенського плутону та співставлення отриманих даних з результатами датування габроїдів та гранітів рапаківі, що просторово асоціюють з гібридними утвореннями.

Фактичний матеріал та методологія досліджень. Проби для досліджень було відібрано в трьох кар'єрах, розташованих в області контакту Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву з Малинським масивом рапаківі (рис. 1). Петрографічне вивчення зразків та шліфів, XRF аналізи на головні петрогенні компоненти, а також вилучення цирконів для подальшого датування, було виконано на кафедрі мінералогії, геохімії та петрографії ННІ "Інститут геології" Київського національного університету імені Тараса Шевченка. U-Pb датування одиничних кристалів циркону методом SIMS (secondary-ion mass-spectrometry) проведено у Шведському Музеї природничої історії (Стокгольм). Досліджувані кристали циркону були змонтовані в препа-

рат на епоксидний смолі та відполіровані. Далі, для виявлення особливостей внутрішньої будови та вибору точок, придатних для датування, циркони вивчалися за допомогою катодолюмінісцентної приставки (CL) на приладі Hitachi SEM. Для датування поруч з досліджуваними цирконами був змонтований стандарт циркону 91500 віком 1065 Ma [15]. SIMS U-Th-Pb аналізи виконано на приладі Cameca IMS 1270. Аналітична методика відповідала описаній [16]. Поправка на "звичайний" свинець за необхідності виконувалася з використанням виміряного ^{204}Pb та сучасного (тобто для 0 млн р) ізотопного складу свинцю [13]. Виявлена дискордантність визначається положенням аналітичних точок відносно кривої конкордії на традиційному графіку $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Використані константи радіоактивного розпаду відповідають рекомендаціям [14]. Розрахунки віку виконано на базі програмного забезпечення ISOPLOT 4.15 [10].

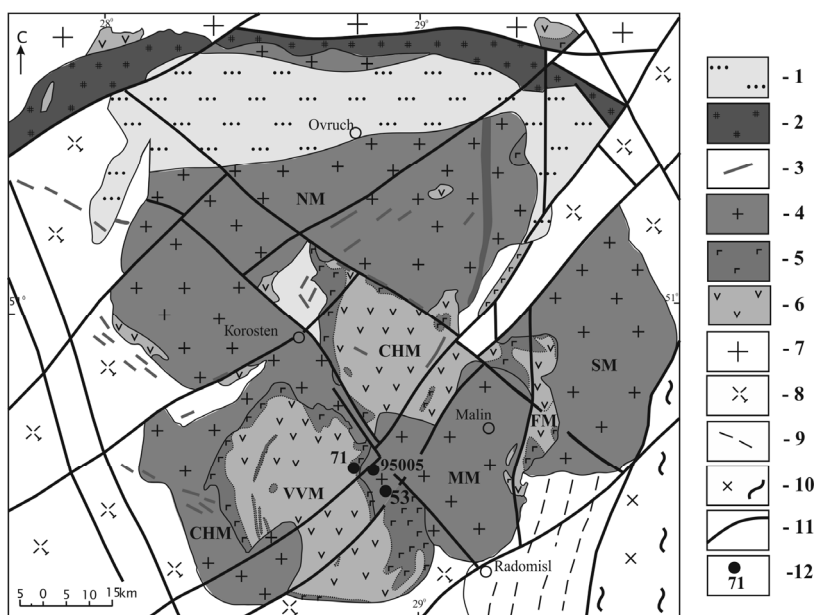


Рис. 1. Геологічна будова Коростенського плутону; складено за матеріалами Геологічної карти 1:500000 зі змінами та доповненнями авторів:

1 – вулканогенно-теригенні відклади овруцької PR1-2ov і топільнянської PR1tp серій; 2 – гранітоїди і метасоматити перуанського комплексу PR1pz; 3-6 – інтрузивні утворення коростенського комплексу PR1ks (3 – сублужні базитові дайки, 4 – рапаківі і рапаківіподібні граніти, 5 – титаносні габроїди і монцоніти, 6 – анортозити і габро-анортозити); 7 – гранітоїди осницького комплексу PR1os; 8 – граніти і мігматити житомирського комплексу PR1zt; 9 – метаморфічні породи тетерівської серії PR1tt; 10 – граніти і мігматити звенигородського комплексу AR2zv; 11 – тектонічні розломи; 12 – вивчені відслонення гібридних порід та їхні номери. Габро-анортозитові масиви Коростенського плутону: VVM – Володарськ-Волинський, CHM – Чеповицький, FM – Федорівський; масиви рапаківі: NM – Народицький, CHM – Червоноармійський, MM – Малинський, SM – Сидоровицький

Результати досліджень. Проба габро-монцоніту 71-1 м представляє гібридну мафічну породу, що утворилася в області контакту габроїдів Володарськ-Волинського габро-анортозитового масиву з гранітоїдами Малинського масиву рапаківі. Пробу відібрано в кар'єрі блочного каміння, розташованому на правому березі р. Добринь у 1 км на південний захід від околиці с. Буки Малинського району Житомирської області (географічні координати: $50^{\circ}42'33,8''$ пн ш, $28^{\circ}49'45,4''$ сх д). Габро-монцоніт являє собою темно-сіру з зеленуватим відтінком дрібно-середньозернисту породу. Під мікроскопом встановлено, що його головними пороодоутворюючими мінералами є плагіоклаз, K-Na польовий шпат, орто- та клінопіроксени. У другорядних кількостях присутні біотит, амфіболи, кварц. Акцесорна мінералізація представлена апатитом, ільменітом, Ті-магнетитом, цирконом, піритом, піротином, бадделеїтом. Хімічний склад габро-

монцоніту відповідає основній породі підвищеної лужності: SiO_2 – 50,02%, TiO_2 – 2,9%, Al_2O_3 – 12,03%, Fe_2O_3^* – 14,21%, MnO – 0,22%, MgO – 0,23%, CaO – 6,35%, Na_2O – 3,38%, K_2O – 2,66%, P_2O_5 – 1,38%. Циркони, вилучені з проби 71-1М, представлені доволі великими, близько 0,5 мм, ідіоморфними кристалами подовжено-призматичного габітусу з погано розвинутими діпірамідальними гранями. На CL-зображеннях вони виявляють просту концентричну зональність. Ізотопне датування було виконано по 5 кристалах циркону, для одного з яких окремо проаналізовано внутрішню та зовнішню частини. Усі отримані результати є майже конкордантними з середньозваженим значенням віку, визначеним за відношенням $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $1760,7 \pm 4,1$ млн р. Отриманий вік у межах похибки співпадає з датуванням у $1759,1 \pm 3,2$ млн р, отриманим [2] для цирконів з габро-норитів цього ж району (табл. 1)

Таблиця 1

Результати SIMS U-Pb датування по цирконах гібридних порід Коростенського плутону

Ізотопні співвідношення									Вік, Ma $\pm 1\sigma$, %			Концентрації, ppm		
	207Pb/ 235U	1 σ , %	206Pb/ 238U	1 σ , %	r	207Pb/ 206Pb	1 σ , %	Disc. %	207Pb/206Pb	207Pb/235U	206Pb/238U	U	Th	Pb
Проба 71-1М, габро-монзоніт, Володарськ-Волинський масив														
1	4.6139	0.7	0.3107	0.7	0.96	0.1077	0.2	-1.1	1760.9 $\pm$ 3.6	1751.8 $\pm$ 5.9	1744.1 $\pm$ 10.4	869	33	302
2	4.8136	0.7	0.3245	0.7	0.97	0.1076	0.2	3.4	1758.9 $\pm$ 3.3	1787.3 $\pm$ 6.2	1811.7 $\pm$ 11.3	828	185	315
3	4.7317	0.8	0.3184	0.7	0.86	0.1078	0.4	1.3	1762.4 $\pm$ 7.4	1772.9 $\pm$ 6.7	1781.8 $\pm$ 10.6	132	61	52
4	4.7722	1.0	0.3214	0.8	0.75	0.1077	0.7	2.3	1760.8 $\pm$ 12.2	1780.0 $\pm$ 8.5	1796.5 $\pm$ 11.8	49	42	21
5	4.7638	0.9	0.3204	0.7	0.80	0.1078	0.5	1.9	1763.2 $\pm$ 9.4	1778.5 $\pm$ 7.2	1791.7 $\pm$ 10.7	86	45	35
6	4.8006	0.8	0.3228	0.7	0.91	0.1079	0.3	2.6	1763.6 $\pm$ 5.9	1785.0 $\pm$ 6.7	1803.4 $\pm$ 11.4	232	78	91
Проба 71-9, граносієніт, Володарськ-Волинський масив														
1	4.1404	0.9	0.2794	0.8	0.96	0.1075	0.2	-10.8	1757.1 $\pm$ 4.4	1662.3 $\pm$ 7.0	1588.4 $\pm$ 11.5	542	389	201
2	4.7884	0.7	0.3222	0.7	0.98	0.1078	0.1	2.5	1762.2 $\pm$ 2.6	1782.9 $\pm$ 5.8	1800.6 $\pm$ 10.6	1067	959	471
3	4.6157	0.7	0.3102	0.7	0.98	0.1079	0.2	-1.5	1764.8 $\pm$ 2.9	1752.1 $\pm$ 6.0	1741.5 $\pm$ 10.7	902	695	374
4	4.7597	0.7	0.3201	0.7	0.97	0.1078	0.2	1.8	1763.0 $\pm$ 2.9	1777.8 $\pm$ 5.8	1790.4 $\pm$ 10.6	978	540	397
5	4.6411	0.7	0.3123	0.7	0.95	0.1078	0.2	-0.7	1762.4 $\pm$ 4.3	1756.7 $\pm$ 6.2	1751.9 $\pm$ 10.8	489	251	192
6	4.6815	0.7	0.3140	0.7	0.97	0.1081	0.2	-0.5	1768.2 $\pm$ 3.0	1763.9 $\pm$ 5.9	1760.3 $\pm$ 10.6	757	522	314
Проба 95005, рапаківіподібний граніт, Малинський масив														
1	4.6681	0.9	0.3124	0.7	0.75	0.1084	0.6	-1.3	1772.6 $\pm$ 11.1	1761.5 $\pm$ 7.8	1752.3 $\pm$ 10.7	58	30	23
2	4.7541	0.7	0.3189	0.7	0.97	0.1081	0.2	1.1	1768.0 $\pm$ 3.2	1776.8 $\pm$ 6.0	1784.4 $\pm$ 10.8	719	390	291
3	4.6877	1.0	0.3135	0.7	0.69	0.1084	0.7	-1.0	1773.5 $\pm$ 12.9	1765.0 $\pm$ 8.3	1757.9 $\pm$ 10.5	43	29	18
4	4.6959	0.9	0.3158	0.7	0.72	0.1078	0.6	0.4	1763.1 $\pm$ 11.8	1766.5 $\pm$ 7.8	1769.4 $\pm$ 10.4	52	32	21
5	4.8309	0.7	0.3246	0.7	0.99	0.1079	0.1	3.1	1764.8 $\pm$ 2.1	1790.3 $\pm$ 5.8	1812.2 $\pm$ 10.6	1608	1592	729
6	4.7071	0.9	0.3178	0.7	0.79	0.1074	0.5	1.5	1756.3 $\pm$ 9.6	1768.5 $\pm$ 7.2	1778.9 $\pm$ 10.5	86	80	38
7	4.7192	0.8	0.3182	0.7	0.83	0.1076	0.5	1.4	1758.7 $\pm$ 8.3	1770.7 $\pm$ 6.8	1780.8 $\pm$ 10.5	111	100	49
Проба 53-7, граніт рапаківі, Малинський масив														
1	4.5681	1.0	0.3113	0.7	0.72	0.1064	0.7	0.6	1738.9 $\pm$ 12.2	1743.5 $\pm$ 8.1	1747.3 $\pm$ 10.6	89	43	35
2	4.6912	0.8	0.3162	0.7	0.89	0.1076	0.4	0.8	1759.2 $\pm$ 6.5	1765.7 $\pm$ 6.4	1771.1 $\pm$ 10.5	171	142	73
3	4.6365	0.8	0.3114	0.7	0.85	0.1080	0.4	-1.2	1765.7 $\pm$ 7.7	1755.9 $\pm$ 6.7	1747.6 $\pm$ 10.4	167	142	70
4	4.6653	0.8	0.3129	0.7	0.86	0.1081	0.4	-0.9	1768.4 $\pm$ 7.9	1761.0 $\pm$ 7.1	1754.8 $\pm$ 11.1	113	63	45
5	4.6582	0.8	0.3143	0.7	0.88	0.1075	0.4	0.3	1757.1 $\pm$ 6.6	1759.8 $\pm$ 6.4	1762.0 $\pm$ 10.4	165	141	70
6	4.7080	0.7	0.3158	0.7	0.93	0.1081	0.3	0.1	1768.1 $\pm$ 4.8	1768.7 $\pm$ 6.1	1769.1 $\pm$ 10.4	417	446	187

Проба граносієніту 71-9 являє собою гібридну лейкократову породу, що залягала у вигляді жилоподібного тіла серед габро-монзонітів, аналогічних описаному вище 71-1М, демонструючи геологічні та петрографічні ознаки магматичного змішування (magma mingling). Місце відбору те саме, що й для попередньої проби. Макроскопічно граносієніт є світлою зеленувато-сірою середньо-крупнозернистою породою. Під мікроскопом він виявляє гіпідіоморфнозернисту структуру. Головні породоутворюючі мінерали – K-Na польовий шпат, плагіоклаз, клінопіроксен, рогова обманка. У другорядних кількостях присутні кварц, біотит, фаяліт, грюнерит. Акцесорні мінерали представлені апатитом, цирконом, ільменітом, піритом. Хімічний склад граносієніту є проміжним між кислими та середніми породами підвищеної лужності: SiO₂ – 64,79%, TiO₂ – 0,38%, Al₂O₃ – 17,74%, Fe₂O₃* – 2,73%, MnO – 0,04%, MgO – 0,29%, CaO – 2,47%, Na₂O – 4,33%, K₂O – 5,9%, P₂O₅ – 0,16%. Циркони з проби 71-9 представлені довгопризматичними кристалами з дещо вигнутими, а також зазубреними, обрисами. Розміри їх варіюють у межах 0,2–0,6 мм по довгій осі. Ледь помітна тонка концентрична зональність розрізняється не на всіх CL-зображеннях. П'ять з шести виконаних вимірювань дали конкордантні або майже конкордантні результати, одне – дискордантний.

Ізотопний вік, визначений за верхнім перетином дискордії з конкордією, складає 1763,8 $\pm$ 2,6 млн р.

Пробу рапаківіподібного граніту 95005, що належить до крайової фації Малинського масиву рапаківі, було відібрано в невеликому затопленому кар'єрі на правому березі р.Тростяниця біля північно-західної околиці с. Гута-Потіївка Радомишльського району Житомирської області (географічні координати: 50°42'31,7" пв ш, 28°51'25,3" сх д). Проба представлена дрібноовоїдним біотит-амфіболовим рапаківіподібним гранітом. На темному зеленувато-сірому дрібнозернистому тлі останнього безладно розкидані рожеваті овоїдні вкраплення K-Na польового шпату, розміром 0,5–1 см. На окремих ділянках у загальній масі розрізняються рожеваті ділянки гранофіру. Під мікроскопом граніт виявляє елементи маргінаційно-овоїдної та пойкилопегматоїдної структур. Крім домінуючого K-Na польового шпату, головними породоутворюючими мінералами є кварц та плагіоклаз. У другорядних кількостях присутні амфіболи та біотит. Акцесорна мінералізація представлена цирконом, ільменітом, апатитом та флюоритом. Хімічний склад відповідає сублужному граніту: SiO₂ – 73,33%, TiO₂ – 0,37%, Al₂O₃ – 11,89%, Fe₂O₃* – 3,47%, MnO – 0,04%, MgO – 0,20%, CaO – 1,14%, Na₂O – 3,14%, K₂O – 5,35%, P₂O₅ – 0,10%. Циркони, вилучені з

цієї проби, представлені подовжено-призматичними кристалами розміром 0,3–0,5 мм. У препаратах вони безбарвні та прозорі, на CL-зображеннях виявляють просту концентричну зональність. Усього проаналізовано 5 кристалів циркону, для двох з них окремо датовано внутрішню та зовнішню частини кристалу. Усі отримані результати є майже конкордантними з середньозваженим значенням віку за відношенням $207\text{Pb}/206\text{Pb}$ $1765,4 \pm 3,3$ млн р.

Пробу граніту рапаківі 53–57, що відноситься до плутонічної фації Малинського масиву, було відібрано в невеликому кар'єрі блочного каміння на східній околиці с. Мирне Радомишльського району Житомирської області (географічні координати: $50^{\circ}38'27''$ пн ш, $28^{\circ}55'37,3''$ сх д). Проба представлена крупноовідним біотит-амфіболовим гранітом рапаківі виборгітового типу. Забарвлення граніту зеленувато-сіре з буруватим відтінком. Граніт має добре виявлену маргінаційно-овідну структуру. Овідні мегакристи K-Na польового шпату, розміром 1–3 см, зазвичай оточені широкими плагіоклазовими оболонками та розміщуються в крупно-середньозернистій основній масі. Остання складається з K-Na польового шпату, плагіоклазу, кварцу, амфіболу та біотиту. Кварц виявляє ідіоморфізм по відношенню до польових шпатів, що обумовлює гіпідіоморфнозернисту гранулітову структуру загальної маси. Під мікроскопом, крім названих мінералів, також діагностовано вторинні ідінгсит та грюнерит. Акцесорна мінералізація представлена цирконом, апатитом, флюоритом, ільменітом, ортитом, сфалеритом, піритом. Хімічний склад мирнинського рапаківі відповідає сублужному граніту: SiO_2 – 68,9–71,7%, TiO_2 – 0,37–0,49%, Al_2O_3 – 13,15–14,21%, Fe_2O_3^* – 3,72–5,08%, MnO – 0,05–0,08%, MgO – 0,22–0,25%, CaO – 1,57–2,15%, Na_2O – 2,9–3,38%, K_2O – 5,04–5,39%, P_2O_5 – 0,10–0,14%. Циркони в пробі 53–7 представлені неправильними фрагментами більш крупних кристалів. Їх розміри варіюють у межах 0,2–0,5 мм. У препаратах вони безбарвні та прозорі, слабо зональні на CL-зображеннях. Для 5 проаналізованих зерен циркону, у одного з яких окремо датовано внутрішню та зовнішню частини кристалу, отримано конкордантні цифри ізотопного датування з середньозваженим значенням віку за відношенням $207\text{Pb}/206\text{Pb}$ у $1762,7 \pm 5,5$ млн р.

Висновки. Отримані результати дозволяють зробити ряд висновків стосовно часу формування гібридних порід Коростенського плутону:

1. Отримані цифри U-Pb датування цирконів з габро-монзонітів ($1760,7 \pm 4,1$ млн р) та граносієнітів ($1763,8 \pm 2,6$ млн р) відповідають часу кристалізації гібридних утворень, розвинених в області східного контакту Володарськ-Волинського масиву;

2. U-Pb ізотопний вік досліджуваних гібридних порід у межах аналітичної похибки співпадає з віком габроїдів ($1759,1 \pm 3,2$ млн р), що складають східний фланг Володарськ-Волинського масиву, а також з віком рапаківіподібних гранітів ($1765,4 \pm 3,3$ млн р) та гранітів рапаківі ($1762,7 \pm 5,5$ млн р) Малинського масиву, розташованого поруч;

3. Однорічність кристалізації гібридних порід з асоціюючими з ними габроїдами та гранітоїдами добре узгоджується з попереднім висновком авторів [6] про механізм формування усієї гами гібридних утворень Коростенського комплексу, що припускає магматичне змішування (magma mingling) високотемпературної базитової маги з більш низькотемпературною гранітоїдною в рідкому або напіврідкому стані;

4. Подальше з'ясування петрогенетичних особливостей процесу магматичного змішування потребує додаткових ізотопно-геохімічних досліджень, наприклад, вивчення ізотопного складу Hf у цирконах з досліджуваних гібридних порід та інших породних представників Коростенського плутону.

Список використаних джерел:

1. Анортозит-рапаківігранітна формація Восточно-Европейської платформи / Д. А. Великославинский, А. П. Биркис, О. А. Богатиков [и др.]; под ред. Ф. П. Митрофанова. – Л.: Наука, 1978. – 296 с.
2. Верхогляд В. М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона / В. М. Верхогляд // Геохимия и рудообразование. – 1995. – Вып. 21. – С. 34–47.
3. Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой / Н. П. Щербак, Г. В. Артеменко, И. М. Лесная [и др.]; НАН Украины, Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования. Н. П. Семенов; отв. ред. Н. П. Щербак. – К.: Наук. думка, 2008. – С. 240. – (Проект "Наукова книга").
4. Коростенский комплекс / О. В. Зинченко, В. М. Скобелев, К. Е. Есипчук [и др.] // Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита. – К.: Наукова думка, 1990. – С. 134–164.
5. Митрохин А. В. Петрология Малинского массива рапаківі (Коростенский плутон) / А. В. Митрохин, С. В. Богданова, Е. В. Билан // Минералогический журнал. – 2009. – Т. 31, № 2. – С. 66–81.
6. Митрохин А. В. Петрология "гибридных пород" Коростенского плутона анортозит-рапаківігранітної формації Українського щита / А. В. Митрохин, Е. В. Билан // Минералогический журнал. – 2014. – Т. 36, Вып. 2. – С. 102–119.
7. Митрохин О. В. Петрология габро-анортозитовых массивів Коростенского плутону: дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук: спец. 04.00.08 "Петрология" / Митрохин О. В. – К., 2001. – 16 с.
8. Шумлянський Л. В. Ізотопний U-Pb вік титаносисних габроїдів південної частини Володарськ-Волинського масиву, Коростенський плутон / Л. В. Шумлянський // Наук. праці ІФД. – 2007. – Вып. 12. – С. 118–128.
9. Geochronological constraints on the emplacement history of an anorthosite rapakivi granite suite: U-Pb zircon and baddeleyite study of the Korosten complex, Ukraine / Yu. Amelin, L. M. Heaman, V. M. Verchoglyad [et al.] // Contribs. Miner. and Petrol. – 1994. – Vol. 116, N 4. – P. 411–419.
10. Ludwig K. R. Isoplot 3.75. A Geochronological toolkit for Microsoft Excel / K. R. Ludwig; Berkeley Geochronology Center. – rev. January 30, 2012. – Spec. Pub. No 5. – 75 p. – (User's Manual). – Режим доступа: http://www.bgc.org/isoplot_etc/isoplot/Isoplot3_75-4_15manual.pdf.
11. Mitrokhin A. V. The gabbro-anorthosite massifs of Korosten Pluton (Ukraine) and problems of evolution of parental magmas / A. V. Mitrokhin // GEODE field workshop 8-12th July 2001 on ilmenite deposits in the Rogaland anorthosite province, S. Norway: Abstract; NGU. – 2001. – P. 86–90.
12. Mitrokhin A. V. The gabbro-anorthosite massifs of Korosten Pluton (Ukraine) and problems concerning the evolution of the parental magmas / A. V. Mitrokhin // Ilmenite deposits and their geological environment; Geological Survey of Norway. – Trondheim, 2003. – Spec. Publ. of NGU, N 9. – P. 96–97.
13. Stacey J. S. Approximation of Terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model / J. S. Stacey, J. D. Kramers // Earth and Planetary Science Letters. – 1975. – № 26. – P. 207–221.
14. Steiger R. H. Subcommission on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology / R. H. Steiger, E. Jäger // Earth and Planetary Science Letters. – 1977. – № 36. – P. 359–362.
15. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis / M. Wiedenbeck, P. Alle, F. Corfu et al. // Geostandards Newsletter. – 1995. – № 19. – P. 1–23.
16. Whitehouse M. J. Assigning dates to thin gneissic veins in high-grade metamorphic terranes: a cautionary tale from Akilia, southwest Greenland / M. J. Whitehouse, B. S. Kamber // Journal of Petrology. – 2005. – № 46. – P. 291–318.

References:

1. Velikoslavinskiy, D.A., Birkis, A.P., Bogatkov, O.A. et al. (1978). Anortozit-rapakivigranitnaya formatsiya Vostochno-Evropeyskoy platform. F.P. Mitrofanova (Ed.). Leningrad: Nauka. [in Russian].
2. Verkhoglyad, V.M. (1995). Vozrastnye etapy magmatizma Korostenskogo plutona. Geokhimiya i rudoobrazovanie, 21, 34–47. [in Russian].
3. Scherbak, N.P., Artemenko, G.V., Lesnaya, I.M., Ponomarenko, A. N., Shumlyanskiy, L.V. (2008). Geokhronologiya rannego dokembriya Ukrainского щита. Proterozoy. N.P. Scherbak (Ed.). Kyiv: Naukova dumka. [in Russian].
4. Zinkhenko, O.V., Skobelev, V.M., Esipchuk, K.E. et al. (1990). Korostenkiy kompleks. Petrologiya, geokhimiya i rudosnost intruzivnykh granitoydov Ukrainского schyta. (pp. 134–164). Kyiv: Naukova dumka. [in Russian].
5. Mitrokhin, A.V., Bogdanova, S.V., Bilan, O.V. (2009). Petrologiya Malynskogo massiva rapakivi (Korostenkiy pluton). Min. Zhurn. – Mineralogical journal, 31, 2, 66–81. [in Russian].
6. Mitrokhin, A.V., Bilan, E.V. (2014). Petrology "Hybrid rocks" relating to Korosten anorthosite-rapakivi-granite pluton of the Ukrainian shield. Min. Zhurn. - Mineralogical journal, 36, 2, 102–119. [in Russian].
7. Mitrokhin, A.V. (2001). Petrologiya gabbro-anortozytovykh masyviv Korostenskogo plutonu. Extended abstract of candidate's thesis (04.00.08, Petrologiya). Kyiv. [in Ukrainian].
8. Shumlyanskiy, L.V. (2007). Izotopnyy U-Pb vik titanonosnykh gabroydiv pivdennoyi chastyny Volodarsk-Volynskogo masyvu, Korostenskyy pluton. Nauk. pratsi IFD, 12, 118–128. [in Ukrainian].
9. Amelin, Yu., Heaman, L.M., Verchoglyad, V.M. et al. (1994). Geochronological constraints on the emplacement history of an anorthosite rapakivi granite suite: U-Pb zircon and baddeleyite study of the Korosten complex, Ukraine. Contribs. Miner. and Petrol, 116, 4, 411–419.
10. Ludwig, K.R. (2012). User's Manual for Isoplot 3.75. A Geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. www.bgc.org. Spec. Publ. 5, rev. January 30, 2012. 75p. Retrieved from http://www.bgc.org/isoplot_etc/isoplot/Isoplot3_75-4_15manual.pdf.

11. Mitrokhin, A.V. (2001). The gabbro-anorthosite massives of Korosten Pluton (Ukraine) and problems of evolution of parental magmas. Abstract – GEODE field workshop 8–12th July 2001 on ilmenite deposits in the Rogaland anorthosite province, S. Norway. (pp. 86–90). Geological Survey of Norway.
12. Mitrokhin, A.V. (2003). The gabbro-anorthosite massifs of Korosten Pluton (Ukraine) and problems concerning the evolution of the parental magmas. Ilmenite deposits and their geological environment. (N 9, pp. 96–97) Spec. Publ. of Geological Survey of Norway. Trondheim.
13. Stacey, J.S., Kramers, J.D. (1975). Approximation of Terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207–221.

14. Steiger, R.H., Jäger, E. (1977). Subcommission on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359–362.
15. Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F. et al. (1995). Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis. *Geostandards Newsletter*, 19, 1–23.
16. Whitehouse, M.J., Kamber, B.S. (2005). Assigning dates to thin gneissic veins in high-grade metamorphic terranes: a cautionary tale from Akilia, southwest Greenland. *Journal of Petrology*, 46, 291–318.

Надійшла до редколегії 07.08.16

O. Bilan, Engineer
E-mail: olenka.bilan@gmail.com,
O. Mytrokhyn, Dr. Sci. (Geol.), Prof.
Department of Mineralogy, Geochemistry and Petrography
E-mail: mitrokhin.a.v@yandex.ua
Taras Shevchenko National University of Kyiv
Institute of Geology, 90, Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine,
L. Shumlyansky, Dr. Sci. (Geol.), Senior research fellow
E-mail: lshumlyansky@yahoo.com
M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation NAS of Ukraine
34, Acad. Palladina Ave., Kyiv, 03142, Ukraine,
V. Zagorodniy, Cand. Sci. (Tech.), Senior research fellow
E-mail: zww@univ.kiev.ua
Taras Shevchenko National University of Kyiv
Institute of Geology, 90, Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine

U-PB ISOTOPIC AGE OF ZIRCON FROM HYBRID ROCKS OF THE KOROSTEN ANORTHOSITE-RAPAKIVI-GRANITE PLUTON

The authors have obtained new data on U-Pb isotopic age of zircon from hybrid rocks of the Korosten Pluton associated with the anorthosite-rapakivi-granite of the Ukrainian Shield rock formation. Zircon grains were separated from the sample of hybrid monzonitic gabbro, which crops out along the eastern flank of the Volodarsk-Volynsky gabbro-anorthosite massif, and from the sample of fayalite-hedenbergite-amphibole granosyenite in the form of a vein which cuts monzonitic gabbro and shows indications of the magma mingling. U-Pb age for individual zircon crystals obtained by SIMS ($1760,7 \pm 4.1$ Ma for monzonitic gabbro, and $1763,8 \pm 2.6$ Ma for granosyenite) are interpreted as the crystallization age of the hybrid rocks that has developed at the contact zone of gabbroic rocks of the Volodarsk-Volynsky gabbro-anorthosite massif and granitic rocks of the Malin rapakivi massif. In addition, the samples of rapakivi-like granite of the marginal facies of the Malyn massif and the samples of rapakivi granite of its plutonic facies were dated by the U-Pb zircon SIMS method. It was found out that U-Pb isotopic age of the examined hybrid rocks within the analytical error corresponds to the age of rapakivi-like granite ($1765,4 \pm 3.3$ Ma) and rapakivi granite ($1762,7 \pm 5.5$ Ma) of the Malin massif as well as to the age of gabbroic rocks ($1759,1 \pm 3.2$ Ma) that constitute the eastern flank of the Volynsky massif. The similarity of the crystallization age of hybrid rocks in association with gabbroic and granitic rocks is consistent with the previous conclusion about the mechanism of the formation of the whole range of the Korosten Pluton hybrid rocks which assumes the magma mixing of a high temperature mafic magma with lower-temperature granitoid magma in liquid or semi-liquid state.

Keywords: U-Pb age, hybrid rocks, the Korosten Pluton, the Ukrainian Shield.

Е. Билан, инж.,
E-mail: olenka.bilan@gmail.com,
О. Митрохин, д-р геол. наук, проф.
кафедра минералогии, геохимии и петрографии,
E-mail: mitrokhin.a.v@yandex.ua
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина,
Л. Шумлянский, д-р геол. наук, ст. науч. сотрудник, вед. науч. сотрудник,
E-mail: lshumlyansky@yahoo.com,
Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененко
Национальной Академии наук Украины,
пр. Палладина, 34, г. Киев-142, 03680, Украина,
В. Загородний, канд. техн. наук, ст. науч. сотрудник,
E-mail: zww@univ.kiev.ua,
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

U-PB ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ ГИБРИДНЫХ ПОРОД КОРОСТЕНСКОГО АНОРТОЗИТ-РАПАКИВИГРАНИТНОГО ПЛУТОНА

Авторы получили новые данные о U-Pb изотопном возрасте цирконов из гибридных пород Коростенского плутона анортозит-рапакивигранитной формации Украинского щита. Цирконы были извлечены из пробы гибридного габбро-монзонита, выходы которого широко распространены вдоль восточного фланга Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива, а также из пробы фаялит-геденбергит-амфиболового граносиенита, который залегал в виде жилкообразного тела среди габбро-монзонитов, демонстрируя признаки магматического смешения (magma mingling). Полученные методом SIMS U-Pb датирования единичных кристаллов циркона ($1760,7 \pm 4,1$ млн л для габбро-монзонита и $1763,8 \pm 2,6$ млн л для граносиенита) интерпретируются авторами как время кристаллизации гибридных пород, которые развиваются в области контакта габброидов Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива с гранитоидами Малинского массива рапакиви. Дополнительно этим же методом продатированы цирконы из пробы рапакивиподобного гранита краевой фации Малинского массива и из пробы гранита рапакиви плутонической фации этого же массива. Выяснено, что U-Pb изотопный возраст изучаемых гибридных пород в рамках аналитической ошибки совпадает с возрастом рапакивиподобных гранитов ($1765,4 \pm 3,3$ млн л) и гранитов рапакиви ($1762,7 \pm 5,5$ млн л) Малинского массива, а также с возрастом габброидов ($1759,1 \pm 3,2$ млн л), слагающих восточный фланг Володарск-Волынского массива. Одновозрастность кристаллизации гибридных пород ассоциирующими с ними габброидами и гранитоидами хорошо согласуется с предварительным выводом авторов о механизме формирования всей гаммы гибридных образований Коростенского плутона, который допускает магматическое смешение высокотемпературной базитовой магмы с низкотемпературной гранитоидной в жидком или полужидком состоянии. Дополнительную информацию о петрогенетических особенностях процессов магматического смешения может дать дальнейшее изучение изотопного состава Hf в цирконах из исследованных гибридных пород и других породных представителей Коростенского плутона.

Ключевые слова: U-Pb изотопный возраст, гибридные породы, Коростенский плутон, Украинский щит.

ГЕОФІЗИКА

УДК 550.552.53.553

С. Вижва, д-р геол. наук, проф., зав. каф. геофізики,
І. Безродна, канд. геол. наук, ст. наук. співроб, заст. директора,
E-mail: bezin3@ukr.net
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

**ВИЗНАЧЕННЯ СТРУКТУРИ ПУСТОТНОГО ПРОСТОРУ СКЛАДНОПОБУДОВАНИХ ПОРІД
ЗА ДАНИМИ ПЕТРОАКУСТИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ СЕМИРЕНЬКІВСЬКОЇ ПЛОЩІ**

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

Проаналізовано результати дослідження керну 11 свердловин Семиреньківської площі Дніпровсько-Донецької западини. Визначено перспективні інтервали розвитку порід-колекторів на основі вивчення структури їхнього пустотного простору. Комплекс петрофізичних досліджень колекцій з 219 зразків, представлених нижньокам'яновугільними пісковиками, проводився в Петрофізичній лабораторії ННІ "Інститут геології". Визначення структури пустотного простору за даними петрофізики проводилось за оригінальною методикою інверсії даних ультразвукових та ємнісних досліджень у структуру пустотного простору. За матеріалами петрофізики (швидкості повздовжніх та поперечних хвиль, коефіцієнт відкритої пористості та об'ємна густина) проведено кількісну оцінку різних типів пористості порід: міжзернової (гранулярної), тріщинної та кавернозної. Особливо розраховано вторинну пористість.

Тріщинні пустоти присутні в багатьох пластах, зокрема, виділяються зразки з великими (більше 0,35%) та дуже великими (до 4,5% – у зразках C_2b ярусу) значеннями коефіцієнта тріщинної пористості. Кавернозні пустоти виділені в більшості зразків, значення кавернозної пористості досягають 6,5%. Вторинна пористість складає майже 80% усіх наявних пустот та переважає за значенням міжзернову в 92% досліджених зразків.

За результатами інтерпретації петрофізичних досліджень та визначеної структури пустотного простору колекції зразків-пісковиків Семиреньківської площі виділено 90 зразків, що відповідають пластам-колекторам. Найбільш перспективним за отриманими параметрами визначено горизонт В-18 (21 зразок). Результати наведених досліджень можуть бути використані для визначення перспективності порід окремих інтервалів та літологічних комплексів.

Ключові слова: порода-колектор, петрофізика, структура пустотного простору.

Вступ. На сучасному етапі пошуків та розвідки перспективних у нафтогазовому відношенні об'єктів актуальним стає суттєве вдосконалення технологій проведення робіт в аналітичних петрофізичних лабораторіях. Важливим етапом підвищення ефективності геолого-геофізичних робіт є розробка новітніх технологій обробки отриманих даних, зокрема, вивчення за сучасними методиками структури пустотного простору порід-колекторів та визначення їх перспективності.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. На даний час існують різні підходи до вивчення структури пустотного простору складнопобудованих порід-колекторів: за допомогою прямих методів дослідження керну та опосередкованих, зокрема, з використанням результатів петроакустичних досліджень зразків керну.

Прямі методи, що використовуються для якісної й кількісної оцінки типів пустот, їх форми, орієнтації це, зокрема, такі [1, 2, 6, 9]:

- напівпроникної мембрани,
- ртутної та водної порометрії,
- капіляриметричних досліджень із використанням центрифугування,
- адсорбції,
- з капілярним насиченням зразка люмінофором або кольоровими смолами,
- з використанням оптичних і електронних мікроскопів,
- рентгенівської мікротомографії тощо.

Усі наведені методи напряму вивчають пустотний простір, здебільшого, розмір, а іноді й форму, пустот, але практично всі або достатньо складні в реалізації, або результати вимірювань дуже наближені, крім того, ці методи не дають оцінки інтегральних характеристик.

Серед опосередкованих методів найбільш інформативними є акустичні [6–9], що базуються на дослідженні залежностей пружних та акустичних параметрів від пористості, форми окремих пустот, орієнтації мікротріщин тощо. Ці методи використовують дані ГДС та петрофізики, зокрема, швидкостей поширення пружних хвиль різної поляризації та коефіцієнти пористості, визначені

лабораторними методами за допомогою радіоактивних методів ГДС.

Вивченню фізичних властивостей порід-колекторів на зразках керну, їх структури пустотного простору присвячено роботи багатьох дослідників: Г. М. Авчяна, К. І. Багирнцєвої, Я. Н. Басіна, І. М. Безродної, С. А. Вижви, В. І. Грицишина, В. А. Новгородова, В. І. Петерсільє, В. М. Дахнова, Б. Ю. Вендельштейна, І. П. Дзєбаня, В. М. Добриніна, В. М. Ільїнського, В. Ф. Індутного, С. С. Ітенберга, І. К. Куровця, Ю. А. Лімбергера, Є. Е. Лук'янова, Л. М. Марморштейна, М. Ю. Нестеренко, Г. І. Петкевича, Г. Т. Продайводи, В. О. Федішина, В. І. Шеленка, О. В. Шеремети, Г. А. Шнурмана та інших. Ці дослідження включають визначення фільтраційних властивостей, структури пустотного простору, експериментальні дослідження електричних і акустичних властивостей в атмосферних умовах та в умовах високих тисків і температур. Кінцевою метою всіх цих досліджень є побудова залежностей типу "керн-керн" для визначення ємнісних характеристик через петроакустичні та петроелектричні параметри.

Проте, при застосуванні будь-якої методики інтерпретації наявності вторинної пористості призводить до порушення простих залежностей між петрофізичними і геофізичними даними, що значно ускладнює інтерпретацію останніх. Для ефективної інтерпретації даних ГДС для складнопобудованих порід-колекторів найбільш ефективними виявились сучасні математичні методи механіки стохастично неоднорідних середовищ із використанням багатокомпонентної моделі породи-колектора із жорсткою матрицею та включеннями пустот різних форматів [6], які дозволяють побудувати стійкий обчислювальний алгоритм для визначення структури пустотного простору на основі двох типів даних – акустичних і ємнісних.

Метою даної роботи є кількісна оцінка структури пустотного простору та закономірності зміни типів пористості в зразках порід дослідженої колекції Семиреньківської площі.

Досліджувана вибірка керну порід свердловин №№ 1, 2, 4, 5, 9, 16, 17, 18, 21, 64, 67 Семиричківської структури відноситься переважно до візейського ярусу, відклади якого в нижній частині складені чергуванням вапняків з прошарками аргілітів і у верхній – піщано-глинистою товщею з мало-потужними прошарками вапняків.

Аналіз петрофізичних даних був проведений за результатами лабораторних досліджень в атмосферних умовах, зокрема досліджувалися швидкості повздовжніх і поперечних хвиль, об'ємна густина та відкрита пористість колекції з 219 зразків порід (продуктивні горизонти В-16, В-17, В-18, В-19, яруси С_{1s}, С_{2b}).

Методика визначення структури пустотного простору складнобудованих порід-колекторів ґрунтується на інтерпретації результатів ультразвукових та емнісних петрофізичних досліджень порід на основі методів нелінійної оптимізації для розв'язання прямої задачі та методу умовних моментів для розв'язання оберненої задачі.

Математична модель структури пустотного простору була задана на основі попередніх досліджень авторів, у тому числі, моделювання різних літотипів порід [3, 5, 6]. Будова породи математично представлена у вигляді жорсткої матриці, яка армована спектром пустот, що апроксимуються сфероїдами обертання з різними форматами $\alpha = \frac{a}{c}$, де a та c – напіввісі сфероїда

вздовж і перпендикулярно осі обертання.

Досвід роботи авторів при дослідженнях понад 1000 зразків показав, що найоптимальнішими форматами пустот є:

- для міжзернових пор – $10^0 - 10^{-1}$,
- для перехідних пустот і мікротріщин літологічного ущільнення – $10^{-1} - 10^{-2}$,
- для мікротріщин – $10^{-3} - 10^{-5}$,
- для каверн – $1 - 10^3$.

Для кількісної оцінки структури пустотного простору за авторською методикою використовувалися такі параметри, виміряні в атмосферних умовах:

- результати дослідження швидкостей повздовжніх і поперечних хвиль зразків керну, отримані на установці "Керн-4" на частотах 500–700 кГц з точністю 0,5÷2%;
- коефіцієнти відкритої пористості, виміряні за допомогою газоволюметричного методу (точність 1%) та методом насичення (точність 0,5%);
- результати визначення об'ємної густини зразків гірських порід, виміряної методом гідростатичного зважування (точність 0,5%).

Інтерпретаційний блок методики досліджень дає можливість кількісно оцінити структуру пустотного простору та прогнозувати колекторські властивості порід на основі визначення їх типів пористості [6]. Авторська методика ґрунтується на моделі багатокомпонентного

порово-тріщинно-кавернозного колектора, ефективні акустичні, фільтраційно-емнісні характеристики якого визначаються методом умовних моментних функцій із застосуванням розрахункової схеми Морі-Танак. Початкове наближення параметрів матриці та пустотних наповнювачів обирається за даними петрофізичних досліджень у лабораторних умовах, а за їх відсутності – за апіорними даними або за даними математичного моделювання. Задача зводиться до визначення концентрації пустот $C_n(\alpha)$ окремих форматів α для кожного зразка.

Вибір початкового наближення структури пустотного простору є пошуком глобальних екстремумів функції складного типу при закріплених форматах α_n і проводиться методом перебору значень концентрації заданих форматів $C_n(\alpha)$ з кроком Δ_n , обчислених для кожного формату. Вибір початкового наближення структури пустотного простору забезпечує експресне знаходження точки з мінімальним значенням відхилення розрахованих і експериментальних даних, що визначається методом найменших квадратів при перетині області пошукових параметрів по вектору за фіксованих значень параметрів пустот α . Знайдене значення використовується як початкове наближення при інверсії акустичних даних.

Одержані в результаті інверсії набори форматів пустот різних типів відповідають окремим типам порід-колекторів. На основі цього розраховуються коефіцієнти міжзернової ($K_{мз}$), перехідної ($K_{пр}$), тріщинної ($K_{тр}$), кавернозної ($K_{кв}$) та вторинної ($K_{вт} = K_{пр} + K_{тр} + K_{кв}$) пористості.

Результати. На основі використання бази даних акустичних, емнісних та густинних досліджень зразків після статистичної обробки інформації сформовано вибірки петрофізичних даних за літологічними групами зразків та за окремими перспективними горизонтами. На основі апіорних геологічних і петрофізичних даних сформовано 12 вибірок однотипних зразків керну, вибрано початкове наближення математичної моделі: параметри матриці породи-колектора, параметри пустотних наповнювачів і структура пустотного простору.

На рис. 1 наведено приклад оцінки параметрів скелету (матриці), визначених на основі побудови взаємодіючих рівнянь типу:

$$V_p = f(K_n), \quad V_s = f(K_n), \quad \sigma = f(K_n), \quad (1)$$

де V_p, V_s – швидкості повздовжніх і поперечних хвиль (км/с), σ – об'ємна густина (кг/м³), K_n – коефіцієнт відкритої пористості (%). Параметри матриці для різних вибірок порід визначено авторами шляхом інтерполяції кривих в область нульової пористості (табл. 1).

Таблиця 1

Кореляційні рівняння, отримані для визначення параметрів скелета порід

Горизонт, ярус	Вибірка	$V_p = f(K_n); R^2$	$V_s = f(K_n); R^2$	$\sigma = f(K_n); R^2$
В-18	1	$y = -127,7x + 5236,6; 0,67$	$y = -55,7x + 3771,1; 0,62$	$y = -27,5x + 2665,2; 0,94$
В-18	2	$y = -156,87x + 5420; 0,8$	$y = -69,92x + 3061,4; 0,61$	$y = -27,53x + 2665,7; 0,93$
В-16	1	$y = -14687x + 5591,8; 0,87$	$y = -69,24x + 3668,2; 0,87$	$y = -2556,3x + 2679; 0,99$
В-17	1	$y = -125,1x + 5326,1; 0,72$	$y = -59,14x + 3614,2; 0,61$	$y = -27,831x + 2686; 0,88$
В-17	2	$y = -126,1x + 5254,3; 0,86$	$y = -168,6x + 3542,4; 0,66$	$y = -27,7x + 2676,7; 0,94$
В-19	1	$y = -11699x + 5111,3; 0,79$	$y = -4257,9x + 3554,9; 0,78$	$y = -2937,9x + 2688; 0,94$
В-19	2	$y = -10920x + 4890,1; 0,84$	$y = -30,0x + 2547,4; 0,72$	$y = -2879,9x + 2667; 0,98$
С _{1s}	1	$y = -29807x + 6057; 0,92$	$y = -9728,8x + 3755; 0,87$	$y = -2459,7x + 2682; 0,92$
С _{2b}	1	$y = -21774x + 5918; 0,87$	$y = -8128,8x + 3481; 0,68$	$y = -3062,8x + 2844; 0,94$

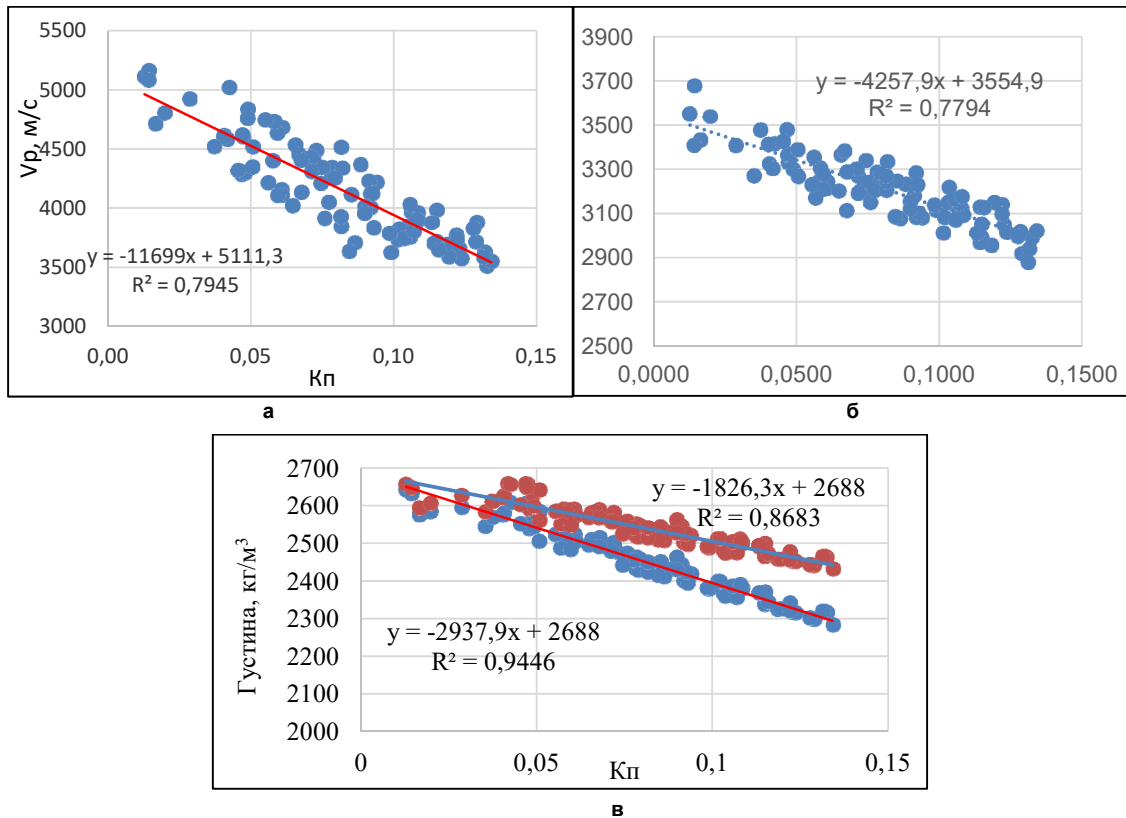


Рис. 1. Визначення параметрів скелету на прикладі горизонту В19 (вибірки 1):

а – швидкості повздовжніх хвиль, б – швидкості поперечних хвиль порід, в – густини сухих і насичених порід

Початковим наближенням для параметрів скелету прийнято пружні модулі, що визначаються за формулами (ГПа):

$$K = \sigma \left(V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right), \quad G = \sigma V_s^2.$$

Пружні модулі включень пустотного простору було задано для мінералізованої води та прийнято як $K = 2,1$, $G = 0$.

За даними інверсії знайдено значення форматів пустот α та їхніх концентрацій $C_n(\alpha)$ для кожного окремого зразка та побудовано їх розподіл. На основі визначення спектрів пустот різних форматів та їхніх концентрацій за даними петроакустичних досліджень проведено кількісну оцінку вмісту пористості різних типів: міжзернової (гранулярної), тріщинної, кавернозної та вторин-

ної. Під вторинною пористістю автори розуміють весь пустотний простір, крім міжзернових пор [6]. За визначеною концентрацією форматів пустот усіх зразків було кількісно оцінено коефіцієнти різних типів пористості порід (рис. 2–6).

При дослідженні нечисленної кількості (7) зразків горизонту В-16 встановлено, що зразки мають переважно невелику відкриту пористість 2,3+5,2% крім двох зразків, K_n яких перебільшує 7,9%. Пустотний простір складають, в основному, вторинні пустоти, присутня також гранулярна пористість (до 0,6%). У цілому, тільки один зразок можна характеризувати як породу-колектор, оскільки до складу його достатньо великої відкритої пористості ($K_n = 7,9\%$) входять також і тріщинні пустоти, вміст яких становить 0,8% (рис. 2)

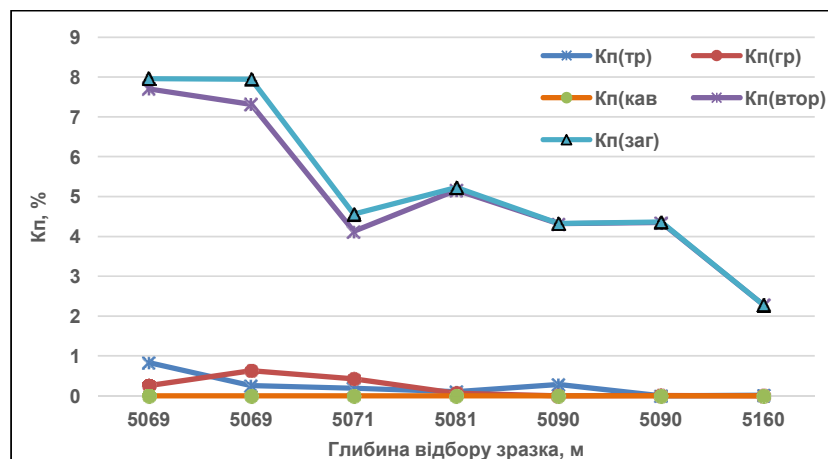


Рис. 2. Типи пористості в зразках горизонту В16

У горизонті В-17 (36 зразків) у цілому відкрита пористість більша за значення, ніж у попередній групі порід ($K_{п\text{сер}} = 6,3\%$), 14 зразків мають значення K_p більше за 6%, 4 з яких – понад 10%. У зразках цієї колекції, на відміну від горизонту В-16, виділяється гранулярна, тріщинна та кавернозна пористість, а також пустоти

перехідного вторинного типу (рис. 3). Однак, до потенційних колекторів за значеннями структури пустотного простору можна віднести тільки 5 зразків, у яких відкрита пористість коливається в межах $6,4 \div 12,2\%$ та наявна доволі розвинута тріщинуватість ($0,3 \div 0,6\%$).

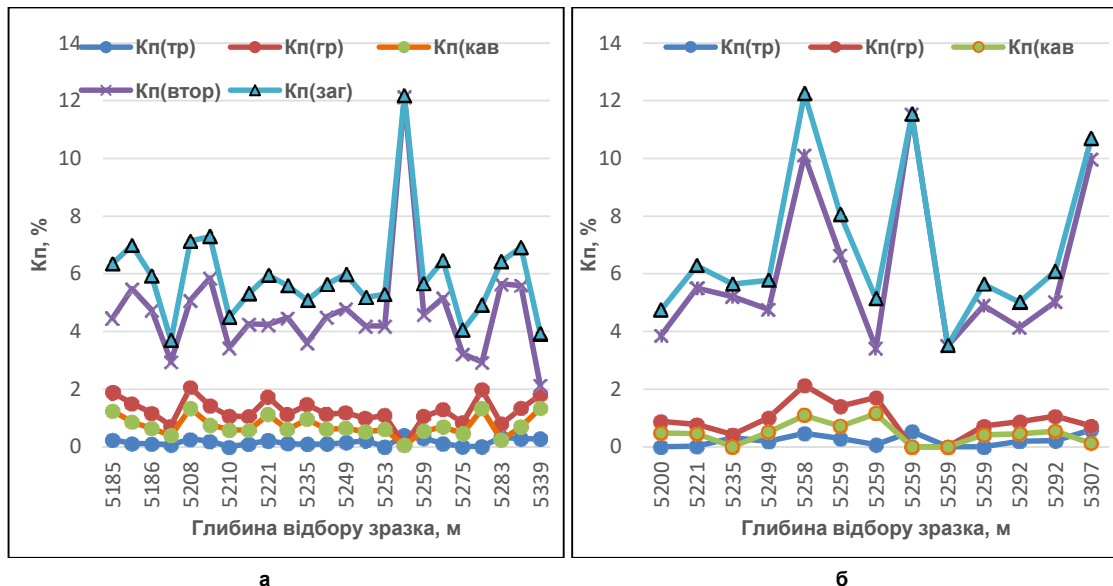


Рис. 3. Типи пористості в зразках горизонту В17:
а – вибірка 1, б – вибірка 2

Велика колекція зразків горизонту В-18 (43 зразки) в цілому характеризується високими значеннями відкритої пористості, тільки в 9 зразках вона менша за 5%, а в середньому – 6,5% при найбільших значеннях – до 11,1%. Однак, за структурою пустотного простору зразки поділилися на дві категорії (рис. 4). Майже половина зразків має велику тріщину (у середньому 0,6%, за максимальних значень до 0,7%) та невелику гранулярну пористість. Друга група порід, незважаючи

на величину відкритої пористості (від 2,6% до 11,1%), має доволі великі значення гранулярної (середнє значення 3,6%) та кавернозної пористості (середнє значення 2,0%, за максимального 3,8%), та невеликі значення тріщинної пористості (менше за 0,3%, за середнього значення 0,2%). Таким чином, з цієї вибірки порід 21 зразок можна класифікувати як можливі породи-колектори.

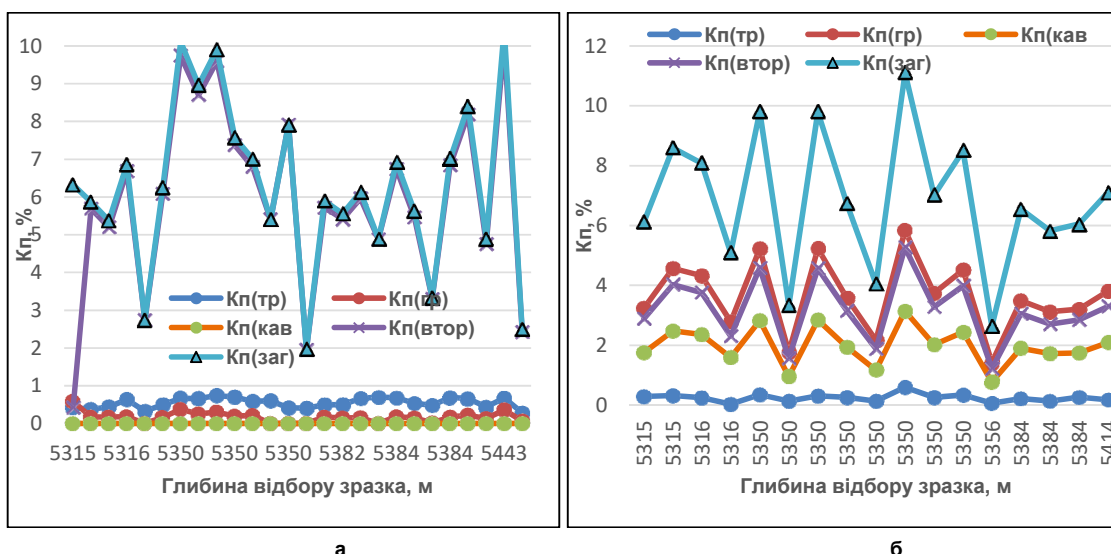


Рис. 4. Типи пористості в зразках горизонту В18:
а – вибірка 1, б – вибірка 2

Найбільша частина досліджених зразків (122) відноситься до горизонту В-19. Авторами наводиться порівняльна характеристика акустично-ємнісних вели-

чин цього горизонту (рис. 5) тільки на прикладі свердловини № 67 через громіздкість матеріалу, який досліджувався.

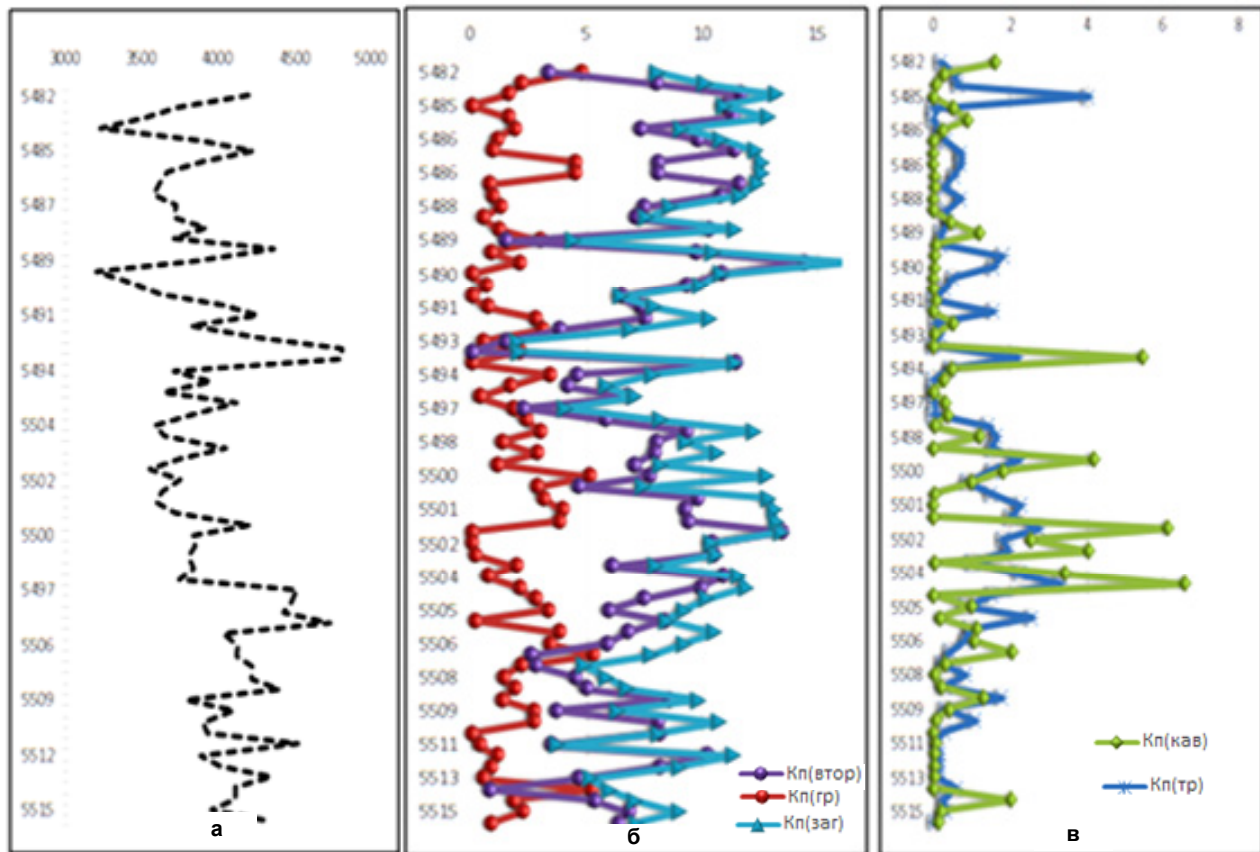


Рис. 5. Порівняльна характеристика акустично-ємнісних величин горизонту В-19 свердловини № 67:
 а – швидкість повздовжньої хвилі, км/с, б – величина загальної ($K_p(\text{заг})$), вторинної ($K_p(\text{втор})$) і міжзернової ($K_p(\text{між})$) пористості, в – величина тріщинної ($K_p(\text{тр})$) і кавернозної ($K_p(\text{кав})$) пористості

У цілому, зразки мають переважно високі значення відкритої пористості (середнє значення 8,0% при максимальному – 16,4%). Колекція нами була поділена попередньо на 5 вибірок, однак, практично у всіх породах присутні всі види пористості. Авторами за проведеними розрахунками було виділено групу зразків (43) з великими значеннями тріщинної пористості (0,4–4,1%), у яких також наявні кавернозна пористість (до 3,05%), перехідна пористість літологічного походження та гранулярна первинна пористість (0,5–9,8%). Цю групу можна характеризувати як перспективні породи-колектори.

Нами було досліджено ще 2 вибірки зразків мікрофауністичних горизонтів C_{1s} і C_{2b} ярусів. Чотири з 5 зразків першої вибірки (C_{1s}) мають невелику й середню відкриту пористість (до 4,2–7,3%), але всі вони містять значну кількість тріщин (0,5–1,1%) та приблизно рівні частки гранулярної, кавернозної та перехідної пористості (рис. 6-а). Виділені 4 зразки можна характеризувати як ущільнені породи-колектори.

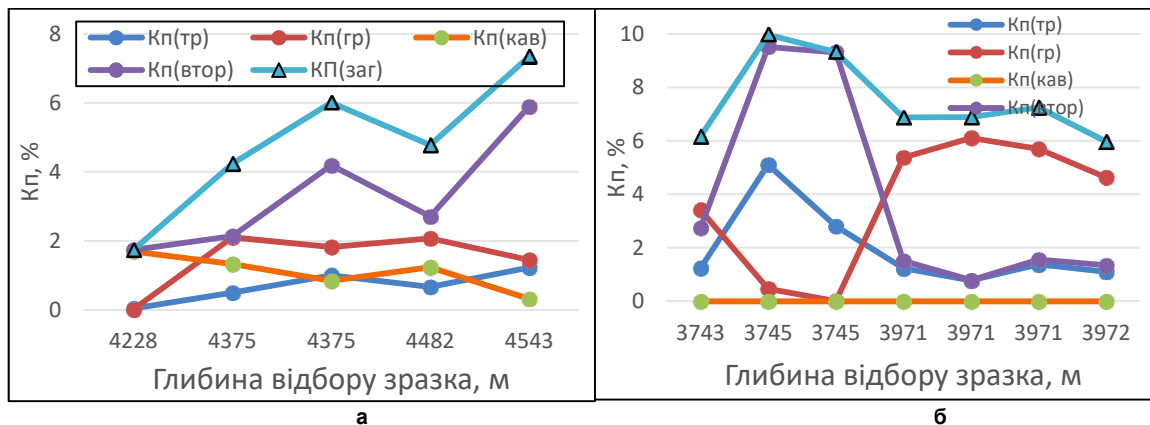


Рис. 6. Типи пористості в зразках C_{1s} та C_{2b} ярусів:
 а – C_{1s} , б – C_{2b}

Зразки другої вибірки (C_{2b}) – підвищеної пористості (в середньому 7,5% при максимальному значенні

10,0%), характеризуються відсутністю кавернової пористості (рис. 6-б) та наявністю дуже високих значень

тріщинної пористості (0,8÷5,1% при середньому значенні 1,9%). Усі 7 зразків можна вважати перспективними в колекторському відношенні.

Висновки. Таким чином, авторами встановлено, що в породах усіх розглянутих горизонтів найбільший відсоток пористості, переважно, займають пустоти вторинного походження (тріщини, каверни та пустоти літологічного ущільнення). Їхня концентрація по відношенню до гранулярних пор (формат: 0,8÷0,9) зменшується тільки у вибірці № 2 горизонту В18.

Тріщинні пустоти (формат: 0,0004÷0,0046) присутні в багатьох пластах більшою чи меншою мірою, але виділяються зразки з великими (понад 0,35%) та дуже великими (до 4,5% – у зразках С_{2b} ярусу) значеннями коефіцієнта тріщинної пористості, що говорить про перспективність колекторів такого типу.

Кавернозні пустоти (формат каверн 7,9÷8,0) зустрічаються не в усіх зразках, вони відсутні в породах горизонту В-16 і С_{2b} ярусу, у вибірці № 1 горизонту В-18 та ще в 28 зразках інших горизонтів. Це, ймовірно, пов'язано з наявністю включень карбонатних складових, карбонатного цементу або включень інфільтратів термальних розчинів.

Таким чином, за результатами інтерпретації петрофізичних досліджень було визначено структуру пустотного простору колекції зразків Семиренківської площі. В результаті виділено 90 зразків, що відповідають перспективним пластам-колекторам. Найбільш перспективним за розрахованою структурою пустотного простору визначено горизонт В-18 (49% зразків виділено як породи-колектори з переважно вторинною, в тому числі з великою тріщинною, пористістю).

У майбутньому на основі отриманих результатів (при врахуванні структури пустотного простору) та авторської методики можливий прогноз дебітів перспективних інтервалів у свердловинах.

Список використаних джерел:

1. Gueguen Y. How cracks modify permeability and introduce velocity dispersion: Examples of glass and basalt / Y. Gueguen, M. Adelinet // *The Leading Edge*. – 2011. – P. 1392–1398.
2. Александров К. С. Анизотропия упругих свойств минералов и горных пород / К. С. Александров, Г. Т. Продайвода. – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2000. – 354 с.
3. Безродна І. М. Оцінка структури пустотного простору карбонатних порід за результатами акустичних досліджень в умовах змінного тиску / І. М. Безродна // *Вісник НГУ*. – 2014. – №3. – С. 21–25.
4. Безродна І. Оцінка структури пустотного простору низькопористих порід Зарічної площі за результатами їх петрофізичних та геофізичних досліджень / І. Безродна, А. Шинкаренко // *Вісник Київського університету. Геологія*. – 2015. – Вип. (69). – С. 53–58.

S. Vyzhva, Dr. Sci. (Geol), Prof., Head of the Department of Geophysics, I. Bezrodna, Cand. Sci. (Geol), Associate director of Institute of Geology
E-mail: bezin3@ukr.net
Taras Shevchenko National University of Kyiv
Institute of Geology, 90, Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine

DETERMINATION OF THE VOID SPACE STRUCTURE OF COMPLEX ROCKS USING THE PETROACOUSTIC STUDIES DATA FROM THE SEMYRENKIVSKA AREA

The paper presents the analysis of the studies of core from the Well #11 (Semyrenkivska area of the Dnipro-Donetsk depression). The depth ranges, potentially productive to form the reservoir rocks, were defined using their void space structure investigations. The set of studies of the 219-samples collection, presented by the Lower Carboniferous sandstones, was carried out at the petrophysical laboratory of the Institute of Geology. The proprietary methodology of ultrasonic and capacitive investigations data inversion into the parameters of void space structure to determine the void space structure of samples was used. The quantitative assessment of the amounts of different types of rocks porosity: intergranular (granular), fracture and vugular was carried out using the petrophysical data (velocities of primary and secondary waves, open porosity coefficient and volume density). The secondary porosity was also estimated.

Fracture voids were detected in the majority of layers. Samples with high (more than 0.35%) and very high (up to 4.5 in the samples of productive horizon C_{2b}) values of fracture porosity were distinguished. Vugular voids were observed for the majority of samples. The amount of vugular porosity reaches the value of 6.5%. The amount of secondary porosity is about 80% of the total pore volume and has higher values than the intergranular porosity for the 92% of all sample collection.

90 samples which refer to reservoir layers on the basis of the petrophysical studies interpretation and void space evaluation for the collection of Semyrenkivska area sandstone samples were defined. The horizon B-18 (21 sample) was identified as most promising. The presented results of investigations can be used to define the potential of rocks from particular depth ranges and lithologic units.

Keywords: reservoir rock, petrophysics, void space structure.

5. Вижва С. А. Оцінка структури пустотного простору колекторів за даними ГДС та петрофізичних досліджень / С. А. Вижва, І. М. Безродна. // *Вісник Київського університету. Геологія*. – 2009. – Вип. 47. – С. 38–42.

6. Геофізичні методи оцінки продуктивності колекторів нафти і газу / Г. Т. Продайвода, С. А. Вижва, І. М. Безродна, Г. Т. Продайвода. – Київ: ВПЦ "Київський університет", 2011. – 367 с.

7. Еременко Н. М. Применение методов рентгеновской микротомографии для определения пористости в керне скважин / Н. М. Еременко, Ю. А. Муравьева // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. – 2012. – №3. – С. 5–9.

8. Регіональні діагностичні петрофізичні особливості порід Антарктичного півострова (район станції "Академік Вернадський") / [В. О. Корчин, П. О. Корчин, О. Є. Карнаухова та ін.]. // *Український антарктичний журнал*. – 2010. – №9. – С. 23–31.

9. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика [Текст] / Под ред. Н. Б. Дортман; 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1984. – 455 с.

References:

1. Gueguen, Y., Adelinet, M. (2011). How cracks modify permeability and introduce velocity dispersion: Examples of glass and basalt. *The Leading Edge*, 1392-1398.
2. Aleksandrov, K.S., Prodaivoda, G.T. (2000). *Anizotropiia uprugikh svoistv mineralov i gornykh porod*. Novosibirsk: Izdatelstvo SO RAN. [in Russian].
3. Bezrodna, I.M. (2014). Otsinka struktury pustotnoho prostoru karbonatnykh porid za rezultatsy akustichnykh doslidzhen v umovakh zminnoho tysku [Evaluation of pore space structures of carbonate rocks by results of acoustic research under variable pressure]. *Visnyk NHU – Scientific Bulletin of National Mining University*, 3, 21–25. [in Ukrainian].
4. Bezrodna, I., Shynkarenko, A. (2015). Otsinka struktury pustotnoho prostoru nyzkoporystykh porid Zarichnoi ploshchi za rezultatsy yikh petrofizichnykh ta heofizichnykh doslidzhen [Estimation of void space structure of Zarichna area poor-porous rocks based on petrophysical and geophysical studies]. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology*, 2(69), 53–58. [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.69.08.53-58>.
5. Vyzhva, S.A., Bezrodna, I.M. (2009). Otsinka struktury pustotnoho prostoru kolektoriv za danymy HDS ta petrofizichnykh doslidzhen [The estimation of the pore space structure of rock-reservoir by the petrophysical and logging data]. *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology*, 47, 38–42. [in Ukrainian].
6. Prodaivoda, H.T., Vyzhva, S.A., Bezrodna, I.M., Prodaivoda, T.H. (2011). *Heofizichni metody otsinky produktyvnosti kolektoriv nafty i hazu*. Kyiv: Publishing and Polygraphic Centre "The University of Kyiv". [in Ukrainian].
7. Eremenko, N.M. (2012). Primenenie metodov rentgenovskoi mikrotomografii dlia opredeleniia poristosti v kerne skvazhin. *Neftegazovaia geologia. Teoriia i praktika*, 3, 5–9. [in Russian].
8. Korchin, V.A., Burtyn, P.A., Karnaukhova, E.E., Nech, A.S. (2010). Regionalni diahnostychni petrofizichni osoblyvosti porid Antarktychnoho pivostrova (raion stantsii "Akademik Vernadskiy") [Regional diagnostic petrophysical features of the Antarctic peninsula breeds (near the station "Akademik Vernadsky")]. *Ukrainskyi antarktychnyi zhurnal – Ukrainian Antarctic Journal*, 9, 23–31. [in Ukrainian].
9. Dortman, N.B. (Ed.) (1984). *Fizicheskie svoistva gornykh porod i poleznykh iskopamykh (petrofizika). Spravochnik geofizika*. Moscow: Nedra. [in Russian].

Надійшла до редколегії 19.07.16

С. Вижва, д-р геол. наук, проф., зав. каф. геофизики,
И. Безродная, канд. геол. наук, ст. науч. сотрудник, зам. директора,
E-mail: bezin3@ukr.net
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ ПУСТОТНОГО ПРОСТРАНСТВА СЛОЖНОПОСТРОЕННЫХ ПОРОД ПО ДАННЫМ ПЕТРОАКУСТИЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ СЕМИРЕНЬКОВСКОЙ ПЛОЩАДИ

Проведен анализ результатов исследования керна 11 скважин Семиреньковской площади Днепровско-Донецкой впадины. Определены перспективные интервалы развития пород-коллекторов на основе изучения структуры их пустотного пространства. Комплекс петрофизических исследований коллекции из 219 образцов, представленных нижнекаменноугольными песчаниками, проводился в петрофизической лаборатории УНИ "Институт геологии". Определение структуры пустотного пространства по данным петрофизики выполнено по оригинальной методике инверсии данных ультразвуковых и емкостных исследований в структуру пустотного пространства. По материалам петрофизики (скорости продольных и поперечных волн, коэффициент открытой пористости и объемная плотность) выполнена количественная оценка различных типов пористости пород: межзерновой (гранулярной), трещинной и кавернозной. Отдельно рассчитана вторичная пористость.

Трещинные пустоты присутствуют во многих пластах, в частности, выделяются образцы с большими (более 0,35%) и очень большими (до 4,5% – в образцах С_{2b} яруса) значениями коэффициента трещинной пористости. Кавернозные пустоты выделены в большинстве образцов, значение кавернозной пористости достигает 6,5%. Вторичная пористость составляет почти 80% всех имеющихся пустот и превосходит по значению межзерновую в 92% исследованных образцов.

По результатам интерпретации петрофизических исследований и определения структуры пустотного пространства коллекции образцов Семиреньковской площади выделено 90 образцов, соответствующих пластам-коллекторам. Как наиболее перспективный, по полученным параметрам, установлен горизонт В-18 (21 образец). Результаты представленных исследований могут быть использованы для определения перспективности пород отдельных интервалов и литологических комплексов.

Ключевые слова: порода-коллектор, петрофизика, структура пустотного пространства.

УДК: 550.38+551.521.2

М. Орлюк, д-р геол. наук,
E-mail: orliuk@ukr.net
Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України,
пр. Палладіна, 32, м. Київ, 03860, Україна,
П. Яцевський, асп.,
E-mail: pavloyatsevskiy@ukr.net
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

ЗВ'ЯЗОК РАДОНОВИХ АНОМАЛІЙ, МАГНІТНОГО ПОЛЯ ТА РОЗЛОМІВ НА ТЕРИТОРІЇ МІСТА КИЇВ

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

В статті розглянуто розташування радонових аномалій на території міста Києва та їх зв'язок з магнітним полем та розломами. Радіаційне випромінювання є одним із суттєвих екологічних чинників довкілля. В сумарному радіаційному забрудненні радон і дочірні продукти його розпаду в повітрі приміщень мають домінуючу роль. Виявлення та оцінка області концентрації радону є актуальною задачею щодо вивчення його впливу на здоров'я людей. Зазвичай заміри концентрації радону в приповерхневій частині земної кори та повітряному просторі мають точковий характер. Для використання даної інформації у межах сумісних територій необхідним є застосування непрямих методів. Для цього в пропонуванні роботі використано магнітні аномалії. Фізико-геологічним обґрунтуванням такого зв'язку є слабка намагніченість порід кислового ряду та змінених у зонах розломів і підвищений вміст радіоактивних мінералів.

Мета роботи – знайти опосередкований зв'язок радонових аномалій з магнітними аномаліями та розломами. Методика включає інтерпретацію даних радонової зйомки та магнітного поля, яка полягає в побудові карти магнітного поля разом з радоновими аномаліями та розломами.

Практична значимість – результати дослідження можуть використовуватися в межах Українського щита для побудови прогнозних моделей радонової небезпеки за даними зйомки аномального магнітного поля. Території, які досліджуються, мають бути представлені кислими чи лужними породами, а також виділятися потужні зони тріщинуватості та розломи.

Ключові слова: радон, магнітні аномалії, Київ, розлом, кристалічний фундамент.

Вступ. Радонові аномалії формуються в результаті процесів радіоактивного розпаду уранових елементів, які містяться в гірських породах, в основному, гранітоїдах; радоновий газ і дочірні продукти його розпаду дифундують по тріщинах і розломах в ґрунтового повітря покривних відкладів, накопичуючись у низинах, ярах, а на території населених пунктів - у каналізації, підвалах [1–3]. Факт зв'язку радонових аномалій з гірськими породами і розломною тектонікою дає підстави для дослідження взаємозв'язку радонових аномалій з геофізичними полями й тектонічними елементами. Проблема розглядається у публікаціях [6, 7, 14].

Як відомо, в ланцюжку процесу розпаду $^{238}\text{U} \rightarrow ^{226}\text{Ra}$ утворюється дочірній ізотоп радон ^{222}Rn . Це важкий інертний радіоактивний безбарвний, без запаху газ з періодом напіврозпаду 3,82 доби. Він у 7,5 разів важчий за повітря. Радон і його короткоживучі ізотопи (^{220}Rn і ^{219}Rn) є інтенсивними альфа-випромінювачами з енергією від 5,48 до 7,68 МеВ. Це обумовлює їх активний вплив на біологічні тканини внутрішніх органів людини (бронхи, легенева епітелій тощо) [3].

У геологічному аспекті концентрація радону в повітрі обумовлена, перш за все, особливостями верхньої частини земної кори – поширенням порід класу гранітоїдів, що можуть містити уран і уранові сполуки, а також наявність розломів у геологічному середовищі, що забезпечує інтенсифікацію проникнення радонових еманцій з глибин земної кори в атмосферу. Радон може перебувати і в осадових, і в будь-яких метаморфічних гірських породах, які мають невелику радіоактивність. Він поширений також на територіях, складених легкопроникним гравійно-піщаним і глинистим матеріалом [3]. Відомо, що вода, яка в дощову погоду заповнює мікротріщини в земній корі, а також сніговий покрив, є перешкодою до доступу радону в повітря [3].

Потік радону з ґрунту визначають два процеси: вихід із твердих мінеральних зерен у пори, наповнені повітрям, – еманування та перенесення через пори ґрунтів у атмосферу. У ході дослідження радону у підґрунтовому повітрі важливе місце займає тектонічна будова території [9].

Характеристика території дослідження. Територія Києва у геологічному відношенні має двоярусну будову. Нижній ярус представлений складнодислокованими неогарей-палеопротерозойськими утвореннями кристалічного фундаменту (рис. 1), який складається з діоритів, кварцових діоритів ($\delta\text{PR}_{1\text{zv}}$) та гранодіоритів ($\gamma\delta\text{PR}_{1\text{zv}}$). Ці породи зустрічаються разом, часто спостерігаються взаємні переходи від діоритів через кварцові діорити до гранодіоритів. У магнітному полі над тілами діоритів та гранодіоритів фіксуються позитивні аномалії ΔT інтенсивністю 150–500 нТл. Середня магнітна сприйнятливість цих порід $1400 \cdot 4\pi \cdot 10^{-6}$ СІ. Також на території міста Київ зустрічаються граніти мусковіт-біотитові, порфіробластичні, за своїми фізичними властивостями близькі до гранітів звенигородського комплексу, й тому розділити їх за геофізичними даними майже неможливо [4]. Також у межах Києва виділяються тіла габроїдів, над якими фіксуються позитивні аномалії ΔT . Відомо, що у магматичних породах магнітна сприйнятливість зростає від кислих до ультраосновних порід, а радіоактивні властивості зростають зі збільшенням кислотності.

Макроскопічно діорити зеленувато-сірі, світло-сірі, середньозернисті, мають переважно масивну, рідше смугасту, текстуру. Мінералогічний склад: плагіоклаз (60–70%), рогова обманка (5–20%), біотит (до 20%), кварц (5–15%), мікроклін (до 5%). Акцесорні мінерали: апатит, сфен, циркон – присутні у кількості менше 1%. Гранодіорити макроскопічно відрізняються від діоритів рожевим відтінком і більшим вмістом кварцу (до 25%) та мікрокліну (до 20%) [4].

Верхній ярус складають осадові відклади мезокайнозойського чохла, представлені пісковиками, глинами, пісками, мергелем [4].

Територія міста в геоструктурному плані знаходиться в зоні зчленування Українського щита (згідно зі схемою районування Українського щита, територія розташована у Росинсько-Тикицькому геологічному районі, якому відповідає Білоцерківський тектонічний блок І порядку) і борту Дніпровсько-Донецької западини, в межах міста спостерігається високий рівень розвитку розломів. Глибина залягання ґрунтових вод більша, ніж 3 метри [4, 5, 13].

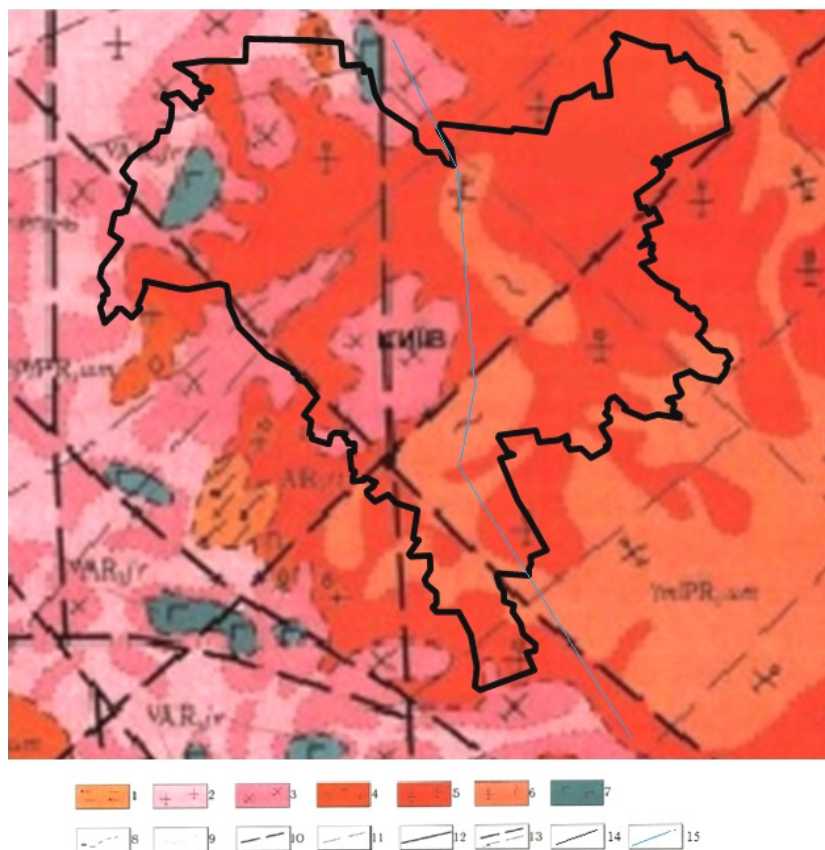


Рис. 1. Геологічна карта кристалічного фундаменту Києва (Державна геологічна карта України масштабу 1:200000.

Дніпровсько-Донецька серія, Аркуш М-36-XIII (Київ) [4]); Метаморфізовані осадові та вулканогенно-осадові утворення.

Архей: 1 – AR3rt – росинсько-тікицька серія – гнейси біотитові та амфібол-біотитові. Ультраметаморфічні та метасоматичні утворення. Нижній протерозой: звенигородський комплекс: 2 – γ PR1zv – граніти та плагіограніти біотитові; 3 – δ PR1zv – діорити, кварцові діорити та гранодіорити; уманський комплекс: 4 – γ PR1um – граніти лейкократові та апліто-пегматоїдні; 5 – γ PR1um – граніти мусковіт-біотитові порфіробластичні; 6 – γ PR1um – граніти та мігматити мусковіт-біотитові порфіробластичні. Інфузивно-магматичні утворення. Архей: юр'ївський базит-ультрабазитовий комплекс: 7 – γ AR3jr – габро, габро амфіболізоване, габро-амфіболіти. Геологічні межі: 8 – між різновіковими геологічними утвореннями, 9 – петрографічних різновидів у межах комплексу. Розривні порушення: 10 – головні, 11 – другорядні, 12 – достовірні, 13 – імовірні, 14 – межі м. Київ, 15 – русло р. Дніпро

Згідно з результатами групи авторів (В.І. Старостенко, П.І. Баран, М.Є. Барщевський та ін. [10]) кристалічний фундамент території м. Київ розбитий серією розломів субмеридіонального та субширотного Пн-Сх та Пн-Зх напрямків. Найбільшими є Київський, Ірпінський, Бортницький, Дарницький розломи Пн-Зх субмеридіонального простягання, а також Святошинський та Пирогівський субширотного простягання. У будові складчастого фундаменту встановлено також антиклінальні та синклінальні структури. Найбільшими антикліналями є Ірпінська, Боярсько-Бортницька та Бориспільська [4, 10].

На поверхні докембрійського фундаменту виділяється ряд ерозійно-тектонічних депресій Пн-Сх простягання. Найбільша з них простягається від хутора Петровський через Софіївську Борщагівку, західніше Сирця на Пріорку. Менші за розміром депресії проходять у напрямку: станція Вишневе – Чоколівка – Труханів острів; Новосілки – Совки – НСК "Олімпійський" і по лінії Мишоловка – Кухмістерська Слобідка. Крім того, на поверхні фундаменту в районі Києва відзначають великі коритоподібні депресії Пн-Зх напрямку (шириною до 3 км, у довжину до 20 км), пов'язані з диз'юнктивними порушеннями і з проявами ерозійно-денудаційних процесів протерозою-палеозою [10].

Тектонічні порушення в осадовій товщі представлені переважно розломно-блоковими структурами. Найбільшими додатними структурами, що відповідають піднятим блокам фундаменту, є Рожнівська, Петровська, Броварська, Солом'янська, Дарницька, Бортницька,

від'ємними – Ірпінська, Оболонська, Новосіківська, Хрещатицька [10].

У кристалічному фундаменті під Києвом за даними "Державної геологічної карти України масштабу 1:200000. Дніпровсько-Донецька серія" дешифрується досить велика багатокільцева структура з кільцями радіусами 1,5; 4,5; 7; 10,5; 17; 29 км, яку назвали Київською кільцевою структурою [4]. На карті ізодинам ΔT_a вона підтверджується кільцевим розташуванням ділянок позитивних магнітних аномалій інтенсивністю до 500–700 нТл, що чергуються з кільцями від'ємних аномалій інтенсивністю до 300 нТл. Особливо чітко така структура магнітного поля простежується на правобережжі Дніпра, де фундамент залягає на менших глибинах. Глибина залягання поверхні фундаменту в правобережній частині міста складає в середньому 210 м нижче рівня моря.

Київська структура у геофізичному відношенні відповідає Київській ділянці позитивного магнітного поля і є площею поширення гранодіоритів та діоритів з численними тілами габро та габро-діабазів [10].

Результати досліджень. Вимірювання, які проводилися на території Києва, показали значні відмінності концентрації радону в різних частинах міста. В південній і західній частинах Києва спостерігається найбільша концентрація радону. Також у розломних зонах, які виділяються в межах центра міста, можуть спостерігатися локальні зони високої концентрації радону [13].

Концентрації радону в лівобережній та правобережній частинах міста різні. Причиною цього явища може бути те, що близько 70% площі підстилаючого фундаменту міста складається з гранітоїдів і вісім з десяти районів розташовані в межах гранітного масиву, край якого проходить по правому березі р. Дніпро. Перекриті малопотужним чохлом пухких відкладів гранітні породи характеризуються підвищеними концентраціями радіоактивних елементів: урану, торію та радію [5]. Як відомо, основними шляхами надходження радону є виявлені в породах тріщинуваті зони з підвищеною газопроникністю.

З метою виявлення радонопровідних зон в ґрунті проводилася еманційна зйомка [5]. На 30 рекогнос-

цирувальних профілях довжиною близько 400 км було виконано близько 2500 вимірювань. Аналіз результатів вимірювань показав, що фонові концентрації радону в ґрунті лівобережної частини міста становили в середньому 12 кБк/м^3 , правобережної – 20 кБк/м^3 . На території міста було виділено три рівні радонових полів: до $16,5 \text{ кБк/м}^3$ (на який припадає 30,9% загальної довжини профілів); $16,5\text{--}30 \text{ кБк/м}^3$ (15,5% довжини профілів); 30 кБк/м^3 і вище (2,0% довжини профілів) (рис. 2) [5]. На рис. 2 видно, що аномалії концентрації радону спостерігаються в основному в правобережній частині міста вздовж розломів.

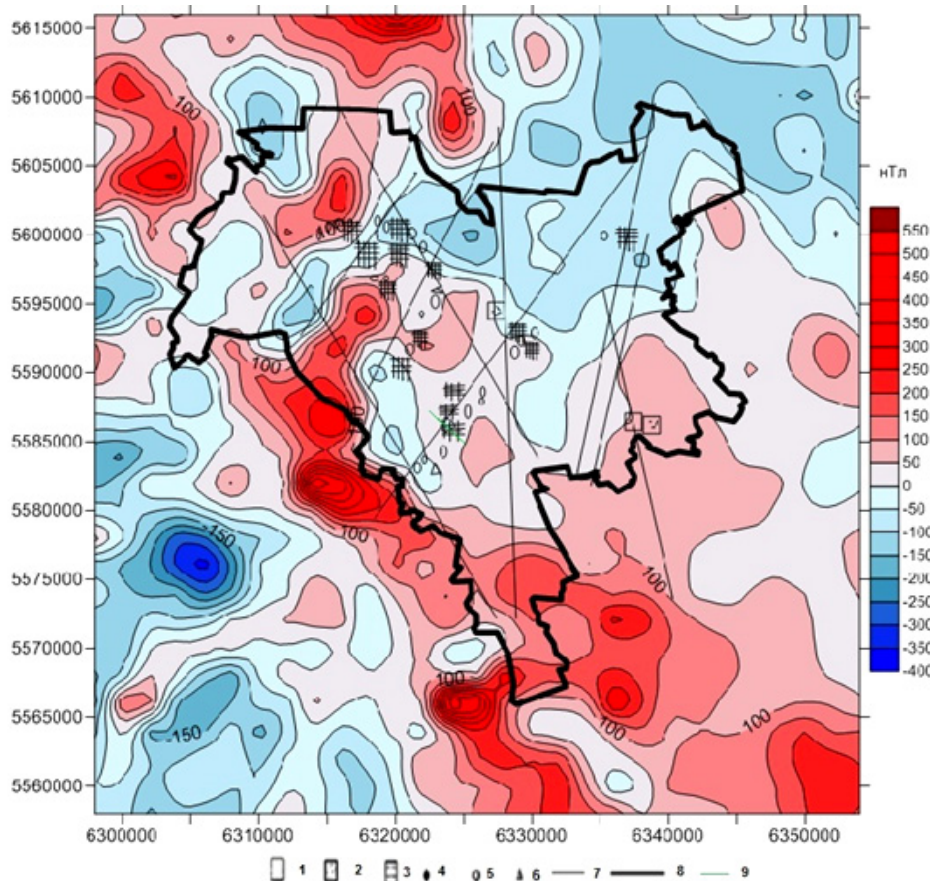


Рис. 2. Відображення розломів та аномалій радону на схемі аномального геомагнітного поля ΔTa на території м. Київ (інтенсивність аномалій у нТл): еквівалентна об'ємна рівноважна активність радону в межах територій: 1 – $0\text{--}100 \text{ Бк/м}^3$; 2 – $>100 \text{ Бк/м}^3$; 3 – аномальні зони активності радону; точкові показники активності радону: 4 – $0\text{--}20 \text{ Бк/м}^3$; 5 – $20\text{--}60 \text{ Бк/м}^3$; 6 – $>60 \text{ Бк/м}^3$; 7 – розломи; 8 – межі міста; 9 – профіль поперек розлому, вздовж якого побудований графік зміни концентрації радону та ΔTa

Природне геомагнітне поле змінюється в межах $50100\text{--}50860 \text{ нТл}$, збільшуючись з південного заходу на північний схід. Локальна просторова неоднорідність геомагнітного поля в основному визначається його літосферною компонентою, яка варіює в межах міста від -200 до 500 нТл (рис. 2.) [15].

Правобережна частина міста (особливо, старого міста) розміщена в основному на ділянках, які характеризуються позитивним магнітним полем з інтенсивністю $50\text{--}100 \text{ нТл}$. Лівобережна частина міста розташована в областях з переважно від'ємним магнітним полем (до $\Delta Ta = -200 \text{ нТл}$). На лівому березі тільки область Русанівки, Березняків і частково Харківського масиву та Бортничів характеризуються слабким позитивним фоном близько 50 нТл .

Іншою особливістю поля ΔTa є групування позитивних аномалій в своєрідний овал. Внутрішній контур цьо-

го овалу з напруженістю поля в центрі $\Delta Ta = -50 \text{ нТл}$ обмежений проспектом Перемоги та вул. Мельникова на півдні й півночі та вул. Олени Теліги й Мельникова на заході та сході. Зовнішній контур овалу (аномалії овалу мають інтенсивність $T = 100\text{--}150 \text{ нТл}$) охоплює Поділ, древній Київ з о. Труханів, далі Печерськ (включно з Києво-Печерською лаврою, до Національного музею історії України у Другій світовій війні) далі проходить північніше Байкового цвинтаря до ст. метро Нивки. Далі лінія контуру простягається приблизно по лінії залізничної колії, охоплюючи Сирець, Куренівку та Рибальський півострів.

На правобережжі мінімум магнітного поля північно-західного простягання охоплює (з півночі на південь) такі місцини Києва: Чоколівка, Міжнародний аеропорт "Київ", с. Жуляни, Теремки-I, Теремки-II, Феофанія (західна межа приблизно проходить по вул. Академіка Заболотного).

Другий мінімум північно-східно-субширотного простягання від Петропавлівської Борщагівки в північно-східному напрямку охоплює такі масиви: Святошин, Академмістечко, Біличі, цвинтар Берківці, західну частину Виноградаря, Мостицький, Вишгородський, Мінський, Оболонь, Вигурівщину-Троєщину, Радужний, Воскресенку, Комсомольський, Лісний та Биківню [8].

Аналіз просторового розташування розломів, аномального геомагнітного поля та концентрації радону засвідчив, що розломи характеризуються зазвичай від-

носними мінімумами аномалій ΔT_a та інтенсивними радоновими аномаліями (рис. 2).

Для демонстрації такого взаємозв'язку на рис. 3 наведено графіки аномального геомагнітного поля та зміни концентрації радону вхрест простягання розлому північно-східного простягання, для якого наявні дані необхідної детальності (розташування профілю див. на рис. 2). Аналіз результатів показав, що розломна зона характеризується зниженими до -10 нТл значеннями геомагнітного поля та підвищеною до 85 Бк/м³ концентрацією радону.

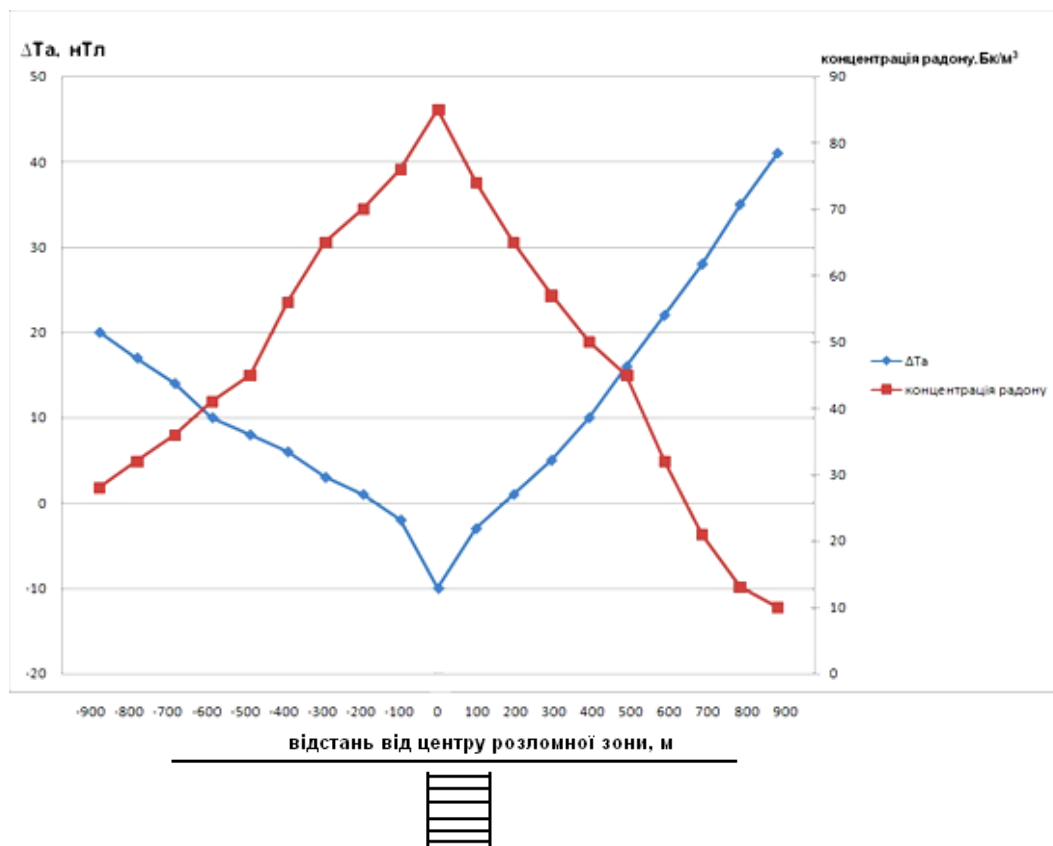


Рис. 3. Графік змін концентрації радону та ΔT_a поперек розлому (інтенсивність аномалій у нТл, концентрація радону в Бк/м³)

Висновки Аналізуючи результати досліджень, можна сказати, що головними факторами, які зумовлюють радонові аномалії, є: висока концентрація розломів, гірські породи фундаменту, які містять радіоактивні елементи та глибоко залягаючі підземні води.

Як вже зазначалось, породи кристалічного фундаменту на території Києва представлені гранодіоритами, кварцовими діоритами, в акцесорних мінералах яких (ортит, циркон, апатит, сфен) містяться уран та інші радіоактивні елементи, що є джерелами радону.

Аномалії радону в місті практично приурочені до районів розвитку розломних зон, які перекриті на денній поверхні четвертинними відкладами малої потужності, що характерно для правобережної частини міста, оскільки глибина залягання корінних порід менша, ніж в лівобережній частині. На карті аномальної компоненти магнітного поля радонові аномалії корелюють з від'ємними та невеликими додатними її значеннями. Ця залежність доволі чітко проявляється в межах правобережної частини міста, де від'ємне аномальне магнітне поле пов'язане з потужними зонами тріщинуватості з активною флюїдно-динамічною активністю та розломами, які є зонами виділення радону в атмосферне повітря. На лівобережжі не простежується чіткої кореляції

між аномаліями магнітного поля та аномаліями радону, оскільки в цій частині міста корінні породи залягають достатньо глибоко і перекриті потужним осадовим чохлам, який заважає рухатися радону.

Даний прогноз може застосовуватися для територій у межах Українського щита в місцях, де корінні породи представлені кислими, середніми та лужними породами, в акцесорних мінералах яких міститься уран, а також виділяються потужні зони тріщинуватості та розломи.

Список використаних джерел

1. Бекман И. Н. Радиоактивность и радиация / И. Н. Бекман. – М.: Изд-во Олтопонт, 2011. – 398 с.
2. Бекман И. Н. Радон: враг, врач и поморник / И. Н. Бекман. – М.: Изд-во МГУ, 2000. – 205 с.
3. Гарецкий Р. Г. Отражение радоновых аномалий в магнитном поле и тектонических элементах Беларуси / Р. Г. Гарецкий, Г. И. Каратаев, А. В. Матвеев // Геофизический журнал. – 2016. – № 5, Т. 38. – С. 40–48.
4. Державна геологічна карта України масштабу 1:200000. Дніпровсько-Донецька серія, аркуш М-36-ХІІІ (Київ): [пояснювальна записка] / [Ковальов О. Б., Матвеев Г. Я., Пастухов В. В., Виноградов Г. Г., Охінко З. П.]. – К.: "Північгеологія", 2001. – 78 с.
5. Диденко П. И. Влияние радона на население Украины [Текст] / П. И. Диденко // Техногенно-екологічна безпека та цивільний захист. – 2012. – № 4. – С. 60–67.
6. Жовинский Э. Я. Радон в окружающей среде г. Киев и г. Афины / Э. Я. Жовинский, Н. О. Крюченко // Пошукова та екологічна геохімія. – 2007. – №1 (6). – С. 32–35.

7. Карта радонового риска Республики Беларусь / А. К. Карабанов, Л. А. Чунихин, Д. Н. Дроздов и др. // Природные ресурсы. – 2015. – № 2. – С. 73–79.
8. Орлюк М. І. Магнітне екологічне поле мегаполісу (на прикладі м. Києва) / М. І. Орлюк, А. О. Роменець // Екологія і Природокористування. – 2004. – № 7. – С. 142–147.
9. Панаїт Е. В. Особливості розподілу радону в підґрунтовому повітрі / Е. В. Панаїт // Пошукова та екологічна геохімія. – 2013. – № 1 (13). – С. 25–29.
10. Пастернак Н. Д. До питання морфоструктурного аналізу території міста Києва та його околиць / Н. Д. Пастернак // Фізична географія та геоморфологія : Міжвідомчий наук. зб. – 2009. – № 56. – С. 221–230.
11. Фурдуй Р. Київська кільцева структура / Р. Фурдуй, А. Горячок // Геолог України. – 2003. – № 1 – С. 71–75.
12. Garetsky R.G. project 571 "Radon, Health and Natural Hazards" (2009-2014). Summary report: From the National Committee of Belarus on the International Geological Correlation Program (IGCP) on the activity in 2010.
13. Komov I. L. Monitoring of radon in Ukraine / I. L. Komov // Proceedings of the 2003 International Radon Symposium ; American Association of Radon Scientists and Technologists, Inc. – October 5–8, 2003. – Vol. II. – P. 2–24. – [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://aars-nrpp.com/proceedings/2003/2003_05_Monitoring_Of_Radon_In_Ukraine.pdf.
14. Methods and Facilities for the Assessment of the Radon-Hazard Potential / I. L. Komov, O. S. Frolov, P. I. Didenko et al. – Kyiv: Logos. – 2004. – 416 p.
15. Orlyuk M. Natural and technogenic components of megalopolis magnetic field / M. Orlyuk, A. Romenets, I. Orliuk // Геофизический журнал. – 2016. – № 1, Т. 38. – С. 78–85.

References

1. Beckman, I.N. (2011). *Radioactivity and radiation [Radioaktivnost i radiatsiya]*. Moscow: Izd. Ontoprint. [In Russian].
2. Beckman, I.N. (2000). *Radon: the enemy, the doctor and the assistant [Radon: vrag, vrach i pomoshchnik]*. Moscow: Izd-vo MGU. [In Russian].
3. Garetsky, R.G., Karataev, G.I., Matveyev, A.V. (2016). Reflection of radon anomalies in the magnetic field and tectonic elements of Belarus [Otrazhenie radonovykh anomalii v magnitnom pole i tektonicheskikh elementakh Belarusi]. *Geofizicheskii zhurnal – Geofizicheskii zhurnal*, 5, 40–48. [In Russian].
4. Kovaliov, O.B., Matveyev G.Ya., Pastukhov V.V., Vynigradov G.G., Okhinko Z.P. (2001). *State geological map of Ukraine scale 1: 200 000* –

- Dnieper-Donetsk series – Sheet M-36 XIII (Kyiv) – Explanatory note. [Derzhavna geologichna karta Ukrainy mashtabu 1: 200 000 – Dniprovsko-Donetska seriya – Arkush M-36- XIII (Kyiv). Poyasnyvalna zapyska]*. Kyiv: Pivnichukrgeologhiya. [In Ukrainian].
5. Didenko, P.I. (2012). Effect of radon on the population of Ukraine [Vliyanie radona na naselenie Ukrainy]. *Tekhnohennno-ekologichna bezpeka ta tsyvilnyi zachyst*, 4, 60–67. [In Russian].
6. Zhovinsky, E.Y. Kryuchenko, N.O. (2007). Radon in the environment in Kyiv and Athens [Radon v okruzhayushchey srede g.Kiev i g.Afyny]. *Poshukova ta ekologichna geokhimiya*, 1(6), 32–35. [In Russian].
7. Karabanov, A.K., Chunikhin, A.A., Drozdov, D.N., Chekhov, A.L., Zhuk, I.V., Yaroshevich, O.I. et al. (2015). The map of radon risk of the Republic of Belarus [Karta radonovo goriska Respubliki Belarus]. *Prirodnye resursy - Natural resources*, 2, 73–79. [In Russian].
8. Orlyuk, M.I., Romenets, A.A. (2004). Magnetic ecological field of a megalopolis (on an example of Kyiv) [Ekologichne pole megapolisu (na prykladі m. Kyieva)]. *Ekologiya i Pryrodokorystuvannya*, 7, 142–147. [In Ukrainian].
9. Panaite, E.V. (2013). Features of the radon distribution in subsurface air [Osoblyvosti rozpodilu radonu v pidgruntovomu povitri]. *Poshukova ta ekologichna geokhimiya*, 1(13), 25–29. [In Ukrainian].
10. Pasternak, N.D. (2009). To the question about morphostructural analysis for Kiev and region [Do pytannya morfostrukturnogo analizu terytoriyi mista Kyieva ta yogo okolyts]. *Fizychna geografiya ta geomorfologiya – Physical geography and geomorphology*, 56, 221–230. [In Ukrainian].
11. Furduy, R., Goryachok, A. (2003) [Kyivska kiltseva struktura]. *Geolog Ukrainy*, 1, 71–75. [In Ukrainian].
12. Garetsky R.G. project 571 "Radon, Health and Natural Hazards" (2009-2014). Summary report: From the National Committee of Belarus on the International Geological Correlation Program (IGCP) on the activity in 2010.
13. Komov, I.L. (2003). Monitoring of radon in Ukraine. *Proceedings of the 2003 International Radon Symposium. Volume II. American Association of Radon Scientists and Technologists, Inc.*, October 5–8, 2003. Retrieved from http://aars-nrpp.com/proceedings/2003/2003_05_Monitoring_Of_Radon_In_Ukraine.pdf.
14. Komov, I.L. (2004). *Methods and Facilities for the Assessment of the Radon-Hazard Potential*. Kyiv: Logos.
15. Orlyuk, M., Romenets, A., Orliuk, I. (2016). Natural and technogenic components of megalopolis magnetic field. *Geofizicheskii zhurnal*, 38, 78–85.

Надійшла до редколегії 26.09.16

M. Orlyuk, Dr. Sci. (Geol.)

E-mail: orliuk@ukr.net

Subbotin Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine

32 Palladina Ave., Kyiv, 03680 Ukraine,

P. Yatskevskyi, Postgraduate Student

E-mail: pavloyatsevskiy@ukr.net

Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology

90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

CORRELATION OF RADON ANOMALIES, MAGNETIC FIELD AND FAULTS ON THE TERRITORY OF KYIV

The article considers the location of radon anomalies on the territory of Kyiv and its correlation with the magnetic field and faults. Radiation is one of the essential environment ecological factors. Radon and its decay daughter products in indoor air has a dominant role in the total level of radiation contamination. Identification and evaluation of radon areas is an urgent task to study its effects on human health. The authors used magnetic anomalies as indirect method to estimate radon levels in the upper part of the crust and in the air, measurements of radon concentration having point character. Physical and geological justification for such connection is weak magnetization of acid rocks, altered in fault zones and areas of high content of radioactive minerals.

The goal of this research is finding indirect link of radon anomalies with magnetic anomalies and faults. The methodology involves data interpretation of radon survey, magnetic field to construct a map of the magnetic field with radon anomalies and faults.

The result obtained can be used within the Ukrainian shield (acid or alkaline rocks, zones of jointing and faults should be located in the investigation area) for building predictive models of radon hazard according to magnetic survey.

Key words: radon, magnetic anomalies, Kyiv, fault, crystal base.

M. Орлюк, д-р геол. наук,

E-mail: orliuk@ukr.net,

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

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

П. Яцевский, асп.,

E-mail: pavloyatsevskiy@ukr.net,

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,

УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

СВЯЗЬ РАДОНОВЫХ АНОМАЛИЙ, МАГНИТНОГО ПОЛЯ И РАЗЛОМОВ НА ТЕРРИТОРИИ ГОРОДА КИЕВ

В статье рассматривается расположение радоновых аномалий на территории города Киева и их связь с магнитным полем и разломами. Радиационное излучение является одним из существенных экологических факторов окружающей среды. В суммарном радиационном загрязнении радон и дочерние продукты его распада в воздухе помещений имеют решающее значение. Выявление и оценка областей концентрации радона является актуальной задачей по изучению его влияния на здоровье людей. Обычно замеры концентрации радона в приповерхностной части земной коры и воздушном пространстве имеют точечный характер. Использование соответствующих данных на других территориях требует применения косвенных методов. Для этого в предлагаемой работе используются магнитные аномалии. Физико-геологическим обоснованием такой связи является слабая намагниченность пород кислого ряда, их изменение в зонах разломов, а также повышенное содержание радиоактивных минералов.

Цель работы – нахождение опосредованной связи радоновых аномалий с магнитными аномалиями и разломами. Методика включает интерпретацию данных радоновой съемки, магнитного поля, которая заключается в построении карты магнитного поля вместе с радоновыми аномалиями и разломами.

Практическая значимость – результаты исследования могут использоваться в пределах Украинского щита для построения прогнозных моделей радоновой опасности по данным съемки аномального магнитного поля. Исследуемые участки должны быть представлены кислыми или щелочными породами, а также необходимо выделение мощных зон трещиноватости и разломов.

Ключевые слова: радон, магнитные аномалии, Киев, разлом, кристаллический фундамент.

УДК 550.382.3

В. Гадиров, д-р геол. наук, зав. лаб. "Грави-магниторазведки",

E-mail: vagif-geo@rambler.ru,

НИПИНефтегаз, ГНКАР, г. Баку, Азербайджан,

А. Меньшов, канд. геол. наук, докторант кафедры геофизики,

E-mail: menshov.o@ukr.net,

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,

УНИ "Институт Геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, Украина, 03022,

Р. Кудэравец, канд. геол. наук, ст. науч. сотрудник,

E-mail: romankud@cb-igph.lviv.ua,

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

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

К. Гадиров, магистр,

E-mail: vagif-geo@rambler.ru,

Азербайджанский государственный университет нефти и промышленности

ГРАВИ-МАГНИТОРАЗВЕДКА ПРИ ПОИСКАХ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В УСЛОВИЯХ АЗЕРБАЙДЖАНА И УКРАИНЫ

(Рекомендовано членом редакционной коллегии д-ром геол. наук, ст. науч. співроб. М.І. Орлюком)

Залежи углеводородов, находящиеся в различных нефтегазоносных регионах Азербайджана и Украины, отображаются в гравитационном и магнитном полях, под их воздействием изменяется магнитная восприимчивость верхней части геологического разреза и почвенного покрова. Результаты исследований в условиях Азербайджана на примерах месторождений Мурадханлы и Джафарлы зафиксировали локальные магнитные минимумы интенсивностью 30–40 нТл. Аномальный эффект грави-магнитных полей больше зависит от мощности нефтегазовой залежи, нежели от ее глубины. Глубокозалегающие нефтегазовые залежи в грави-магнитных полях отображаются благодаря дополнительному аномальному эффекту, созданному субвертикальной зоной над залежью. В качестве примера изучения магнитного поля и магнетизма почвенного покрова в пределах отложений углеводородов в Украине исследованы Вижомлянское и Судово-Вишнянское месторождения. На фоне региональной аномалии магнитного поля идентифицированы участки, где поле заметно осложняется локальными минимумами с амплитудой порядка 2–8 нТл и шириной 1–3 км. Кроме того, на краях этих локальных аномалий присутствуют короткопериодные максимумы, интенсивностью 10–20 нТл. Повышение значений магнитной восприимчивости почвенного покрова и ее высокая дисперсия связаны с формированием аутигенных оксидов и сульфидов железа под воздействием рассеивания углеводородного флюида над залежью. Такими магнетиками могут быть диагенетические магнетит, маггемит, пирротин. Для повышения эффективности и однозначности интерпретации результатов изучения магнитного поля, магнетизма почвы, природы локальных магнитных аномалий над углеводородными структурами оптимальным подходом является комплексирование с другими геофизическими, геохимическими, литологическими, неотектоническими и почвоведческими исследованиями.

Ключевые слова: магниторазведка, гравиразведка, магнитная восприимчивость, почва, углеводороды.

Введение. Геофизические методы в современных условиях играют важнейшую роль при поисках залежей нефти и газа, что подтверждается практическими результатами отображения присутствия углеводородов (УВ) в аномальных полях и физических свойствах природных объектов. Еще в конце 50-х годов XX века было показано, что в сейсмических полях обнаруживается поглощение (затухание) энергии волн в несколько раз, а в гравитационном поле проявляются локальные минимумы над залежами нефти и газа [14, 23]. Это послужило основой для постановки задачи прямых поисков залежей нефти и газа геофизическими методами [10].

Последующими многочисленными исследованиями была доказана связь малоамплитудных локальных аномалий силы тяжести и магнитного поля с залежами углеводородов как в платформенных, так и в геосинклинальных областях [1, 2, 4, 5, 7, 8, 11, 15, 16, 17, 27, 36]. Показано наличие относительных температурных максимумов, являющихся признаками залежей УВ [28]. Например, в пределах газового месторождения Южно-Луговское на юге о. Сахалин с 2003 г. были проведены сейсмические, гравиметрические, магнитные, термометрические наблюдения и обнаружены устойчивые закономерности. Установлено, что плановое расположение месторождения отображается в гравитационном и термическом полях. Также выявлено, что эти аномальные зоны отмечаются и в сейсмических временных разрезах [20].

Изучением магнитного поля над месторождениями нефти и газа, а также перспективными структурами в пределах Южной и Северной прибортовых зон Центральной части Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ), выявлены локальные магнитные аномалии ΔT_a , в основном положительные, амплитудой от 4 до 6 нТл, шириной от 3 до 6 км, сводообразной и волнообразной

формы. В пространстве максимумы выделенных аномальных эффектов ΔT_a часто смещены от свода исследованных структур по горизонтам нижнего карбона и тяготеют к рифогенным структурам с залежами нефти и газа, тектоническим нарушениям, которые экранируют залежь [9, 18]. В пределах месторождений УВ с помощью магнитных исследований во Внешней зоне Предкарпатского прогиба выявлены отрицательные магнитные аномалии амплитудой 4–7 нТл и установлена генетическая связь между локальными магнитными аномалиями, магнитными свойствами почвенного покрова и нефтегазоносностью [40, 43, 44]. Над нефтепродуктивной зоной месторождения Зданице в Чешской Республике гаммаспектрометрией установлено заметное снижение содержания таких веществ, как К, U, Th относительно фона, а по образцам, отобранным из неглубоких (до 20 м глубиной) скважин, зафиксировано увеличение содержания Ra (радон) в почвенных газах, магнитной восприимчивости и содержания серы [41]. В пределах нефтегазоносного бассейна Баринас-Апуре (Венесуэла) по результатам исследования 5425 образцов бурового шлама, отобранных из двадцати нефтяных скважин с разных глубин (от поверхности до 4000 м), была сделана попытка связать выявленные магнитные аномалии пород разного возраста с наличием скоплений УВ [45].

Важными являются результаты, полученные в работе [19], где детально рассматривается связь между аномальным магнитным полем над месторождениями УВ и диагенетическими изменениями магнитных минералов, что приводит к понижению или повышению намагниченности соответствующих горных пород на примере ДДВ. В результате исследований пород из

© Гадиров В., Меньшов А, Кудэравец Р., 2016

скважин северо-западной части ДДВ удалось обнаружить области разуплотнения аргиллитов глубже 5000 м на фоне повышения значений магнитной восприимчивости. Также авторами отмечены отдельные интервалы пород с низкой плотностью и повышенной магнитной восприимчивостью на примерах Борзнянской, Нежинской, Зорьковской, Петровской, Гужевской и Савинковской скважин.

При изучении магнитного поля в пределах залежей УВ важным является учет магнитных аномалий, которые формируются за счет магнитных свойств пород верхней части геологического разреза и почвенного покрова. Кроме того, магнетизм почв может использоваться в качестве прямопоискового критерия. Оптимальным подходом является комплексирование информации о магнитных свойствах почвы, подстилающих горизонтов, магниторазведки с другими геофизическими и геохимическими полями и свойствами природных объектов. Так, в работе [31] приведена высокоэффективная методика магнитных исследований на основе определения концентраций диагенетических (аутигенных) магнитных минералов в почвах и горных породах в комплексе с аэромагниторазведкой. Указывается, что существует генетическая связь между миграцией УВ и формированием аутигенного магнетита. Авторы [42] рассматривают магнитные свойства некоторых пород в скважине NWA-1, которая вскрывает меловые и силурийские горизонты. Дисперсия магнитной восприимчивости указывает на изменение геохимического и минералогического состава литологических слоев. Обнаружены метаморфические преобразования и перемагничивания пород продуктивных горизонтов. В продолжение темы аутогенетических изменений более глубоких слоев в пределах месторождений нефти и газа отметим работу [25]. С шагом 2 см проведено 8760 замеров магнитной восприимчивости в скважине. В большинстве случаев контрасты магнитной восприимчивости совпадают с высокой плотностью трещин, содержанием сланцев (увеличение гамма-излучения в данном интервале). По анализу параметров петли гистерезиса и термомагнитных кривых было идентифицировано в зонах повышенных значений магнитной восприимчивости присутствие магнетита и пирротина вторичного происхождения. Публикация [26] посвящена магнитному анализу почв и горных пород трех нефтяных скважин месторождения Ла-Виктория, Венесуэла. Зафиксирована высокая концентрация субмикронных сферических агрегатов магнитных минералов в нефтесодержащих слоях геологического разреза, которые характеризуются максимумами магнитной восприимчивости. Кроме того, в работах [28, 38] на основе измерения магнитной восприимчивости, электронного парамагнитного резонанса и определения концентрации радикалов органических веществ зафиксированы их тесные корреляционные связи в присутствии УВ. Такие закономерности отмечены как для почвенного покрова, так и верхней части геологического разреза. Кроме того, в работе [27] обнаружено, что гематит и магнетит являются продуктами позднего диагенеза под влиянием углеводородных флюидов.

Таким образом, выясняется, что нефтегазовые залежи, находящиеся в различных нефтегазоносных регионах мира, с уверенностью отображаются в геофизических полях, в том числе, гравитационном и магнитном, а также изменяют магнитную восприимчивость почвенного покрова.

Обоснование грави-магнитных аномалий. В процессе анализа материалов геофизических и петрофизических исследований, собранных по разным структурам и регионам, установлено, что породы, образующие за-

лежи нефти и газа, по своим физическим параметрам отличаются от окружающих пород, в первую очередь, от водоносных коллекторов. Плотность коллекторов в пределах залежи, насыщенных нефтью и газом, по сравнению с плотностью пород, размещенных за контуром залежи, уменьшается до $0,1\text{--}0,15\text{ г/см}^3$ и $0,1\text{--}0,25\text{ г/см}^3$ соответственно. Увеличивается электрическое сопротивление в 1,5–5 раз, а поляризация пород более чем на 15%. Уменьшаются скорость продольной сейсмической волны на 25–30%, магнитная восприимчивость пород в 2–8 раз, увеличиваются поглощение сейсмических волн в 10 раз и температура на 10–18% [4, 5, 35].

Исследования, проведенные на различных месторождениях нефти и газа, показывают, что эффективная плотность в области залежи изменяется в пределах $0,1\text{--}0,25\text{ г/см}^3$, что приводит к появлению отрицательных аномалий в гравитационном поле в пределах $0,1\text{--}2,0\text{ мГал}$, в зависимости от мощности залежи и состава УВ [4, 35].

Предполагается, что именно нефть и газ приводят к изменению физических свойств вышележащих и окружающих залежь пород. Миграция легких фракций УВ в вышележащие слои влияет на физические свойства пород над залежью. Соответствующие изменения зафиксировали многие исследователи. Например, Дж. Харрис (1908 г.) в Луизиане, Ф. Ривз (1922 г.) на нефтяном месторождении Цемент в Оклахоме, Т. Донован (1979 г.) и многие другие установили, что в породах над нефтяными залежами происходит пиритизация, изменение цвета и намагниченности пород.

В осадочном чехле над залежью скапливаются магнитные минералы, такие как магнетит, маггемит, гематит, грейгит, что является физико-геологической предпосылкой применения магниторазведки для поиска залежей нефти и газа. Часто осадочные отложения отличаются низкой магнитной восприимчивостью. В то же время, под воздействием УВ в субвертикальной зоне над залежью происходят вторичная минерализация, перенос микропузырьками тяжелых металлов из области залежи, которые приводят к изменению магнитного поля над залежью [21, 23, 32].

Магнитные аномалии, наблюдаемые над месторождениями нефти и газа, объяснялись также протеканием естественных электрических токов над месторождениями, и приводящих к появлению тепловых и магнитных аномалий (С.Дж. Пирсон, 1971, Р.С. Сейфуллин, 1980).

Методологические основы применения магнетизма почвенного покрова и магнитометрии для поисков УВ заложены в работе [46], где обоснованы физико-химические основы метода. Сейчас построено несколько моделей физико-химических изменений магнитной минералогии в почвах и подстилающих горных породах под действием УВ. Первая такая модель предложена в работе [29]. Она включает диагенетические изменения магнетитовой фазы. Позднее в работе [37] описана роль сульфидов железа в аутогенетических преобразованиях. В работе [39] рассмотрены микробиологические и термохимические превращения, а в публикации [30] детально исследуется замещение сидерита. Также результаты исследований [47] указывают на то, что качественную интерпретацию миграции молекул нефти и газа можно дать на основе термодинамической теории диффузии газов и жидкости.

Субвертикальные неоднородности над залежью и их физические характеристики. Согласно выдвинутой "геосолитонной" концепции образования углеводородных месторождений, независимо от типа ловушек их объединяет общий механизм образования [3]. Отмечается наличие субвертикальных каналов под всеми типами месторождений, тянущихся в глубину Земли.

По мнению авторов, образование таких субвертикальных зон связано с разломами и процессами дегазации Земли. Их называют "субвертикальный геологический объект", "зона разрыва и напряжения", "зона высокой проводимости" и т.д. Они определяются как "каналы флюидопотоков", а в сейсмической волновой картинке такие зоны отражаются "волновым рассеянием" и высокой "сейсмической мутностью". Обосновывается связь миграционных путей УВ именно с "вертикальными зонами сейсмической мутности" и расположением залежей вблизи этих зон [12, 22].

Образование над залежами субвертикальных зон, отличающихся своими физическими параметрами, объясняется распределением тектонического напряжения и деформации в пределах геологических структур, уменьшением плотности над залежью вследствие миграции легких фракций УВ к поверхности Земли [6, 11]. Геохимические исследования также показывают, что такие зоны над залежью могут прослеживаться вплоть до земной поверхности.

Отмеченные субвертикальные зоны такого типа, естественно, отличаются своими физическими параметрами от окружающей среды. Подобные субвертикальные геологические объекты находят своё отображение во всех геофизических полях, в том числе, сейсмическом, гравитационном, магнитном, электрическом, теп-

ловом, а также при геохимической съемке [3, 13, 22, 23]. Такие исследования требуют изучения образования нефтегазовых месторождений и связанных с ними вторичных геологических факторов, а также физико-геологических основ их отображения в геофизических полях на основе новых концепций и взглядов.

В ряде случаев количественные оценки изменений физических параметров субвертикальной зоны над залежью отсутствуют, поскольку по керновым материалам сложно устанавливать незначительные изменения физико-химических параметров. По результатам изучения некоторых физических параметров, полученных в лабораторных условиях по кернам Среднекуринской депрессии Азербайджана [7, 34, 35], нами была проведена количественная оценка изменения магнитной восприимчивости, температуры и плотности пород в пределах и вне залежи (табл. 1). В дальнейшем эти данные были использованы при составлении физико-геологической модели нефтяных месторождений в Азербайджане. Отмечая значимость вертикальных неоднородностей в геологическом разрезе при поиске залежей нефти и газа, в т.ч. глубокозалегающих, используя температурные изменения в зоне залежи, удалось вывести формулу, позволяющую количественно оценить относительное уменьшение плотности пород в субвертикальной зоне над залежью [33].

Таблица 1

Физические параметры отложений на юго-восточной части Среднекуринской впадины

Возраст отложений и индексы	Литоология	Глубина и средняя мощность, м	Плотность (кг/м^3) и пористость, %	Магнитная воспр., $\times 10^{-6}$ СИ		Температура, t, °C		Изменения физических параметров над залежью		
				За контуром залежи	В пределах залежи	За контуром залежи	В пределах залежи	Магнит. воспр., $\Delta\alpha$, $\times 10^{-6}$ СИ	Температура Δt , °C	Дефект плотности, вычисленный по формуле $\Delta\sigma$, кг/м^3
Четвертичный Q	песчаники, пески	$\frac{0}{400}$	$\frac{2050}{20-25}$	-	-	25,0	27,5	-	2,5	0,8
Абшерон Qab	песчаники, глины, пески	$\frac{400}{1200}$	$\frac{2100}{18-30}$	500	-	49,0	53,9	-	4,9	1,8
Акчакул N ₂ ak	"-----"	$\frac{1600}{500}$	$\frac{2100}{18-30}$	700	-	58,9	65,6	-	6,7	2,4
Продукт. толща (Балаханский ярус) N ₂ ¹	глины с прослойками песчаников, песчаники	$\frac{2100}{200}$	$\frac{2230}{15-20}$	600	400	63,0	70,4	200	7,4	2,1
Верхн. миоцен N ₁ ³	песчаники, глины	$\frac{2300}{500}$	$\frac{2210}{15,9}$	980	150	73,1	82,6	830	9,5	2,5
Чокрак N ₁ ² ч	песчаники, просл. мергелей и доломит.	$\frac{2800}{50}$	$\frac{2210}{15,9}$	650	160	74,1	83,9	490	9,8	2,6
Майкоп P ₃ +N ₁ ¹	глины, алевролиты, прослойки песков и песчаников	$\frac{2850}{650}$	$\frac{2300}{16,2}$	1100	130	87,3	100,4	970	13,1	3,5
Эоцен P ₂	глины известков., просл. известняков и доломитов	$\frac{3500}{700}$	$\frac{2340}{11,2}$	3000	500	101,6	119	2500	17,4	3,6
Палеоцен P ₁	"-----"	$\frac{4200}{50}$	$\frac{2350}{9}$	6500	2140	102,6	120,6	4360	18	3,2
Верх. мел, K ₂	осад.	известняки, аргиллиты, мергели	$\frac{4250}{>1000}$ $\frac{2650}{0,9-3,8}$	>9000	-	-	-	-	-	-
	вулк.	андезиты, базальты, порфириды		>20000	3300	-	-	>10000	-	-

Результаты. Результаты грави-магнитной разведки, проведенной на различных нефтегазовых площадях Азербайджана, показали, что при особом подходе можно выделить характерные локальные гравитационные и магнитные аномалии, связываемые с залежью нефти и газа [7, 34]. При этом важным фактором является точность и алгоритм работ. В первую очередь, необходимо построить аппроксимационную кривую (региональный фон), проходящую через минимальные значения наблюдаемого поля [36]. Затем выявленные в поле силы тяжести локальные максимумы восстанавливаются по краевым градиентам этих полей. Разница между наблюдаемым и восстановленным полями отражает характерную гравимагнитную аномалию, связываемую с нефтегазоносностью.

Исследования, проведенные на реальных моделях (на примере известных Мурадханлинского и Джафарлинского месторождений), показывают, что по вышеописанному методу, возможно выявить поднятия, разломы, распределения эффузивных пород и нефтегазовых месторождений [36, 34].

Установлено уменьшение плотности пород до $0,15\text{--}0,17\text{ г/см}^3$ в пределах нефтеносной части залежи в Среднекуринской впадине. При этом вычисленная гравитационная аномалия в зависимости от мощности залежи составляет $0,2\text{--}0,3\text{ мГал}$. Магнитная восприимчивость пород не только в пределах залежи, но и над и под залежью, уменьшается в несколько раз. Проведенные на известных месторождениях нефти (Мурадханлинском, Джафарлинском, Тарсдаллярском, Газанбулагском, Бабазананском, Бяндованском и др.) грави-магнитные исследования показали, что над месторождениями наблюдаются гравитационные и магнитные минимумы интенсивностью $0,2\text{--}0,8\text{ мГал}$ и $20\text{--}30\text{ нТл}$. Поэтому комплексирование этих методов увеличивает эффективность прогнозирования нефтегазовых залежей [20, 33].

Анализ физических параметров отложений юго-восточной части Среднекуринской впадины показывает, что магнитная восприимчивость, температура, плотность пород над залежью заметно отличаются от таковых, установленных в законтурной части залежи (табл. 1). Таким образом, были определены физические параметры пород, составляющих разрез над нефтегазовой залежью и использованных при составлении физико-геологической модели Мурадханлинского (рис. 1) и Джафарлинского (рис. 2) месторождений.

Количественно была оценена разность физических параметров пород в субвертикальной зоне над и под залежью по отношению к законтурной ее части. Например, если в отложениях абшерона, акчагыла в продуктивной толще законтурной части залежи магнитная восприимчивость и температура равны $60 \times 10^{-6}\text{ СГС}$ и 52°С соответственно, то в зоне над залежью они составили $40 \times 10^{-6}\text{ СГС}$ и 59°С . Как видно, в субвертикальной зоне над залежью магнитная восприимчивость уменьшается на $200 \times 10^{-6}\text{ СИ}$ или же в 1,5 раза, а температура увеличивается на 7°С или же на 13%.

В миоценовых и майкопских отложениях над залежью магнитная восприимчивость уменьшается, соответственно, на $800 \times 10^{-6}\text{ СИ}$ (в 6,3 раза) и на $97 \times 10^{-6}\text{ СИ}$ (в 8,5 раза). При этом температура повышается в среднем на 10–17%. С увеличением глубины увеличивается разность в физических параметрах пород над залежью и за контуром залежи (рис. 1–2, табл. 1).

На основе изучения кернового материала, отобранного из скважины на площадке Мурадханлы, установлено, что магнитная восприимчивость вулканогенных об-

разований в сводовых и крыльевых частях структуры сильно отличается. Если на крыльях структуры магнитная восприимчивость составляет в среднем $(20000\text{--}25000) \times 10^{-6}\text{ СИ}$, то в сводовых частях она уменьшается до $3300 \times 10^{-6}\text{ СИ}$. Можно предположить, что УВ способствуют изменению физических свойств пород в зоне залежи относительно окружающих их отложений.

Анализ фактического материала показал, что уменьшение плотности и магнитной восприимчивости в нефтегазовых залежах и в субвертикальных зонах над ними является причиной образования своеобразных аномалий в гравитационных и магнитных полях. Вычисления гравитационных и магнитных аномалий для залежи и субвертикальной зоны в отдельности на реальных моделях нефтяных площадей Мурадханлы и Джафарлы выявили весьма интересные факты. На площади Мурадханлы (рис. 1) вычисленный гравитационный эффект самой залежи составляет $0,23\text{ мГал}$, тогда как субвертикальная зона над залежью образует дополнительную аномалию $0,12\text{ мГал}$, недоучет которой может привести к потере величины аномалии. Нефтяная залежь и субвертикальная зона совместно создают аномалию интенсивностью $0,35\text{ мГал}$, которая соответствует аномалии в наблюдаемом поле. Величина вычисленной магнитной аномалии субвертикальной зоны над залежью достигает $15\text{--}20\text{ нТл}$. Уменьшение магнитной восприимчивости под залежью в эффузивных образованиях дополнительно создает магнитный эффект до 20 нТл . Таким образом, вся зона залежи создает магнитный эффект интенсивностью до 40 нТл . Как ни странно, аномалия самой залежи намного меньше эффекта субвертикальной зоны и не превышает 2 нТл .

Используя формулы, указанные в работе [28], для подсчета величины уменьшения плотности в субвертикальной зоне было показано, что в зоне над залежью плотность пород уменьшается до $2\text{--}3,6\text{ кг/м}^3$.

Подобные результаты были получены и на площади Джафарлы (рис. 2). Прямые вычисления показали, что гравитационные эффекты залежи и субвертикальной зоны над ней из-за увеличения глубины залежи, по сравнению с площадью Мурадханлы, почти равны и составляют $0,14\text{ мГал}$, т.е. залежь и субвертикальная зона совместно создают аномалию в размере приблизительно $0,28\text{ мГал}$, что соответствует выделенной аномалии в наблюдаемом поле. Вычисленная магнитная аномалия зоны над залежью составляет около 15 нТл , а зоны под залежью около 17 нТл . Аномалии всей зоны залежи превышают 30 нТл .

В качестве примера изучения магнитного поля и магнетизма почвенного покрова в пределах отложений УВ в Украине рассмотрим Вижомлянское и Судово-Вишнянское месторождения. Над этими газовыми месторождениями Внешней зоны Предкарпатского прогиба была проведена магнитная съемка, а также изучен почвенный покров и его магнитные характеристики.

На рис. 3-а приведены графики аномального магнитного поля ΔT по профилям 8, 8а и 8б.

Анализируя структуру магнитного поля, в целом отметим, что на фоне региональной аномалии ΔT на всех профилях видны отдельные участки, где поле ΔT заметно осложняется локальными минимумами с амплитудой порядка $2\text{--}8\text{ нТл}$ и шириной от $1\text{--}3\text{ км}$. Кроме того, на краях этих локальных аномалий присутствуют короткопериодные максимумы интенсивностью $10\text{--}20\text{ нТл}$.

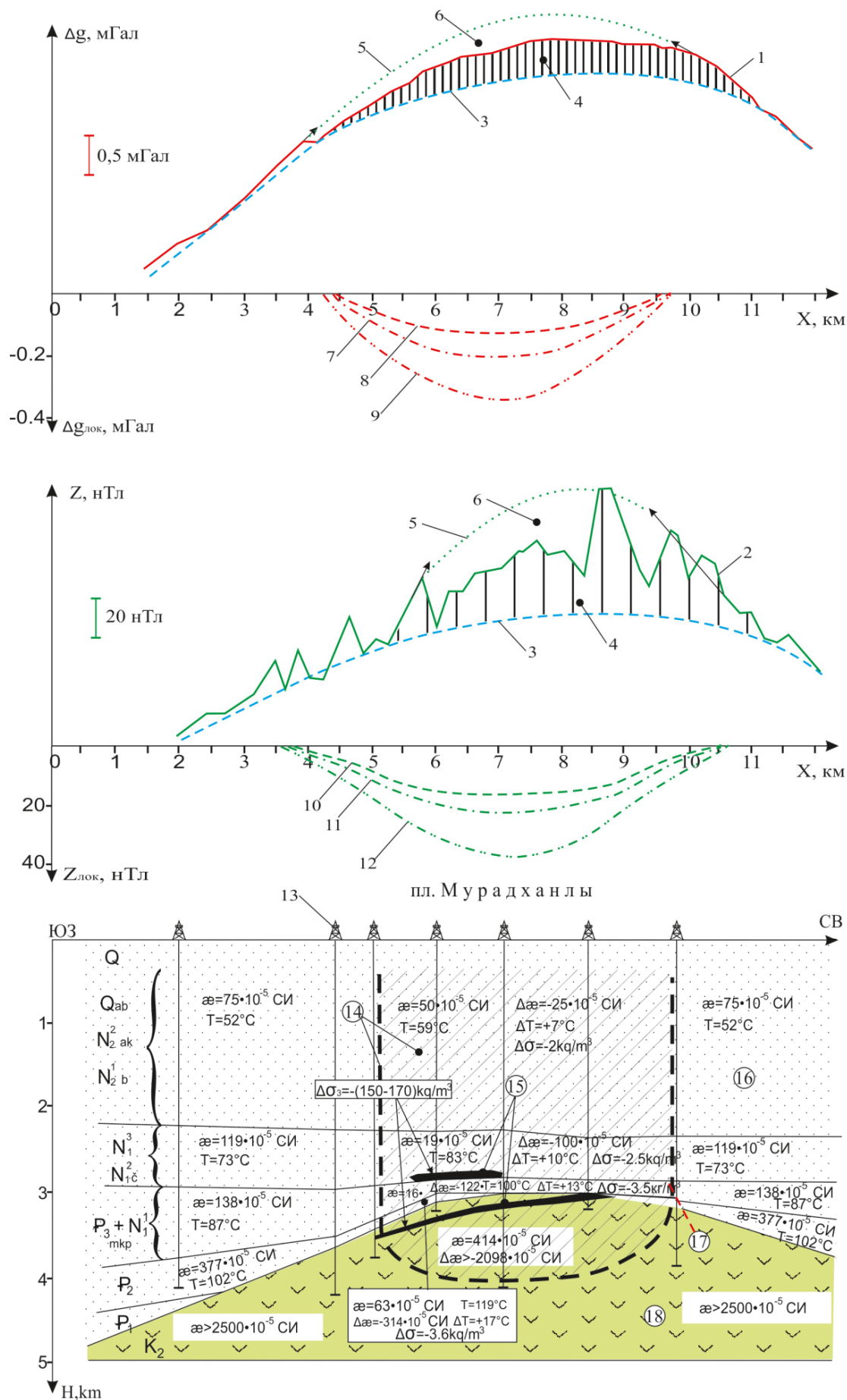


Рис. 1. Геолого-геофизическая модель месторождений Мурадханлы, Азербайджан

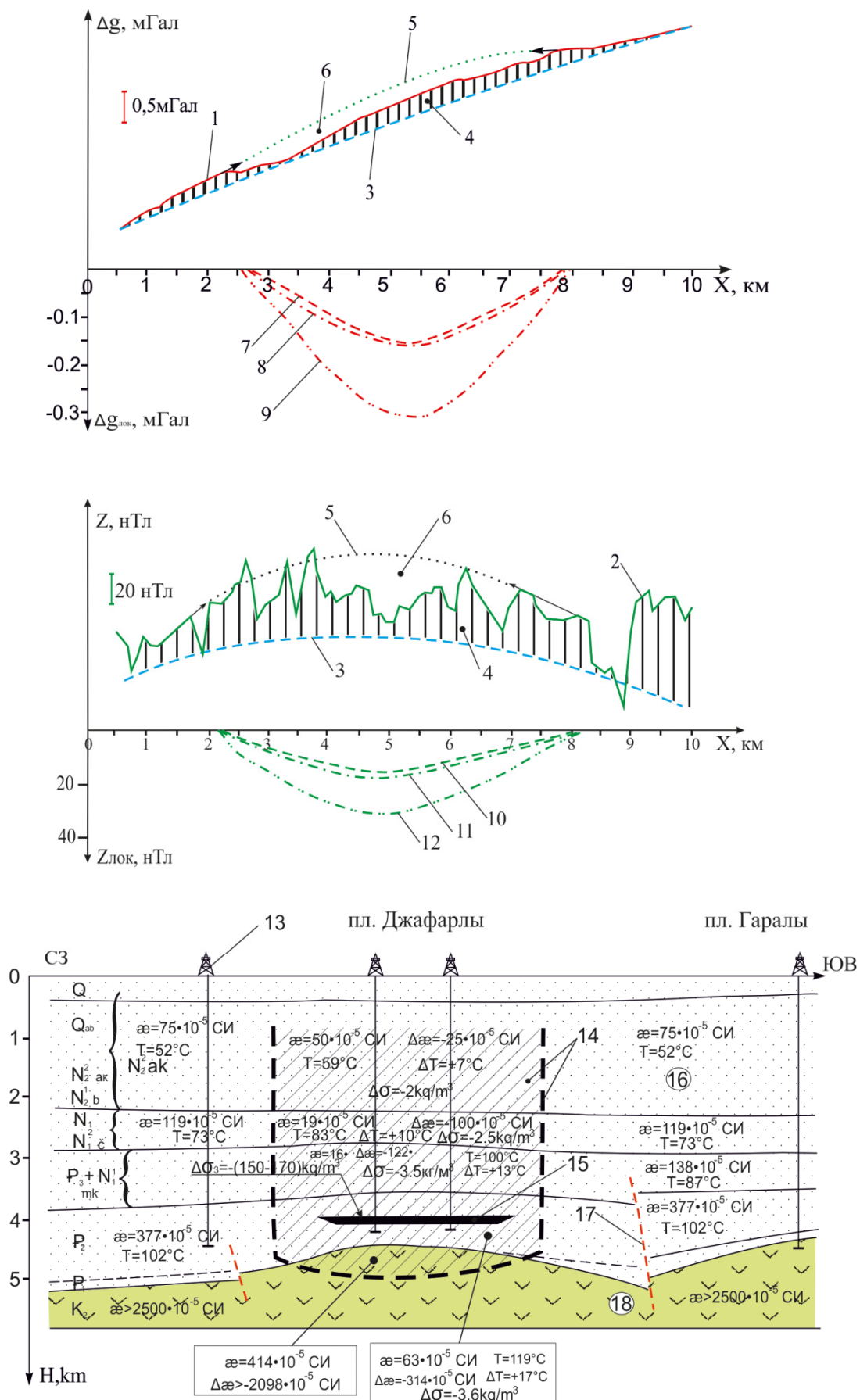


Рис. 2. Геолого-геофизическая модель месторождений Джафарлы, Азербайджан

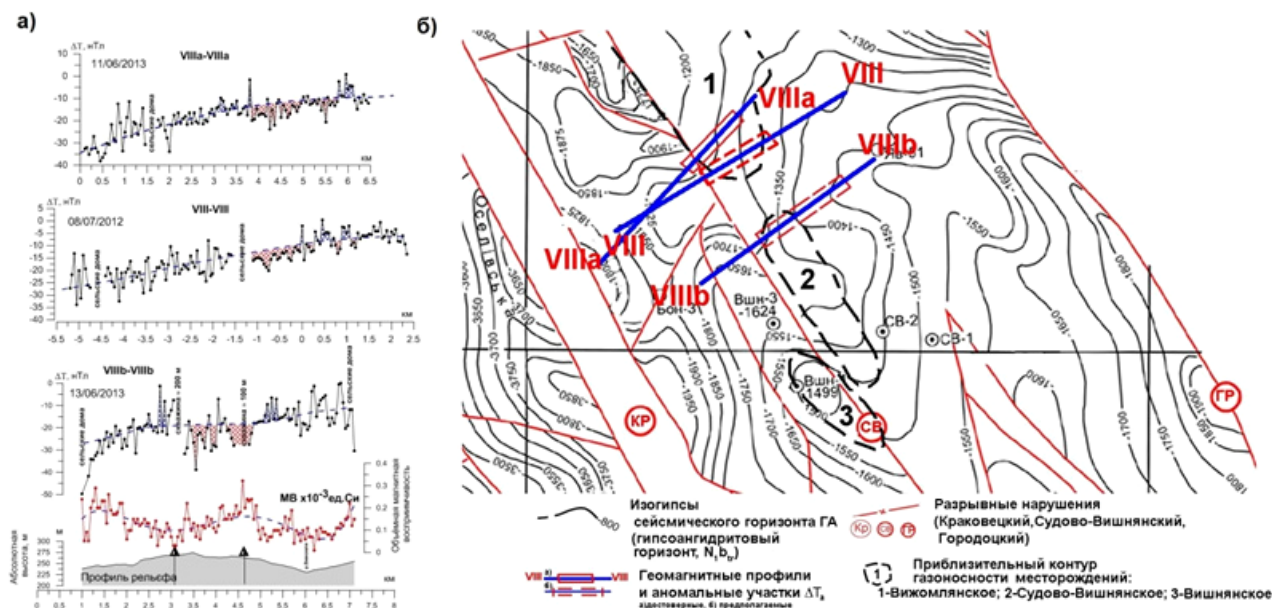


Рис. 3. Результаты магниторазведки и изучения магнитной восприимчивости почв (Предкарпатский прогиб, Украина):
 а – разностное anomальное магнитное поле ΔT вдоль профилей 8, 8а, 8б и участки локальных магнитных аномалий ΔT_a (выделено красным), магнитная восприимчивость и профиль рельефа (8б); б – структурная карта гипсоангидритового горизонта с расположением геомагнитных профилей и аномальных участков ΔT_a в пределах Вижомлянського и Судово-Вишнянського месторождений

В 2012 г. были проведены измерения вдоль профиля 8 для изучения локальной структуры магнитного поля в районе Краковецкого и Судово-Вишнянского разломов. После обработки результатов и выделения локальной составляющей поля ΔT , юго-западная часть аномального участка ΔT_a между пикетами -1700 – -1000 м оказалась сильно искажена помехами. Поэтому был заложен профиль 8а под некоторым углом к профилю 8, обходящий поселок. Как видно из рис. 3, на этом профиле четко выделяется отрицательная аномалия ΔT_a амплитудой 4 – 6 нТл, которая дополнительно осложняется на краях положительными максимумами (8 – 10 нТл), (пикеты 3000 , 6000 м) достигая длины свыше 3 км, (пикеты 2750 – 6250 м). При сравнении пространственных положений этих двух локальных аномальных участков видна их высокая корреляция и приуроченность к контурам Вижомлянського газового месторождения. Обе аномалии ΔT_a смещены от антиклинальных поднятий по гипсоангидритовому горизонту и тяготеют к крыльям структуры и Судово-Вишнянскому региональному разлому.

Для изучения структуры магнитного поля в юго-восточном направлении были проведены измерения модуля T на профиле 8б длиной около 6 км. Вследствие наличия вблизи профиля эксплуатационных скважин Судово-Вишнянского месторождения, структура аномального магнитного поля очень искажена. Тем не менее, можно проследить наличие характерной уже для этого района отрицательной магнитной аномалии ΔT_a амплитудой порядка 5 – 7 нТл и шириной порядка 2 км в ее центральной части с осложнениями на флангах высокочастотными максимумами.

По своему облику и амплитуде [9] эти аномалии приближаются к выделенным нами ранее над нефтегазовыми месторождениями в Предкарпатском прогибе и ДДВ. К их формированию были причастны эпигенетические магнитные неоднородности в верхней части разреза геологических структур над залежами нефти и газа [40, 43, 44].

Рассмотрим теперь распределение магнитной восприимчивости почвенного покрова вдоль профиля 8б.

Почвы, в основном, являются слабомagnetными (рис. 3-а). Представлены дерново-подзолистыми, дерновыми, местами, светло-серыми, почвами. Часто в почвенном покрове преобладают почвы луговые, с переходом к болотным. Повышение значений магнитной восприимчивости отмечается в местах сельскохозяйственной обработки земель, например, пикеты 1200 – 1800 м. Также наличие серых лесных почв на лесном участке (пикеты 4200 – 4800 м) ведет к повышению величин магнитной восприимчивости. Следует отметить, что именно в этом промежутке располагается скважина Вишнянская №18 (рис. 4). Повышение и высокая дисперсия значений магнитной восприимчивости на этом участке может быть связана с формированием аутигенных более магнитных ферримagnetитов под воздействием рассеивания углеводородного флюида от залежи. Высокая дисперсия значений свидетельствует и об обратном процессе замещения ферримagnetитов минералов, например, magnetита, маггемита и пирротина, менее магнитными антиферромагнетиками, например, гематитом. Такие процессы в почвах могут сменяться в зависимости от условий почвообразования, гидроморфизма, присутствия кислорода, сезонности и интенсивности осадков.

Таким образом, приведенные результаты демонстрируют, что геофизические эффекты, создаваемые собственно месторождениями УВ, субвертикальной зоной над залежью, должны учитываться при изучении геофизических полей.

Выводы. Совпадение полученных для нефтегазовых районов Азербайджана, России, Узбекистана, Казахстана, Беларуси, Украины гравиметрических и магнитометрических локальных минимумов и максимумов с контурами нефтегазовых залежей, а также обнаруженные новые залежи, являются достаточно весомым обоснованием возможностей этих методов. При этом, согласно фактическим материалам и теоретическим исследованиям, появляется основание для применения методов для прямых поисков УВ.

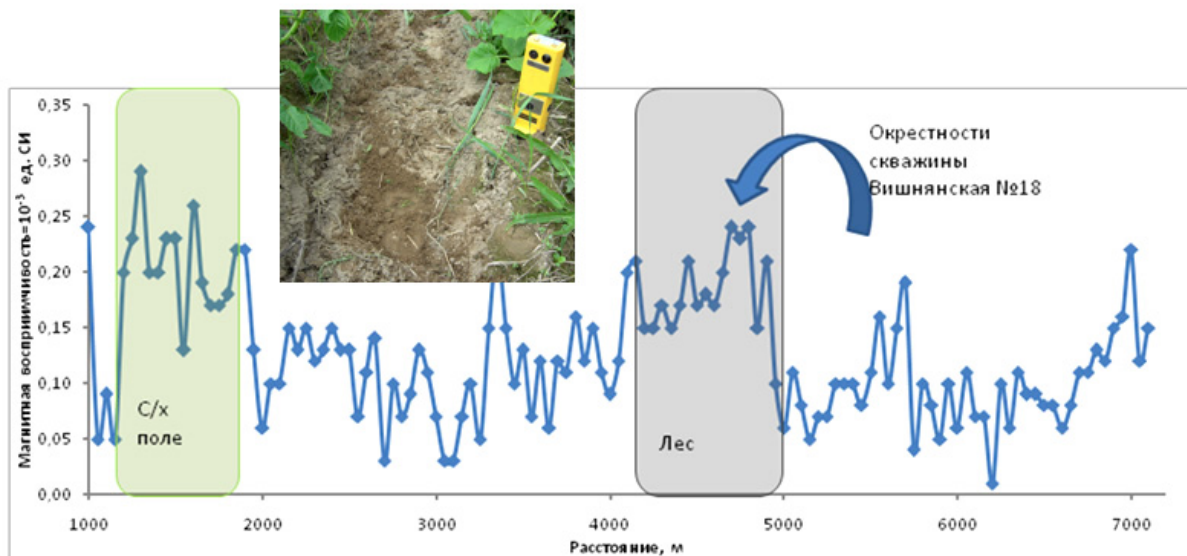


Рис. 4. Магнитная восприимчивость почв вдоль профиля 86, Судово-Вишнянская структура

Результаты исследований в условиях Азербайджана показали:

- нефтяные залежи, независимо от их структурной формы, в гравитационном и геомагнитном полях отмечаются локальными минимумами;
 - интенсивность локальных грави-магнитных минимумов в большей степени зависит от мощности нефтегазовой залежи, нежели от ее глубины;
 - глубокозалегающие нефтегазовые залежи в грави-магнитных полях отображаются, благодаря дополнительному аномальному эффекту, созданному субвертикальной зоной над залежью;
 - высокая интенсивность локальных магнитных минимумов (30-40 нТл) в Среднекуринской впадине связана с наличием вулканогенных пород в геологическом разрезе и с наибольшим уменьшением в них магнитной восприимчивости;
 - диагностическими признаками обнаружения нефтегазовых залежей гравиметрической и магнитометрической разведками могут служить характерные локальные минимумы, выделенные по градиентным зонам на фоне локальных максимумов.
- Результаты исследований в условиях Украины показали:

- в структуре аномального магнитного поля над Вишномлянским и Судово-Вишнянским газовыми месторождениями выявлены отрицательные магнитные аномалии амплитудой 4–7 нТл, шириной 3 км со сложной морфологией, сопоставимые с контурами газовых залежей;
- почвенный покров данного района представлен слабомагнитными почвами. Дифференциация магнитной восприимчивости является слабой. В то же время, отмечены некоторое повышение значений магнитной восприимчивости и ее высокая дисперсия в окрестностях скважины.

Для эффективной и более однозначной интерпретации результатов изучения магнитного поля, магнетизма почв, природы локальных магнитных аномалий над углеводородными структурами необходимо комплексирование с другими геофизическими, геохимическими, литологическими, неотектоническими, почвоведческими исследованиями.

Список использованных источников:

1. Агульник И.М. Опыт и результаты применения высокоточной гравиразведки при прямых поисках нефти на примере Верх-Тарского Малоличского место-рождений / И.М. Агульник, Е.М. Звягин, С.А. Колчин, И.Н. Михайлов, А.А. Яковенко // Повышение геологической эффективности и практические способы интерпретации гравиразведочных работ. 1982. – С. 58–65.
2. Бабаянц П.С. Интерпретация аэрогеофизических данных при поисках месторождений нефти и газа / П.С. Бабаянц, Ю.И. Блох, В.А. Буш, А.А. Трусов // Разведка и охрана недр. – 2006. – № 5. – С. 13–18.
3. Бембель Р.М. Поиски и разведка месторождений углеводородов на базе геосолитонной концепции дегазации земли / Р.М. Бембель, В.М. Мегеря, С.Р. Бембель // Геология нефти и газа. – 2006. – № 2. – С. 2–8.
4. Березкин В.М. Применение геофизических методов разведки для прямых поисков месторождений нефти и газа / В.М. Березкин, М.А. Киричек, А.А. Кунарев. – М., Недра. – 1978. – 223 с.
5. Березкин В.М. Применение магниторазведки для поисков месторождений нефти и газа / В.М. Березкин, А.И. Лошаков, М.И. Николаев // Прикладная геофизика. – 1982. – № 103. – С. 128–136.
6. Березкин В.М. Природа внепластовых геофизических аномалий на нефтегазоносных структурах платформенного типа / В.М. Березкин, А.П. Яковлев // Прикладная геофизика. – 1982. – № 102. – С. 144–147.
7. Гадиров В.Г. Прогнозирование вулканогенных образований мезозоя Среднекуринской депрессии и их нефтегазоносности по комплексным геофизическим данным: авт. дис. на соис. уч.ст. к.г.-м.н. / В.Г. Гадиров. – Баку, 1991. – 22 с.
8. Каршенбаум М.А. Применение высокоточных гравиметрических съемок с целью прямых поисков залежей углеводородов на Керчинском полуострове / М.А. Каршенбаум, К.Е. Веселов, Л.Г. Гладченко, И.Н. Михайлов // Разведочная геофизика. – 1982. – №94. – С. 91–96.
9. Кудеравец Р.С. Геомагнітні моделі родовищ вуглеводнів та перспективних структур центральної частини Дніпровсько-Донецької западини / Р.С. Кудеравец, В.Ю. Максимчук, Ю.М. Городиський // Науковий вісник ІФНТУНГ. – 2009. – №1 (19). – С. 73–81.
10. Лукин А. Е. Прямые поиски нефти и газа: причины неудач и пути повышения эффективности / А. Е. Лукин // Геолог Украины. – 2004. – № 3. – С. 18–43.
11. Мамедов С.Г. Результаты высокоточной гравиметрии при поиске залежей нефти и газа в условиях Азербайджана / С.Г. Мамедов // Азербайджанское нефтяное хозяйство. – 1984. – № 2. – С. 30–35.
12. Мегеря В.М. Геосолитонная составляющая при прогнозе и картировании залежей нефти и газа / В.М. Мегеря, С.Р. Бембель // Нефть и газ Евразия. – 2011. – № 7–8. С. 50–57.
13. Мегеря В.М. Поиск и разведка месторождений УВ, контролируемых геосолитонной дегазацией земли, на базе сейсмовидения / В.М. Мегеря // Геофизика. – 2011. – № 1. – С. 67–74.
14. Медовский И.Г. О возможной природе локальных гравитационных минимумов над залежами нефти и газа / И.Г. Медовский, Г.М. Комарова // Геология нефти и газа. – 1959. – № 11. – С. 50–57.
15. Михайлов И.Н. Разработка новых принципов интерпретации гравиразведки / И.Н. Михайлов // Повышение геологической эффективности и практические способы интерпретации гравиразведочных работ. – 1982. – С. 40–80.
16. Орлюк М.І. Нафтогазоносність земної кори України у зв'язку з її намагніченістю / М.І. Орлюк // Нафтова і газова промисловість. – 1994. – №3. – С. 16–19.

17. Орлюк М.И. Магнітні моделі типових нафтогазоносних структур / М.И. Орлюк // Нафтова і газова промисловість. – 1997. – № 2. – С.9–11.
18. Орлюк М.И. Магнитометрические исследования при региональном и локальном прогнозе нефтегазоносности земной коры Днепровско-Донецкой впадины / М.И. Орлюк, В.Е. Максимчук, Г.И. Вакарчук, П.М. Чепиль // Геофизич. журн. – 1998. – № 20 (3). – С. 92–102.
19. Орлюк М.И. Теоретические и экспериментальные обоснования глубинной нефтегазоносности земной коры по геомагнитным данным / М.И. Орлюк, В.В. Друкарченко // Электронный журнал "Глубинная нефть". – 2014. – № 2 (8). – С. 1245–1258.
20. Паровышный В.А. Временные изменения геофизических полей над газовой залежью (о. Сахалин) / В.А. Паровышный, О.В. Веселов, В.Р. Сеначин, В.С. Кириенко // Тихоокеан. Геология. – 2008. – № 27, 4, С. 3–15.
21. Путиков О.Р. Струйные ореолы рассеяния над нефтегазовыми залежами в неоднородных породах / О.Р. Путиков, С.А. Вешев, Н.А. Ворошилов, С.Г. Алексеев, Ч. Цзыюн, Н.А. Касьянкова // Геофизика. – 2000. – № 1. – С. 52–56.
22. Рослов Ю.В. Сейсмические признаки флюидопотока и связанных с ним залежей / Ю.В. Рослов, Н.Н. Ефимова, А.Н. Кремлев, А.Д. Павленкин // Геофизика. – 2009. – № 2. – С. 26–30.
23. Устинова В.Н., 2002. Залежи углеводородов, особенности их проявления в геофизических полях // Геофизика, Москва, №5, с.25–31.
24. Цимельзон И.О. Применение гравиметрии для прямых поисков нефти и газа / И.О. Цимельзон. // Геология нефти и газа. – 1959. – № 12. – С. 41–46.
25. Aifa T. Magnetic susceptibility and its relation with fractures and petrophysical parameters in the tight sand oil reservoir of Hamra quartzites, southwest of the Hassi Messaoud oil field, Algeria / T. Aifa, A. Zerrouki, K. Baddari, Y. Geraud // Journal of Petroleum Science and Engineering. – 2014. – № 123. – P. 120–137.
26. Aldana M. Framboidal magnetic minerals and their possible association to hydrocarbons: La Victoria oil field, southwestern Venezuela / M. Aldana, V. Costanzo-Alvarez, D. Vitiello, L. Colmenares, G. Gómez // Geofisica Internacional. – 1999. – № 38, 3. P. – 137–152.
27. Costanzo-Alvarez V. Rock magnetic characterization of early and late diagenesis in a stratigraphic well from the Llanos foreland basin (Eastern Colombia) / V. Costanzo-Alvarez, M. Aldana, G. Bayona, D. López-Rodríguez, J.M. Blanco // Geological Society Special Publication. – 2012. – № 371, 1. – P. 199–216.
28. Díaz M. EPR and magnetic susceptibility studies in well samples from some Venezuelan oil fields / M. Díaz, M. Aldana, V. Costanzo-Alvarez, P. Silva, A. Pérez // Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy. – 2000. – № 25, 5. – С. 447–453.
29. Donovan T.J. Aeromagnetic detection of diagenetic magnetite over oil fields / T.J. Donovan, R.L. Forgey, A.A. Roberts // AAPG Bull. – 1979. – № 63, P. 245–248.
30. Elmore R.D. Remanence in authigenic magnetite: testing the hydrocarbon – magnetite hypothesis / R.D. Elmore, L. Grawford // Journal Geophys. Res. – 1990. – № 95 (B), P. 4539–4549.
31. Elmore R.D. Evidence for a relationship between hydrocarbons and authigenic magnetite / R.D. Elmore, M.H. Engel, L. Crawford, K. Nick, S. Imbus, Z. Sofer // Nature. – 1987. – № 325, 6103. – P. 428–430.
32. Foote R.S. Relationship of near-surface magnetic anomalies to oil and gas producing areas / R.S. Foote // AAPG Memoir: Hydrocarbon migration and its near surface expression. – 1996. – № 66. – P. 111–126.
33. Gadirov V.G. Density-thermal dependence of sedimentary associations calls to reinterpreting detailed gravity surveys / V.G. Gadirov, L.V. Eppelbaum // Annals of geophysics. – 2015. – № 58, doi: 10.4401/ag.6672.
34. Gadirov V.G., Eppelbaum L.V. Detailed gravity, magnetics successful in exploring Azerbaijan onshore areas / V.G. Gadirov, L.V. Eppelbaum // Oil and Gas Journal. – 2012. – № 110, 11. – P. 60–73.
35. Gadirov V.G. The physical-geological principles of application of gravity and magnetic prospecting in the search of oil and gas deposits / V.G. Gadirov // Proceedings of 10th petroleum congress and exhibition of Turkey, Ankara. – 1994. – P. 197–203.
36. Gadirov V.G. The question of interpreting local gravity and magnetic anomalies in oil and gas fields / V.G. Gadirov // Geophysics news in Azerbaijan. – 1997. – № 4. – P. 23–24.
37. Goldhaber M.B. Relations among hydrocarbon reservoirs, epigenetic sulfidization, and rock magnetization: examples from the South Texas Coastal Plain / M.B. Goldhaber, R.L. Reynolds // Geophysics. – 1991. – № 56. – P. 748–757.
38. Gonzalez F. An integrated rock magnetic and EPR study in soil samples from a hydrocarbon prospective area / F. Gonzalez, M. Aldana, V. Costanzo-Alvarez, M. Diaz, I. Romero // Physics and Chemistry of the Earth. – 2002. – № 27. – P. 1311–1317.
39. Machel H.G. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings – old and new insights / H.G. Machel // Sediment. Geol. – 2001. – № 14. – P. 143–175.
40. Maksymchuk V., High-resolution magnetic surveys for oil and gas fields searching in NW part of the Carpathian Foredeep / V. Maksymchuk, R. Kuderavets, I. Chobotok, V. Tymoshuk // "Alpine Petrol 2012 on Geology, Ecology and Petroleum Prospectives of the Carpathians and other Alpine Regions in Europe". 2nd international conference, book of program. and abstr. Krakow, 2012. P.83–84.
41. Matolin M. Geochemical and geophysical anomalies at the Zdanice oil-and gas field, SE Czech Republic // M. Matolin, M. Abraham, J. Hanak // Journal of Petroleum Geology. – 2008. – № 31, 1. – P.97–108.
42. Mefteh S. Correlation between magnetic susceptibility and mineral species along NWA-1 well, southern Tunisia: An overlap of the depositional environment, the climate, and the diagenesis / S. Mefteh, E. Essefi, C. Yaich, F. Jamoussi, M. Medhioub // Journal of African Earth Sciences. – 2015. – № 103. – P. 89–101.
43. Menshov O. Magnetic studies at Starunia paleontological and hydrocarbon bearing site (Carpathians, Ukraine) / O. Menshov, R. Kuderavets, S. Vyzhva, V. Maksymchuk, I. Chobotok, T. Pastushenko // Studia Geophysica et Geodaetica. – 2016. – № 60, doi:10.1007/s11200-016-0621-2.
44. Menshov O. Magnetic mapping and soil magnetometry of hydrocarbon prospective areas in western Ukraine / O. Menshov, R. Kuderavets, S. Vyzhva, I. Chobotok, T. Pastushenko // Studia Geophysica et Geodaetica. – 2015. № 59 (4). – P. 614–627.
45. Perez-Perez A. Association between magnetic susceptibilities and hydrocarbon deposits in the Barinas-Apure Basin, Venezuela / A. Perez-Perez, L. D'Onofrio, M. Bosch, E. Zapata // Geophysics. – 2011. – № 76, 6. – P. 35–41.
46. Schumacher D. Hydrocarbon-induced alteration of soils and sediments / D. Schumacher // in D. Schumacher and M. A. Abrams, eds.: Hydrocarbon migration and its nearsurface expression: AAPG Memoir 199666. – P. 71–89.
47. Shao G. Surface Loess Susceptibility Anomalies Directly Indicating Oil and Gas Reservoirs / G. Shao, Z. Liang, Z. Wang, G. Liu, W. Wang // Applied Geophysics. – 2005. – № 1–2, 4. – P. 197–203.

References:

1. Agulnik, I.M., Zvagin, E.M., Kolchin, S.A., Mikailov, I.N., Yakovenko, A.A. (1982). Opyt i rezultaty primeneniya vysokotochnoy gravirazvedki pri pramih poiskah nefi na primere Verh-Tarskogo Maloichskogo mestorojdeniy: V knige Povishenie geologicheskoy effektivnosti i prakticheskie sposoby interpretatsii graverovodnykh rabot. M.: Vniigeofiziki, 58–65. [In Russian].
2. Babayanc, P.C., Bloh, Y.I., Bush, V.A., Trusov, A.A. (2006). Interpretatsia aerogeofizicheskikh dannykh pri poiskah mestorojdeniy nefi i gaza. Razvedka i ohrana nedr, 5, 13–18. [In Russian].
3. Bembel, R.M., Megera, V.M., Bembel, S.R. (2006). Poiski i razvedka mestorojdeniy uglevodorodov na baze geosolitonnoy koncepcii degazatsii zemli. Geologia nefi i gaza, 2, 2–8. [In Russian].
4. Berezkin, V.M., Kirichek, M.A., Kunarev, A.A. (1978). Primenenie geofizicheskikh metodov razvedki dla pramih poiskov mestorojdeniy nefi i gaza. M.: Nedra, 223 p. [In Russian].
5. Berezkin, V.M., Loshakov, A.I., Nikolaev, A.I. (1982). Primenenie magnitorazvedki dla poiskov mestorojdeniy nefi i gaza. Prikladnaya geofizika, 103, 128–136. [In Russian].
6. Berezkin, V.M., Yakovlev, A.P. (1982). Priroda vneplastovykh geofizicheskikh anomalii na neftegazonosnykh strukturah platformennogo tipa. Prikladnaya geofizika, 192, 144–147. [In Russian].
7. Gadirov, V.G. (1991). Prognozirovaniye vulkanogennih obrazovaniy mezozyoya Srednekurinskoy depressii i ih neftegazonosnosti po kompleksnim geofizicheskim dannym. Avtoreferat dis. na soisk. uch. st. k.g.-m.n., Baku, 22 p. [In Russian].
8. Karshenbaum, M.A., Veselov, M.A., Gladchenko, L.G., Mihailov, I.N. (1982). Primenenie visokotochnih gravimetricheskikh syemok s celyu pramih poiskov zalezey uglevodorodov na Kerchinskom polustrove. Razvedochnaya geofizika, 94, 91–96. [In Russian].
9. Kuderavets, R. S., Maksimchuk, V. Y., Gorodiskiy, Y. M. (2009). Geomagnitni modeli rodovish vuglevodniv ta perspektivnih struktur centralnoi chastyny Dniprovsko-Doneckoi zapadyny. Naukoviy visnyk IFNTUNG, 1, 19, 73–81. [In Ukrainian].
10. Lukin, A.E. (2004). Prami poiski nefi i gaza: prichyny neudach i puti povisheniya effektivnosti. Geolog Ukrainy, 3, 18–43. [In Russian].
11. Mamedov, S.G. (1984). Rezultaty visokotochnoy gravimetrii pri poiske zalezey nefi i gaza v usloviakh Azerbaidzhana. Azerbaidzhanskoe neftanoe hozaistvo, 2, 30–35. [In Russian].
12. Megera, V.M., Bembel, S.R. (2011). Geosolitonnyaya sostavlayushaya pri prognoze i kartirovani zalezey nefi i gaza. Neft i gaz Evrazia, 7–8, 50–57. [In Russian].
13. Megera, V.M. (2011). Poisk i razvedka mestorojdeniy UV, kontroliruemih gesolitonnoy degazatsiey zemli na baze seismorazvedki, 1, 67–74. [In Russian].
14. Medovskiy, I.G., Komarova, G.M. (1959). O vozmojnoj prirode lokalnih gravitacionnykh minimumov nad zalezami nefi i gaza. Geologia nefi i gaza, 11, 50–57. [In Russian].
15. Mihailov, I.N. (1982). Razrabotka novih principov interpretatsii gravirazvedki. V knige Povishenie geologicheskoy effektivnosti i prakticheskie sposoby interpretatsii gravirazvedochnnykh rabot, 40–80. [In Russian].
16. Oriuk M. (1994). Naftogazonosnist zemnoi kory Ukrainy u svazku z ii namagnichenistu. Naftova i gazova promyslovist, 3, 16–19. [In Ukrainian].
17. Oriuk M.I. (1997). Magnitni modeli tipovykh naftogazonosnykh struktur. Naftova i gazova promyslovist, 2, 9–11. [In Ukrainian].
18. Oriuk M.I., Maksymchuk V.E., Vakarchuk G.I., Chepil P.M. (1998). Magnitometricheskie issledovaniya pri regionalnom i lokalnom prognoze neftegazonosnosti zemnoy kory. Geofizicheskij jurnal, 20(3), 92–102. [In Russian].
19. Oriuk M.I., Drukarenko V.V. (2014). Teoreticheskie i eksperimentalnie obosnovaniya glubinnoy neftegazonosnosti zemnoy kory po geomagnitnym dannim. Elektronniy jurnal Glubinnaya nef, 2(8), 1245–1258. [In Russian].
20. Parovishnyi, V.A., Veselov, O.V., Sanachin, V.R., Kirienko, V.S. (2008). Vremennye izmeneniya gefizicheskikh poley nad gazovoy zalezeyu (o. Sahalin). Tihookean. Geologia, 27, 4, 3–15. [In Russian].
21. Putikov, O.R., Veshev, S.A., Voroshilov, N.A., Alekseev, S.G., Cziyun, C., Kasankova, N.A. (2000). Struyne oreoli rasseyaniya nad neftegazovimi zalezami v neodnorodnykh porodah. Geofizika, 1, 52–56. [In Russian].

22. Roslov, Y.V., Efimova, N.N., Kremlev, A.N., Pavlenkin, A.D. (2009). Seismicheskie priznaki fluidopotoka i svyaznykh s nim zalezey. *Geofizika*, 2, 26–30. [In Russian].
23. Ustinova, V.N. (2002). Zalezi uglevodorodov osobennosti ih proayavleniya v geofizicheskikh polah. *Geofizika*, 5, 25–31. [In Russian].
24. Cimelzon, I.O. (1959). Primenenie gravimetrii dla pramih poiskov nefli i gaza. *Geologia nefli i gaza*, 12, 41–46. [In Russian].
25. Aifa, T., Zerrouki, A., Baddari, K., Geraud, Y. (2014). Magnetic susceptibility and its relation with fractures and petrophysical parameters in the tight sand oil reservoir of Hamra quartzites, southwest of the Hassi Messaoud oil field, Algeria. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 123, 120–137.
26. Aldana, M., Costanzo-Alvarez, V., Vitiello, D., Colmenares, L., Gómez, G. (1999). Framboidal magnetic minerals and their possible association to hydrocarbons: La Victoria oil field, southwestern Venezuela. *Geofísica Internacional*, 38, 3, 137–152.
27. Costanzo-Álvarez, V., Aldana, M., Bayona, G., López-Rodríguez, D., Blanco, J.M. (2012). Rock magnetic characterization of early and late diagenesis in a stratigraphic well from the Llanos foreland basin (Eastern Colombia). *Geological Society Special Publication*, 371, 1, 199–216.
28. Díaz, M., Aldana, M., Costanzo-Alvarez, V., Silva, P., Pérez, A. (2000). EPR and magnetic susceptibility studies in well samples from some Venezuelan oil fields. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 25, 5, 447–453.
29. Donovan, T. J., Forgy, R. L., Roberts, A. A. (1979). Aeromagnetic detection of diagenetic magnetite over oil fields. *AAPG Bull.*, 63, 245–248.
30. Elmore, R.D., Grawford, L. (1990). Remanence in authigenic magnetite: testing the hydrocarbon – magnetite hypothesis. *Journal Geophys. Res.*, 95 (B), 4539–4549.
31. Elmore, R.D., Engel, M.H., Crawford, L., Nick, K., Imbus, S., Sofer, Z. (1987). Evidence for a relationship between hydrocarbons and authigenic magnetite. *Nature*, 325, 6103, 428–430.
32. Foote, R.S. (1996). Relationship of near-surface magnetic anomalies to oil and gas producing areas. *AAPG Memoir*, 66, 111–126.
33. Gadirov, V.G., Eppelbaum, L.V. (2015). Density-thermal dependence of sedimentary associations calls to reinterpreting detailed gravity surveys. *Annals of geophysics*, 58, doi:10.4401/ag.6672.
34. Gadirov, V.G., Eppelbaum, L.V. (2012). Detailed gravity, magnetics successful in exploring Azerbaijan onshore areas. *Oil and Gas Journal*, 110, 11, 60–73.
35. Gadirov V.G., (1994). The physical-geological principles of application of gravity and magnetic prospecting in the search of oil and gas deposits: Proceedings of 10th petroleum congress and exhibition of Turkey, Ankara, p. 197–203.
36. Gadirov, V.G., (1997). The question of interpreting local gravity and magnetic anomalies in oil and gas fields. *Geophysics news in Azerbaijan*, 4, 23–24.
37. Goldhaber, M.B., Reynolds, R.L. (1991). Relations among hydrocarbon reservoirs, epigenetic sulfidization, and rock magnetization: examples from the South Texas Coastal Plain. *Geophysics*, 56, 748–757.
38. Gonzalez, F., Aldana, M., Constanzo-Alvarez, V., Diaz, M., Romero, I. (2002). An integrated rock magnetic and EPR study in soil samples from a hydrocarbon prospective area. *Physics and Chemistry of the Earth*, 27, 1311–1317.
39. Machel, H.G. (2001). Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings – old and new insights. *Sediment. Geol.*, 14, 143–175.
40. Maksymchuk V., High-resolution magnetic surveys for oil and gas fields searching in NW part of the Carpathian Foredeep / V.Maksymchuk, R.Kuderavets, I.Chobotok, V.Tymoschuk // "Alpine Petrol 2012 on Geology, Ecology and Petroleum Prospectives of the Carpathians and other Alpine Regions in Europe": 2nd international conference, book of program. and abstr. Krakow, 2012. P.83–84.
41. Matolin, M., Abraham, M., Hanak, J. (2008). Geochemical and geophysical anomalies at the Zdanice oil-and gas field, SE Czech Republic. *Journal of Petroleum Geology*, 31, 97–108.
42. Mefteh, S., Essefi, E., Yaich, C., Jamoussi, F., Medhioub, M. (2015). Correlation between magnetic susceptibility and mineral species along NWA-1 well, southern Tunisia: An overlap of the depositional environment, the climate, and the diagenesis. *Journal of African Earth Sciences*, 103, 89–101.
43. Menshov, O., Kuderavets, R., Vyzhva, S., Maksymchuk V., Chobotok, I., Pastushenko, T. (2016). Magnetic studies at Starunia paleontological and hydrocarbon bearing site (Carpathians, Ukraine). *Studia Geophysica et Geodaetica*, 60 doi:10.1007/s11200-016-0621-2.
44. Menshov, O., Kuderavets, R., Vyzhva, S., Chobotok, I., Pastushenko, T. (2015). Magnetic mapping and soil magnetometry of hydrocarbon prospective areas in western Ukraine. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 59(4), 614–627.
45. Perez-Perez, A., D'Onofrio, L., Bosch, M., Zapata, E. (2011). Association between magnetic susceptibilities and hydrocarbon deposits in the Barinas-Apure Basin, Venezuela. *Geophysics*, 76, 6, 35–41.
46. Schumacher, D. (1996). Hydrocarbon-induced alteration of soils and sediments, in D. Schumacher and M. A. Abrams, eds., *Hydrocarbon migration and its near-surface expression*. AAPG Memoir, 66, 71–89.
47. Shao, G., Liang, Z., Wang, Z., Liu, G., Wang, W. (2005). Surface Loess Susceptibility Anomalies Directly Indicating Oil and Gas Reservoirs. *Applied Geophysics*, 1-2, 4, 197–203.

Надійшла до редколегії 17.06.16

V. Gadirov, Dr. Sci. (Geol), Head of "Gravity-magnetic research laboratory"

E-mail: vagif-geo@rambler.ru

Nipineftegas, Baku, Azerbaijan,

O. Menshov, PhD (in Geology), Postdoctoral Student (Doctoral Student), Department of Geophysics

E-mail: menshov.o@ukr.net

Taras Shevchenko National University of Kyiv

Institute of Geology, 90, Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine,

R. Kuderavets, PhD (in Geology), Tenured Researcher

E-mail: romankud@cb-igph.lviv.ua

Carpathian Branch of Subbotin Institute of Geophysics of the NAS of Ukraine

3-B Naukova, 79060, Lviv, Ukraine,

K. Gadirov, Msc

E-mail: vagif-geo@rambler.ru

Azerbaijan State Oil and Industrial University

GRAVITY-MAGNETIC SURVEY FOR THE OIL AND GAS PROSPECTING IN AZERBAIJAN AND UKRAINE

The hydrocarbon deposits located in various oil- and gas-bearing regions of Azerbaijan and Ukraine manifest in the gravitational and magnetic fields. The hydrocarbons have the perceptible influence on the magnetic susceptibility of the near-surface geological sections and soil. The examples in Azerbaijan are presented by Muradkhanli and Jafarli oil and gas deposits. The intensity of the local magnetic field is characterized by the negative anomalies of about 30–40 nT. Anomalous effect of gravity-magnetic fields is more dependent on the capacity of oil and gas deposits, rather than on their depth. Deep-seated oil and gas deposits in the gravity-magnetic fields are displayed due to the additional anomalous effect of the subvertical zones of the area of the deposit. The results of the magnetic field and soil magnetism study of the hydrocarbon deposits in Ukraine are exemplified by Vizomlanske and Sudova-Vishna oil and gas fields. Taking into account the background of the regional magnetic field anomalies, the areas where the field is considerably changed by local minimums with an amplitude of about 2–8 nT and a width of 1–3 km were identified. At the edges of these anomalous zones the short-period maximums with the intensity of 10–20 nT were registered. The increase of the soil magnetic susceptibility and high magnetic susceptibility dispersion are related to the formation of autogenic iron oxides and sulphides under the influence of hydrocarbons microseepages over a reservoir. These magnetic minerals are diagenetic magnetite, maghemite, and pyrrhotite. To increase the unambiguous interpretation effectiveness and quality of the magnetic field, soil magnetism, and the nature of local magnetic anomalies over the hydrocarbon structures, additional data about other geophysical, geochemical, lithological, neotectonic and soil science studies should be used by researchers.

Keywords: magnetometry, gravity survey, magnetic susceptibility, soil, hydrocarbons

В. Гадіров, д-р геол. наук, зав. лаб. "Граві-магніторозвідки",
E-mail: vagif-geo@rambler.ru,
НІПІНафтогаз, ДНКАР, м. Баку, Азербайджан,
О. Меньшов, канд. геол. наук, докторант кафедри геофізики,
E-mail: menshov.o@ukr.net,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, Україна, 03022,
Р. Кудеравець, канд. геол. наук, ст. наук. співроб.,
E-mail: romankud@cb-igph.lviv.ua,
Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С.І. Суботіна НАН України,
вул. Наукова, 3-б, м. Львів, 79060, Україна,
К. Гадіров, магістр,
E-mail: vagif-geo@rambler.ru,
Азербайджанський державний університет нафти і промисловості

ГРАВІ-МАГНІТОРОЗВІДКА ПРИ ПОШУКАХ НАФТОГАЗОВИХ РОДОВИЩ В УМОВАХ АЗЕРБАЙДЖАНУ ТА УКРАЇНИ

Поклади вуглеводнів, що залягають у різних нафтогазоносних регіонах Азербайджану та України, відображаються у гравітаційному та магнітному полях, під їхнім впливом змінюється магнітна сприйнятливість верхньої частини геологічного розрізу та ґрунтового покриву. Результати досліджень в умовах Азербайджану на прикладах родовищ Мурадханли та Джафарли зафіксували локальні магнітні мінімуми інтенсивністю 30–40 нТл. Аномальний ефект граві-магнітних полів більше залежить від потужності покладу нафти та газу, ніж від глибини залягання. Глибокозалягаючі нафтогазові поклади в граві-магнітних полях відображаються завдяки додатковому аномальному ефекту, що створюється субвертикальною зоною над покладом. Як приклад вивчення магнітного поля та магнетизму ґрунтового покриву, в межах родовищ вуглеводнів в Україні досліджено Вижомлянське та Судово-Вишнянське родовища. На тлі регіональної аномалії магнітного поля ідентифіковано ділянки, де поле помітно ускладнюється локальними мінімумами з амплітудою порядку 2–8 нТл і шириною 1–3 км. Крім того, на краях цих локальних аномалій присутні короткоперіодні максимуми інтенсивністю 10–20 нТл. Підвищення значень магнітної сприйнятливості ґрунтового покриву та її висока дисперсія пов'язані з формуванням аутигенних оксидів і сульфідів заліза під впливом розсіювання вуглеводневого флюїду над покладом. Такими магнетиками можуть бути діагенетичні магнетит, магеміт, піротин. Для підвищення ефективності та однозначності інтерпретації результатів вивчення магнітного поля, магнетизму ґрунтів, природи локальних магнітних аномалій над вуглеводневими структурами, оптимальним підходом є комплексування з іншими геофізичними, геохімічними, літологічними, неотектонічними та ґрунтознавчими дослідженнями.

Ключові слова: магніторозвідка, гравірозвідка, магнітна сприйнятливість, ґрунти, вуглеводні.

УДК 550.834.32/5:551.14

А. Вітрик, студ.,
E-mail: vitrik1993@gmail.com,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна,
О. Трипільський, д-р геол.-мінералог. наук,
Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України, м. Київ, Україна

ШВИДКОСТІ ПОШИРЕННЯ СЕЙСМІЧНИХ ХВИЛЬ У ЗЕМНІЙ КОРІ БАЛТІЙСЬКОГО ЩИТА (ЗА ДАНИМИ РЕГІОНАЛЬНИХ СЕЙСМІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ)

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

У роботі вивчено особливості швидкостей поширення сейсмічних хвиль у земній корі за даними регіональних сейсмічних досліджень та виконано порівняльний аналіз швидкісних характеристик окремих провінцій Балтійського щита. Для порівняльного аналізу використовувалися дані, насамперед, про швидкості кожної провінції, а також дані відхилень осереднених швидкостей для окремих провінцій від осереднених швидкостей для Балтійського щита в цілому та дані вертикальних швидкісних градієнтів. На основі інтерпретації встановлено, що швидкісні характеристики земної кори Лапландсько-Кольсько-Карельської та Свекофенської провінцій різняться між собою. Це може вказувати на відмінності у речовинному складі та у напруженому стані земної кори цих двох провінцій. Практична значимість запропонованої роботи полягає в тому, що це дослідження виконано вперше і його результати можуть бути використані для складання комплексної геолого-геофізичної моделі земної кори Балтійського щита та для геологічної інтерпретації даних регіональних сейсмічних досліджень.

Ключові слова: Балтійський щит, швидкість поширення сейсмічних хвиль, геотектонічна провінція, вертикальний швидкісний градієнт, графік $V=f(H)$.

Вступ. Балтійський щит площею близько 1,1 млн км² є найбільшим підняттям ранньодорифейського фундаменту Східноєвропейської платформи. Щит складений кристалічними породами архею та протерозою, переважно кислого складу. У східній частині щита розвинені зелені кам'яні пояси пізньоархейського віку.

У структурі Балтійського щита розрізняють три головні геотектонічні провінції: центральну, або Свекофенську, південно-західну, Дальсландську, та північно-східну, Лапландсько-Кольсько-Карельську. Центральна та північно-східна провінції розмежовані Ладозько-Ботнічною зоною глибинних розломів північно-західного простягання. Провінції відрізняються складом та будо-

вою порід, що їх складають, та, перш за все, геологічною історією, утворюючи у сукупності асиметричну зональність. Геологічний вік провінцій збільшується з південного заходу на північний схід.

На території Балтійського щита виконано великий обсяг регіональних сейсмічних досліджень (рис. 1), спрямованих на вивчення глибинної будови літосфери цієї великої структури Східноєвропейської платформи (Prodehl, Kaminski, 1984; Husebye, Hovland, 1986; Grad, Luosto, 1987; Guggisberg et al., 1987, 1991; Kinck, Husebye, 1988; Grad et al., 1991, 1993; Sharov, 1991; Structure., 1991; Литвиненко, 1984; Шаров, 1993) [1, 4–8].

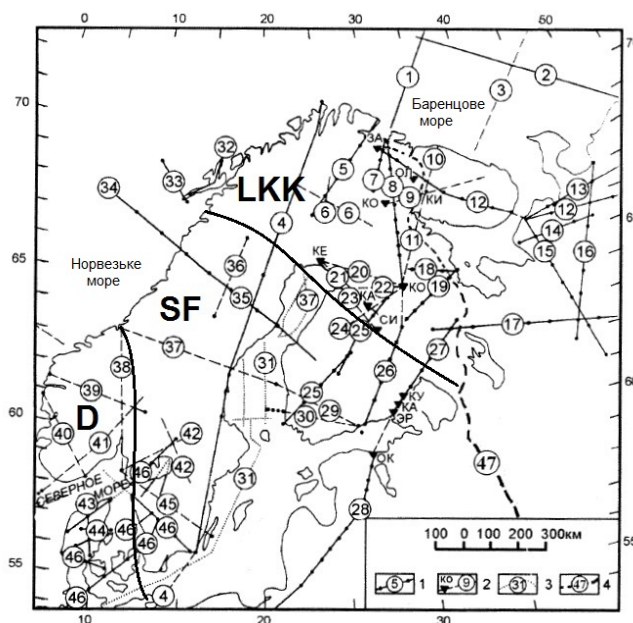


Рис. 1. Схема розташування глибинних сейсмічних профілів на Балтійському щиті та його схилах:

1 – профілі з системою годографів, заломлених та відбитих на поверхні М хвиль, 2 – профілі з системою годографів тільки відбитих хвиль, 3 – морські профілі з пневмоджерелами, 4 – профілі СГТ-ГСЗ; 1-47 – профілі: Феннолора (4), Фінлеп (6), Полар (5), Рибакський-Земля Франца-Йосифа (1), Печенга-Ловно (7), Печенга-Ковдор-Костомукша (8), Печенга-Умбозеро-Ручьи (Кварц) (12), Ковдор-Кировськ (9), Кемі-Каяни (23), Кемь-Ухта (18), Кемь-Тулос (19), Лахденпохья-Сегозеро (27), Балтик (26), Свека (25), Трансскандинавський 1-2 (29), Силен-Порво (30), Кохтла-Ярве-Советськ (28), "Блакитна дорога" (35), профіль у шведській Лапландії (36), Лофотен-Північна Норвегія (33), Лофотен-Вестеролен (32), Трансскандинавські 2-3, 3-4, 2-4, 3-5 та 4-5 (відповідно, 37, 38, 42 і 41), Флора-Оснес (39), Федья-Гримстед (40), Канобе (41), Скагерак-Ютландія (43), Ютландія, профіль ПВ1-ПВ6 (44), ЕУГЕНО-С, п'ять профілів (46), Костомукша-Нижній Тагіл (Рубін) (17), Костомукша-Свека (24), Кемь-Сиіліярві (21), Костомукша-Оулу (22), Кемь-Костомукша (20), Кировськ-Дальні Зеленці (10), Кировськ-Костомукша (11), БАБЕЛ (31), Геотраверс 1 ЕВ (47); провінції: D – Дальсландська, LKK – Лапландсько-Кольсько-Карельська, SF – Свекофенська

Методика регіональних польових досліджень включала точкові профільні спостереження на відстані між станціями (реєстраторами) 3–10 км. Відстань між пунктами вибуху складала переважно 20–100 км, іноді (профіль Феннолора) зростала до 180–370 км.

Вздовж регіональних профілів побудовано глибинні сейсмічні розрізи та визначено швидкості поширення сейсмічних хвиль (скорочено, швидкості) у земній корі. Незважаючи на велике число публікацій, у яких висвітлювалися глибинна будова та, особливо, швидкісні характеристики земної кори Балтійського щита, узагальнюючі публікації з цієї тематики майже відсутні. До таких можна віднести лише такі роботи, як [2, 3].

Зважаючи на це, у даній роботі здійснено спробу частково заповнити прогалину у вивченні швидкісних характеристик земної кори Балтійського щита методом регіональних сейсмічних досліджень.

Спочатку порівнюємо між собою осереднені швидкісні характеристики $V=f(H)$ земної кори Дальсландської, Свекофенської та Лапландсько-Кольсько-Карельської провінцій. На рис. 2. наведено відповідні графіки $V=f(H)$. В інтервалі глибин 3–27 км графіки Свекофенської (СФ) провінції помітно відрізняються від графіків Лапландсько-Кольсько-Карельської (ЛКК) та Дальсландської (Д) провінцій. Особливо яскраво це виражено на рис. 3, де наведено графіки $\Delta V=f(H)$ відхилень осереднених швидкостей для окремих провінцій від осереднених швидкостей для Балтійського щита в цілому.

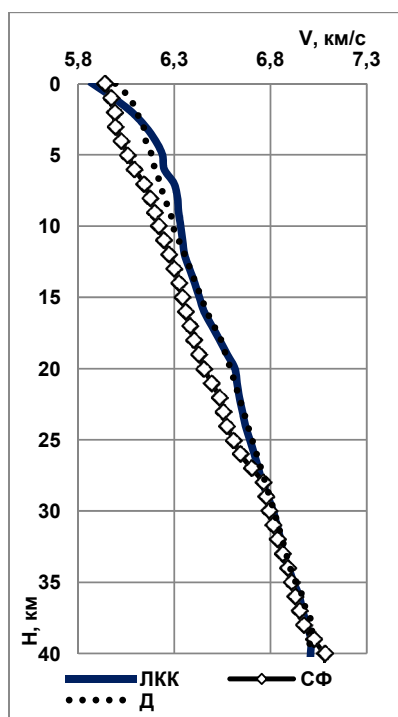


Рис. 2. Осереднені швидкісні характеристики $V=f(H)$ земної кори провінцій Балтійського щита: Д – Дальсландської, СФ – Свекофенської, ЛКК – Лапландсько-Кольсько-Карельської

Розглянемо більш детально різницю між профілями СФ та ЛКК провінцій (рис. 3). У загальних рисах співвідношення між цими графіками має "дзеркальний" характер. Це означає, що якщо один з графіків відхиляється від нульової лінії (осереднені або нормальні швидкості у земній корі Балтійського щита) в один бік, то інший – у протилежний, причому на тій самій глибині. Максимальні відхилення спостерігаються на глибинах 4–5 км та 20 км. У першому випадку абсолютна величина такого

відхилення складає 0,1 км/с (СФ провінція) та 0,08 км/с (ЛКК провінція), у другому – 0,09 км/с (СФ провінція) та 0,07 км/с (ЛКК провінція).

Глибше (28–38 км) "дзеркальний" характер співвідношень між цими графіками зберігається. Різниця полягає лише у тому, що абсолютна величина таких відхилень зменшується у кілька разів (рис. 3).

Графік Д провінції (рис. 3), за винятком інтервалу глибин 0–12 км, майже повністю збігається з графіком ЛКК провінції. Слід зазначити, що результати сейсмічних досліджень у межах Д провінції характеризуються невисокою якістю, що унеможливило їхній глибокий аналіз.

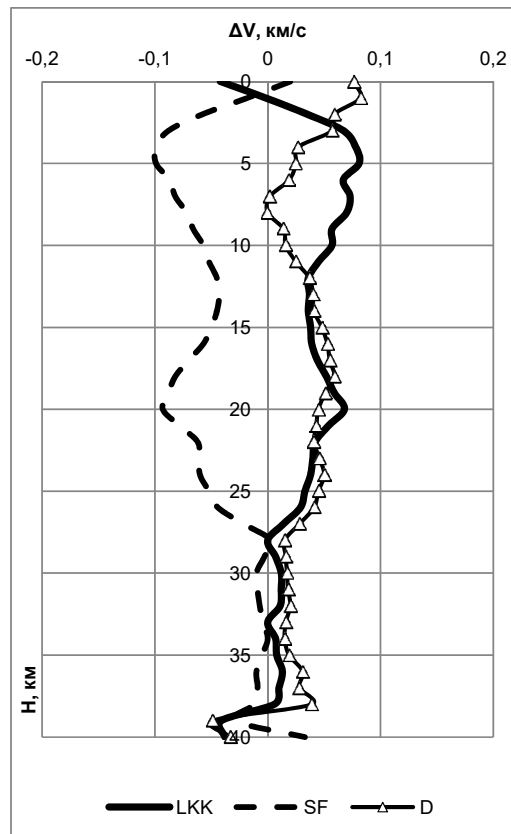


Рис. 3. Графіки $\Delta V=f(H)$ відхилень осереднених швидкостей провінцій Балтійського щита: Д – Дальсландської, СФ – Свекофенської, ЛКК – Лапландсько-Кольсько-Карельської

Повернемося до графіків ЛКК та СФ провінцій. З метою можливого з'ясування особливих співвідношень між цими графіками, було складено графіки вертикальних швидкісних градієнтів $G, c-1$ для цих провінцій (рис. 4). Значення графіків розраховувалися методом ковзаючого вікна шириною 2 км з кроком по вертикалі 1 км. Було також розраховано вертикальні градієнти $G, c-1$ провінцій ЛКК, СФ, Д та Балтійського щита у цілому в інтервалах глибин 0–10, 11–20, 21–30 та 31–40 км. Крім того, визначено градієнти в інтервалі 0–40 км (тобто, на усю земну кору). Усі результати розрахунків зведено у табл. 1.

Співвідношення між градієнтами ЛКК і СФ провінцій складне й характеризується певними особливостями (рис. 4):

- У інтервалі 1–4,5 км градієнти ЛКК провінції з глибиною швидко зменшуються, а СФ провінції, навпаки, зростають. Наприклад, величина градієнта на глибині 1 км у ЛКК провінції у 4 рази більша, порівняно з СФ провінцією, на 2 км – у 6 разів, на 3 км – у 3 рази, на 4 км – у 1,4 рази;

• Глибина співвідношення між градієнтами набуває таких рис: інтервал глибин 4,5-12 км – СФ провінція має більшу величину градієнта, далі (інтервал глибин 14-19 км) більшу величину градієнта G вже має ЛКК провінція, далі (інтервал глибин 20-28 км) знову СФ провінція характеризується підвищеним градієнтом. Ще глибше (29-37 км) градієнти обох провінцій за близьких осереднених значень (ЛКК – 0,0230 с-1, СФ – 0,0211 с-1), на відміну від більшої частини земної кори, змінюються у невеликих межах;

• З глибиною вертикальний градієнт G у земній корі ЛКК провінції зменшується (табл. 1). На глибинах 31-37 км величина градієнта G у два рази менша (0,0223 с-1), ніж на глибинах 0-10 км. На відміну від цього, у земній корі СФ провінції таке контрастне зменшення градієнта G не спостерігається. Більше того, в інтервалі 21-30 км спостерігається зростання градієнта G (0,0331 с-1). А у низах земної кори (31-37 км), на відміну від ЛКК провінції, градієнт G усього лише у 1,25 рази менший, ніж у верхах (0-10 км) – 0,0227 с-1 проти 0,0282 с-1.

Таблиця 1

Вертикальні швидкісні градієнти G , с-1 у земній корі Балтійського щита та окремих його провінцій

ΔH , км	ЛКК	СФ	Д	БЩ
0 – 10	0,0447	0,0282	0,0280	0,0359
11 – 20	0,0302	0,0231	0,0311	0,0277
21 – 30	0,0209	0,0331	0,0207	0,0256
31 – 40	0,0223	0,0227	0,0230	0,0227
0 – 40	0,0295	0,0274	0,0262	0,0281

Примітка. ЛКК, СФ та Д – провінції Балтійського щита, відповідно: Лапландсько-Кольсько-Карельська, Свекофенська та Дальска; БЩ – Балтійський щит

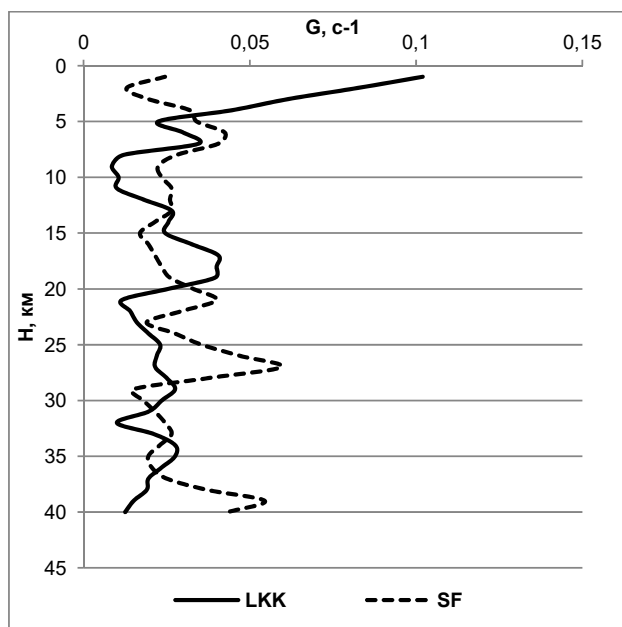


Рис. 4. Графіки вертикальних швидкісних градієнтів G (с-1) у земній корі Лапландсько-Кольсько-Карельської (ЛКК) та Свекофенської (СФ) провінцій Балтійського щита

Висновки. Таким чином, розглянуті нами швидкісні характеристики земної кори Лапландсько-Кольсько-Карельської і Свекофенської провінцій помітно розрізняються між собою. Це може вказувати на відмінності у речовинному складі та у напруженому стані земної кори цих двох провінцій. Результати виконаного нами дослідження у майбутньому можуть бути використані для складання комплексної геолого-геофізичної моделі земної кори Балтійського щита, а також при геологічній інтерпретації даних регіональних сейсмічних досліджень. У подальшому слід порівняти між собою інші характеристики земної кори вказаних провінцій – це середня товщина земної кори, величина горизонтального градієнта швидкості G , можливі локальні аномалії швидкостей та ін.

У роботі [3] показано, що Балтійський, Український та Канадський щити характеризуються близькими осередненими швидкісними параметрами. Це означає, що особливості розподілу швидкостей у земній корі Балтійського щита, досліджені у нашій статті, з великою ймо-

вірністю можуть спостерігатись також і в земній корі Українського щита. У цьому зв'язку, вивчення швидкісних характеристик у земній корі Балтійського щита набуває особливої актуальності.

Список використаних джерел:

- Литвиненко И. В. Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита / И. В. Литвиненко // Геофизика : XXVII. Геол. Конгресс. – М.: Наука, 1984. – С. 9–20.
- Сопоставление скоростных характеристик земной коры Балтийского и Украинского щитов / Н. В. Шаров, А. А. Трипольский, В. А. Трипольская, О. В. Топольюк // Геофизика. – 2014. – № 3. – С. 25–31.
- Трипольский А. А. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным / А. А. Трипольский, Н. В. Шаров. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. – 245 с.
- Шаров Н. В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным / Н. В. Шаров. – Анатиты: КНЦ РАН, 1993. – 145 с.
- Guggisberg B. Crustal structure of the Fennoscandian Shield. A travelttime interpretation of the long-range FENNOLORA seismic refraction profile / B. Guggisberg, W. Kaminski, C. Prodehl // Tectonophysics. – 1991. – V. 195. – P. 105–137.
- Heikkinen P. On the crustal structure of the Fennoscandian Shield. Results of the seismic deep reflection surveys in Finland. 1986–1994 / P. Heikkinen // Inst. Seismol., Univ. Helsinki. – 1998. – P. 40–78.

Luosto U. Seismic data from the northern segment of the EGT and from nearby profiles / U. Luosto // Data compilations and Synoptic interpretation : Proceedings of the Sixth Workshop on the European Geotraverse (EGT) Project. (Einsiedeln, 29 Nov. – 5 Dec. 1989) ; ed. by R. Freeman and St. Muller. – Strasburg, 1990. – P. 53–63.

The BABEL Project. First Status Report / R. Meissner, D. Shyder, N. Balling, E. Staroste. – Belgium: Commission of the European Communities, 1992. – 155 p.

References:

Litvinenko, I.V. (1984). Seismicheskie issledovaniya zemnoy kory Baltiyskogo schita. Geofizika. XXVII. Geol. Kongress. (pp. 9–20). Moscow: Nauka. [In Russian].

Sharov, N.V., Tripolskiy, A.A., Tripolskaya, V.A., Topolyuk, O.V. (2014). Sopotavlenie skorostnykh harakteristik zemnoy kory Baltiyskogo i Ukrainskogo schitov. Geofizika, 3, 25–31. [In Russian].

Tripolskiy, A.A., Sharov, N.V. (2004). Lithosfera dokembriyskikh schitov severnogo polushariya Zemli po seismicheskim dannym. Petrozavodsk: Karelskij nauchnyy centr RAN. [In Russian].

Sharov, N.V. (1993). Lithosfera Baltiyskogo schita po seismicheskim dannym. Apatity. [In Russian].

Guggisberg, B., Kaminski, W., Prodehl, C. (1991). Crustal structure of the Fennoscandian Shield. A travelttime interpretation of the long-range FENNOLORA seismic refraction profile. Tectonophysics, 195, 105–137.

Heikkinen, P. (1998). On the crustal structure of the Fennoscandian Shield. Results of the seismic deep reflection surveys in Finland. Inst. Seismol. (pp. 40–78). Univ. Helsinki.

Luosto, U. (1990). Seismic data from the northern segment of the EGT and from nearby profiles. Proceedings of the Sixth Workshop on the European Geotraverse (EGT) Project. Data compilations and Synoptic interpretation (Einsiedeln "29 November – 5 December 1989). Freeman R. and St. Muller (Eds.). (pp. 53–63). Strasburg.

Meissner, R., Shyder, D., Balling, N and Staroste, E. (1992). The BABEL Project. First Status Report. Belgium: Commission of the European Communities, 155 p.

Надійшла до редколегії 01.07.16

A. Vitrik, student

E-mail: vitrik1993@gmail.com,

Taras Shevchenko National University of Kyiv

Institute of Geology, 90, Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine,

O. Trypilskiy, Dr.Sci. (Geol.),

Institute of Geophysics National Academy of Science of Ukraine, Kyiv

SPEED OF SEISMIC WAVES TRAVELLING THROUGH THE EARTH CRUST WITHIN THE BALTIC SHIELD (ON THE BASIS OF THE REGIONAL SEISMIC RESEARCH DATA)

The article considers peculiarities of velocity of seismic waves in the Earth's crust, according to regional seismic studies and the comparative analysis of high-speed characteristics of individual provinces of the Baltic Shield. For comparative data analysis, velocity of each province and average velocity data for individual provinces of the Baltic Shield in general and vertical velocity gradients data were used. Based on the interpretation data of crust, Lapland-Kola-Karelska and Svecofenska provinces revealed different velocity characteristics. This may indicate differences in material composition and stress state in the crust of the two provinces. The practical significance of the work is that this study is performed for the first time and the results can be used for comprehensive geological and geophysical model compilation of the crust of the Baltic Shield and geological data interpretation for regional seismic studies.

Keywords: Baltic Shield, the velocity of seismic waves, tectonic province, vertical velocity gradient, graph $V = f(H)$.

A. Витрик, студ.,

E-mail: vitrik1993@gmail.com,

Київський національний університет імені Тараса Шевченка,

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

A. Трипольський, д-р геол.-минералог. наук,

Інститут Геофізики ім. С.І. Субботина НАН України, г. Київ, Україна

СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЗЕМНОЙ КОРЕ БАЛТИЙСКОГО ШИТА (ПО ДАННЫМ РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ)

В работе изучены особенности скоростей распространения сейсмических волн в земной коре по данным региональных сейсмических исследований и выполнен сравнительный анализ скоростных характеристик отдельных провинций Балтийского щита. Для сравнительного анализа использовались данные, прежде всего, скоростей каждой провинции, а также данные отклонений усредненных скоростей для отдельных провинций от усредненных скоростей для Балтийского щита в целом и вертикальные скоростные градиенты. На основании интерпретации установлено, что скоростные характеристики земной коры Лапландско-Кольско-Карельской и Свекофенской провинций отличаются между собой. Это может указывать на различия в вещественном составе и в напряженном состоянии земной коры этих двух провинций. Практическая значимость предлагаемой работы заключается в том, что это исследование выполнено впервые и его результаты могут быть использованы для составления комплексной геолого-геофизической модели земной коры Балтийского щита и геологической интерпретации данных региональных сейсмических исследований.

Ключевые слова: Балтийский щит, скорость распространения сейсмических волн, геотектоническая провинция, вертикальный скоростной градиент, график $V = f(H)$.

UDC 550.837.76

A. Chernov, Master in Geophysics
E-mail: achernovp@gmail.com,
M. Reva, Cand. Sci. (Phys.-Math.), Assoc. Prof.,
E-mail: mvreva@gmail.com,
Taras Shevchenko National University of Kyiv
Institute of Geology, 90, Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine

INFORMATIVENESS OF THE GPR METHOD ON THE EXAMPLE OF RESULTS FROM EXPERIMENTAL SITE

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук, с.н.с. І. М. Корчагіним)

In this article the results of Ground penetrating radar (GPR) surveys on experimental site near Institute of Geology of Taras Shevchenko National University of Kyiv (Kyiv, Ukraine) are represented. GPR method has been developed since 1970, but the problem of GPR profiles quality assessment and the best settings for GPR surveys remains controversial. GPR researches on artificially created site were carried out by three radars with 300 MHz and 500 MHz antennas. Assessment of GPR method informativeness was performed according to the analysis of experimental data with the following criteria: correspondence of registered anomalies on GPR profiles to the actual location of the objects; dependence of GPR profiles quality on the central frequency of antenna, step of measurement, settings of survey depth, season of surveying and number of points on vertical scale. Comparative analysis of the GPR investigations quality was carried out with method developed by authors. As a result of experimental data analysis conclusions and practical recommendations, which can be applied for GPR investigations on the territories, with similar geological structure and similar characteristics of objects to experimental site, are pointed out.

Keywords: ground penetrating radar, GPR, GPR profile, dielectric permittivity, electrical resistivity, GPR survey settings, pipes, metal, loam, sand, gravel, void.

Introduction. Ground penetrating radar (GPR) sounding is applied in the practice of engineering and geotechnical studies intensively since the 1970s. Over the past 15-20 years GPR method has become quite widespread and today the scope of application is growing steadily.

The terms 'ground penetrating radar (GPR)', 'ground-probing radar', 'sub-surface radar' or 'surface-penetrating radar (SPR)' refer to a range of electromagnetic techniques designed primarily to locate objects buried beneath the earth's surface or located within a visually opaque structure [14].

The essence of GPR shooting is registering electromagnetic waves, which are generated by transmitter and reflected from boundaries between parts of investigated environment with different electrical, dielectric and magnetic properties.

Development of the subsurface radar sounding method for objects and processes identification have begun in the second decade of the last century. Petrovskiy A. was one of the first developers of the GPR technics theory and conducted practical researches of radio wave ray method ("shadow method"), the implementation of which is based on the measurement of high-frequency wave fields, in 1923–1928 years. Since 1930, stepped electromagnetic research method was used as a method for ice thickness evaluation, identification of fresh water and salt deposits [14], for researches in the desert and on rock.

GPR method was intensively developed after World War II, because of the emergence of new problems and production of new radars. The result [3] is essential for theoretical foundations of high-frequency radio wave methods. Modern theoretical and practical aspects of subsurface georadar sounding are described and developed by M. Vladov, D.J. Daniels, A. Petrovskiy, V. Sugak, E. Tomaszewska, M. Finkelshteyn, K. Yankovskiy [1, 3–5, 7–8, 13–15, 16].

Basically, GPR method is similar to the seismic survey, because both methods are based on theory of wave fields – electromagnetic and elastic waves, respectively. Advantage of GPR method is that survey can be carried out without contact with the surface, but for seismic survey contact with the surface is mandatory.

Currently, the scope of GPR method is steadily increasing, as researchers have wide range of GPR equipment and access to technical tools that can be used for investigations in different conditions [10].

The problems, which are solved with GPR can be divided into two groups according to the current geological objective and methods of researching and data processing:

1 – geological, geotechnical and hydrogeological [9, 12] – differentiation of geological layers, mapping of geological structures, determination of groundwater level and thickness of the ice cover;

2 – searching and examination of geological structures and objects of human activity [13, 15] – pipelines, cables, waste, archaeological sites and burials, underground cavities (karst cavities, mines, cellars), heterogeneities and defects, which are hidden in the walls and underground structures, discontinuities in the construction of roads and runways.

Application of GPR survey can help to solve any problem of finding objects that differ in their electrical properties from the surroundings [11].

Today experts have a wide range of radar equipment and access to hardware and software, however, the influence of several factors (both methodological and natural) on the quality of resulting profiles is not fully understood and these factors are under discussion nowadays [11].

In this paper, the results of GPR profile quality investigation are represented. Influence of GPR technical parameters and environmental factors on the quality of recorded profiles was investigated. Researches were conducted on specially equipped experimental site for testing of GPR and other near-surface methods near Institute of Geology of Taras Shevchenko National University of Kyiv (Kyiv, Ukraine).

Theoretical basics and equipment. GPR method is one of the electromagnetic methods modifications and the main principals of investigations are based on physical characteristics such as: relative dielectric permittivity of the medium (ϵ) – physical quantity that describes in how many times the force of interaction between two electric charges in the environment is less than in the vacuum; electrical resistivity (ρ , Ohm*m) or specific conductivity of the medium ($\gamma=1/\rho$, Ohm⁻¹/m=S/m) – parameters that characterize the environment's ability to resist or conduct electricity respectively; relative permeability (μ) – parameter that describes the ability of the medium to concentrate the magnetic field lines of the external magnetic field. The upper part of the geological medium, for which GPR method is applied, is considered to be non-magnetic ($\mu \approx 1$), so it is clear that in this case the dominant feature of the environment is dielectric permittivity ϵ .

The value of the dielectric constant influences the speed of propagation of electromagnetic waves v , and thus the accuracy and resolution of GPR investigations. The speed of wave propagation is calculated according to the formula:

$$v = c / \sqrt{\mu \varepsilon}, \quad (1)$$

where $c=3 \cdot 10^8$ m/s – the speed of electromagnetic wave propagation in the vacuum (speed of light)..

Wave reflects from the boundary between two mediums with different dielectric permittivity, comes to receiver and growth of the wave's amplitude is recorded. The depth "h" to the boundary is calculated according to the formula:

$$h = \frac{1}{2} \sqrt{v^2 t^2 - d^2} = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{c^2 t^2}{\mu \varepsilon} - d^2}, \quad (2)$$

where t – period of time (ns) between electromagnetic wave generation and its arrival to the receiver; d – the distance (m) between transmitter and receiver of electromagnetic wave; μ and ε – relative magnetic permeability and permittivity of investigated environment. Therefore, formula (2) shows that the depth to the reflector in the case of non-magnetic environment ($\mu \approx 1$) primarily depends on the dielectric constant of the medium [11].

For layered environment with different dielectric constant for each layer depth h to reflector should be calculated according to the formula (2) in which v and ε are the average speed of electromagnetic wave and average di-

electric permittivity of environment above reflector respectively. Average velocity of electromagnetic wave and dielectric permittivity of the environment are connected with geometric parameters of the layer by next ratios:

$$v = h / \sum (h_i / v_i); \quad \varepsilon = \left[\sum (h_i \sqrt{\varepsilon_i}) / h \right]^2, \quad (3)$$

where h_i , v_i , ε_i – thickness, velocity of electromagnetic wave and dielectric permittivity of layers above reflector respectively. If there is random function of dielectric permittivity variation with depth ($v(z)$ and $\varepsilon(z)$) then ratios (3) should be written as integral ratios:

$$v = h / \int_0^h \frac{dz}{v(z)}; \quad \varepsilon = \left[\int_0^h \sqrt{\varepsilon(z)} dz / h \right]^2 \quad (4)$$

GPR survey was carried out with GPRs VIY2-300, VIY3-500, VIY3-300 (fig. 1), which are produced by LLC "Transient technologies". These GPRs are designed for identification of heterogeneity underground in the soil and in rock; for examination of geological structures and human-made constructions.

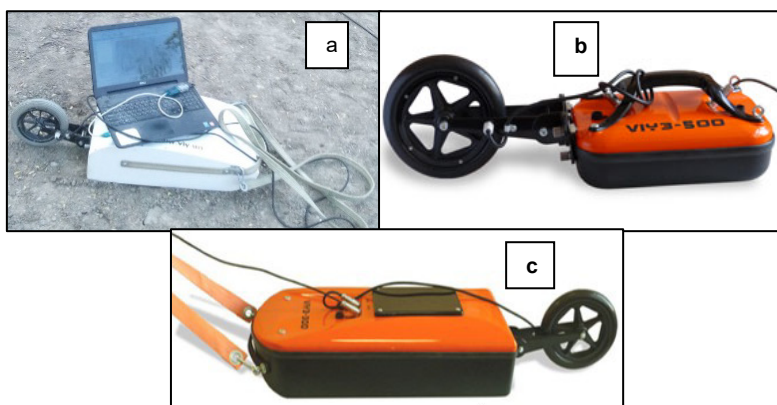


Fig. 1. Appearance of applied GPRs [6]: a – VIY2-300, b – VIY3-500, c – VIY3-300

One of the main advantages of these devices is presence of odometer, which is connected to the GPR and helps to measure distance on the profile very precisely. Devices are connected to the laptop with USB-cable. In

these GPRs, transmitter and receiver are in one case, which guarantee reliability and comfortable applying of equipment.

Specifications of GPRs VIY are described in the table 1.

Table 1

Specifications of applied GPRs

Model of GPR	VIY3-500	VIY3-300	VIY2-300
Max sounding depth, m	4,0	8,0–15,0	8,0–15,0
Antenna unit, MHz	500	300	300
Spatial resolution, meters, (not worse)	0,18	0,3	0,3
Dimensions, mm	311 x 176 x 152	610 x 312 x 170	311 x 176 x 152
Weight, kg	3,0	10,4	13,0
Analogue-to-digital Converter range	18	18	10
Dynamic range at least	135	135	100
Interface	USB 2.0, Wi-fi	USB 2.0, Wi-fi	RS232
Operating temperature range	від -20°C до 40°C		

As usual, during GPR survey kinematic, amplitude and frequency electromagnetic wave parameters are recorded:

1) wave arrival time t (in nanoseconds (ns)) – the time period which lasts between moment of electromagnetic wave radiation from transmitter and electromagnetic wave coming to the receiver from the investigated environment;

2) the signal amplitude – the intensity of fluctuations of electromagnetic waves (measured in dB);

3) frequency of signal – number of periods of waves oscillation per unit of time (as usual for GPRs in megahertz (MHz)).

For researches, which are described in this paper, primarily wave arrival time and amplitude of the signal were used for investigations and conclusions.

Original GPR profiles contain noises before processing (fig. 2a). Processing was done in software "Synchro" and "Planner", produced by LLC "Transient technologies". In

these programs, several tools were used to improve the quality of GPR profiles:

- 1) tool "Wavelet filter" that performs convolution of the track with the function of a given period;
- 2) tool "Background removal" is used to minimize noises from the device and surroundings around the objects. As a result, this tool helps to improve the signal/noise ratio;
- 3) tool "Gain" is intended for setting the level of signal amplification to obtain more informative and high-quality images of GPR profiles;

4) instrument "Three point correlator" was applied for averaging of signal's amplitude in a certain radius on three tracks (from top to the bottom). Parameters of the instrument are set manually by the operator during the processing of profiles.

Example of GPR profile before and after the initial processing shown on fig. 2.

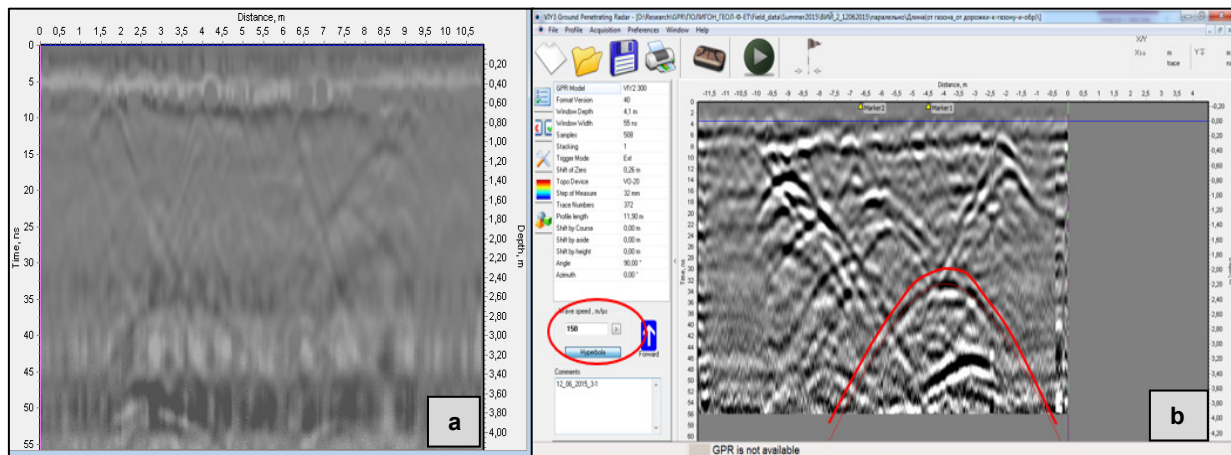


Fig. 2. GPR profile before filtering (a) and after filtering (b); hyperbola is selected with tool "hyperbola" in software "Synchro" (Transient Technologies)

It is necessary to evaluate the speed of propagation velocity of electromagnetic waves to determine the depth to the reflector (formula (2)). Tool "Hyperbola" was used to determine the speed of electromagnetic waves propagation in the environment. It was done by choosing hyperbola that follows the contours of hyperbolic hodograph caused by reflections from a point-like objects (fig. 3b). This tool helps to determine the speed of electromagnetic waves v , and as a result the depth to the reflective object h , as hyperbolic equations hodograph is:

$$t = \frac{\sqrt{(x-d/2)^2 + y^2 + h^2} + \sqrt{(x+d/2)^2 + y^2 + h^2}}{v}, \quad (5)$$

where t – period of time (ns) between electromagnetic wave generation and its arrival to the receiver; x , y – coordinates of GPR location; zero is located in the point where projection of the object on the surface is located, d – the distance between transmitter and receiver of electromagnetic wave.

It is mandatory to set "zero-timing" to get precise value of depth to reflective objects and boundaries. "Zero-timing" is the beginning of depth counting, which is connected to the first extremum of signal on GPR tracks. Color and its intensity on GPR profiles represent value of the amplitude in the exact point of GPR profile.

All GPR profiles were processed with the same set of tools and comparison of GPR profiles quality was done.

Experimental site near Research Institute "Institute of Geology" was designed for the educational and experimental researches with GPR and other geophysical methods for near-surface investigations. There are two spots on the site, which are called "Trench" and "Dump-body".

On the fig. 3a there is a plan (top) and cross-section (bottom) of spot "Trench". Surroundings of the pit is represented by loam; trenches' depth is 4 m, length is 7 meters and width is 2.4 m, the pit is filled with sand; there are buried artificial objects on different depth levels (list of objects and their characteristics are given below the fig. 1).

GPR survey was done along the spot; the distance between profiles was 0.5 m. On the fig. 1a 5 directions of survey are marked with red lines, length of each was 10.75 ± 0.15 m.

In order to investigate changes in quality of the results and study the influence of seasons on the quality of the received data, fieldwork within this spot was conducted in different seasons (dates.month.year): 9-12.06.2015, 22.09.2015, 02.12.2015, 27.03.2016, 12.04.2016. To investigate informativeness of GPRs with different specifications, research on the spot was conducted with three GPRs: VIY2-300, VIY3-300, VIY3-500 (fig. 2, table 1). Total amount of recorded profiles on the spot "Trench" is 177 profiles for mentioned periods.

Fig. 3b shows a plan (top) and cross-section (bottom) of the spot "Dump-body". Depth of the pit is 4 m, length is 5.8 meters and width is 4 meters. The design of this spot resembles a dump-body truck that is why it is called "Dump-body". The pit is filled with pebbles of granite. There are 5 metal pipes with a diameter of 10 cm (marked with black dots on cross-section and with thick black lines on the plan) at different depth levels.

On the spot "Dump-body" researches were performed along 8 directions (marked with horizontal lines with numbers on the plan). The distance between profiles was 0.25 m, and length of profiles is 8 ± 1.0 m. Experimental work on this spot was also done in different time periods (9-12.06.2015, 02.12.2015, 12.04.2016) with VIY3-300, VIY3-500 GPRs. Total number of recorded profiles is 58 for the spot "Dump-body".

Results. Example of GPR profiles comparison, which were recorded at the spot "Dump-body" (profile №2) with VIY3-300 (300 MHz) and VIY3-500 (500 MHz) GPRs are shown on fig. 4. On the profiles, which were recorded in spring, hyperboloid anomalies are clearly seen, which are provoked by presence of point-like objects (steel pipes) and tilted anomaly, which is a reflection of electromagnetic wave from metal plane. There is also a hyperboloid anomaly on the depth of 3.6–3.8 m, which shows location of

metal plane bending. In addition, signals on GPR profiles, which are recorded with 300 MHz antenna are characterized by higher amplitudes, than signal from 500 MHz antennas. On GPR profile, which is recorded in winter, it is harder to identify anomalies from objects than on GPR

profiles, which are recorded in other seasons. Such unclear results in winter occurred because of layer of snow between device and earths' surface, which lead to noises on GPR profiles.

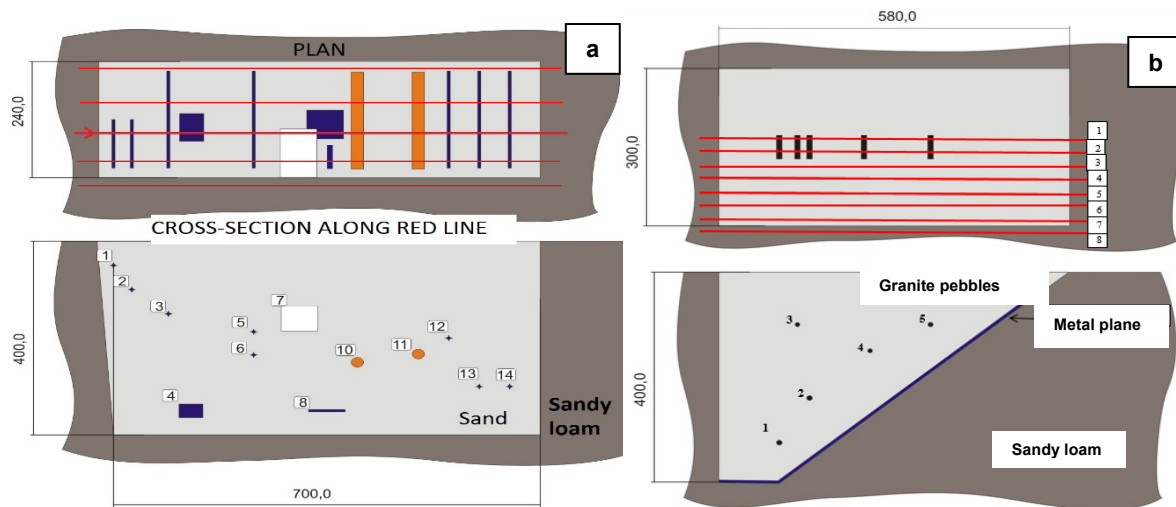


Fig. 3. Spots "Trench" (a) and "Dump-body". On the top, there are plans of spots with directions of survey and below – cross-sections:

- a – Objects: 1, 2 – steel pipes, diameter 5 cm, length 1 m; 3, 13 – steel pipes diameter 5 cm, length 2 m with wire inside; 4 – metal box (0.5 m×0.8 m×0.4 m, empty inside); 5, 6, 12, 14 – steel pipe diameter 5 cm, length 2 m; 7 – styrofoam (1 m×0.5 m×0.5 m); 8 – metal plane (0.8×0.8 m); 10, 11 – plastic pipe diameter 20 cm, length 220 cm; b – Objects: 5 metal pipes (1–5) with a diameter of 10 cm are marked with black dots on cross-section and with thick black lines on the plan

GPR profiles, which are shown on fig. 5–6 are recorded with VIY3-300 GPR on the 3rd profile on the spot "Trench" with different steps of measurement and with different length of measurement (with different settings of depth). The pictures 4–6 show that reflections from the most of

objects are visible on the profiles. The Best quality of GPR profiles on spot "Trench" is obtained with length of recording 65 ns ($V=130$ m/mks, $\epsilon=5,3$, $h=4,2$ m) and ideal range of measurement steps is from 30.94 mm to 123 mm.

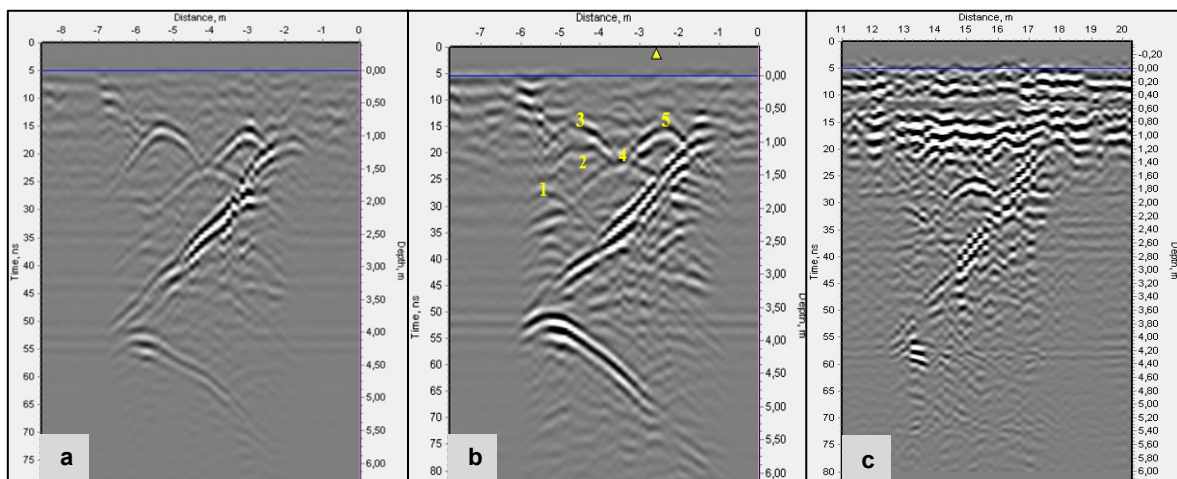


Fig. 4. GPR profiles (№2 on the plan on fig. 1b), recorded on the spot "Dump-body" in different seasons and with different GPRs:

- a – VIY3-500, September 2015; b – VIY3-300, September 2015 (numbers for anomalies according to numbers for objects on fig. 1b); c – VIY3-500, December 2015

After analysis of other experimental results on the spot "Trench", it was concluded that on GPR profiles, which are recorded with 500 MHz antennas, anomalies from shallow objects (buried on depth to 2 m) are localized more precisely than with 300 MHz antennas. Due to higher frequency (500 MHz), there is better resolution on shallow depth, but worse for deeper investigations (deeper than 2 m).

As a result of surveying, 235 GPR profiles were recorded with different settings of GPR and in different seasons. Evaluation of quality and informativeness of profiles and their

dependence on several settings was investigated. For comparison of profiles 6 parameters were taken into consideration:

- 1) frequency of antenna;
- 3) step of measurement;
- 4) length of GPR trace in ns (depth of investigation);
- 5) resolution of trace ("the number of points on vertical axis");
- 6) Season of the survey.

Comparison was done for GPR profiles with the change of only one parameter, while others were constant.

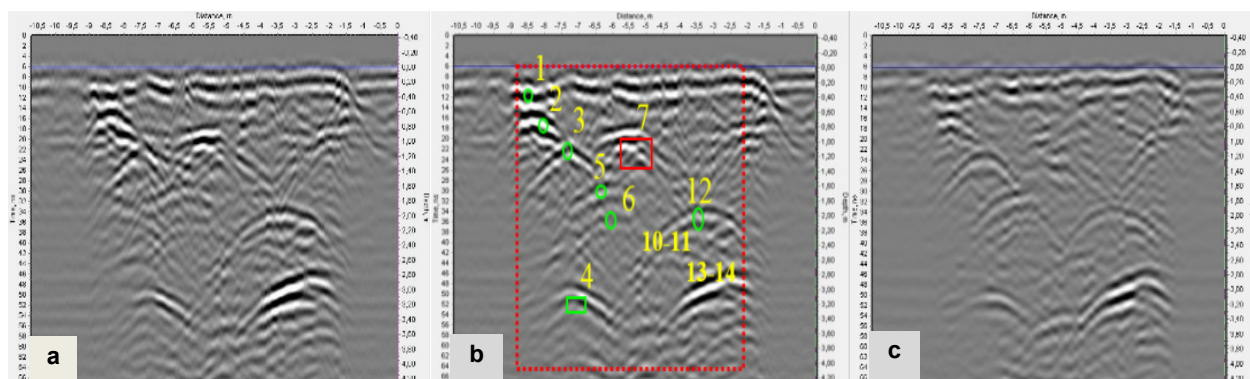


Fig. 5. GPR profiles recorded with VIY3-300 GPR on the spot "Trench"
(direction 3, in the center on the plan on fig. 1a) with depth of sounding 65 ns or 4.2 m and with different steps Δx on profile:
a – $\Delta x=30,94$ mm; b – $\Delta x=123$ mm (numbers for anomalies according to numbers of objects on fig. 1a); c – $\Delta x=154$ mm

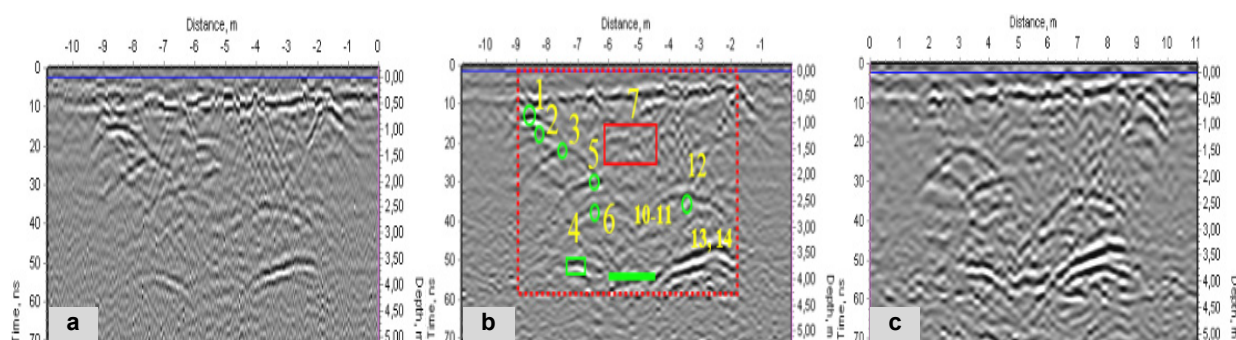


Fig. 6. GPR profiles recorded with VIY3-300 GPR on the spot "Trench"
(direction 3, in the center on the plan on fig. 1a) with depth of sounding 140 ns or 9.1 m and with different steps Δx on profile:
a – $\Delta x=30,94$ mm, b – $\Delta x=123$ mm (numbers for anomalies according to numbers for objects on fig. 1a), c – $\Delta x=154$ mm

4-point scale was developed to evaluate quality of GPR profiles: 3 points – reflection from object is clear and can be differentiated from other reflections; 2 points – reflection is identified, but it is a bit colliding with other reflections; 1 point – exact reflection is hardly differentiated from other reflections; 0 points – reflection is invisible on GPR profile. Comparison of profiles with different set-

tings and seasons of survey was done according to the total sum of points. Represented scale has not been used before for GPR surveying.

As an example there is a table 2 with points for different profiles, which were recorded on spot "Trench" with VIY2-300 GPR. Similar tables were filled with points for other GPRs and for other seasons of survey.

Table 2

Evaluation and comparison of the GPR profiles, recorded with VIY2-300 GPR on the spot "Trench"

Depth of measurement	Step of measurement, mm	Number of object, for which the quality of reflection is evaluated					Total sum of points
		1	2	5	6	10–11	
67, 4.2	30.94	3	1	3	2	2	11
	61.8	3	1	3	3	3	13
	92	3	1	3	2	3	12
	123	3	2	3	3	2	13
	154	3	1	3	2	1	10
100, 7	216	3	0	3	1	1	8
	30.94	3	1	3	3	1	11
	61.8	3	1	3	2	3	12
	92	3	1	3	3	3	13
	123	3	1	3	3	2	12
120, 9	154	3	1	3	3	1	11
	216	3	0	2	0	1	6
	30.94	2	1	2	1	0	6
	61.8	3	1	3	3	3	13
	92	3	1	2	2	3	11
165, 12	123	3	2	3	1	1	10
	154	2	0	3	2	2	9
	30.94	3	1	3	2	2	11
	61.8	3	1	3	2	2	11
	92	3	1	3	2	2	11
	123	3	1	1	2	2	9
	154	3	1	1	2	2	9

As a result of analysis of achieved data on the experimental site, it is concluded that following several recommendations will help to get the most informative results in shortest time:

1. GPR surveying should be done along parallel profiles and distance between them should be minimum 2 times less than parameters of the object of investigation;

2. For 300 and 500 MHz GPR antennas, it is better to follow technical and methodological recommendations, such as:

a) while first-time investigations (regional) it is better to set depth of measurement, which is 1.5–2 times more, than depth to the object, vertical resolution should be 500 points and step of measurement 130–175 mm;

b) for precise (local) investigations number of points on vertical axis should be from 500 to 1000 and step of measurement from 30 to 130 mm; depth of sounding should be on 0.5 to 2 m deeper than location of objects for 300 MHz antenna and on 0.5 m deeper for 500 MHz antenna;

3. To increase ratio signal/noise on resulting GPR profiles, it is better to:

a) decrease the distance from the device to the surface of investigated environment – to remove snow, wood, rubbish and other obstacles between GPR and surface of investigation;

b) to use devices with (minimal characteristics): analogue-to-digital converter range 10,18 bits; dynamic range 100 dB;

4. To get precise depth to the reflections, relative dielectric permittivity of investigated environment should be precisely measured (laboratory investigations of samples, electric well-logging, etc.);

5. To get full understanding of geophysical and geological model of investigated environment, 2-D and 3-D modelling of electromagnetic waves' fields should be done before (prediction of the model) and after (based on the results of the survey) survey.

From the authors' point of view, proposed method of quality evaluation and mentioned recommendations should be taken into consideration while solving real geological and engineering problems with GPR in similar to experimental site's conditions.

Represented method of GPR profiles quality evaluation is not perfect and will be modified for more convenient practical application during GPR surveys. Authors are working on improvement of quality assessment algorithms and techniques for precise measurement of dielectric permittivity in the field.

References:

- Vladov, M.L., Starovoytov, A.V. (1999). Georadiolokatsionnye issledovaniya verkhney chasti razreza. Moscow: MGU. [In Russian].
- Dortman, N.V. (1984). Fizicheskie svoystva gornykh porod i poleznykh iskopaemykh. Spravochnik geofizika. [Physical properties of rocks and ores. Geophysics handbook]. Moscow: Nedra. [In Russian].
- Petrovskiy, A.D. (1971). Radiovolnovye metody v podzemnoy geofizike. Moscow: Nedra.
- Finkelshteyn, M.I., Karpukhin, V.I., Kutev, V.A., Metelkin, V.N. (1994). Podpoverkhnostnaya radiolokatsiya. Moscow: Radio i svyaz. [In Russian].
- Sugak, V.G., Bukin, A.V., Ovchinnikov, O.A., Padenko, Y.A., Silaev, Y.S. (2005). Primenenie spetsializirovannogo georadiolokatora v zadachakh inzhenernoy geologii, gidrogeologii i ekologii. Nauka ta innovatsii, 1(2), 32–43. [In Russian].
- Site of Company Transient Technologies LLC. www.viy.ua. Retrieved from http://www.viy.ua.
- Finkelshteyn, M.I., Mendelson, M.I., Kutev, V.A. (1977). Radiolokatsiya sloistnykh zemnykh pokrovov. Moscow: Sovetskoe radio. [In Russian].
- Finkelshteyn, M.I., Kutev, V.A., Zolotarov, V.P. (1986). Primenenie podpoverkhnostnogo zondirovaniya v inzhenernoy geologii. Moscow: Nedra. [In Russian].
- Khaptanov, V.B., Bashkuev, Y.B., Buyanova, D.G. (2013). Rezultaty radioimpedansnogo i georadarnogo zondirovaniya pribrezhnoy zony Srednego Baykala. Vestnik SibGAU, №5(51), 149–152. [In Russian].
- Chernov, A.P., Goliaka, R.P. (2015). Vyiavlennia neodnorodnostei u verkhniy chastyini heolohichnoho seredovyscha za dopomohoiu heoradara VIY3-300 [Identification of heterogeneity in upper part of geological medium with VIY3-300 GPR]. Proceedings of the Youth scientific conference "Modern directions of researches in Ukraine" (Kyiv, November 25–26, 2015) – Suchasni napriamy heolohichnykh doslidzhen v Ukraini : Zb. mater. molodizhnoi nauk. konf.(25–26 lystopada 2015 r.). (p. 52). Kyiv: Institute of geological sciences Academy of science of Ukraine. [In Ukrainian].

11. Chernov, A.P. (2016). Ohliad problemnykh pytan heoradarnykh doslidzhen [Review of GPR survey issues]. Proceedings of the IVth all-Ukrainian youth conference-school "Current problems of geological science" (Kyiv, May 14–16 2016) - VI Vseukr. molodizhna nauk. konferentsiia-shkola "Suchasni problemy heolohichnykh nauk" (14–16 maia 2016). Institute of geology, Taras Shevchenko National University of Kyiv. (pp. 161–164). Kyiv: Nika-Tsentr. [In Ukrainian].

12. Shemshurin, V.A. (1962). Metodicheskoe rukovodstvo po radiovolnovomu zondirovaniyu (RVZ) pri razvedke podzemnykh vod v aridnoy zone. Moscow. [In Russian].

13. Yankovskiy, K.P. (2002). Otsenka diagnosticheskikh vozmozhnostey system georadarnogo zondirovaniya prirodnykh i prirodno-antropogennykh ob'yektov. Candidate's of Sci. (Techn.) thesis. diss.rs1.ru. Moscow. [In Russian].

14. Daniels, D.J. (Eds.). (2004). Ground-penetrating radar. (2nd ed.). London: The Institution of Electrical Engineers, 726 p.

15. Tomaszewska, E., Kaminska, D., Lukowski, J. (2011). The use of GPR technique to identify objects of anthropogenic origin. Geodynamika - Geodynamics, 2(11), 296–297.

16. Yelf, R.J. (2007). Application of Ground Penetrating radar to Civil and Geotechnical Engineering. Electromagnetic Phenomena – Elektromagnitnye yavleniya, 7, 1(18), 103–117. Retrieved from http://emph.com.ua/18/pdf/yelf_01.pdf.

Список використаних джерел:

- Владов М. Л. Георадиолокационные исследования верхней части разреза / М. Л. Владов, А. В. Старовойтов. – М.: Изд-во МГУ, 1999. – 91 с.
- Дортман Н. В. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Справочник геофизика / Н. В. Дортман. – М.: Недра, 1984. – 485 с.
- Петровский А. Д. Радиоволновые методы в подземной геофизике / А. Д. Петровский. – М.: Недра, 1971. – 223 с.
- Подповерхностная радиолокация / М. И. Финкельштейн, В. И. Карпукhin, В. А. Кутев, В. Н. Метелкин. – М.: Радио и связь, 1994. – 216 с.
- Применение специализированного георадиолокатора в задачах инженерной геологии, гидрогеологии и экологии / В. Г. Сугак, А. В. Букin, О. А. Овчинкин и др. // Наука та інновації. – 2005. – 1, №2. – С. 32–43.
- Сайт компанії "Transient Technologies LLC" [Електронний ресурс]. - Режим доступу : http://www.viy.ua.
- Финкельштейн М. И. Радиолокация слоистых земных покровов / М. И. Финкельштейн, В. А. Мендельсон, В. А. Кутев. – М.: Советское радио, 1977. – 176 с.
- Финкельштейн М. И. Применение подповерхностного зондирования в инженерной геологии / М. И. Финкельштейн, В. А. Кутев, В. П. Золотарев. – М.: Недра. – 1986. – 128 с.
- Хаптанов В. Б. Результаты радиоимпедансного и георадарного зондирования прибрежной зоны Среднего Байкала / В. Б. Хаптанов, Ю. Б. Башкуев, Д. Г. Буянова // Вестник СибГАУ. – 2013. – №5(51). – С. 149–152.
- Чернов А. П. Виявлення неоднорідностей у верхній частині геологічного середовища за допомогою георадара VIY3-300 / А. П. Чернов, Р. П. Голяка // Сучасні напрями геологічних досліджень в Україні : Зб. матер. молодіжної наук. конф.(25-26 листопада 2015 р.) ; Інститут геологічних наук НАН України. - К., 2015. - С. 52.
- Чернов А. П. Огляд проблемних питань георадарних досліджень / А. П. Чернов // VI Всеукр. молодіжна наук. конференція-школа "Сучасні проблеми геологічних наук" (14–16 квітня 2016 р.) ; ННІ "Інститут геології" Київського Національного університету імені Тараса Шевченка. – К.: Ніка-Центр, 2016. – С. 161–164.
- Шемшурин В. А. Методическое руководство по радиоволновому зондированию (РВЗ) при разведке подземных вод в аридной зоне / В. А. Шемшурин. – М., 1962. – 48 с.
- Янковский К. П. Оценка диагностических возможностей систем георадарного зондирования природных и природно-антропогенных объектов : дис. ... канд. техн. наук / К. П. Янковский. – М., 2002. – 141 с.
- Ground-penetrating radar / ed. by D. J. Daniels. – 2nd ed. – London: The Institution of Electrical Engineers, 2004. – 726 p.
- Tomaszewska E. The use of GPR technique to identify objects of anthropogenic origin / E. Tomaszewska, D. Kaminska, J. Lukowski // Геодинамика. – 2011. – 2(11). – С. 296–297.
- Yelf R. J. Application of Ground Penetrating radar to Civil and Geotechnical Engineering [Електронний ресурс] / R. J. Yelf // Electromagnetic Phenomena – Электромагнитные Явления. – 2007. – V.7, №1(18). – P. 103–117. – Режим доступу : http://emph.com.ua/18/pdf/yelf_01.pdf.

Надійшла до редколегії 05.09.16

А. Чернов, магістр, геофізик,
E-mail: achernovp@gmail.com,
М. Рева, канд. фіз.-мат. наук, доц.,
E-mail: mvreva@gmail.com,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022

ИНФОРМАТИВНІСТЬ ГЕОРАДАРНОГО МЕТОДУ ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ ЕКСПЕРИМЕНТАЛЬНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ НА НАВЧАЛЬНО-ЕКСПЕРИМЕНТАЛЬНОМУ ПОЛІГОНІ

У статті наведено результати георадарних досліджень, виконаних на навчально- експериментальному полігоні ННІ "Інститут геології" Київського національного університету імені Тараса Шевченка (м. Київ). Георадарний метод інтенсивно розвивається з 1970-х років, але питання оцінки якості проведених робіт та визначення найкращих параметрів георадарних зйомок і нині залишаються в колі дискусійних тем. Георадарні дослідження на штучно створеному експериментальному навчальному полігоні проведено трьома георадарами з використанням двох частот антенних блоків – 300 МГц та 500 МГц. Оцінка інформативності методу виконувалася за результатами аналізу отриманих експериментальних даних, основу якого склали такі критерії: відповідність аномалій, зареєстрованих на георадарному профілі, фактичному розташуванню об'єктів дослідження; залежність якості георадарних профілів та їх інформативності від центральної частоти досліджуваної антени й просторової детальності сканування (кроку дослідження по профілю); вплив на якість георадарних профілів тривалості реєстрації георадарних трас ("налаштованої глибини досліджень") та детальності їх часової дискретизації (кількості точок по вертикалі); вплив на якість георадарних досліджень часового періоду виконання експериментальних вимірів. Порівняльний аналіз результатів георадарних досліджень виконано на основі авторської методики оцінки їхньої якості. У результаті проведеного аналізу експериментальних даних сформульовано висновки та надано практичні рекомендації, які бажано використовувати при георадарних дослідженнях на територіях, подібних за геологією та характеристиками розташованих на них об'єктів до ділянок навчально-експериментального полігону.

Ключові слова: георадар, георадіолокація, георадарний профіль, діелектрична проникність, питомий електричний опір, сигнал зондування, електромагнітний імпульс, швидкість хвилі.

А. Чернов, магистр геофизики,
E-mail: achernovp@gmail.com,
Н. Рева, канд. физ.-мат. наук, доц.,
E-mail: mvreva@gmail.com,
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022

ИНФОРМАТИВНОСТЬ ГЕОРАДАРНОГО МЕТОДА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА УЧЕБНО-ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОМ ПОЛИГОНЕ

В статье представлены результаты георадарных исследований, выполненных на учебно-экспериментальном полигоне УНИ "Институт геологии" Киевского национального университета имени Тараса Шевченко (г. Киев, Украина). Георадарный метод интенсивно развивается с 1970-х годов, но вопросы оценки качества проводимых работ и определения наилучших параметров георадарных съемок и сейчас остаются в кругу дискуссионных тем. Георадарные исследования на искусственно созданном учебно-экспериментальном полигоне проведены тремя георадарами с использованием двух частот антенных блоков – 300 МГц и 500 МГц. Оценка информативности метода выполнялась по результатам анализа полученных экспериментальных данных, основу которого составляли следующие критерии: соответствие аномалий, зарегистрированных на георадарном профиле, фактическому расположению объектов исследования; зависимость качества георадарных профилей и их информативности от центральной частоты антенного блока и пространственной детальности сканирования ("шага исследования по профилю"); влияние на качество георадарных профилей длительности регистрации георадарных трасс ("настроенной глубины исследований") и детальности их временной дискретизации ("количества точек по вертикали"); влияние на качество георадарных исследований временного периода выполнения экспериментальных измерений. Сравнительный анализ результатов георадарных исследований выполнен на основе авторской методики оценки их качества. В результате проведенного анализа экспериментальных данных сформулированы выводы и даны практические рекомендации, которые желательно использовать при георадарных исследованиях на территориях, подобных по геологии и характеристикам расположенных на них объектов участкам учебно-экспериментального полигона.

Ключевые слова: георадар, георадиолокация, георадарный профиль, диэлектрическая проницаемость, удельное электрическое сопротивление, сигнал зондирования, электромагнитный импульс, скорость волны.

УДК 550.832

О. Ткаченко, асп.,
E-mail: tkachenko_oleks@ukr.net
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

ОСНОВНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ КАРБОНАТНИХ ВІДКЛАДІВ БАШКИРСЬКОГО ЯРУСУ (НА ПРИКЛАДІ ВЕЛИКОБУБНІВСЬКОЇ ПЛОЩІ ДДЗ)

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

Карбонатні колектори відіграють провідну роль у видобутку вуглеводнів у світі, водночас в Україні ці колектори недостатньо вивчені. Карбонатні колектори Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) виявлено в башкирському ярусі (башкирська "плита") та у нижньо-візейських відкладах (нижньо-візейська "плита"). У статті вперше описано основні характеристики башкирських карбонатних відкладів на Великобубнівському родовищі ДДЗ. Геологічні та петрофізичні характеристики, особливості карбонатних порід-колекторів автором наведено на прикладі матеріалів свердловин 119 та 139. Породи башкирського ярусу представлені вапняками водоростево-шламовими прихованокристалічної структури з вкrapленнями піриту, а також аргілітами зеленувато-сірими, алеуритистими, які містять прошарки алевролітів, вапняків і пісковиків світло-сірих, кварцових, різнозернистих, слюдистих.

Побудовано карту товщин горизонтів Б-9н території Великобубнівського родовища, на основі якої оцінено потужності карбонатних відкладів. Зокрема, вони сягають 6 м на північному заході та з товщиною 5 м практично рівномірно розповсюджені по всій площі. На побудованій структурній карті встановлено збільшення абсолютних глибини залягання покрівлі горизонту Б-10 з півночі на південь.

За комплексом методів ГДС виділено карбонатні пласти потужністю від 6 до 8 м (горизонт Б-9) та від 6 до 13 м (горизонт Б-10), які можуть бути охарактеризовані як породи-колектори.

Пористість башкирських карбонатних відкладів (горизонти Б-9, Б-10) на ДДЗ змінюється в широких межах: від 5 до 22%, при цьому середні значення, як правило, не перевищують 3–5%. Характерною рисою продуктивних пластів, що складає башкирськими карбонатними породами, є висока анізотропія їхніх фільтраційних і ємнісних властивостей навіть у межах однієї площі.

За результатами інтерпретації даних ГДС та промислових випробувань відклади башкирського ярусу на Великобубнівському родовищі можна визначити перспективними для пошуку газу та нафти.

Ключові слова: карбонатні колектори, башкирський ярус, ДДЗ, башкирська плита, Великобубнівське родовище.

Вступ. Стратегією розвитку мінерально-сировинного комплексу України до 2030 р передбачається нагромадження ресурсів вуглеводнів у основних нафтогазоносних провінціях України. Перспективними у цьому напрямку можуть стати нафтові та газові поклади карбонатних відкладів башкирського ярусу Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ).

У нашій країні є потенційні резерви нафтових та газових покладів, пов'язаних з карбонатними колекторами на родовищах, де раніше недооцінювали нафтогазоносність карбонатних порід. Це, зокрема, відклади башкирського ярусу.

На сьогодні від 40 до 70% світових запасів вуглеводнів видобувають з карбонатних порід. В Україні 92–98% усіх розвіданих ресурсів пов'язані з теригенними відкладами, що свідчить про недостатній рівень дослідження карбонатних порід, які й до цього часу не розглядаються як першочергові об'єкти досліджень на нафту і газ. Тому, постає питання про перегляд та оцінку перспектив карбонатних відкладів башкирського ярусу, оскільки на деяких родовищах ДДЗ вони є продуктивними.

Стан проблеми. Детальне вивчення карбонатних колекторів почалося ще в СРСР у 1954–1956 рр, коли було відкрито перші родовища нафти у Передураллі та на східному Передкавказзі.

На самому початку вивчення карбонатів дослідники зіткнулися з такими особливостями порід, як дуже велика неоднорідність їхніх колекторських властивостей, швидке формування великих зон проникнення фільтрату бурового розчину, поганий винос керну. Цими та іншими особливостями карбонатів (глинистість, нерозчинний залишок, тріщинуватість, кавернозність, доломітизація, кальцитизація та ін.), які впливають на фізичні, у тому числі колекторські, властивості нафто- та газонасичених порід і, як наслідок, на результати геофізичних методів досліджень свердловин, присвячено роботи Я.Н. Абдухаликова, Г.Е. Арчі, В.С. Афанасьєва, Б.Ю. Вендельштейна, В.Н. Дахнова, В.В. Ларіонова, Е.М. Смехова, Г.А. Шнурмана та ін.

Вивчення складнопобудованих колекторів протягом багатьох років здійснювалося на основі комплексного підходу, який використовує дані ГДС, петрофізики, гідродинамічних та промислових спостережень. Ефективність прямо різко підвищилася з упровадженням у практику промислової геофізики математичних методів та ЕОМ. Праці С.М. Аксельрода, В.С. Афанасьєва, М.З. Заляєва, М.М. Елланського, В.М. Курганського, В.В. Ларіонова, Б.П. Маслова, Г.Т. Продайводи, Н.В. Фарманової та багатьох інших дослідників дозволили суттєво просунути теорію та практику розв'язання таких задач.

Основні способи та методики виділення та вивчення карбонатних порід-колекторів в умовах природного залягання базуються на даних промислової геофізики, класичні прийоми обробки та інтерпретації яких наведено в роботах В.Н. Дахнова, С.Г. Комарова, С.С. Ітенберга, Б.Ю. Вендельштейна, В.В. Ларіонова, М.Г. Улатішевої та ін [9].

У роботах [2–5, 11, 12] запропоновано модель складнопобудованого карбонатного колектора, числовий метод розрахунку ефективних пружних постійних колекторів зі спектром хаотично орієнтованих пустот різних форматів. Проведено математичне моделювання впливу на ефективні акустичні характеристики спектра пустот, типу пустотного наповнювача та дисперсійної глинистості на основі даних акустичного каротажу.

Методика, розроблена Б.Ю. Вендельштейном, Н.В. Манчевою, А.І. Белонжком [6, 7], базується на комплексній інтерпретації матеріалів електро- і радіометрії, дозволяє враховувати вміст зв'язаної води в глинистих частинках породи, що дуже важливо при виділенні та вивченні карбонатних глинистих колекторів.

На поточний момент ДДЗ є основним нафтогазоносним районом України. Вона характеризується високим ступенем вивченості та розвіданості запасів вуглеводнів. Майже всі відкриті родовища нафти та газу приурочені до антиклінальних структур та пов'язані з колекто-

рами гранулярного типу, переважно пісковиками та алевролітами.

Останніми роками все більше уваги приділяють карбонатним породам. У багатьох нафтогазоносних провінціях світу карбонатні товщі складають значну частину осадового чохла, де з ними пов'язані значні скопчення вуглеводнів [8].

У межах ДДЗ карбонатні породи зустрічаються у різних осадового чохла від девонських до крейдових відкладів. Найбільші карбонатні утворення приурочені до верхнього відділу крейдової системи та представлені крейдою, товщина якої досягає 600 м. Карбонати нижньовізейського ярусу нижнього карбону та нижньобашкирського ярусу середнього карбону складають перші сотні метрів та на ряді родовищ є нафтогазонасиченими.

Дослідженням карбонатних колекторів на ДДЗ займалися: С.Г. Вакарчук, О.Ш. Кнішман, С.А. Вижва, В.М. Курганський, І.М. Безродна, П.М. Муляр, О.Ю. Лукін та інші дослідники. З'явилися публікації, присвячені проблемі вивчення нетрадиційних джерел вуглеводнів, серед них потрібно відзначити цикл статей академіка НАН України О.Ю. Лукіна та цикл видань "Нетрадиційні джерела вуглеводнів України" В.А. Михайлова, С.Г. Вакарчука та інших.

Визначенням ємнісних властивостей карбонатних порід ДДЗ у різний час займалися УкрДГРІ (Київ, Львів), ДП "Полтава РГП", Державне геологічне підприємство "Укргеофізика", Полтавська експедиція геофізичних досліджень у свердловинах, ДП "Полтавнафтогаз-геологія", ПАТ "Укрнафта", Полтавське Охтирське, Чернігівське нафтогазовидобувне управління (НГВУ), Київський національний університет імені Тараса Шевченка та інші організації.

У статті [1] наведено результати оцінки перспектив пошуку вуглеводнів у карбонатних відкладах башкирського ярусу на ДДЗ, побудовано карту поширення карбонатних порід на ДДЗ.

Взагалі, башкирські відклади до недавнього часу не вивчалися цілеспрямовано, оскільки їхня продуктивність носила дуже локальний характер. Але, враховуючи, що карбонатні відклади залягають на відносно невеликій глибині та на деяких родовищах продуктивні, є необхідність повернутися до розгляду цього питання [13].

Результати. Башкирські відклади відносяться до середнього відділу кам'яновугільної системи. Середньокам'яновугільний комплекс є другорядним для розробки вуглеводнів, оскільки розвідані запаси в ньому невеликі – виявлено 14 продуктивних горизонтів Б-1÷Б-14. Цей комплекс складається з теригенно-карбонатних порід.

У межах ДДЗ зазначені відклади поширені в усіх її структурно-тектонічних зонах. Вони трансгресивно залягають на різних горизонтах серпуховського, а іноді й візейського, ярусів та перекриваються, в основному, відкладами московського ярусу, а подекуди й відкладами вищезалягаючих комплексів [10].

Відклади башкирського ярусу на ДДЗ в середньому мають потужність від 250 до 310 м. Максимальні товщини приурочено до центральної та південно-східної частини западини (Солохівська, Рудівська, Срібненська, Перещепинська, Шебелинська площі), де вони сягають 500÷650 м. З віддаленням на північний захід та в напрямку бортів западини товщина описуваних відкладів істотно зменшується, як за рахунок генетичного виклинювання, так і в результаті послідовного випадіння нижніх компонентів розрізу внаслідок трансгресивного залягання.

Башкирський ярус складається з двох під'ярусів: нижнього та верхнього.

Нижньобашкирський під'ярус (C_2b^1) складений вапняками сірими, темно-сірими, прихованокристалічними

з прошарками сірих аргілітів незначної товщини. Він є гарним регіональним геофізичним репером на всій території ДДЗ, до якого приурочений сейсмічний горизонт відбиття Vb_2 . Тут сформована так звана башкирська карбонатна "плита" (горизонт Б-10). Товщина башкирської плити змінюється від 100 до 130 м.

Формування відкладів нижньобашкирського ярусу на більшій частині території западини проходило в умовах мілководного моря і лише в межах периферійних частин басейну переважали субконтинентальні умови.

Верхньобашкирський під'ярус (C_2b^2) представлений аргілітами зеленувато-сірими, алевроїстими, які містять прошарки алевролітів, вапняків і пісковиків світло-сірих, кварцових, різнозернистих, слюдицих. З даним під'ярусом пов'язані нафтогазоносні горизонти Б-8, Б-9 [13].

Карбонатні колектори башкирського ярусу дуже складні для вивчення, оскільки за час свого існування їх пустотний простір зазнав значних змін під дією зовнішніх та внутрішніх факторів. До кінця не з'ясовано питання їхнього освоєння та експлуатації.

Загалом, структура башкирських горизонтів Б-8÷Б-10 за даними ГДС на родовищах Охтирського, Полтавського й Чернігівського НГВУ практично однакова, що може говорити про однакові умови осадо накопичення у цей час у різних зонах ДДЗ.

Продуктивність башкирських відкладів доведено на Богданівському, Глинсько-Розбишівському, Малодівичському, Мільківському, Кибинцівському, Прилутському, Рибальському, Південно-Панасівському, Великобубнівському, Суходолівському, Новогригорівському, Східно-Голубівському родовищах, тобто у різних структурних зонах ДДЗ, пов'язують її з піщано-глинистою частиною розрізу.

Продуктивність горизонтів Б-10 нижньобашкирського ярусу, який відповідає башкирській карбонатній "плиті", встановлена лише на Глинсько-Розбишівському, Богданівському та Великобубнівському родовищах.

При вивченні карбонатних колекторів досліджено не лише породи "плити", а й горизонти Б-8, Б-9, що залягають безпосередньо над плитою, колектори яких за даними ГДС також інтерпретуються як карбонати або карбонатизовані пісковики [13].

Пористість башкирських відкладів (горизонти Б-9, Б-10) на ДДЗ за даними комплексу геофізичних досліджень змінюється в широких межах: на Анастасієвському родовищі, наприклад, від 5 до 22%, Артюхівському – приблизно від 12 до 14%, Глинсько-Розбишівському – від 11 до 19% та Великобубнівському – від 5 до 19%, при цьому середні значення, як правило, не перевищують 3–5%.

Проникність відкладів найчастіше не перевищує 0,1 мД, але в деяких випадках складає – 10 мД, як на Великобубнівському родовищі (горизонт Б-10). Характерною рисою продуктивних пластів, що складені башкирськими карбонатними породами, є висока анізотропія їхніх фільтраційних і ємнісних властивостей навіть у межах однієї площі [13]. Тріщинуватість та кавернозність спостерігається при макроскопічному вивченні. Тріщини розкритістю від 0,014 до 0,056 мм, деякі – до 1÷2 мм, а у шліфах – 0,17÷0,09 мм.

Основні характеристики башкирських карбонатних відкладів розглянемо на прикладі свердловин №№ 119 та 139 Великобубнівського родовища, яке розташоване в межах північної прибортової зони ДДЗ. За результатами відбору керну свердловин 119 та 139 Великобубнівського родовища [13] встановлено основні геологічні особливості карбонатних порід башкирського ярусу.

Згідно з описом керну свердловини № 119 (інтервали 2761÷2776 та 2786÷2802 м), породи башкирської плити в свердловині в інтервалі 2761÷2770 м представлені вапняками водоростево-шламовими прихованокристалічної структури з вкрапленнями піриту (0,2÷2 мм, до 1 см). Вміст піриту може сягати до 5%. Первинна

пористість відсутня. Розміри первинних пор складали $0,01 \div 0,7$ мм, у сучасному стані вони заліковані кристалічним кальцитом. Коефіцієнт відкритої пористості складає $0,4 \div 4,6\%$. У породі спостерігаються діагенетичні зміни: кальцитизація та сульфідизація (утворення піриту), слабке вилугування. З глибини 2770 м починаються доломіти заміщення сульфатизовані з реліктовим кальцитом і бітумами, кристалічної структури масивно-плямистої текстури. З глибини 2789 м розріз представлений халцедон-доломітовими сірими, темно-сірими, бежевими породами з вкрапленнями піриту. Доломіти розвиваються по кальциту, спостерігаються процеси сульфатизації, силіцитизації, вилугування. Коефіцієнти відкритої пористості складають $0,109 \div 0,199$. З глибини 2796 м розкриті доломіти заміщення біоморфно-водоростевого вапняку, розвинені сульфідизація (пірит), вилугування, сульфатизація. Відкрита пористість за дослідженнями складає $0,9 \div 1,8\%$.

За результатами опису керну у шліфах в свердловині № 139 (інтервали 2693÷2698 та 2698÷2402 м) по-

роди представлені доломітом дрібно-тонкозернистим з тонкошаруватою текстурою. Візуально порода з HCl не реагує або реагує слабо, що властиво доломітам. Карбонатність порід складає від 73,9% до 95,4%. З вторинних процесів спостерігаються перекристалізація, сульфатизація, пелітизація, кальцитизація [13].

Спеціалістами Центру геолого-тематичних досліджень ПАТ Укрнафта, за безпосередньої участі автора, за результатами геофізичних досліджень свердловин (ГДС) було побудовано карту товщин горизонту Б-9н (рис. 1), структурну карту горизонту Б-10 (рис. 2) та проведено інтерпретацію комплексу ГДС по свердловині № 119 (рис. 3) [13].

Карту товщин горизонту Б-9н було побудовано для оцінки потужності карбонатних відкладів. На карті спостерігаються 2 ділянки з товщинами, які сягають 6 м, вони знаходяться на північному заході та на сході, середні товщини складають 5 м, практично рівномірно розповсюджені по всій досліджуваній ділянці (рис. 1).

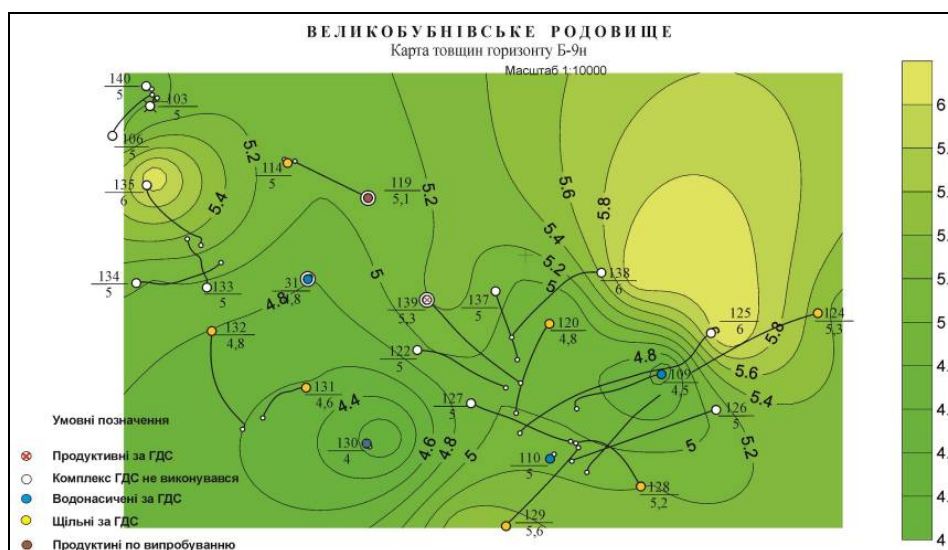


Рис. 1. Карта товщин горизонту Б-9н Великобубнівського родовища за даними [13]

Для визначення абсолютних значень глибини залягання покрівлі горизонту Б-10 Великобубнівського родовища побудовано структурну карту. На структурній

карті спостерігається збільшення абсолютних глибини залягання покрівлі горизонту Б-10 з півночі на південь (рис. 2).

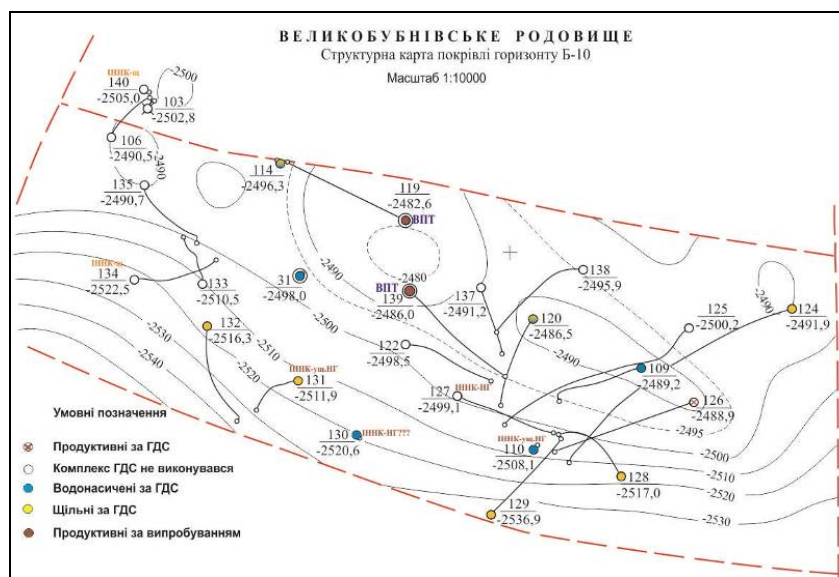


Рис. 2. Структурна карта горизонту Б-10 Великобубнівського родовища за даними [13]

На рис. 3 наведено криві даних ГДС, зокрема, за методами самочинної поляризації (PS), гамма-каротажу (GK), акустичного каротажу (AK) та бокового каротажу (BK) в інтервалі 2680–2826 м свердловини № 119, за результатами інтерпретації яких виділено границі основних башкирських карбонатних горизонтів (підгоризонтів) (рис. 3).

На кривих ГДС виділяються карбонатні пласти потужністю від 6 до 8 м (горизонт Б-9) та від 6 до 13 м (горизонт Б-10), які виявляються у вигляді мінімальних значень на кривих самочинної поляризації (PS) та гамма-каротажу (GK), максимальних значень кривих граді-

єнт- і потенціал-зондів та кривої бокового каротажу (PZ, GZ3, BK), крива акустичного каротажу використовувалась для комплексного аналізу даних та виділення границь пластів.

За результатами інтерпретації даних ГДС та опису керну, башкирські відклади горизонту Б-10 (башкирська карбонатна "плита") мають ритмічну пошарову будову й складаються з 4 зон розвитку карбонатів (Б-10_1, Б-10_2, Б-10_3, Б-10_4), які розділяються алевро-аргілітами шаруватої текстури сіро-зеленими. Алевро-аргіліти піритизовані, пустотний простір заповнений кальцитом [13].

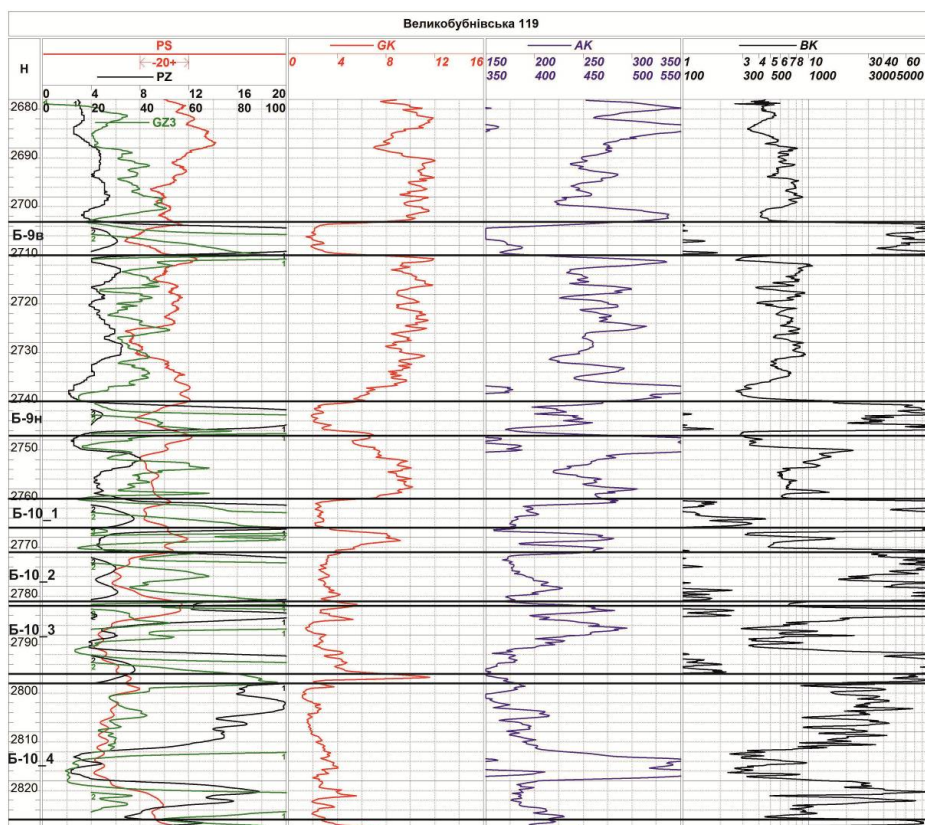


Рис. 3. Результати інтерпретації комплексу даних ГДС башкирських відкладів Великобубнівського родовища за даними [13]

Найвищий підгоризонт (Б-10_1) складений шламово-водоростевим вапняком і зазнав найменших діagenетичних змін. Підгоризонт Б-10_2, переважно, складений халцедон-доломітовою породою й за даними досліджень, має найкращу відкриту пористість (до 19,9%). Підгоризонти Б-10_3 та Б-10_4 складені доломітами. Підгоризонт Б-10_3 представлений доломітом. Підгоризонт Б-10_4 представлений доломітом тонко-дрібнозернистим тонкошаруватим [13].

Висновки. Незважаючи на складність будови та літології карбонатних відкладів, відклади башкирського ярусу, за результатами інтерпретації даних ГДС та випробувань випробувачем на трубах (ВПТ), на Великобубнівському родовищі ДДЗ можна визначити перспективними для пошуку газу та нафти. Їхня пористість змінюється в широких межах, від часток процента до 22 %. На кривих ГДС за комплексом методів виділено пласти потужністю від 6 до 8 м (горизонт Б-9) та від 6 до 13 м (горизонт Б-10).

Важливими подальшими напрямками досліджень башкирських карбонатних відкладів є:

- вивчення структури пустотного простору з метою визначення внеску кавернозної, тріщинної та міжзернової пористості в загальну ємність колектора;

- встановлення зв'язку процесів доломітизації з наявністю вторинної пористості;

- детальні дослідження акустичних параметрів у лабораторних умовах та умовах, що моделюють пластові, тощо.

Такі дослідження нададуть можливість отримати базові петрофізичні залежності для більш точної та якісної інтерпретації даних акустичних методів каротажу та сейсморозвідки та встановити природу фільтраційно-ємнісних властивостей порід-колекторів.

Список використаних джерел:

1. Вакарчук С. Г. Перспективи пошуку скупчень вуглеводнів нетрадиційного типу в карбонатних відкладах башкирського ярусу Дніпровсько-Донецької западини / С. Г. Вакарчук // Нафтогазова галузь України. – 2015. – Вип. 3. – С. 3–6.
2. Вишва С. А. Визначення структури пустотного простору складнопобудованих геологічних середовищ при вирішенні задач промислової геофізики та геологічного моніторингу небезпечних геологічних процесів / С. А. Вишва, І. М. Безродна // Геоінформатика. – 2013. – №1. – С. 55–64.
3. Вишва С. А. Кількісна оцінка перспектив нафтогазоносності глибокозанурених відкладів теригенних порід колекторів на основі визначення їх структури пустотного простору за даними промислової геофізики / С. А. Вишва, І. М. Безродна, О. В. Олійник // Перспективи нафтогазоносності глибоко занурених горизонтів осадових басейнів України : зб. наук. праць. – Івано-Франківськ, 2005. – С. 180–186.

4. Вижва С. А. Моделирование эффективных акустических характеристик порид-коллекторів зі складною структурою пустотного простору / С. А. Вижва // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 1995. – Вип. 13. – С. 23–32.
5. Вижва С. А. Определение структуры пустотного пространства сложнопостроенных пород осадочного чехла и поверхности кристаллического фундамента по данным акустических методов / С. А. Вижва, И. Н. Безродная // Материалы Международной конференции EAGE, OS-15. – Москва, 2003.
6. Дахнов В. Н. Методическое руководство по изучению коллекторов со сложной структурой порового пространства методами промысловой геофизики / В. Н. Дахнов, Б. Ю. Вендельштейн. – М., 1981. – 90 с.
7. Добрынин М. М. Изучение сложных карбонатных коллекторов / М. М. Добрынин. // Геология нефти и газа. – 1991. – №5. – С. 30–34.
8. Доленко Г. Н. Нефтегазосносные провинции Украины / Г. Н. Доленко, Л. Т. Бойчевская, М. Н. Бойчук. – К.: Наукова думка, 1985. – 172 с.
9. Курганский В. Н. Петрофизические и геофизические методы изучения сложнопостроенных карбонатных коллекторов нефти и газа / В. Н. Курганский. – Киев, 1999. – 167 с.
10. Лукин А. Е. Формации и вторичные изменения каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазосносностью / А. Е. Лукин. – М.: Недра, 1977. – 100 с.
11. Метод расчета эффективных упругих постоянных в анизотропных микротрещиноватых горных породах / Г. Т. Продайвода, К. С. Александров, С. А. Вижва, Л. В. Назаренко // Геология и геофизика. – 2000. – Вып. 41, № 3. – С. 436–449.
12. Продайвода Г. Т. Акустичний метод визначення орієнтації мікротріщин у гірських породах / Г. Т. Продайвода. // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 1992. – Вип. 7. – С. 23–31.
13. Узагальнення результатів дослідження карбонатних колекторів по родовищах ПАТ "Укрнафта" [Текст] : звіт / Т. І. Муzychko, Т. С. Окrepka, О. І. Муромцева ; Центр геолого-тематичних досліджень ПАТ "Укрнафта". – Київ, 2016.

References:

1. Vakarchuk, S.G. (2015). Perspektyvy poshuku skupchen vuglevodniv nehradyjnyjnyj typu v karbonatnyh vidkladah bashkyrskogo jarusu Dniprovo-Doneckoi zapadyny. *Naftogazova galuz Ukrainy*, 3, 3–6. [in Ukrainian]
2. Vyzhva, S.A., Bezrodna, I.M. (2013). Vyznachennja struktury pustotnoho prostoru skladnopobudovanyh geologichnyh seredovyshh pry vyrishenni zadach promyslovoi geofizyky ta geologichnoho monitoryngu nebezpechnykh geologichnyh procesiv. *Geoinformatyka*, 1, 55–64. [in Ukrainian]
3. Vyzhva, S.A., Bezrodna, I.M. (2005). Kilisna ocinka perspektyv naftogazonosnosti glybokozanurenyh vidkladiv terygenykh porid kolektoriv na osnovi vyznachennja ih struktury pustotnoho prostoru za danymy promyslovoi geofizyky. *Perspektyvy naftogazonosnosti glyboko zanurenyh goryzontiv osadovyh basejnyh Ukrainy: zb. nauk. prac.* (pp. 180–186). Ivano-Frankivsk. [in Ukrainian]
4. Vyzhva, S.A. (1995). Modeljuvannja efektyvnyh akustychnyh harakterystyk porid-kolektoriv zi skladnoju strukturoju pustotnoho prostoru. *Visnyk Kyivskoho Universytetu. Geologiya*, 13, 23–32. [in Ukrainian]
5. Vyzhva, S.A., Bezrodna I.N. (2003). Opreделение структуры пустотного пространства сложнопостроенных пород осадочного чехла и поверхности кристаллического фундамента по данным акустических методов [Determination of the pore structure of the complex built rocks of the sedimentary cover and crystal solid surface using the acoustic data]. *Proceedings of the International geophys. conference EAGE OS-15. Geophysics of the 21st Century – The Leap into the Future*. Moscow. [in Russian]
6. Dahnov, V.N., Vendelshtein, B. Yu. (1981). *Metodicheskoe rukovodstvo po izucheniju kolektorov so slozhnoj strukturoj porovogo prostranstva metodami promyslovoj geofiziki*. Moscow. [in Russian]
7. Dobrynin, M.M. (1991). Izuchenie slozhnykh karbonatnyh kolektorov. *Geologija nefiti i gaza*, 5, 30–34. [in Russian]

O. Tkachenko, Postgraduate
E-mail: tkachenko_oleks@ukr.net
Taras Shevchenko National University of Kyiv
Institute of Geology, 90, Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine,

MAIN CHARACTERISTICS OF THE BASHKIRIAN STAGE CARBONATE SEDIMENTS (ILLUSTRATED BY THE EXAMPLE OF VELIKOBUBNIVS'KA FIELD OF THE DNIPRO-DONETS DEPRESSION)

Carbonate reservoirs are the main sites in production of hydrocarbons in the world, while in Ukraine these collectors are insufficiently studied and only now these sediments start to be studied. Carbonate reservoirs in the Dnipro-Donets depression are presented in the Bashkirian stage (Bashkirian "plate") and Lower Visean sediments (Lower Visean "plate"). For the first time ever, close attention is paid to the main characteristics of carbonate sediments of the Bashkirian stage on Velykobubnivs'ka field of the Dnipro-Donets depression. The geological and petrophysical characteristics, features of carbonate reservoir rocks are exemplified by the wells 119 and 139. The Bashkirian rocks are represented by algal slime limestones, with hidden crystal structure with disseminated pyrite and greenish-gray argillites, layers of siltstone, limestone and light gray sandstone, quartz. Thicknesses of horizon B-9n on the territory of Velykobubnivs'ka field are presented on the map. Thickness of carbonate deposits were estimated on the basis of the map. In particular, they reach 6 m in the northwest and 5 m thick and are distributed almost uniformly over the entire area. The increase the absolute depth of the top horizon of B-10 from north to south is shown on the structural map. According to complex logging methods, carbonate formations with bed thickness from 6 to 8 m (horizon B-9) and from 6 to 13 m (horizon B-10) were allocated, which can be characterized as reservoir rocks. Porosity of Bashkirian carbonate deposits (Horizons B-9, B-10) in the Dnipro-Donets depression is changed in a wide range from 5 to 22%, while the average values, generally, do not exceed 3-5%. The characteristic feature of productive layers comprising bashkirian carbonate rocks, is high anisotropy of filtration and capacitive properties even within the same area. In accordance with logging data interpretation and results of industrial tests, Bashkirian deposits on the Velykobubnivs'ka field can be determined as perspective to search for gas and oil.

Keywords: carbonate reservoirs, bashkirian stage, Dniprovo-Donetsk depression, bashkirian plate, Velykobubnovske field.

8. Dolenko, G.N., Bojchevskaja, L.T., Bojchuk, M.N. (1985). *Neftegazonosnye provincii Ukrainy*. Kyiv: Naukova dumka. [in Ukrainian]
9. Kurganskij, V.N. (1999). *Petrofizicheskie i geofizicheskie metody izuchenija slozhnopostroennykh karbonatnykh kolektorov nefiti i gaza*. Kyiv. [in Russian]
10. Lukin, A.E. (1977). *Formacii i vtorichnye izmenenija kamennougol'nykh otlozhenij Dneprovsko-Donckoj vpadiny v svjazi s neftegazonosnostju*. Moscow: Nedra. [in Russian]
11. Prodajvoda, G.T., Aleksandrov, K.S., Vyzhva, S.A. (2000). Metod rascheta jeffektivnyh uprugih postojannyh v anizotropnyh mikrotreshhinovatyh gomah porodah. *Geologija i geofizika*, 41, 3, 436–449. [in Russian]
12. Prodajvoda, G.T. (1992). Akustychnyj metod vyznachennja orijentacii mikrotreshhyn u girs'kykh porodah. *Visnyk Kyivskoho Universytetu. Geologiya*, 7, 23–31. [in Ukrainian]
13. Muzychko, T.I., Okrepka, T.S., Muromtseva, O.I., (2016). *Uzagal'nennja rezul'tativ doslidzhennja karbonatnyh kolektoriv po rodovyshhah PAT "Ukrnafta"*. Centr geologo-tematychnykh doslidzhen PAT "Ukrnafta" – Geological Research Centre. Kyiv. [in Ukrainian]

Надійшла до редколегії 07.06.16

А. Ткаченко, асп.,
E-mail: tkachenko_oleks@ukr.net,
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАШКИРСКОГО ЯРУСА (НА ПРИМЕРЕ ВЕЛИКОБУБНОВСКОЙ ПЛОЩАДИ ДДВ)

Карбонатные коллекторы играют ведущую роль в добыче углеводородов в мире, в то же время, в Украине эти коллекторы недостаточно изучены и только сейчас начинаются их исследования. Карбонатные коллекторы на ДДВ представлены в башкирском ярусе (башкирский "плита") и в нижневизейских отложениях (нижневизейская "плита"). В статье впервые описаны основные характеристики башкирских карбонатных отложений на Великобубновском месторождении ДДВ. Геологические и петрофизические характеристики, особенности карбонатных пород-коллекторов автором приводятся на примере материалов скважин 119 и 139. Породы башкирского яруса представлены известняками водорослево-шламовыми скрытокристаллической структуры с вкраплениями пирита, а также аргиллитами зеленовато-серыми, алевроитистыми, содержащими слои алевролитов, известняков и песчаников светло-серых, кварцевых, разномерных, слюдяных.

Построена карта толщин горизонта Б-9н территории Великобубновского месторождения, на основе которой оценены мощности карбонатных отложений, которые достигают 6 м на северо-западе и с толщиной 5 м практически равномерно распространены по всей площади. На построенной структурной карте установлено увеличение абсолютных глубин залегания кровли горизонта Б-10 с севера на юг.

По комплексу методов ГИС выделены карбонатные пласты мощностью от 6 до 8 м (горизонт Б-9) и от 6 до 13 м (горизонт Б-10), которые могут быть охарактеризованы как породы-коллекторы.

Пористость башкирских карбонатных отложений (горизонты Б-9, Б-10) на ДДВ меняется в широких пределах: от 5 до 22%, при этом средние значения, как правило, не превышают 3-5%. Характерной чертой продуктивных пластов, сложенных башкирскими карбонатными породами, является высокая анизотропия их фильтрационных и емкостных свойств даже в пределах одной площади.

По результатам интерпретации данных ГИС и результатам промышленных испытаний, отложения башкирского яруса на Великобубновском месторождении можно определить как перспективные для поиска газа и нефти.

Ключевые слова: карбонатные коллекторы, башкирский ярус, ДДВ, башкирская плита, Великобубновское месторождение.

ГЕОЛОГИЯ РОДОВИЩ КОРИСНЫХ КОПАЛИН

УДК 550.83: 553.83

А. Калашник, д-р геол. наук, ст. науч. сотрудник, проф.,
Кировоградская летная академия
Национального авиационного университета,
ул. Добровольского, 5, г. Кропивницкий, 25001 Украина,
E-mail: kalashnik_anna1@ukr.net

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ УРАНОВОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В СВЯЗИ С ОСОБЕННОСТЯМИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

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

Целью проведенной работы является выявление новых закономерностей формирования урановорудных метасоматитов в связи с особенностями глубинного строения литосферы Украинского щита.

Выполнен анализ геофизической, геологической, радиогеохимической информации по особенностям формирования, размещения основных типов урановорудных метасоматитов на Украинском щите в тесной связи с особенностями глубинного строения литосферы, астеносферы, разломной тектоникой. Определены предпосылки возникновения специализированных урановорудных метасоматитов и формирования в них крупных рудоконцентраций урана за счет мантийного источника рудогенных компонентов. Выявлены особенности глубинного строения литосферы и их физические параметры, которые влияли на условия интенсивного рудообразования при формировании месторождений урана в среднетемпературных карбонатно-натриевых и высокотемпературных кремний-калиевых метасоматитах. Выделены оптимальные условия формирования масштабных рудоконцентраций урана на всех стадиях рудообразующего процесса для условий Украинского щита, от процесса первичной масштабной рудоконцентрации урана в астеносфере, специфических особенностей рудоконтролирующих разломов транслитосферного и/или узлов их пересечения и финальной стадии рудоотложения в метасоматитах. Установлено, что интенсивность уранового рудообразования в среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитах определяется характеристиками астеносферной ловушки в подстилающем рудный район слое верхней мантии, структурными факторами, в том числе, осложнениями структурных элементов транслитосферных разломов, неоднородной их проницаемостью, кинетической энергией подъема ураноносного флюида, зависящей от степени насыщения CO_2 , концентрация которой играла значительную роль в осуществлении механизма гидрогазозаразы в структурах с неоднородной проницаемостью в верхней части земной коры.

Практическое значение проведенного исследования состоит в повышении эффективности металлогенических прогнозов за счет расширения спектра используемых критериев интенсивности рудообразования геофизических и петролого-геохимических индикаторов первичного масштабного концентрирования урана в астеносфере. Это позволяет обоснованно определять перспективы территорий на возможность формирования крупных рудоконцентраций урана в метасоматических формациях с выделением площадей наиболее вероятной их локализации.

Ключевые слова: урановорудные метасоматиты, литосфера, мантийные рудные компоненты, Украинский щит.

Общая постановка проблемы и связь с практическими заданиями. Для локализации промышленных эндогенных месторождений урана очень важным критерием является наличие областей распространения специализированных урановорудных метасоматитов. Промышленное значение среди месторождений урана эндогенного класса на Украинском щите (УЩ) имеют месторождения в среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитах (до 95% от общих балансовых запасов урана Украины) и в высокотемпературных кремний-калиевых метасоматитах (2% от общих балансовых запасов урана Украины). Иные метасоматические формации на УЩ не представляют интереса с точки зрения возможной концентрации урана промышленной значимости. Промышленные месторождения урана в среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитах на УЩ характеризуются низким содержанием урана в руде (руды бедные и рядовые), однако с преимущественно крупными запасами.

В последние годы развиваются представления о значительной роли верхней мантии в поставке рудных компонентов различной металлогенической специализации в составе мантийных флюидов при формировании крупных месторождений [1], в том числе урана. Несмотря на разработанные комплексы критериев и признаков, эффективное прогнозирование месторождений урана является очень сложной проблемой. Это определило необходимость усовершенствования комплекса критериев и признаков локализации месторождений урана, в первую очередь, крупных по запасам, в частности, выявления новых закономерностей развития урановорудных метасоматитов в связи с особенностями глубинного строения литосферы УЩ.

Обзор публикаций и нерешенные части проблемы. В течение последних лет при проведении КП "Кировгеология" специализированных на уран работ на территории УЩ был выявлен ряд геологических фактов, которые не могут быть удовлетворительно объяснены с позиций корового источника рудогенных компонентов и свидетельствуют о явном противоречии с господствующими метаморфогенной и постмагматической гипотезами генезиса урановорудных альбититов. По переданным ГРЭ № 37 КП "Кировгеология" образцам рудных альбититов с Новокозантиновского, Докучаевского, Партизанского месторождений Л.М. Степанюком и др. (ИГМР) было установлено, что натрий, уран и стронций альбититов этих месторождений имеют мантийный источник и одновременно были привнесены в процессе альбитизации [3, с. 80]. В продуктивных зонах уран-натровых месторождений Кировоградского урановорудного района УЩ для флогопит-карбонатных прожилков из урановорудных альбититов также характерны глубинные значения $\delta^{13}\text{C}$ (от $-7,9$ до $-6,9$ ‰) [2, с. 248].

Крупное эндогенное промышленное урановое орудование развито только в центральной части УЩ и охватывает, главным образом, Ингульский мегаблок. Ингульский мегаблок в металлогеническом отношении соответствует Кировоградской урановорудной металлогенической области, вмещающей практически все промышленные месторождения урана Украины. В нее входят Кировоградский, Криворожский и Алексеевско-Лысогорский урановорудные районы.

Кировоградская урановорудная металлогеническая область включает 21 эндогенное месторождение урана и является уникальной по соотношению крупных, средних и мелких месторождений урана с преимуществен-

ной тенденцией формирования крупных по запасам месторождений. При этом, позиция урановорудных полей и месторождений не зависит от радиогеохимической характеристики вмещающих структурно-формационных комплексов пород и содержания в них урана и имеет ярко выраженный наложенный характер [5, с. 54]. В пределах УЩ не установлены достаточно широко распространенные специализированные на уран метаморфизованные геологические формации. В целом, участки с повышенным первоначальным содержанием урана имеют на УЩ очень локальный характер. Все вышеизложенное приводит к выводу, что при формировании крупных урановорудных районов основным поставщиком урана является мантия [4–5].

Крупным рудным районам различной формационной принадлежности присущи определенные диапазоны геофизических параметров мантии, отражающие наиболее оптимальные условия для первичного концентрирования тех или иных рудных компонентов [1, с. 273]. Рассматривая мантию как основной источник рудогенных компонентов при формировании крупных по запасам рудных месторождений, на основе выполненного анализа петрологических, геофизических, из-

топно-геохимических данных, структурно-геологических исследований территории УЩ, нами был выявлен ряд глубинных факторов формирования крупных эндогенных месторождений урана [5], обоснован комплекс глубинных факторов формирования крупных U-V-TR-Sr месторождений [4].

Однако, при масштабном концентрировании урана необходимо учитывать соизмеримость масштабов предшествующих и сопровождающих оруденение метасоматических процессов и их реальных результатов, представленных рудными метасоматитами, формирующих в совокупности крупные концентрации руды. На данном этапе исследований важной задачей является выявление закономерностей формирования урановорудных метасоматитов с масштабной концентрацией урана, что может позволить существенно повысить эффективность геологоразведочных работ.

Изложение основного материала. Формация среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитов имеет на УЩ крайне ограниченное распространение и характерна лишь для его центральной части (Кировоградская урановорудная металлогеническая область) (рис. 1).

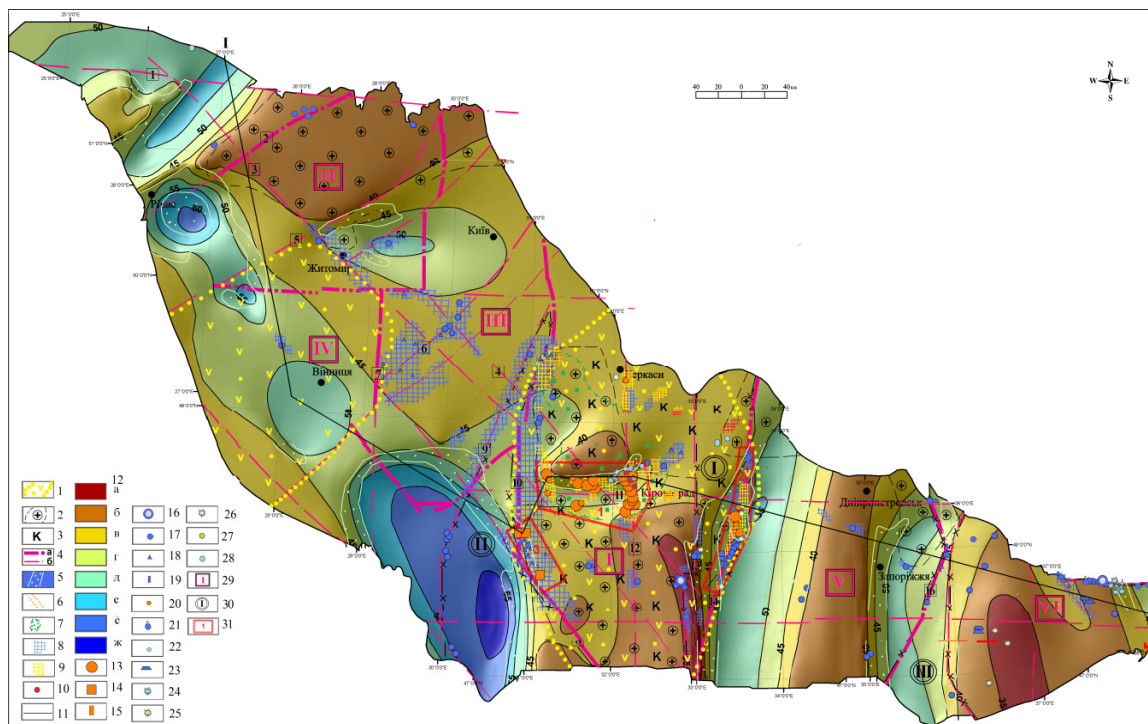


Рис. 1. Схема закономерностей размещения промышленных эндогенных месторождений урана и урановорудных метасоматитов, совмещенная со схемой рельефа поверхности Мохо (М) Украинского щита (УЩ) (схема рельефа поверхности М – обработка результатов интерпретации материалов ГСЗ по УЩ (В.Б. Соллогуб, А.В. Чекунов и др.) по технологии геопространственной визуализации (Ю.И. Федоришин [11])):

- 1 – аномальные литосферные сегменты с мощностью литосферы >160 км (по данным ГСЗ, скорректированным по результатам петрологических исследований мантийных ксенолитов глубинных пород); 2 – области развития гранито-гнейсового слоя повышенной (10–15 км) и высокой (>15 км) мощности; 3 – области с аномальной калиевой радиогеохимической специализацией метаморфического субстрата верхней части земной коры; 4 – осевые линии разломов мантийного проникновения: а – межмегаблоковые, б – иные; 5 – градиентные зоны поверхности М (с углом наклона (27,8–54,3°)); 6 – участки разломных структур с высокоамплитудными (от 4–5 до 15 км) смещениями поверхности М и региональными зонами смены мощности земной коры вдоль них; 7 – зоны аномально низкой плотности вещества верхней мантии по результатам расчета гравитационного потенциала; 8 – области проявления высокотемпературного кремний-калиевого метасоматоза (2000–1900 млн лет); 9 – области проявления среднетемпературного карбонатно-натриевого метасоматоза (1800–1750 млн лет); 10 – кимберлитопоявления дайковой фации, значительно обогащенные ураном; 11 – изолинии поверхности М, км; 12 – шкала глубин залегания поверхности М, км: а – 33–35, б – 36–40, в – 41–45, г – 46–50, д – 51–55, е – 56–60, е – 61–65, ж – 66–70; месторождения урана: 13 – в среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитах, 14 – калий-урановой формации; 15–23 – рудопоявления урана эндогенного класса различных генетических групп; 24 – кимберлитовые трубки, 25 – лампроитовые трубки, 26 – трубки кимберлитоподобных пород, 27 – проявления кимберлитоподобных пород дайковой фации; 28 – лампроитопоявления дайковой фации; 29 – мегаблоки УЩ: I – Ингульский, II – Волынский, III – Росинско-Тикичский, IV – Днестровско-Бугский, V – Среднеприднепровский, VI – Приазовский; 30 – шовные зоны: I – Ингулецко-Криворожская, II – Голованевская, III – Орехово-Павлоградская; 31 – урановорудные районы: 1 – Кировоградский, 2 – Криворожский, 3 – Алексеевско-Лысогорский; 32 – линия разреза I–I'

Форма ореолов этой формации линейная, с раздувами и пережимами. Размеры ореолов от 1–2х3–8 км до 15х30 и даже 5х70 км в Кировоградской разломной зоне. Наиболее полно проявление натриевого метасоматоза выражено в образовании альбититовых тел. Тела альбититов чаще жилы- и линзовидные, иногда пластообразные, неправильной формы. Они имеют сложную конфигурацию и зональность, обусловленную развитием микроклиновых и альбит-микроклиновых зон. Внутренние части тел представлены собственно альбититами. Наиболее протяженный (12,5 км) ореол описываемых изменений прослеживается в Ингульском мегаблоке вдоль Лелековского разлома (Кировоградский рудный узел).

Формация высокотемпературных кремний-калиевых метасоматитов и связанное с ней урановое оруденение проявлены в большинстве мегаблоков УЩ, кроме Среднеприднепровского и Днестровско-Бугского (рис. 1). Однако месторождения урана этой формации выявлены только в центральной части УЩ (Алексеевско-Лысогорский рудный район). Формирование месторождений урана Алексеевско-Лысогорского рудного района в высокотемпературных кремний-калиевых метасоматитах имеет такую же связь с подкоровыми источниками рудогенных компонентов и процессами мантийной природы, отвечающими за значимое эндогенное рудообразование урана, что и месторождения урана в натриевых метасоматитах, но сформированы локально, в самостоятельной группе эндогенных процессов в тесной связи с процессами кислого гранитоидного петрогенезиса [6, с. 79].

Поскольку основным источником рудообразующих элементов при формировании месторождений урана являлась мантия, масштабность возникновения природных концентраций урана на финальной стадии рудоотложения зависела от масштабности мантийно-флюидной рудогенерирующей системы, частью которой она являлась. Для интенсивного рудообразования на предрудной стадии необходимо было создание условий масштабного первичного концентрирования урана в пределах мантии в границах астеносферной ловушки.

Использование анализа особенностей глубинного строения литосферы в районах формирования крупных месторождений урана центральной части УЩ позволило нам выявить некоторые особенности физического состояния глубин, которые влияли на условия интенсивного рудогенеза.

Исходя из мантийной природы ураноносных флюидов, для интенсивного рудообразования необходимо создание условий масштабного первичного концентрирования урана в пределах мантии в границах астеносферного канала. Агентами концентрирования могли выступать аномальные термо- и барогradientные поля, неизменно сопутствовавшие мантийному тепломассопереносу [1, с. 31], аномальное увеличение мощности литосферы.

Влияние термического состояния мантии на поведение урана проявлялось в его эффективном концентрировании при достаточно мощной литосфере (более 160 км [8, с. 22]) вследствие его уникальных оксифильных свойств. Для Ингульского мегаблока характерна максимальная в пределах УЩ мощность литосферы, достигающая по данным ГСЗ 250 и более км (рис. 2) [10]. Этому мегаблоку по целому ряду признаков присуща наибольшая степень зрелости на УЩ [5, 11], гранито-гнейсовый слой повышенной до 15 км мощности, аномально выраженная в масштабах УЩ радиогеохимическая калиевая специализация метаморфического субстрата верхней части земной коры [5].

Контроль крупного эндогенного уранового оруденения в среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитах Кировоградского рудного района осуществляется в широтной полосе Субботско-Мошоринского транслитосферного разлома рудными зонами одноименных глубинных разломов: субмеридианальными Кировоградской (Мичуринское, Юрьевское рудные поля), Новокозантиновской (Новокозантиновское рудное поле), Звенигородско-Анновской (Ватутинское рудное поле), Адабашской северо-восточного простирания (Партизанское рудное поле), Лелековской северо-западного простирания (Лелековское рудное поле) (рис. 1).

С востока к Ингульскому примыкает Среднеприднепровский мегаблок УЩ. По данным ГСЗ [10] мощность литосферы в пределах Среднеприднепровского мегаблока составляет от 150 до 200 км и на юге мегаблока уменьшается до 100 км. Поверхность М представляет собой линейно вытянутое в субмеридианальном направлении валлообразное поднятие в центральной части мегаблока глубиной до 32 км, которое ограничено с востока и запада понижениями границы М до 50–55 км (рис. 1). В краевой части аномального сегмента литосферы высокой степени зрелости Ингульского мегаблока на границе со Среднеприднепровским возникали благоприятные условия для формирования максимальных латеральных РТ-градиентов (рис. 2), а Криворожско-Кременчугский разлом транслитосферной проницаемости служил каналом для подъема флюидов различной металлогенической специализации.

Формирование специализированных на уран металлогенических провинций и урановорудных районов происходило на планете синхронно и лишь на нескольких этапах. Этапом, обусловившим образование уранового оруденения УЩ, относимого к редкоземельно-торий-урановой формации в высокотемпературных кремний-калиевых метасоматитах, был 2000–1950 млн лет [2]. Наиболее важным этапом уранового оруденения для УЩ был период 1800–1750 млн лет [9] с формированием значительных по запасам промышленных месторождений урана в среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитах в Кировоградском и Криворожском урановорудных районах. Эндогенное урановое оруденение всех других урановорудных эпох УЩ не имеет промышленного значения.

При оценке рудогенерирующей способности минералогенической системы с учетом условий мобилизации мантийным флюидом рудных компонентов на уровне астеносферы, необходимо также рассмотрение тектонических, литологических и физико-химических факторов, способствовавших концентрированной фиксации урана на верхних структурных горизонтах земной коры.

У урановорудного процесса в щелочных метасоматитах Кировоградской урановорудной металлогенической области существуют определенные особенности.

Рудоконтролирующие зоны разломов предопределяли специфику строения рудоносных зон и особенно контролируемых ими метасоматитов. Основная масса оруденения в карбонатно-натриевых метасоматитах месторождений урана Кировоградского и Криворожского рудных районов связана с зонами предрудного объемного катаклаза. Формирование последних обусловлено процессами эксплозивного гидротермального ураноносного раствора (флюида) [7, с. 29], который приводил к масштабному скоротечному массовому рудоотложению. Зоны объемного катаклаза в Кировоградском урановорудном районе имеют протяженность до десятков километров и мощность от первых сотен метров до нескольких километров. Натриевые метасо-

матиты в пределах этих зон обычно характеризуются полным набором метасоматических колонок и интенсивным проявлением урановорудных альбититов. Альбититы образуют линейно вытянутые линзообразные тела мощностью от 20 до 150 м, морфология которых

полностью подчинена зонам рудоконтролирующих разломов. Такие зоны вмещают промышленное урановое оруденение. Форма урановорудных тел пластообразная, столбообразная, линзовидная с характерным резким выклиниванием.

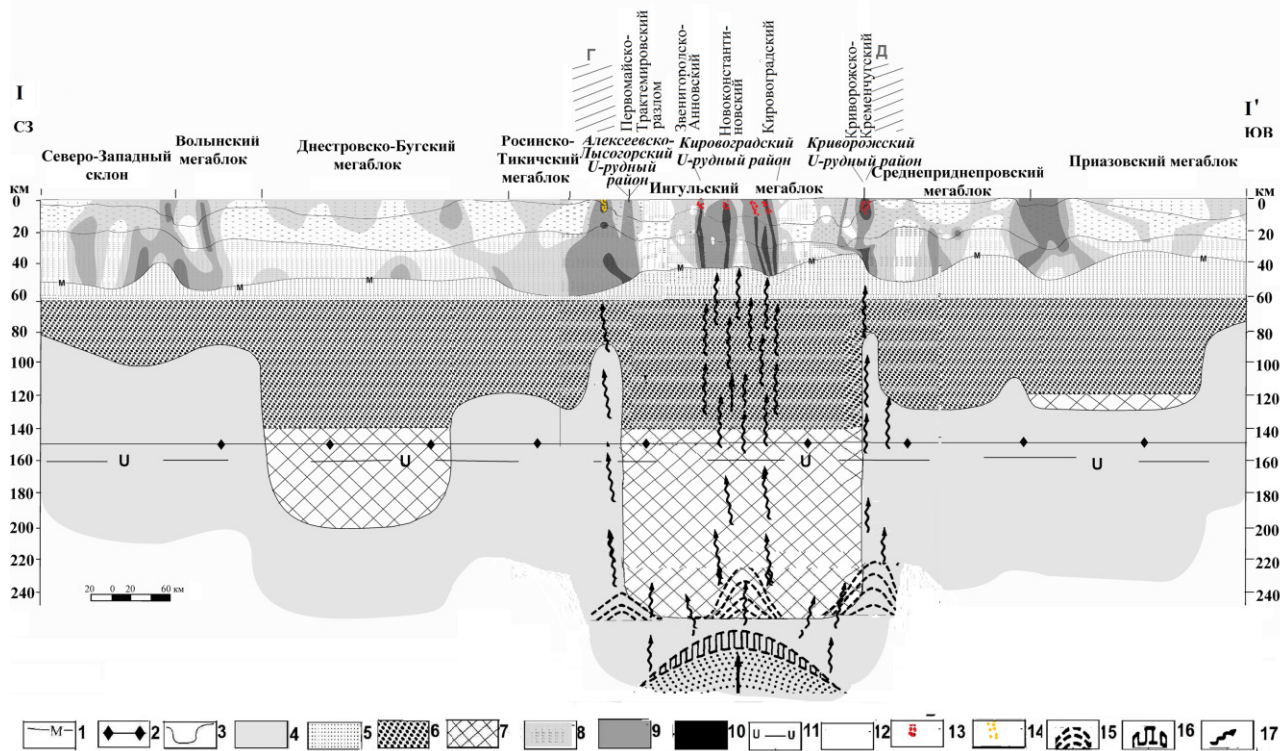


Рис. 2. Закономерности размещения урановорудных районов в связи с особенностями глубинного строения УЩ (разрез литосферы УЩ по линии I-I' с использованием материалов [10–11]):

- 1 – граница М; 2 – граница стабильности графит-алмаз; 3 – граница литосфера-астеносфера; 4 – астеносфера;
- 5 – железистые ультрабазиты (железистые дуниты, ильменит-флогопит-гранат-оливиновые породы); 6 – амфиболовые и пироксеновые глиммериты, шпинель-гранатовые, гранатовые лерцолиты; 7 – хромшпинелевые гарцбургит-лерцолитовая и дунит-перидотитовая серии с реликтами деформированных структур, гранатовые лерцолиты с реликтами деформированных структур; зоны дислокаций с различной степенью проницаемости: 8 – низкой, 9 – средней, 10 – высокой; 11 – уровень формирования очаговых потоков ураноносных трансмагматических флюидов; 12 – проекция положения литосферных линейментов (по [10]); 13 – месторождения урана в карбонатно-натриевых метасоматитах (1800–1750 млн лет); 14 – месторождения урана в кремний-калиевых метасоматитах (2000–1950 млн лет); 15 – локальные астеносферные ловушки на границе литосфера-астеносфера; 16 – термобарогradientный фронт региональной астеносферной ловушки, сформированный вследствие импульсной дегазации ядра и мантии; 17 – астеносферные флюидопотоки

Ко второму типу рудоконтролирующих зон можно отнести зоны, сложенные нарушениями, представленными милонитовыми швами и участками сравнительно слабо проявленного катаклаза, контролируемые широкими полосами субпараллельных и ветвящихся швов бластомилонитов и бластокатаклазитов и крупными пегматитовыми и пегматоидными телами или их сериями, протягивающимися на несколько километров. Суммарная мощность серии швов до 100–150 м. Натровые метасоматиты и интенсивно диафорированные породы на отдельных участках этих зон образуют серии сближенных субпараллельных тел протяженностью сотни метров и суммарной мощностью до 100 м. Среди метасоматитов преобладают альбит-микроклиновые разновидности. В таких зонах известны лишь проявления минерализации и рудопроявления урана.

Таким образом, в общей схеме рудообразования на финальной стадии рудоотложения необходимы специфические условия для формирования масштабных рудоконцентраций урана, в первую очередь, возможность для проявления эксплозивного гидрогазоразрыва.

Проведенный нами анализ причин отмеченной связи промышленного эндогенного уранового оруденения

с кимберлитопроявлениями в Кировоградском урановорудном районе позволил сделать вывод, что гидротермальные месторождения урана приурочены к питающим флюидным системам зон глубинных разломов, осуществляющим привнос углекисловодных растворов, обогащенных мантийным ураном. Такие зоны часто диагностируются проявлениями ультраосновных щелочных пород (рис. 1). Углекислота является важнейшим компонентом в процессе формирования гидротермальных месторождений уран-натровой формации и в процессе генерации спектра ультраосновных щелочных магм в ряду от пикритовых до кимберлитовых и в этом заключается геохимическая связь этих разнородных процессов. Для промышленных месторождений урана в карбонатно-натриевых метасоматитах Кировоградского и Криворожского урановорудных районов характерным является уранил-карбонатное привнесение урана, что обуславливает корреляционную связь между содержанием CO_2 и U в урановорудных альбититах УЩ, увеличение концентрации CO_2 в ряду "бедная-рядовая-богатая" урановая руда (рис. 3).

Выполнение условий для эксплозивного гидрогазоразрыва, несомненно, определялось структурными

факторами, в том числе, осложнениями структурных элементов транслитосферных разломов, неоднородной их проницаемостью. Но, наряду с этим, более важным являлся масштаб эндогенного процесса, определяемый характеристиками астеносферной ловушки в подстилающем рудный район слое верхней

мантии, кинетической энергией подъема ураноносного флюида, зависящей от степени насыщенности CO_2 , концентрация которой играла значительную роль в осуществлении механизма гидрогазоразрыва в структурах с неоднородной проницаемостью в верхней части земной коры.

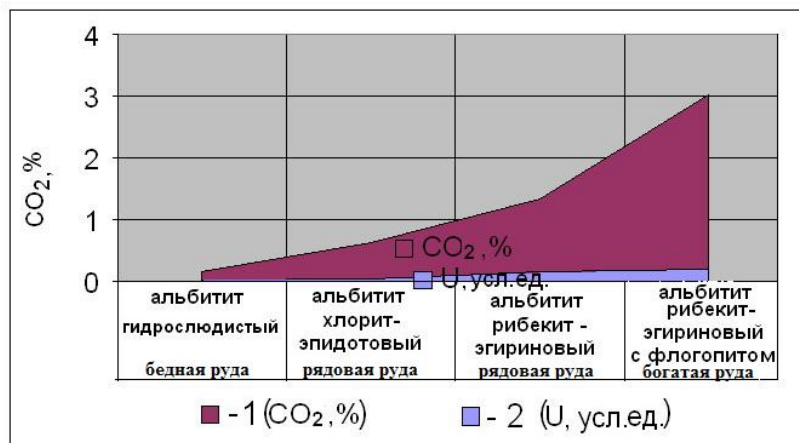


Рис. 3. Характер связи содержаний CO_2 и U в рудных альбититах (Кировоградский урановорудный район)

Результаты изотопно-геохимических исследований образцов рудных альбититов месторождений Кировоградского рудного района [3] указывают на мантийную природу рудогенных компонентов и одновременный совместный привнос урана, натрия и стронция в метасоматизирующем растворе, который, вероятно, формировал альбититы и урановые руды в них в едином рудообразующем процессе вследствие эволюции щелочного гидротермального ураноносного раствора.

Рудные альбититы формируют вдоль рудоконтролирующих разломов эшелонированные залежи, размещение которых с позиции мантийной природы рудогенных компонентов обусловлено высокой степенью проникновения разломов, транспортирующих ураноносные флюиды на глубинных горизонтах, и относительной закрытостью на верхних горизонтах земной коры, что создавало условия для быстрого подъема газонасыщенного мантийного ураноносного флюида и последовательного возникновения на верхних структурных горизонтах земной коры процессов эксплозивного гидрогазоразрыва, масштабного формирования зон объемного катаклаза, декомпрессии флюида, массового рудоотложения. При отсутствии условий для эксплозивного гидрогазоразрыва уран, по всей видимости, рассеивался с формированием безрудных альбититов.

Формирование специализированных на уран металлогенических провинций и урановорудных районов, вмещающих крупные месторождения, происходило на планете синхронно и лишь на нескольких ярко выраженных этапах. В эпоху 2000–1950 млн лет в Ингульском мегаблоке произошло формирование урановорудных концентраций в связи с развитием высокотемпературного кремний-калиевого метасоматоза. Возраст метасоматитов калий-урановой формации Алексеевско-Лысогорского урановорудного района – 2,03 млрд лет по ураниниту (U-Pb метод) [4, с. 65]. Уран-свинцовый возраст уранинита Калиновского месторождения составляет 1972 ± 92 млн лет [4, с. 65]. Наиболее важным этапом уранового оруденения для УЩ был период 1800–1750 млн лет (уранинит, U-Pb метод) [4, с. 65] с формированием преимущественно крупных по запасам промышленных месторождений урана в среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитах в Кировоградском и

Криворожском урановорудных районах. Эндогенное урановое оруденение всех других урановорудных эпох УЩ не имеет промышленного значения.

Такие масштабные рудообразующие процессы являются следствием более глобальных явлений, отражающих эволюционное развитие Земли. По всей видимости, при периодической активизации импульсной дегазации ядра и мантии в условиях сверхвысоких давлений и температур возникало формирование термобароградиентного фронта, который привел к формированию региональной астеносферной неоднородности в центральной части УЩ и формированию локальных астеносферных ловушек в виде термозероизонных вздутий на границе подошвы литосферы и кровли астеносферы Ингульского мегаблока высокой степени зрелости, благоприятных для первичного мантийного концентрирования урана (рис. 2).

Проведенный нами анализ условий проявления, пространственно-временных и генетических соотношений эндогенных месторождений урана, их связь с особенностями глубинного строения литосферы и астеносферы и их особенностями, позволил нам составить общую схему развития эндогенного уранового рудообразования наиболее уранорудопродуктивных эпох на УЩ – 2000–1950 и 1800–1750 млн лет (рис. 4).

Выводы. Формация среднетемпературных карбонатно-натриевых метасоматитов и связанное с ней промышленное урановое оруденение сосредоточены исключительно в центральной части УЩ – в аномальном сегменте литосферы высокой степени зрелости с мощностью до 250 км и контролируются зонами разломов транслитосферного проникновения и/или узлами их пересечения (Кировоградский и Криворожский урановорудные районы).

Формация высокотемпературных кремний-калиевых метасоматитов и связанное с ней урановое оруденение проявлены в большинстве мегаблоков УЩ, кроме Среднеприднепровского и Днестровско-Бугского. Однако месторождения урана этой формации выявлены только в Ингульском мегаблоке УЩ – аномальном литосферном сегменте высокой степени зрелости (Алексеевско-Лысогорский рудный район).

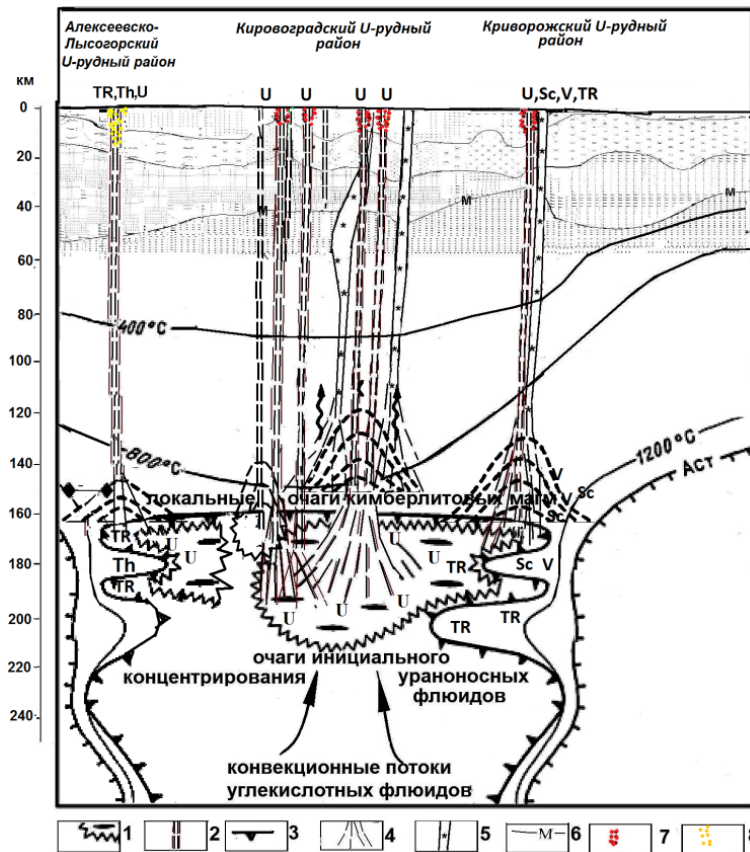


Рис. 4. Общая схема развития эндогенного уранового рудообразования наиболее уранорудопродуктивных эпох на УЩ 2000-1950 и 1800-1750 млн лет:

- 1 – очаги инициального концентрирования ураноносных флюидов, 2 – приразломные потоки щелочных ураноносных флюидов, 3 – граница аномальной верхней мантии, Аст – граница астеносферы, 4 – предполагаемые пути подъема протокимберлитовой магмы, 5 – каналы внедрения кимберлитов дайковой фации, 6 – граница М, 7 – среднетемпературные карбонатно-натриевые метасоматиты, 8 – высокотемпературные кремний-калиевые метасоматиты

В каждой из уранорудообразующих эпох УЩ (2000-1950 млн лет в связи с развитием высокотемпературного кремний-калиевого метасоматоза и 1800-1750 млн лет в связи со среднетемпературным карбонатно-натриевым метасоматозом) интенсивность рудообразования определялась наличием условий масштабного первичного концентрирования урана в мантии, проницаемостью разломов транслитосферного проникновения и/или узлами их пересечения в периоды тектонических активизаций, скоротечностью рудоотложения на финальной стадии рудообразования.

Это необходимо учитывать при металлогенических и прогнозных построениях и оценках перспектив выявления промышленного уранового оруденения в метасоматитах.

Список использованных источников:

- Абрамович И. И. Металлогения / И. И. Абрамович. - М.: ГЕОКАРТ-ГЕОС, 2010. - 328 с.
- Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / [Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Бакаржиев А. Х и др.] ; под ред. Я. Н. Белевцева, В. Б. Ковалья. - К.: Наукова думка, 1995. - 376 с.
- Джерело натрію та урану ураноносних альбітітів на прикладі Докучаєвського родовища Інгурського мегаблоку УЩ / Л. М. Степанюк, С. М. Бондаренко, В. О. Сьомка та ін. // Теоретичні питання і практика дослідження метасоматичних порід і руд : Тези доп. наук. конф. (Київ, 14-16 бер. 2012 р.) / Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України. - Київ, 2012. - С. 78-80.
- Калашник А. А. Новые возможности технологии прогноза и поиска промышленных уран-полиметалльных месторождений на базе концепции первичного астеносферного концентрирования рудных компонентов / А. А. Калашник // 36. научных работ УкрДГПИ. - 2014. - № 3-4. - С. 114-137.
- Калашник А. А. Новые прогнозно-оценочные критерии в технологии прогнозирования формирования промышленных эндогенных мес-

торожений урана Украинского щита / А. А. Калашник // 36. научных работ УкрДГПИ. - 2014. - № 2. - С. 27-54.

6. Калашник А. А. Структурная позиция месторождений калий-урановой формации Алексеевско-Лысогорского урановорудного района Украинского щита / А. А. Калашник, А. В. Кузьмин // 36. научных работ УкрДГПИ. - 2012. - № 2. - С. 78-90.

7. Крупенников В. А. Мантийный щелочной флюидно-магматический петрогенезис как основной рудообразующий процесс / В. А. Крупенников // Матер. II Межд. Симпозиума "Уран-ресурсы, производство" (Москва 26-28 ноября 2008 г.). - М.: Из-во ФГУП ВИМС, 2008. - С. 28-31.

8. Летников Ф. А. Зрелость литосферных блоков и проблемы эндогенного рудообразования / Ф. А. Летников // Глубинные условия эндогенного рудообразования. - М.: Наука. - 1986. - С. 16-24.

9. Радиогеохронологія процесів метасоматозу в кристалічних породах УЩ / О. М. Пономаренко, Л. М. Степанюк, С. Г. Кривдік, В. О. Синицин // Теоретичні питання і практика дослідження метасоматичних порід і руд : Тези доп. наук. конф. (Київ, 14-16 бер. 2012 р.) / Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України. - Київ, 2012. - С. 64-66.

10. Соллогуб В. Б. Литосфера України / В. Б. Соллогуб. - К.: Наук. думка, 1986. - 184 с.

11. Федоришин Ю. І. Просторова модель глибинної будови літосфери Українського щита у зв'язку з перспективами промислової алмазності / Ю. І. Федоришин, О. В. Фесенко, О. Б. Денегу // Мін. ресурси України. - 2006. - № 3. - С. 8-12.

References:

- Abramovich, I.I. (2010). *Metallogeny*. Moscow: GEOKART-GEOS. [in Russian].
- Belevtsev, Ja.N., Koval, V.B., Bakarzhev, A.H. et al. (1995). Genetic types and regularities of location Uranium of deposits in Ukraine. Ja.N. Belevtsev, V.B. Koval (Ed.). Kyiv: Naukova dumka. [in Russian].
- Stepanjuk, L.M., Bondarenko, S.M., Somka, V.O. et al. (2012). Source of sodium and uranium of uraniferous albitites on the example of Dokuchaievsk field of the Ingulsky megablock of the UkrSh. Proceedings of the Scientific conference "Investigation of metasomatic rocks and ores: Theoretical approaches and practice (in tribute of the 70th anniversary of Victor Monakhov) (March 14-16th, 2012, Kyiv, Ukraine) - Tezy dopovidey naukovoyi konferentsiyi "Teoretychni pytannya i praktyka doslidzhennya metasomatichnykh porid i rud", (Kyiv 14-16 bereznya 2012). (pp. 78-80). IGMR. Kyiv. [in Ukrainian].

4. Kalashnik, A.A. (2014). New possibilities of the technology of prognosis and search of uranium-polymetal industrial deposits based on the concept of initial concentration ore components in asthenosphere. *Zb. naukovykh prats UkrDGRI - Scientific proceedings of UkrSGRI*, 3-4, 114-137. [in Russian].
5. Kalashnik, A.A. (2014). New prognostic-evaluation criteria in technology prognosis of forming industrial endogenic uranium deposits of the Ukrainian Shield. *Zb. naukovykh prats UkrDGRI - Scientific proceedings of UkrSGRI*, 2, 27-54. [in Russian].
6. Kalashnik, A.A., Kuzmin, A.V. (2012). Structural position of potassium-uranium deposits of Alekseevsko-lysgorsky uranium ore district of the Ukrainian Shield. *naukovykh prats UkrDGRI - Scientific proceedings of UkrSGRI*, 2, 78-90. [in Russian].
7. Krupennikov, V.A. (2008). Mantle alkaline fluid-magmatic petrogenesis as the main ore-forming process. *Uran - resursy, proizvodstvo: Mater. II Mezhd. Simpoziuma (Moskva 26-28 noyabrya 2008)*. (pp. 28-31). Moscow: Iz-vo FGUP VIMS. [in Russian].

8. Letnikov, F.A. (1986). Maturity of lithospheric blocks and problems of endogenous mineralization. *Glubinye usloviya endogennoho rudoobrazovaniya*. (pp. 16-24). Moscow: Nauka. [in Russian].
9. Ponomarenko, O.M., Stepanyuk, L.M., Krivdik, S.G., Sinitsin, V.O. (2012). Radiogeochronology of metasomatic processes in crystal rocks of the UkrSh. *Proceedings of the Scientific conference "Investigation of metasomatic rocks and ores: Theoretical approaches and practice (in tribute of the 70th anniversary of Victor Monakhov) (March 14-16th, 2012, Kyiv, Ukraine) - Tezy dopovidey naukovoyi konferentsiyi "Teoretychni pytannya i praktyka doslidzhennya metasomatychnykh porid i rud"*, (Kyiv 14-16 bereznya 2012). (pp. 64-66). IGMR. Kyiv. [in Ukrainian].
10. Sollogub, V.B. (1986). *Lithosphere of the Ukraine*. Kyiv: Naukova dumka. [in Russian].
11. Fedoryshin, Ju.I., Fesenko, O.V., Denega, O.B. (2006). The spatial model of the deep structure of the lithosphere of the Ukrainian shield at the prospect of industrial diamond. *Mineralni resursy Ukrainy*, 3, 8-12. [in Ukrainian].

Надійшла до редколегії 25.09.16

G. Kalashnyk, Dr. Sci. (Geol.), S.R., Prof.
E-mail: kalashnik_anna1@ukr.net
Kirovograd Flight Academy of National Aviation University
Dobrovolskogo Str., 1, Kropyvnytskyi, 25005 Ukraine

PATTERNS OF URANIUM ORE METASOMATITES LOCALISATION IN ASSOCIATION WITH FEATURES OF THE UKRAINIAN SHIELD LITHOSPHERE'S DEEP STRUCTURE

The objective of the study is to identify new patterns of formation of uranium ore metasomatic rocks due to the nature of the deep structure of lithosphere of the Ukrainian Shield.

Analysis of geophysical, geological, radiogeochemical information on the specific nature of the formation, placement of the main types of uranium ore metasomatic rocks in the Ukrainian shield in close connection with the features of the deep structure of the lithosphere, asthenosphere and fault tectonics was carried out. Pre-conditions of specialized uranium ore metasomatic rocks and formation of large uranium ore concentration within these rocks due to mantle source of ore components were identified. Features of the deep structure of the lithosphere and their physical parameters that affect the conditions of intensive ore genesis in the formation of uranium deposits in the medium-temperature sodium-carbonate metasomatic and high-temperature silicon-potassium metasomatic rocks were revealed. We have obtained optimal conditions for the formation of large-scale uranium ore concentration at all stages of the ore-forming process for the Ukrainian Shield conditions, from the primary large-scale uranium ore concentration process in the asthenosphere, the specific features of ore-controlling faults trans lithospheric and / or units of their intersection to the final stage of ore deposition in metasomatites. The intensity of the uranium ore genesis in the medium-temperature carbonate-sodium metasomatites is determined by the characteristics of the asthenospheric traps in the underlying ore region layer of the upper mantle, by the structural factors, including complications of structural elements of translithospheric faults, by their non-uniform permeability, by the kinetic energy of uprise of uranium-bearing fluid, depending on the degree of CO₂ saturatio, concentration of which has played a significant role in the implementation of hydro-gas fault mechanism in structures with non-uniform permeability in the upper crust.

The practical significance of this research is improving metallogenic predictions efficiency by expanding the range of criteria of the intensity of ore genesis geophysical and petrological and geochemical indicators of the primary large-scale concentration of uranium in the asthenosphere. It allows to determine the prospects of the territories as for the formation of large uranium ore concentration in metasomatic formations with the isolation of the most probable areas of their localization.

Keywords: uranium ore metasomatic, lithosphere, mantle ore components, Ukrainian Shield.

Г. Калашник, д-р геол. наук, ст. наук. співроб., проф.,
E-mail: kalashnik_anna1@ukr.net,
Кіровоградська льотна академія Національного авіаційного університету,
вул. Добровольського, 1, м. Кропивницький, 25005 Україна

ЗАКОНОМІРНОСТІ ФОРМУВАННЯ УРАНОВОРУДНИХ МЕТАСОМАТИТІВ У ЗВ'ЯЗКУ З ОСОБЛИВОСТЯМИ ГЛИБИННОЇ БУДОВИ ЛІТОСФЕРИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Метою проведеної роботи є виявлення нових закономірностей формування урановорудних метасоматитів у зв'язку з особливостями глибинної будови літосфери Українського щита (УЩ).

Виконано аналіз геофізичної, геологічної, радіогеохімічної інформації про особливості формування, розміщення основних типів урановорудних метасоматитів на УЩ в тісному зв'язку з особливостями глибинної будови літосфери, астеносфери, розломною тектонікою. Визначено передумови виникнення спеціалізованих урановорудних метасоматитів і формування в них значних за запасами рудоконцентрацій урану за рахунок мантійних джерел рудогенних компонентів. Виявлено особливості глибинної будови літосфери та її фізичні параметри, які впливали на умови інтенсивного рудогенезу при формуванні родовищ урану в середньотемпературних карбонатно-натрієвих і високотемпературних кремній-калієвих метасоматитах. Виділено оптимальні умови формування масштабних рудоконцентрацій урану на всіх стадіях рудоутворюючого процесу для умов УЩ, від процесу первинної масштабної рудоконцентрації урану в астеносфері, специфічних особливостей рудоконтролюючих розломів транслітосферного проникнення та/або вузлів їх перетину і фінальної стадії рудовідкладення в метасоматитах. Встановлено, що інтенсивність уранового рудогенезу в середньотемпературних карбонатно-натрієвих метасоматитах визначається характеристиками астеносферної пастки в підстиляючому рудний район шарі верхньої мантії, структурними чинниками, зокрема ускладненнями структурних елементів транслітосферних розломів, неоднорідною їхньою проникністю, кінетичною енергією підйому ураноносного флюїду, що залежить від ступеня його насиченості CO₂, концентрація якого відігравала значну роль у здійсненні механізму гідрогазорозриву в розломних структурах з неоднорідною проникністю у верхніх структурних горизонтах земної кори.

Практичне значення проведеного дослідження полягає у підвищенні ефективності металогенічних прогнозів за рахунок розширення спектру критеріїв інтенсивності рудогенезу із залученням геофізичних і петролого-геохімічних індикаторів можливості первинного масштабного концентрування урану в астеносфері. Це дозволяє обґрунтовано визначати перспективи території на можливість формування значних за запасами рудоконцентрацій урану в метасоматичних формаціях з виділенням площ найбільш вірогідної їх локалізації.

Ключові слова: урановорудні метасоматити, літосфера, мантійні рудні компоненти, Український щит.

УДК 549.324.31(477.87)

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

E-mail: vgul@ukr.net

С. Кріль, канд. геол. наук, інж.,

E-mail: solia_kr@ukr.net,

Львівський національний університет імені Івана Франка

Геологічний факультет, вул. Грушевського, 4, м. Львів, 79005, Україна

О. Ковтун, пров. інж.-геолог,

E-mail: kovtun85@ukr.net,

Український Державний геолого-розвідувальний Інститут

вул. Автозаводська, 78-А, м. Київ, 04114, Україна,

Я. Куземко, геолог,

ПАО «Інтербудтунель»,

вул. Промислова, 1, м. Київ, 01013, Україна

СУЛЬФІДНА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ У ФЛІШОВИХ ВІДКЛАДАХ КРОСНЕНСЬКОЇ ЗОНИ (В МЕЖАХ ТРАСИ НОВОГО БЕСКИДСЬКОГО ТУНЕЛЮ)

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

Наведено результати дослідження сульфідної мінералізації у породах флішу в межах нової траси Бескидського тунелю, який проходить у сірих масивних пісковицях із прошарками темних алевролітів та аргілітів олігоценового віку Кросненської зони Українських Карпат. Вперше проведено детальне вивчення макро- та мікроскопічних морфогенетичних особливостей, складу сульфідів із вмісних порід та пізніх сульфідно-кварц-карбонатних жил і друз. За результатами досліджень встановлено два основні морфогенетичні типи сульфідів. Ранні сульфіди зустрічаються у вигляді поодиноких дрібних виділень піриту кубічного габітусу та їхніх скупчень (часто ізометричних агрегатів, фрамбоїдів) і рідких зерен сфалериту у вмісних породах. Утворення сульфідів цього типу пов'язане з етапом формування пісковиць і аргілітів. Другий тип сульфідів характерний для сульфідно-кварц-карбонатних друзових і жильних утворень, сформованих в умовах розтягнення під час розвитку розривних порушень в уже літифікованих породах. Пізні сульфіди утворюють мінеральні агрегати та окремі кристали переважно кубічного та кубоктаєдричного габітусу розміром до кількох міліметрів. Пірит обох морфогенетичних типів за складом відповідає чистому FeS_2 .

Ключові слова: *пірит, кальцит, кварц, "мармароські діаманти", Кросненська зона, Бескидський тунель.*

Вступ. У породах флішу Кросненської зони знахідки сульфідів часто відмічалися при проведенні картувальних та дослідницьких робіт у Карпатському регіоні. Зокрема, в праці В.В. Даниша [6] вказано, що у флішових комплексах покривів Українських Карпат Ю.М. Сеньковським виявлено наявність мікросмугастої текстури, яка спричинена чергуванням карбонатів кальцію і дисульфідами заліза. Пірит у вигляді стяжін, сферолітів, розсіяних вкраплень окремих кристалів кубічного та октаєдричного габітусу, а також глобул, описаний в Прикарпатті (наприклад, у породах менілітової світи) та в складі свинцево-цинкових руд Трускавецького родовища [10, 12]. В працях І. Поппа [14] містяться дані про сульфідно-кремисто-карбонатні конкреції та стяжіння серед мінералів діагенетичного походження у відкладах крейдово-палеогенового віку, формування їх пов'язане із геохімічними процесами інтенсивного діагенезу за участі розсіяної у породах органічної речовини.

У численних працях [1, 2, 5, 8, 11-13, 15] наведено детальні описи пізніх утворень кварц-карбонатного мінерального складу в породах різних покривів Карпат і зазначено низку асоціюючих з ними мінералів, зокрема сульфідів. Проведені нами геолого-мінералогічні роботи в межах траси нового Бескидського тунелю дали можливість зібрати матеріали, які вказують на часту присутність сульфідів у свіжих вмісних породах та у пізніх жильних утвореннях, обширно розвинutih у Кросненській зоні [7]. Нами вперше проведено детальне, із застосуванням сучасних методів дослідження, вивчення генезису, морфогенетичних особливостей та складу сульфідів. Ці матеріали стали основою написання даної статті.

Геолого-структурні особливості Кросненської зони в межах Бескидського тунелю. Кросненська (Сілезька) зона розташована в центральній частині Зовнішніх Карпат. Загальна структура зони подібна до структури прилеглих покривів, а її внутрішні субзони насунуті на зовнішні в північно-східному напрямку, як і в межах інших покривів Українських Карпат. Територіальні межі, а також структурні особливості цієї зони, одно-

значно не встановлені й відрізняються на різних тектонічних схемах Карпат [4, 7, 16]. Західним продовженням Кросненської зони є Сілезька зона в межах Західних Карпат на території Польщі. На схід від українсько-польського кордону відклади, давніші за олігоценові, майже повністю виклинюються на поверхні, а Сілезька зона в межах Українських Карпат переходить у внутрішню частину Кросненської зони (Турківська підзона), виклинюючись у районі р. Чорна Тиса [16].

Бескидський тунель прокладають на межі Львівської та Закарпатської областей між залізничними станціями Бескид та Скотарське. В геолого-структурному відношенні траса тунелю проходить у комплексі флішових порід олігоценового віку нижньокросненської підсвіти кросненської світи (P_3kr_1) [4, 7, 16]. Кросненська світа в досліджуваному регіоні складена різномірним перешаруванням сірих пісковиць, аргілітів, алевролітів з прошарками темних алевролітів, зрідка вапняків олігоценово-нижньоміоценового віку. Нижня підсвіта переважно складена пісковицями, а в її підшві виділяють малопотужний регіональний маркувальний горизонт – головоцькі смугасті вапняки. Пісковики нижньої підсвіти кросненської світи масивні, сірі, з прошарками темних аргілітів [7].

Основними породами трикомпонентної флішової товщі в районі тунелю є пісковики (до 90% об'єму розрізу), аргіліти й алевроліти (до 10%), інколи вапняки. Товщі світло-сірих масивних пісковиць є найбільш потужними (до 10 м). Місцями пісковики змінюються від дрібнозернистих до крупнозернистих, а часом і до гравелітистих різновидів. Аргіліти й алевроліти переважно темного до чорного кольору, дрібнозернисті, мають невеликі потужності (до кількох метрів). Пласти вапняків темно-сірого до чорного кольору, потужністю кілька сантиметрів. Зазалом товща порід нижньокросненської світи в межах тунелю має генеральне південно-західне падіння, кут падіння змінюється від 30° до 60°, у деяких місцях спостерігається флексуроподібні вигини, розбиті ортогональними або перпендикулярними тріщинами, що часто виповнені пізними жилами

протяжністю в перші метри й потужністю до 50 см, по яких розвиваються дзеркала ковзання [3].

Пісковики характеризуються псамітовою структурою, масивною текстурою і представлені переважно кварц-карбонатними літокристалоластичними різновидами. Уламки, розміром 0,1–0,5 мм, складені кварцом (до 50% об'єму породи), карбонатом (більше 50%), мікрокварцитом, зернами плагіоклазів і пелітоморфних польових шпатів (перші відсотки), часом рештки форамініфер і рудних мінералів. Розвинуті також лусочки мусковіту (близько 10%) і поодинокі виділення біотиту й глауконіту. Цемент (приблизно 5%) переважно плівковий, глинисто-карбонатний. Аргіліти й алевроліти мають подібний до пісковиків склад: кварц (менше 5%) – серицит (менше 50%) – карбонатний (більше 50%), за більшої кількості вуглисто-глинистих виділень, часом рудних мінералів, за менших розмірів уламків – 0,01–0,08 мм. Цемент глинисто-карбонатний, часом глинисто-залізисто-карбонатний. Структура порід – алевропелітова, текстура – масивна, іноді масивно-смуриста за рахунок чергування інтервалів з різним співвідношенням глинистої та карбонатної компонент. Пелітоморфний (глинистий) вапняк містить крапкоподібні виділення кварцу й окремих зерен плагіоклазу та характеризується пелітовою структурою і масивною текстурою [3].

Методи та матеріали дослідження. Нами досліджувалися типові породи флішу кросненської зони і розвинуті в них пізні жильні утворення, які супроводжуються формуванням друз та прожилків кварц-карбонатного, кварцового та сульфідно-кварц-карбонатного складу [9]. Послідовно проводився макроскопічний опис зразків, виготовлення аншліфів і їхнє вивчення, пошук і вивчення морфологічних особливостей агрегатів сульфідів із різних ділянок порід до подальшої оцінки складу та морфології сульфідів та асоціюючих мінералів за допомогою скануючої електронної мікроскопії (SEM) та рентгеноспектрального мікроаналізу (РСМА), що дозволило виявити дрібні фази асоцію-

ючих мінералів, таких як барит, сфалерит, і реліктових – рутилу, циркону та ін.

Після детального вивчення аншліфів під мікроскопом у відбитому світлі, виділені ділянки в полірованих препаратах аналізувалися растровим електронним мікроскопом з енергодисперсійним детектором (РЕМ 106І). Аналітичні вимірювання методом РСМА на РЕМ-106І проводилися при напрузі прискорення електронів 20 кВ, силі електричного струму зонда 140 мкА, з межею визначення 0,01–0,1% для різних елементів і точністю ± 2 –5 відн. %. Для розрахунку масових часток хімічних елементів використано програму "Magallanes" із базою даних фундаментальних параметрів для 92 елементів.

Другу серію досліджень виконано на свіжих поверхах без порушення природних форм зразків і без попереднього полірування для вивчення рельєфу поверхні кристалів та їх зростків і орієнтовного визначення хімічного складу окремих фаз. Поверхні таких аналізованих препаратів у режимі високого вакууму попередньо очищали від пилу, обезжирювали за допомогою ультразвукового промивача та промивали в етиловому спирті, після чого покривали тонким шаром графіту на приладі ВУП-5М.

Результати дослідження. При макроскопічних і петрографічних дослідженнях виявлено два основні морфогенетичні типи розповсюдження сульфідів у породах району нового Бескидського тунелю. Перший тип сульфідів, встановлений нами як більш ранній, представлений поодинокими виділеннями та вкрапленнями сульфідів та їх скупченнями у вмісних породах, часто у вигляді ізометричних агрегатів (рис. 1-А), утворення яких пов'язане з етапом літифікації власне пісковиків і аргілітів. Другий тип сульфідів – це друзові та жильні виділення, сформовані в умовах розтягу під час розвитку розривних порушень в уже літифікованих породах (рис. 1-В).

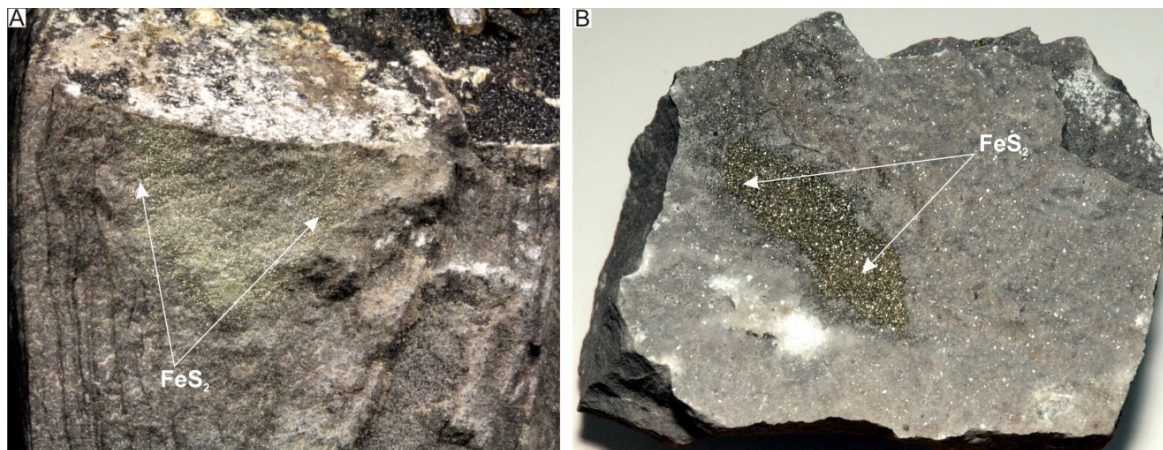


Рис. 1. Морфогенетичні типи сульфідної мінералізації флішових порід Кросненської зони:

А – більш ранні поодинокі виділення сульфідів у вмісних породах, В – сульфідні в складі сульфідно-кварц-карбонатних жил

Вкраплена рання сульфідна мінералізація у вмісних породах нижньокросненської підсвіти. Найчастіше вона проявляється на контакті вмісних порід, жил та друз із різним мінеральним складом у формі асиметричних зон розміром 3×5 см із підвищеним вмістом сульфідів, а також у формі орієнтованих паралельно до нашарування уламкового матеріалу прошарків сульфідів. Сульфідні представлені дрібними (до кількох мм), розсіяними у пісковиках, кристалами кубічного габітусу, а також сферичними агрегатами (фрамбоїдами) піриту (рис. 2-А). У межах таких зон кількість кристалів у вмісних породах

зростає з наближенням до контакту з жилою чи субстратом друз, де розвиваються більш пізні сульфідні друзові морфогенетичного різновиду, з характерними рисами утворень відкритих порожнин. За результатами рентгеноспектрального мікроаналізу окремих зерен не виявлено типових для піриту інших генетичних типів домішок (наприклад, Cu, Ni, Co тощо), а склад піриту відповідає чистому FeS₂. Окрім піриту, встановлено наявність дрібних рідкісних зерен та видовжених агрегатів сфалериту розміром до 0,0003 мм (рис. 2-В).

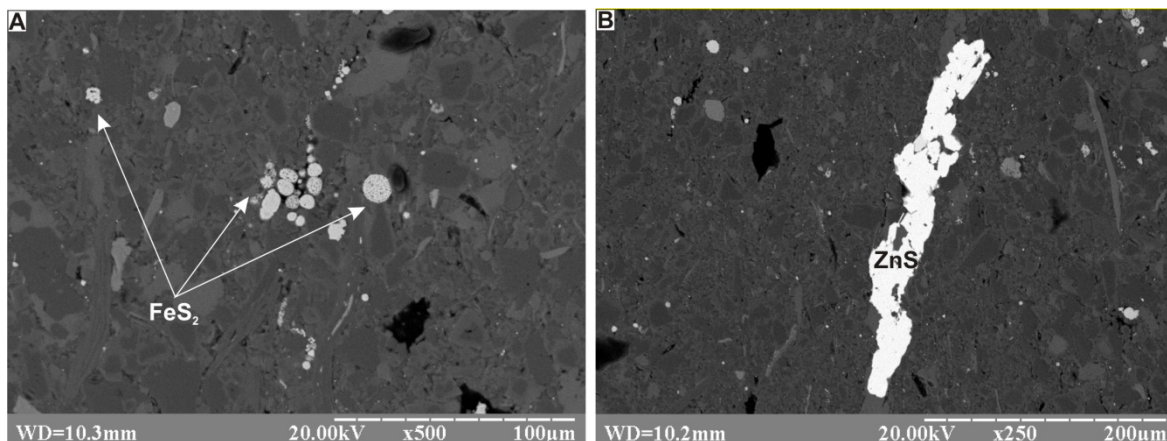


Рис. 2. Агрегати піриту (А) та сфалериту (В) у породах нижньокросненської підсвіти в межах траси нового Бескидського тунелю

Пізні сульфіди у складі друзових та жильних утворень. Кварц-карбонатні й кварцові жили та друзи часто зустрічаються у флішових породах нижньокросненської підсвіти, але сульфіди в них відзначались досить рідко. У виявлених нами сульфідно-кварц-карбонатних і сульфідно-карбонатних жилах та друзах у зальбандах, у просторі відкритої тріщини, спочатку відбувалась кристалізація кальциту, на поверхні кальциту – кварцу, інколи "мармароських діамантів" із вуглеводнями та

сульфідів. Сульфіди утворюють мінеральні агрегати та окремі кристали переважно кубічного обрису розміром до 1-2 мм. При більш детальних дослідженнях із застосуванням SEM виявлено кристали та зростки кристалів піриту кубоктаєдричного габітусу (рис. 3-А). Такі кристали піриту часто нарастають на раніше утворені кварц та карбонати ромбоєдричного габітусу (рис. 3-В). Пірит у складі жильних та друзових утворень також не містить домішок і за складом відповідає чистому FeS_2 .

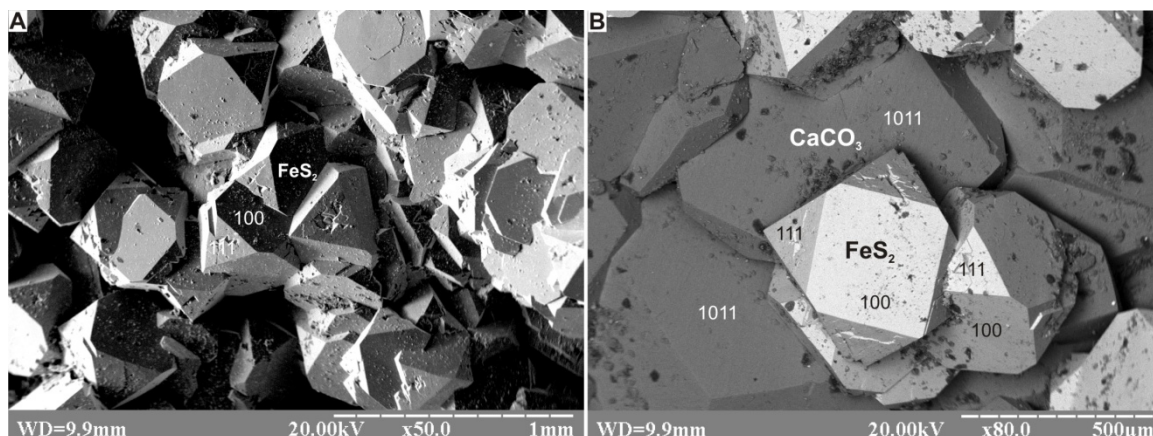


Рис. 3. Кристали піриту кубоктаєдричного габітусу в непорушених взірцях із сульфідно-кварц-карбонатних жил у породах нижньокросненської підсвіти в межах траси нового Бескидського тунелю (А) та їх співвідношення із кристалами кальциту ромбоєдричного габітусу (В)

Вивчення часових співвідношень між окремими мінералами пізніх жил і в друзах вказує на однотипну послідовність їх формування: кварц – кальцит – сульфіди. Враховуючи масштаби проявлення пізньої мінералізації та її мінеральний склад, об'єми мінералізуючих розчинів були досить обмежені. Розчини були відносно насичені кремнеземом, кальцієм і сіркою і, залежно від фугітивності двооксиду вуглецю й сірки, із них зазвичай формувались карбонати та сульфіди в ході одноактного процесу.

Висновки. В ході проведених нами досліджень у породах Кросненської зони в межах траси нового Бескидського тунелю встановлено сульфідну мінералізацію двох морфогенетичних типів. Ранній сингенетичний пірит у вигляді дрібних виділень та агрегатів, часто фрамбоїдного типу, розвинутий у вміщуючих пісковицях та, найчастіше, в аргілітах, часом з рідкісними зернами сфалериту. Пізній, більш крупний, пірит, з чітко проявленими кристаломорфологічними формами октаедра й куба та їх комбінаціями, асоціює з кварцом і кальцитом

у пізніх жилах і друзах, що утворюються на стінках частково заповнених тріщин, розвиваючись зазвичай після кальциту і по його виділеннях.

Широкий ареал розповсюдження раннього піриту й локальний прояв пізнього піриту, разом з тісним їх просторовим співнаходженням, вказує на залучення матеріалу вмісних порід для формування пізнього піриту. Це підтверджується однаковим хімічним складом піритів обох морфогенетичних типів за відсутності в них звичних елементів-домішок.

Враховуючи послідовність утворення мінералів у друзах і пізніх жилах, видається можливим, що їх формування відбувалось із розчинів з достатньою концентрацією сірки, фугітивність якої, однак, зростала лише після кристалізації кварцу й кальциту, забезпечуючи формування пізнього піриту.

Безумовно, пізній пірит має більш обширне розповсюдження в межах Карпатської складчастої системи, аніж виявлялось раніше, однак, скоріш за все, він зрідка зустрічається через швидке руйнування в екзогенних

умовах, а успішність наших унікальних знахідок незмінених сульфідів обох типів пояснюються умовами закритої системи, яка існувала до проходження тунелю.

Список використаних джерел:

- Братусь М. Д. Умови мінералоутворення та ізотопна природа компонентів флюїдів у жилах серед осадових порід Складчастих Карпат / М. Д. Братусь, С. Б. Ломов // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1996. – № 1–2. – С. 94–95.
 - Возняк Д. К. Мікрровключення та реконструкція умов ендегенного мінералоутворення / Д. К. Возняк. – К.: Наукова думка, 2007. – 277 с.
 - Геолого-структурні особливості та речовинний склад порід Кросненської зони в районі нового Бескидського тунелю / В. Гулій, Я. Куземко, В. Степанов [та ін.] // Фундаментальне значення і прикладна роль геологічної освіти і науки: матер. Міжнар. наук. конф. (7–9 жовтня 2015 р.). – Львів: Простір М, 2015. – С. 69–71.
 - Гнилко О. Про північно-східну границю Кросненської тектонічної зони в Українських Карпатах / О. Гнилко // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2010. – № 2 (151). – С. 44–57.
 - Головченко Д. Особливості мінерального складу гідротермальних жил у пісковиках з околій с. Кваси (Рахівський рудний район, Закарпаття) / Д. Головченко, І. Попівняк // Мінералогічний збірник. – 2009. – № 59 (2). – С. 143–148.
 - Дудок І. В. Газовий склад включень у жильних мінералах з флішу Українських Карпат / І. В. Дудок // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1996. – № 3–4 (96–97). – С. 98–104.
 - Даниш В. В. Геологія західної частини південного схилу Українських Карпат / В. В. Даниш. – Київ: Наукова думка, 1973. – 119 с.
 - Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000, аркуші М-34-XXXVI (Хуст), L-34-VI (Бая-Маре), M-35-XXXI (Надвірна), L-35-I (Вішеу-Де-Сус). Карпатська серія / уклад.: Б. В. Мацьків, Б. Д. Пукач, В. М. Воробканич та ін.; Міністерство охорони навколишнього природного середовища України, Державна геологічна служба, Національна компанія "Надра України", Дочірнє підприємство "Західкргеологія", Український державний геологорозвідувальний інститут. – Київ: УкрДГРІ, 2009.
 - Загальні та індивідуальні особливості мармароських "діамантів" із різних проявів в Українських Карпатах / В. Гулій, С. Криль, І. Ємельянов [та ін.] // Десяті наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка: матеріали. – Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2016. – С. 30–34.
 - Наумко І. Вуглеводні флюїдних включень у мінералах нафтогазоносних порідних комплексів Кросненської зони Українських Карпат (стан і пріоритети досліджень) / І. Наумко, Г. Занкович // Мінералогічний збірник. – 2014. – № 64, Вип. 1. – С. 134–154.
 - Павлишин В. І. Типоморфізм і пошуково-оціночне значення пирита (пиритометричний метод в мінералогії): моногр. / В. І. Павлишин, А. Г. Жабин, А. Э. Китаєнко; Київ. нац. ун-т ім. Т. Шевченка, УкрГГРІ. – 2004. – 152 с.
 - Післяседиментаційні перетворення крейдово-палеогенових відкладів Флішових Карпат / К. Деревська, І. Бубняк, А. Субботін [та ін.] // Мінералогічний збірник. – 2009. – № 59, Вип. 1. – С. 95–104.
 - Рипун М. Б. Об'єкти орієнтації, форми образования і зв'язи з нефтеносністю мінеральних прожилків із флішевих отложений Карпат / М. Б. Рипун // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1970. – Вип. 23. – С. 71–78.
 - Попп І. Аутигенне мінералоутворення в бітумінозних скремених відкладах нижньої крейди й олігоцену Українських Карпат / І. Попп // Мінералогічний збірник. – 2007. – № 57, Вип. 1. – С. 108–115.
 - Мінерали України: краткий справочник / Н. П. Щербак, В. І. Павлишин, В. І. Литвин і др.; отв. ред. Н. П. Щербак; АН Української ССР, Ін-т геохімії та фізики мінералів. – К.: Наукова думка, 1990. – 408 с.
 - Geology and hydrocarbon resources of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine: general geology / A. Ślaczka, S. Kruglov, J. Golonka [et al.] // The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources: AAPG Memoir. – Tulsa, Oklahoma, U.S.A., 2006. – № 84. – P. 221–258.
- References:**
- Bratus, M., Lomov, S. (1996). Mineral formation and isotopic nature of fluid components of veins in sedimentary rocks in the Folded Carpathians. [Umovy mineraloutvorennia ta izotopna pryroda komponentiv flyuidiv u zhylyah sered osadovykh porid Skladchastyh Karpat]. *Geology and Geochemistry of Combustible Minerals*, 1–2, 94–95. [in Ukrainian].
 - Voznyak, D. (2007). *Microinclusion and rehabilitation of conditions of endogenous minerals. [Mikrovklyuchennia ta rekonstruktsiya umov endo-hennoho mineraloutvorennia]*. Kyiv: Naukova Dumka – Scientific Thought. [in Ukrainian].
 - Guliy, V., Kuzemko, Ya., Stepanov, V. (2015). Geological and structural features, composition of Krosno zone rocks in new Beskyd tunnel [Geoloho-strukturni osoblyvosti ta rechovynnyy sklad porid Krosnenskoyi zony v rayoni novoho Beskydskogo tunelyu]. *The fundamental meaning and role of the geological education*. (pp. 69–71). Lviv: Prostir M. [in Ukrainian].
 - Gnylko, O. (2010). On the north-eastern boundary of the Krosno tectonic zone in the Ukrainian Carpathians. [Pro pivnichno-skhidnu hranytsyu Krosnenskoyi tektonichnoyi zony v Ukrayinskyh Karpaty]. *Geology and Geochemistry of Combustible Minerals*, 2 (151), 44–57. [in Ukrainian].
 - Golovchenko, D., Popivnyak, I. (2009). Features of minerals composition of the hydrothermal veins in sandstones from the outskirts of the Kvasy village (Rakhiv ore region, Transcarpathian). [Osoblyvosti mineralnoho skladu hidrotermalnykh zhyly u piskovykakh z okolyts s. Kvasy (Rakhivskyy rudnyy rayon, Zakarpattya)]. *Mineralogical Collection*, 59(2), 143–148. [in Ukrainian].
 - Danysh, V. (1973). Geology of the western part of the southern slope of the Ukrainian Carpathians. [Geologiya zakhidnoyi chastyny pivdennoho skhyly Ukrayinskykh Karpat.]. Kyiv: Naukova Dumka – Scientific Thought. [in Ukrainian].
 - Matskiv, B., Pukach, B., Pastukhanova, S., Vorobkanych, V. (2006). *Geological map of the Prequaternary formation, scale 1:200 000 sheets M-35-XXXI (Nadvirna) and L-35-I (Visheu-de-Sus). [Heolohichna karta dochetvertynnykh utvoren' masshtabu 1:200 000 arkushiv M-35-XXXI (Nadvirna) ta L-35-I (Visheu-de-Sus)]*. Government Enterprises "Westukrgeology" – Derzhavne pidpryyemstvo "Zakhidukrheolohiya". Lviv.
 - Dudok, I. (1996). Gas composition of inclusions in minerals from the veins in the Ukrainian Carpathians flysch. [Gazovyy sklad vklyuchen u zhylynykh mineralah z flishu Ukrayinskykh Karpat]. *Geology and Geochemistry of Combustible Minerals*, 3–4 (96–97), 98–104. [in Ukrainian].
 - Guliy, V., Kril, S., Yemelyanov, I., Kuzemko, Ya., Ogorliko, R. (2016). General and individual characteristics of the Marmarosh "diamonds" from various manifestations at the Ukrainian Carpathians [Zahalni ta individualni osoblyvosti marmaroskykh "diamantiv" iz riznykh proyaviv v Ukrayinskyh Karpaty]. *Ten scientific readings Academician Yevhen Lazarenko: materials*. (pp. 30–34). Lviv. [in Ukrainian].
 - Shcherbak, N., Pavlyshyn, V., Litvin, V. (1990). *Minerals of Ukraine. Short Reference. [Myneraly Ukrainy. Kratky spravochnyk]*. Kyiv: Naukova Dumka – Scientific Thought. [in Russian].
 - Naumko, I., Zankovich, G. (2014). Hydrocarbon fluid inclusions in minerals of Krosno zone oil and gas bearing rocks of the Ukrainian Carpathians (state and research priorities). [Vuhlevodni flyuyidnykh vkluchen u mineralah naftogazonosnykh porodnykh kompleksiv Krosnenskoyi zony Ukrayinskyh Karpat (stan i priorytety doslidzhen)]. *Mineralogical Collection*, 64 (1), 134–154. [in Ukrainian].
 - Pavlyshyn, V.I., Zhabin, A.G., Kitaenko, A.E. (2004). *Typomorphism, search and estimation of pyrite (pyrotometric method using in mineralogy). [Tipomorfizm i poiskovo-otsenochnoe znachenie pirta (pyritometricheskiy metod v mineralogii)]*. Kiev. nats. un-t im. T. Shevchenko, UkrGGRI. [in Russian].
 - Derevska, K., Bubniak, I., Subbotin, A., Shevchuk, O., Bel'skiy, V. (2009). Post-sedimentation transformations of the cretaceous– palaeogene flysch deposits of the Carpathians. [Pislyasedimentatsiyni peretvorennia kreydovo-paleohenovykh vidkladiv flishovykh Karpat]. *Mineralogical Collection*, 59(1), 95–104. [in Ukrainian].
 - Popp, I. (2007). Authigenous mineral formation in flint bituminous Lower Cretaceous and Oligocene sediments, Ukrainian Carpathians [Auty-henne mineraloutvorennia v bituminoznykh skremenilykh vidkladakh nizhnoyi kreydy y olihotsenu Ukrayinskykh Karpat]. *Mineralogical Collection*, 57 (1), 108–115. [in Ukrainian].
 - Rypun, M. (1970). On the orientation, time of formation and connection with the oil bearing mineral veins of the Carpathian flysch sediments. [Ob oryentyrovke, vremeny obrazovanyia v svyazy s neftenosnostyu myneral-nykh prozylkov yz flyshevuh otlozeny Karpat]. *Geology and Geochemistry of Combustible Minerals*, 23, 71–78. [in Russian].
 - Ślaczka, A., Kruglov, S., Golonka, J., Oszczytko, N., Popadyuk, I. (2006). Geology and hydrocarbon resources of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine: general geology. *AAPG Mem.*, 84, 221–258.

Надійшла до редколегії 29.08.16

V. Guliy, Dr. Sci. (Geol.), Prof.
E-mail: vgul@ukr.net
Ivan Franko National University of Lviv
Geology faculty, 4, Hryshchivsky Str., Lviv, 79005, Ukraine,
S. Kril, Cand. Sci. (Geol.), Engineer
E-mail: solia_kr@ukr.net
Ivan Franko National University of Lviv
Geology faculty, 4, Hryshchivsky Str., Lviv, 79005, Ukraine,
O. Kovtun, Engineer-Geologist
E-mail: kovtun85@ukr.net
Ukrainian State Geological Institute
78-A, Avtozavodska str., Kyiv, 04114, Ukraine,
Ya. Kuzemko, Geologist
PAO "Interbudtunnel", 1, Promyslova Str., Kyiv, 01013, Ukraine

SULFIDE MINERALIZATION IN THE KROSNO ZONE FLISH ROCKS (NEW BESKYD TUNNEL AREA)

Results of the investigation of sulfide mineralization in flysch rocks within new Beskyd tunnel highway are presented. New tunnel goes through Oligocene massive gray sandstones with layers of dark siltstones and mudstones of the Krosno zone of the Ukrainian Carpathians. For the first time macro and microscopic morphogenetic features, composition of sulfides from the host rocks and late sulfide-quartz-carbonate veins and druses studies were carried out. Two main morphogenetic types of sulfides were defined. Earlier sulfides are represented by individual grain of cubic pyrite and its isometric and framboidal aggregates and rare grains of sphalerite in the host rocks. Formation of these sulfides is associated with formation of host sandstones and mudstones. The second type is connected with sulphide-quartz-carbonate veins and druses. It was formed during faults formation in already lithified rocks. Late sulfides formed mineral aggregates and individual cubic and cub-octahedral crystals of pyrite. Composition of pyrite from both morphogenetic types corresponds to pure FeS_2 .

Keywords: pyrite, calcite, quartz, "marmarosh diamonds", Krosno zone, Beskyd tunnel.

В. Гулий, д-р геол.-минералог. наук, проф.,
E-mail: vgul@ukr.net,
Львовский национальный университет имени Ивана Франка,
Геологический факультет, ул. Грушевского, 4, г. Львов, 79005, Украина,
С. Криль, канд. геол. наук, инж.,
E-mail: solia_kr@ukr.net,
Львовский национальный университет имени Ивана Франка,
Геологический факультет, ул. Грушевского, 4, г. Львов, 79005, Украина,
А. Ковтун, вед. инж.-геолог,
E-mail: kovtun85@ukr.net,
Украинский Государственный геологоразведочный институт,
ул. Автозаводская, 78-а, Киев, 04114, Украина,
Я. Куземко, геолог,
ПАО «Интербудтунель»,
ул. Промышленная, 1, г. Киев, 01013, Украина

СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ФЛИШЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КРОСНЕНСКОЙ ЗОНЫ (В ПРЕДЕЛАХ ТРАССЫ НОВОГО БЕСКИДСКОГО ТОННЕЛЯ)

Приведены результаты исследования сульфидной минерализации в породах флиша в пределах трассы нового Бескидского тоннеля, который проходит в серых массивных песчаниках с прослоями темных алевролитов и аргиллитов олигоценного возраста Кросненской зоны Украинских Карпат. Впервые проведено детальное изучение макро- и микроскопических морфогенетических особенностей, состава сульфидов из вмещающих пород и поздних сульфидно-кварц-карбонатных жил и друз. По результатам исследований установлены два основных морфогенетических типа сульфидов. Ранние сульфиды встречаются в виде отдельных выделений пирита кубического габитуса и их скоплений (часто изометрических агрегатов, фрамбонидов) и редких зерен сфалерита во вмещающих породах. Образование сульфидов этого типа связано с этапом формирования песчаников и аргиллитов. Второй тип сульфидов характерен для сульфидно-кварц-карбонатных друзовых и жильных образований, сформированных в условиях растяжения при развитии разрывных нарушений в уже литифицированных породах. Поздние сульфиды образуют минеральные агрегаты и отдельные кристаллы преимущественно кубического и кубоктаэдрического габитуса, размером до нескольких миллиметров. Пирит обоих морфогенетических типов по составу соответствует чистому FeS_2 .

Ключевые слова: пирит, кальцит, кварц, "мармарошские диаманты", Кросненская зона, Бескидский тоннель.

УДК (551.781.5/.782.11:552.08):553.98](262.5-16)

С. Орач, асп., ст. геолог,
E-mail: stepanorach@gmail.com,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ТОВ "Галс ЛТД", пров. Лабораторний, 3, м. Київ, Україна,
В. Петруняк, канд. геол. наук, мол. наук. співроб.,
E-mail: vasilpetruniak@gmail.com,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

АНАЛІЗ ЛІТОЛОГО-ФАЦІАЛЬНИХ КРИТЕРІЇВ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ МАЙКОПСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ШЕЛЬФУ ЧОРНОГО МОРЯ

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

Наведено результати визначення літолого-фаціальних критеріїв нафтогазоносності олігоцен-нижньоміоценової товщі порід північно-західного шельфу Чорного моря. За останнє десятиліття у відкладах майкопської серії відкритий ряд нових нафтових і газових родовищ у Південному нафтогазоносному регіоні України. Більшість цих родовищ зосереджена в українському секторі акваторій Чорного та Азовського морів. Пошук і розвідку таких родовищ значно ускладнено через високий ступінь латеральної та вертикальної неоднорідності майкопських відкладів, що зумовлено літолого-фаціальною зональністю басейну та циклічністю процесу седиментації, а також різноманіттям типів пустотного простору навіть у межах одного літотипу. Роботу було виконано для оцінки перспектив нафтогазоносності досліджуваної території та визначення критеріїв, які контролюють закономірності розповсюдження колекторів і покришок, а також їх поєднання в резервуарах та зв'язок з нафтогазоматеринськими товщами. Як головні літолого-фаціальні критерії нафтогазоносності було виділено літолого-стратиграфічні (речовинний склад відкладів, пористість, проникність, стратиграфічні рівні поширення порід-колекторів, особливості будови та повнота розрізів стратонів, прослідковування границі зон ерозійного зрізання) та палеогеографічні (фаціальна приналежність). Вихідними даними для статті слугували матеріали буріння 55 параметричних та пошуково-розвідувальних свердловин на північно-західному шельфі Чорного моря, дослідження кернового матеріалу, геофізичні дослідження свердловин (ГДС) та результати геологічної інтерпретації даних сейсмозвідки. Для проведення дослідження використовувались такі методи: літолого-фаціальний аналіз, аналіз даних ГДС та геолого-промислової інформації, циклостратиграфічний аналіз та кореляція розрізів свердловин, гранулометричний та текстурний аналізи, літолого-петрографічні методи, метод палеогеографічних реконструкцій.

Ключові слова: майкоп, літофації, північно-західний шельф Чорного моря, стратиграфічні критерії, палеогеографічні критерії.

Вступ. Геологорозвідувальні роботи на нафту та газ розпочато в акваторіях Чорного та Азовського морів у 60-і роки минулого століття. За цей період у акваторіях українського сектору морів відкрито 15 родовищ вуглеводнів, з них 8 на північно-західному шельфі (ПНЗШ), 6 – в Азовському морі і 1 на Прикерченському шельфі Чорного моря. Поклади відкритих родовищ приурочені до кайнозойських відкладів, зокрема, палеоценових (Архангельське, Голіцина, Штормове, Безіменне, Одеське), еоценових (Безіменне, Одеське, Морське), олігоцен-нижньоміоценових (Архангельське, Голіцина, Шмідта, Південно-Голіцинське, Кримське, Субботіна, Стрілкове, Північно-Казантипське), середньоміоценових (Архангельське, Північно-Керченське, Північно-Булганацьке) та верхньоміоценових (Північно-Казантипське, Східноказантипське, Північно-Булганацьке) [5–6].

Особливості будови олігоцен-нижньоміоценової товщі південних районів України детально вивчено в межах Причорноморського мегапрогину на основі аналізу понад сотні розрізів свердловин у Північному Причорномор'ї, Присивашші, на північно-західному шельфі Чорного моря, шельфі Азовського моря, на Керчинському півострові тощо [7]. За останнє десятиліття у відкладах майкопської серії відкрито ряд нових нафтових і газових родовищ у Південному нафтогазоносному регіоні України. Більшість цих родовищ зосереджена в українському секторі акваторій Чорного та Азовського морів. Пошук і розвідку таких родовищ значно ускладнено через високий ступінь латеральної та вертикальної неоднорідності майкопських відкладів, що зумовлено літолого-фаціальною зональністю басейну та циклічністю процесу седиментації, а також різноманіттям типів пустотного простору навіть у межах одного літотипу [9]. Стратиграфічне положення майкопської серії, обґрунтування її віку в межах північно-західного шельфу Чорного моря досить детально розглянуто в підсумкових роботах останнього десятиріччя [1, 3–4, 9].

Матеріали і методи. Вихідними даними для статті слугували матеріали буріння 55 параметричних та пошуково-розвідувальних свердловин на північно-західному шельфі Чорного моря, дослідження кернового матеріалу, геофізичні дослідження свердловин (ГДС) та результати геологічної інтерпретації даних сейсмозвідки.

Методи дослідження: літолого-фаціальний аналіз, аналіз даних ГДС та геолого-промислової інформації, циклостратиграфічний аналіз та кореляція розрізів свердловин, гранулометричний та текстурний аналізи, літолого-петрографічні методи, метод палеогеографічних реконструкцій.

Результати дослідження.

Літолого-стратиграфічні критерії. Розріз олігоцен-нижньоміоценового комплексу території дослідження представлений переважно теригено-глинистими породами. Дослідженнями встановлено 10 основних літотипів: 1) піски різнозернисті, переважно дрібно- й середньозернисті, та алеврити з малопотужними прошарками глин; 2) піски, слабозцементовані пісковики та алеврити, з підпорядкованою кількістю алевролітів глинистих та глин; 3) алевроліти та алевроліти глинисті; 4) алевроліти глинисті з прошарками глин; 5) тонке перешаровування алевролітів, алевролітів глинистих з глинами та глинами алевритовими; 6) тонке перешаровування глин, глин алевритових з алевролітами глинистими; 7) глини алевритові з прошарками алевролітів та пісковиків; 8) глини алевритові; 9) глини та глини алевритисті; 10) глини.

У цілому майкопська серія складена аргілітами, що перешаровуються із дрібно-середньозернистими алевролітами з рідкісними прошарками пісковиків і сидериту. Уламкові породи характеризуються середньодрібнозернистим складом, горизонтальною, косою й хвилястою шаруватістю й містять велику кількість обвуглених рослинних решток. Для кожної пачки характерне тонке перешаровування алевролітів і аргілітів, причому аргіліти переповнені вуглефікованим матеріалом [2].

© Орач С., Петруняк В., 2016

Проведеними дослідженнями встановлено, що середня піщаність олігоцен-нижньоміоценового комплексу для північно-західного шельфу Чорного моря становить 56%. По горизонтах цей показник такий: планорбеловий горизонт – 56%, молочанський горизонт – 50%, керлеутський горизонт – 61%, нижньоміоценовий горизонт – 77%.

Детально проаналізовано розрізи планорбелового, молочанського, керлеутського та нижньоміоценового горизонтів на родовищах шельфу Чорного моря. Відклади молочанського горизонту на родовищах північно-західного шельфу Чорного моря (Архангельському, Голіцинському, Південно-Голіцинському, Кримському та Шмідта) мають середній показник піщаності 27–31%.

Колектори в олігоцен-нижньоміоценовому комплексі представлені теригенними алевро-піщаними породами, їх відносять до гранулярних колекторів порового типу. Переважно, колектори представлені алевроитами, на які припадає від 80% до 90% від усіх колекторів. Існують певні стратиграфічні й географічні зональності у розподілі колекторів. Так, на північно-західному шельфі основна промислова продуктивність пов'язана з породами-колекторами, представленими алевролітами. В стратиграфічному відношенні найбільша кількість пісковиків зустрічається у відкладах нижнього майкопу.

Проведені дослідження виявили, що у літологічному відношенні більш-менш задовільними ємнісними властивостями характеризуються алевроліти та піско-

вики. На основі узагальнення результатів раніше виконаних та власних літолого-петрографічних досліджень, складено нижче наведену узагальнюючу характеристику основних типів порід-колекторів олігоцен-нижньоміоценового комплексу.

Алевроліти. Перший тип (рис. 1). Алевроліти сірі, зеленувато-сірі, коричнювато-сірі, темно-сірі, погано- та середньозцементовані, кварцові та польовошпат-кварцові дрібно- та тонкозернисті, іноді з домішкою уламків псамітової розмірності, нерівномірноглинисті.

Уламковий матеріал кутастий, необкатаний, сортований посередньо і погано, в поодиноких випадках – добре. В складі алевролітів крім кварцу і польових шпатів відмічається гідрослюда, уламки кременистих порід, поодинокі зерна гранату та циркону. Відмічено включення піриту.

Цемент, в основному, глинистий та глинисто-слюдистий. Тип цементації поровий, базально-поровий, рідше контактово-поровий. Вміст цементу змінюється у широких межах, від 15% до 40%, при середньому значенні 24–27%.

Поровий простір колекторів утворюють, переважно, міжзернові пори розміром 7–18 мкм. Відкрита пористість колекторів, за даними лабораторних досліджень керну, змінюється від 7,5% до 31% і в середньому в продуктивній частині становить 19,5%. Газопроникність змінюється від $0,7 \times 10^{-3}$ мкм² до 120×10^{-3} мкм².

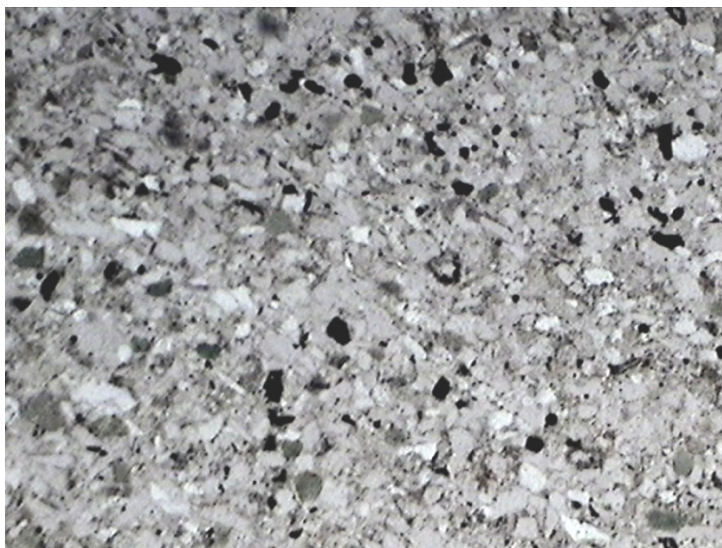


Рис. 1. Алевроліт дрібнозернистий кварцовий з глауконітом (без аналізатора, довжина кадру 4 мм)

Другий тип (рис. 2). Алевроліти сірі, зеленувато-сірі, темно-сірі, середньо- та добре зцементовані, в основному кварцові, рідше кварц-польовошпатові, середньо- та дрібнозернисті, іноді з домішкою уламків псамітової розмірності, нерівномірноглинисті.

Уламковий матеріал кутастий, напівобкатаний, сортований – посередньо.

У складі алевролітів крім кварцу відмічаються польові шпати (5–10%) гідрослюда (15–20%), зерна гранату, циркону, рутилу, епідоту, цюзіту, турмаліну, апатиту. З аутигенних мінералів широко розвинутий глауконіт.

Цемент глинистий, глинисто-слюдистий, каварцово-глинистий та глинисто-карбонатний. Тип цементації поровий, контактово-поровий і контактовий. Вміст цементу змінюється від 10% до 30% при середньому вмісті – 20%.

Поровий простір колекторів утворюють, переважно, міжзернові пори розміром 5–15 мкм. Відкрита пористість колекторів, за даними лабораторних досліджень керну, змінюється від 8,0% до 24% і в середньому в

продуктивній частині становить 12%. Газопроникність змінюється від $1,2 \times 10^{-3}$ мкм² до 35×10^{-3} мкм², в окремих випадках досягаючи 56×10^{-3} мкм².

Пісковики. Перший тип (рис. 3). Пісковики сірі, темно-сірі, зеленувато-сірі, коричнювато-сірі тонкозернисті, дрібнозернисті та дрібно-середньозернисті, кварцові, польовошпат-кварцові та кварц-польовошпатові, середньої міцності, плитчасті. Кластичний матеріал представлений напівобкатаними та необкатаними, деколи корокованими, зернами кварцу (60,0–80,0%), глауконітом (5,0–10,0%), польовими шпатами (20–35%), лусочками мусковіту (1,0%), уламками кременистих порід (1,0%). Достатньо часто відмічаються рештки рослинного детриту. З аутигенних мінералів присутні глауконіт, сидерит та пірит. Уламковий матеріал кутастий, необкатаний, сортований посередньо та погано.

Цемент, в основному, глинистий та глинисто-слюдистий. Тип цементації поровий, базально-поровий, рідше контактово-поровий. Вміст цементу змінюється від 18% до 40%, при середньому значенні 25%.



Рис. 2. Алевроліт кварц-польовошпатовий глауконітовий (без аналізатора, довжина кадру 4 мм)



Рис. 3. Алевроитовий пісковик тонкозернистий олігоміктово-кварцовий глауконітовий (без аналізатора, довжина кадру 4 мм)

Поровий простір колекторів утворюють, переважно, міжзернові пори розміром 10–30 мкм. Відкрита пористість колекторів, за даними лабораторних досліджень керну, змінюється від 8,2% до 32,3% і в середньому в продуктивній частині становить 23%. Газопроникність змінюється від $1,1 \times 10^{-3}$ мкм² до $350,0 \times 10^{-3}$ мкм².

Другий тип (рис. 4). Пісковики сірі та світло-сірі, іноді з зеленуватим відтінком, дрібнозернисті, рідше дрібно-середньозернисті, у поодиноких випадках крупнозернисті з домішкою зерен гравійного розміру, в основному кварцові, рідше польовошпат-кварцові, міцні. Текстура пісковиків шарувата.



Рис. 4. Пісковик різнозернистий кварц-польовошпатовий з глауконітом (без аналізатора, довжина кадру 4 мм)

Уламковий матеріал напівобкатаний, кородований, відсортований, переважно, посередньо, рідше погано.

У складі пісковиків, крім кварцу, відмічаються польові шпати (5–15%), гідроксиди (10–15%), зерна гранату, циркону, рутилу, епідоту, цюзіту, турмаліну, апатиту. З аутигенних мінералів найбільш широко розвинуті глауконіт та пірит.

Цемент, в основному, глинистий, глинисто-слюдистий, кварцово-глинистий, карбонатно-глинистий та глинисто-карбонатний. Тип цементу поровий та контакт-но-поровий. Вміст цементу змінюється від 15 до 40% при середньому значенні 20%.

Поровий простір колекторів утворюють, переважно, міжзернові пори розміром 15–25 мкм, іноді відмічаються внутрішньоцементні пори до 20–25 мкм.

Відкрита пористість колекторів, за даними лабораторних досліджень керну, змінюється від 8,4% до 25,1% і в середньому в продуктивній частині становить 17%. Газопроникність змінюється від $0,5 \times 10^{-3}$ мкм² до $61,1 \times 10^{-3}$ мкм².

Виділені вище типи колекторів характеризуються певним стратиграфічним розподілом. Так, алевроліти першого типу характерні для відкладів верхнього, середнього та нижнього майкопу північно-західного шельфу Чорного моря. Алевроліти другого типу поширені у відкладах молочанського горизонту нижнього майкопу північно-західного шельфу. Пісковики першого типу зустрічаються у відкладах нижнього майкопу (молочанський, рідше, планорбеловий, горизонт) [8].

Стратиграфічний розріз олігоцен-нижньоміоценових відкладів території дослідження характеризується складною геологічною будовою та наявністю регіональних та локальних перерв. Стратиграфічні незгідності у данному випадку можуть розглядатися як один з критеріїв нафтогазоносності регіону.

У межах північно-західного шельфу Чорного моря олігоценові відклади залягають згідно або незгідно й утворюють як розрізи стратиграфічно повні, так і з численними локальними перервами, випадінням окремих пачок на деяких підняттях, що, на нашу думку, пов'язане, перш за все, з морфоструктурними особливостями седиментаційного олігоценового басейну [10, с. 35–41].

Найбільш повні розрізи олігоцену-нижнього міоцену спостерігаються в межах Каркінітського прогину за винятком його західного замикання (Одеська площа). Значні перерви в осадконакопиченні встановлено в межах Каламітсько-Центрально-Кримського підняття. Гіауси відносяться до категорії явних стратиграфічних перерв.

Встановлено ряд регіональних стратиграфічних перерв у осадконакопиченні: пізній керлеут-ранній міоцен та ранній міоцен-середній міоцен. У межах Каламітсько-Центрально-Кримського підняття перерва в осадконакопиченні встановлена на рівні еоцен-ранній міоцен, тобто з розрізу випадає уся олігоценова товща порід.

Палеогеографічні критерії. В результаті проведеного палеогеографічного аналізу з реконструкції палеогеографічних обстановок утворення відкладів олігоцен-нижнього міоцену (майкопу) можна зробити такі узагальнення:

- на досліджуваній території в мілководному нормально-солоному басейні теригенні осадки формувалися гряди бар'єрних островів. У міру зростання островів, широкі ділянки басейну відокремлювалися від моря, формуючи лагуни й затоки. На лагунні умови осадконакопичення вказують структурно-текстурні ознаки порід (темне забарвлення, включення одного типу порід у інший – лінзи дрібнозернистого піску в глинах, прошарки глин у пісках, погане сортування матеріалу), невелика кількість решток бентосу, як у якісному, так і в кількісному відношенні, наявність численних слідів мулоїдів, а також низький гідродинамічний режим;

- у межах досліджуваної території в олігоцен-ранньоміоценову епоху формування відкладів відбувалося в шельфових умовах у різних фаціальних зонах – від лагунно-затокової (переважно глинисто-алевритові породи) до відкритого моря (алевропелітові осадки й лінзоподібні шари алевролітів та пісковиків). У районі сучасних монокліналей у цей час утворювалися переважно алевроглинисті осадки літоралі з шарами й лінзами піщаних осадків барів, валів і мілин.**Висновки.** Підсумовуючи сказане, зробимо припущення, що саме успадкований та інверсійний розвиток структурно-тектонічних елементів території дослідження, різноамплітудні рухи блоків на тлі неодноразових трансгресій і регресій моря в олігоцен-ранньоміоценовий час зумовили характер та тривалість перерв у осадконакопиченні, а також становлення та розвиток своєрідних палеогеографічних умов, виникнення й розповсюдження басейнів седиментації та закономірності формування потужностей різновікових стратиграфічних підрозділів. Крім того, враховуючи результати аналізу з реконструкції палеогеографічних обстановок утворення відкладів олігоцену-нижнього міоцену (майкопу), треба констатувати, що найбільш сприятливими фаціальними зонами для утворення в їхніх межах порід-колекторів у олігоцен-ранньоміоценову епоху були лагунно-затокова та морська.

Таким чином, у результаті проведених досліджень на основі комплексного аналізу кернового матеріалу вперше виділено основні літотипи осадкових порід олігоцен-нижньоміоценового (майкопського) комплексу північно-західного шельфу Чорного моря та встановлено умови їх утворення.

У подальшому, на основі отриманих результатів буде здійснено виділення та картування перспективних територій у межах північно-західного шельфу Чорного моря, як додатковий критерій перспектив нафтогазоносності використовуватиметься така градація території: високо-перспективна територія – піщаність менше 30%, перспективна – 30–60%, безперспективна – 60–100%.

Список використаних джерел:

1. Барг І. М. Стратиграфія і геологічне розвиток Равнинного Криму і Керченського півострова в міоценову епоху : моногр. / І. М. Барг, Ю. Д. Степаняк. – Д.: Моноліт, 2003. – 170 с.
2. Геологія і нафтогазоносність шельфів Чорного і Азовського морей / [Бобылев В. Е., Железняк Ю. В., Шиманов І. А. і др.]; отв. ред. Ю. Б. Казмин. – М.: Недра, 1979. – 184 с.
3. Геолого-структурно-термоатомогеохімічне обґрунтування нафтогазоносності Азово-Чорноморської акваторії : моногр. / П. Ф. Гожик, І. Д. Багрий, З. Я. Войцицький та ін. – К.: Логос, 2010. – 419 с.
4. Детальна стратифікація майкопських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря / Н. В. Маслун, М. М. Іванік, Н. Н. Цихоцька, Г. В. Ключина // Біостратиграфічні критерії розчленування та кореляції відкладів фанерозою України : 36. наук. пр. ІГН НАН України. – К., 2005. – С. 15–59.
5. Есипович С. М. Поисковые работы в зоне поднятий Голицына-Шмидта : отчет по объекту 52/87 за 1987 год / С. М. Есипович ; Союзморгео. – 52/87. – 1987. – С. 11.
6. Коробко Т. И. Поисковые работы МОВ ОГТ в южной части с-з шельфа Черного моря : отчет по объекту 50/87-Г за 1987 год / Т. И. Коробко ; Союзморгео. – 50/87. – 1987. – С. 21–23.
7. Нетрадиційні джерела вуглеводнів України : монографія. У 8 кн. Кн. III. Південний нафтогазоносний регіон / В. А. Михайлов, І. М. Куровець, Ю. М. Сеньковський та ін. – К.: Ніка-центр, 2014. – 215 с.
8. Плахотный Л. Г. Особенности распределения песчано-алевритовых пачек в майкопских отложениях на юге Украины / Л. Г. Плахотный, В. А. Григорьева, И. С. Гайдук // Геол. журнал. – 1971. – № 31. – С. 38–50.
9. Стратиграфія мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря / П. Ф. Гожик, Н. В. Маслун, Л. Ф. Плотнокова та ін. – К.: Інститут геологічних наук НАН України, 2006. – 171 с.
10. Georgiev G. Geology and hydrocarbon systems in the western Black sea / G. Georgiev // Turkish Journal of Earth Sciences. – 2012. – № 21. – P. 723–754.

References:

1. Barg, I.M., Stepanjak, Ju.D. (2003). *Stratigrafija i geologicheskoe razvitie Ravninnogo Kryma i Kerchenskogo poluostrova v miocenovuju jepohu*. Dnepropetrovsk: Monolit. [in Russian].

2. Bobylev, V.E., Zheleznyak, J.V., Shimanov, I.A. (1979). *Geologiya i neftegazonosnost' shelfov Chernogo i Azovskogo morej*. Moscow: Nedra. [in Russian].
3. Gozhyk, P.F., Bahriy, I.D., Voytsyts'kyk, Z.Ya., Hladun, V.V., Maslun, N.V., Znamens'ka, T.O. et al. (2010). Heoloho-strukturno-termoatmoheokhimichne obgruntuvannya naftohazonosnosti Azovo-Chornomors'koyi akvatorii. Kyiv: Lohos. [in Ukrainian].
4. Maslun, N.V., Ivanik, M.M., Tsykhots'ka, N.N., Klyushyna, H.V. (2005). Detal'na stratifikatsiya maykops'kykh vidkladiv pivnichnozakhidnoho shelfu Chornoho morya. *Biostratyhrafichni kryterii rozchlenuvannya ta koreliatsii vidkladiv fanerozoju Ukrainy Zb. nauk. pr. IHN NAN Ukrayiny*. (pp. 153–159). Kyiv. [in Ukrainian].
5. Esipovich, S.M. (1987). *Poiskovyie raboty v zone podnyatiy Golitsyna-Shmidta*. Otchet 52/87. [in Russian].
6. Korobko, T.I. (1987). *Poiskovyie raboty MOV OGT v juzhnoj chasti s-z shelfa Chernogo morya*. (pp. 21–23). Otchet 50/87-G. [in Russian].

7. Mykhaylov, V.A., Kurovets, I.M., Sen'kovskyy, Yu.M., Vyzhva, S.A., Hryhorchuk, K.H., Zahnitko, V.M. et al. (2014). *Netradytsiyni dzherela vuhlevodniv Ukrayiny*. Vol.3. Pivdennoy naftohazonosnyy rehion. Kyiv. [in Ukrainian].
8. Plahotnyj, L.G., Grigor'eva, V.A., Gajduk, I.S. (1971). Osobennosti raspredeleniya peschano-alevritovykh pakchek v majkopskikh otlozheniyah na juze Ukrainy. *Geol. zhurnal*, 31, 38–50. [in Russian].
9. Gozhyk, P.F., Maslun, N.V., Plotnikova, L.F., Ivanik, M.M., Yakushyn, L.M., Ishchenko, I.I. (2006). *Stratyhrafiya mezokaynozoy's'kykh vidkladiv pivnichno-zakhidnoho shelfu Chornoho morya*. Kyiv: Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine. [in Ukrainian].
10. Georgiev, G. (2012). Geology and hydrocarbon systems in the western Black sea. *Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.)*, 21, 723–754.

Надійшла до редколегії 06.09.16

S. Orach, Postgraduate Student, Senior Geologist
E-mail: stepanorach@gmail.com
Taras Shevchenko National University of Kyiv
"Gals LTD"
prov. Laboratory 3, Kyiv,
V. Petruniak, Cand. Sci. (Geol.), Research Associate,
E-mail: vasilpetruniak@gmail.com
Taras Shevchenko National University of Kyiv
Institute of Geology, 90 Vasylkivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine

OIL- AND GAS-BEARING CAPACITY LITHOFACIES CRITERIA ANALYSIS OF MAIKOP DEPOSITS IN THE NORTHWESTERN BLACK SEA SHELF

The article focuses on the results of Oligocene-Lower Miocene complexes of the Black Sea West shelf litho-facial oil and gas occurrence criteria determination. A number of oil and gas fields have been discovered in Maikop deposits within South oil and gas Region of Ukraine for the last decade. Most of these deposits are concentrated in Ukrainian part of the Black Sea and Azov Sea waters. Search and exploration of these fields is complicated by the high level of vertical and lateral heterogeneity of Maikop deposits, due to litho-facial zonality of the basin and cyclical nature of sedimentary process, also by variety of hollow space types even within one lithotype. This work was made for hydrocarbon potential estimation of explored area, and to determine criteria which control collectors and seals spreading regularity and also their combination in reservoirs and relation with oil-and gas- bearing rocks. Following criteria were identified as main in litho-facial sense: litho-stratigraphic (composition of deposits, porosity, permeability, reservoir rocks stratigraphic levels extent, structural features and geological units completeness, erosion zone boundaries) and paleogeographic (reservoir facies). Initial data for this article were drilling data of 55 parametric and exploration wells of the Black sea North-West shelf, core material analysis, geophysical wells research (GWR) and geological interpretation of seismic data results. Following methods were used in research: litho-facial analyses, GWR data and geological and industrial information analyses, cycle stratigraphic analysis and well log correlations, particle size and texture analysis, litho-petrographic methods, paleogeographic reconstruction method.

Keywords: Maikop, litho-facies, Black seas North-West shelf, stratigraphic criteria, paleogeographic criteria.

C. Орач, асп., ст. геолог,
E-mail: stepanorach@gmail.com,
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
ООО "Галс ЛТД", пер. Лабораторный 3, г. Киев, Украина,
В. Петруняк, канд. геол. наук, млад. науч. сотрудник,
E-mail: vasilpetruniak@gmail.com,
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

АНАЛИЗ ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ КРИТЕРИЕВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МАЙКОПСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ

Приведены результаты определения литолого-фациальных критериев нефтегазоносности олигоцен-нижнемиоценовой толщи северо-западного шельфа Черного моря. За последнее десятилетие в отложениях майкопской серии открыт ряд новых нефтяных и газовых месторождений в Южном нефтегазоносном регионе Украины. Большинство этих месторождений сосредоточено в украинском секторе акватории Черного и Азовского морей. Поиск и разведка таких месторождений значительно затруднены из-за высокой степени латеральной и вертикальной неоднородности майкопских отложений, что обусловлено литолого-фациальной зональностью бассейна и циклическостью процесса седиментации, а также многообразием типов пустотного пространства даже в пределах одного литотипа. Данная работа была выполнена для оценки перспектив нефтегазоносности исследуемой территории и определения критериев, контролирующих закономерности распространения коллекторов и покрышек, а также их сочетание в резервуарах и связь с нефтегазоматеринскими толщами. Как главные литолого-фациальные критерии нефтегазоносности были выделены литолого-стратиграфические (вещественный состав отложений, пористость, проницаемость, стратиграфические уровни распространения пород-коллекторов, особенности строения и полнота разрезов стратона, прослеживание границы зон эрозионного среза) и палеогеографические (фациальная принадлежность). Исходными данными для статьи служили материалы бурения 55 параметрических и поисково-разведочных скважин на северо-западном шельфе Черного моря, исследования ядерного материала, геофизические исследования скважин (ГИС) и результаты геологической интерпретации данных сейсморазведки. Для проведения исследования использовались следующие методы: литолого-фациальный анализ, анализ данных ГИС и геолого-промысловой информации, циклостратиграфический анализ и корреляция разрезов скважин, гранулометрический и текстурный анализы, литолого-петрографические методы, метод палеогеографических реконструкций.

Ключевые слова: майкоп, литофация, северо-западный шельф Черного моря, стратиграфические критерии, палеогеографические критерии.

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

UDC 556.314

P. Nolakana, MSc,
A. Siad, PhD,
H. Solomon, MSc
Applied Geology, Earth Science Department
University of the Western Cape, South Africa
E-mail: amsiad@uwc.ac.za

GEOCHEMICAL EVALUATION OF GROUNDWATER QUALITY IN NEWCASTLE, KWAZULU-NATAL, SOUTH AFRICA

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

Hydrogeochemical investigations were carried out in Newcastle, in the KwaZulu-Natal province of South Africa to identify the major geochemical processes that control groundwater chemistry. 31 samples were collected and analysed for Magnesium (Mg^{2+}), Calcium (Ca^{2+}), Sodium (Na^+), Potassium (K^+), Chloride (Cl^-), Sulfate (SO_4^{2-}), Bicarbonate (HCO_3^-), Nitrate (NO_3^-), Fluoride (F^-), pH, TDS and EC. Classical hydro-chemical methods; facies analysis and major ion analysis were used to further understand the composition controlling processes. It was inferred from the hydro-chemical facies, major ion scatter plots that the major process affecting the groundwater chemistry in the area is rock-water interaction. The ionic concentration is due to silicate weathering, carbonate weathering and ion exchange processes.

Keywords: Groundwater Geochemistry, Major Ion Chemistry, Hydro-chemical Facies (Water types).

Introduction. The chemistry of groundwater is directly related to the quality of the water and therefore central in determining its use for domestic, irrigation and industrial purposes (Subramani, 2010) [17]. The principal dissolved components of groundwater are six major ions Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , HCO_3^- and SO_4^{2-} and they constitute 90% of the total dissolved solids (TDS) content. The minor ions include K^+ , Fe^- , NO_3^- and F^- . Due to human activities such as mining and irrigation, some of these minor ions are raised to higher levels reaching concentrations equivalent to that of major ions (Hiscock, 2005, 2009) [9]. Groundwater composition is mostly influenced by the rocks and other material it traverses through from recharge to discharge. When it flows through geological

formation a number of processes occur which cause an exchange of soluble solids between the rocks and water. Thus mineral composition of the rocks consequently plays a major role in the chemical constituents of groundwater (Elango and Kannan, 2007) [5]. Changes in the concentrations of ions in the water of an aquifer, whether from natural or anthropogenic activities, may alter the suitability of the aquifer system as a source of water (Herring et al., 2002) [8]. Thus, understanding the major processes that control the composition of groundwater is important in effective management of this resource. The study was conducted in Newcastle, in the KwaZulu-Natal province of South Africa (Fig. 1).

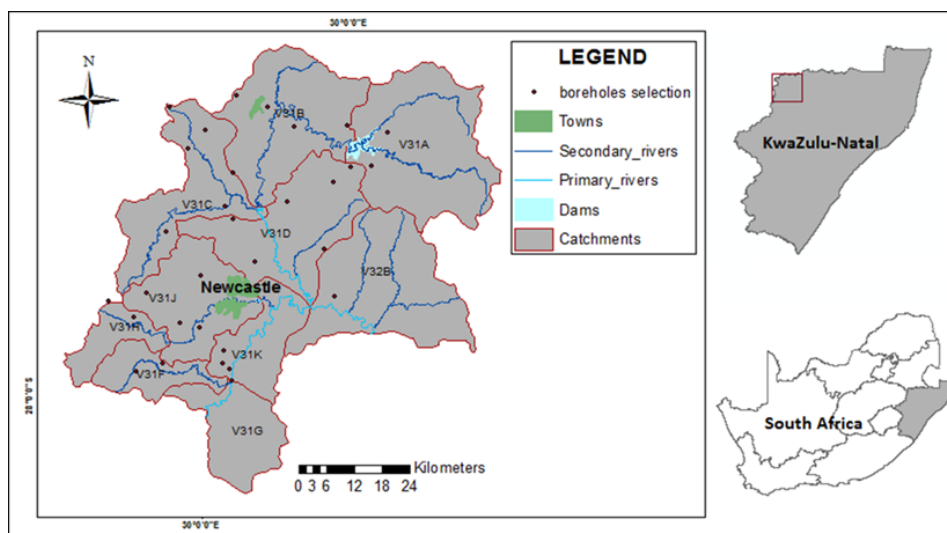


Fig. 1. Study area and location of boreholes

For the purpose of this study 31 samples were collected from 31 boreholes in and around the town of Newcastle. The samples were analysed for Magnesium (Mg^{2+}), Calcium (Ca^{2+}), Sodium (Na^+), Potassium (K^+), Chloride (Cl^-), Sulfate (SO_4^{2-}), Bicarbonate (HCO_3^-), Nitrate (NO_3^-), Fluoride (F^-), pH, TDS and EC.

Geology of Study area. The geology in Newcastle mainly consists of rocks from the Karoo Super Group. Deposition of these sediments began late Carboniferous and continued to accumulate until Early Jurassic when it

was interrupted and eventually brought to a close by widespread flood basaltic volcanism (Catuneanu, 2005) [1]. The rocks that outcrop in the study area belong to Beaufort Group (consisting of mud and sandstone), Karoo Dolerite and the Volksrust Formation (silty shale and sandstone) and Vryheid Formation (consist primarily of sandstone and several coal seams) of the Ecca Group (fig. 2). Of these, however, the Vryheid formation is the most dominant in the study area.

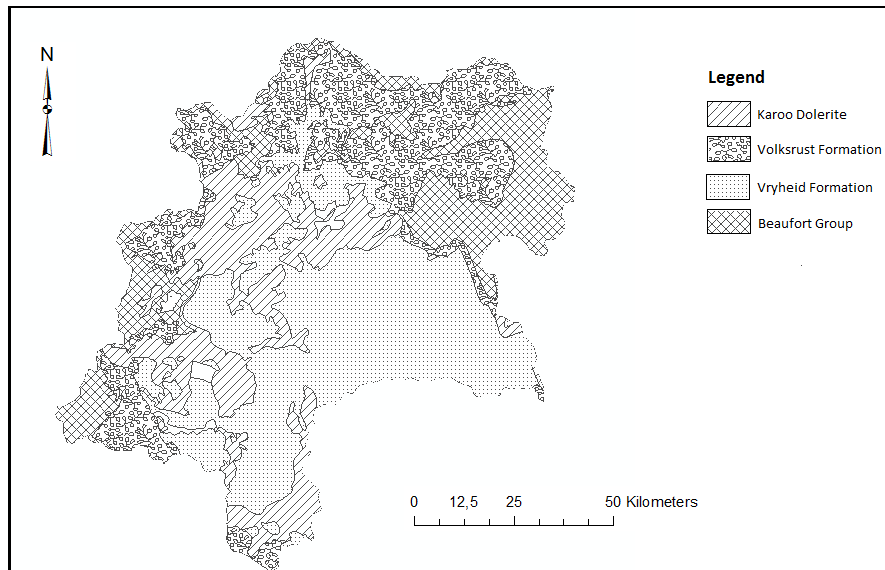


Fig. 2. Local geology of the study area

The indicated aquifer types in the Newcastle area are intergranular and fractured aquifers with an extremely low to medium development potential. The underlying geology is mostly arenaceous rock of the Eccra Formation (DWAf, 2008) [4]. The host geology of the area consists of consolidated sediments of the Karoo Super Group and consists mainly of sandstone, shale and coal beds of the Vryheid Formation. Most of the groundwater flow will be along the fracture zones that occur in relatively competent host rock.

Data Acquisition. The data was supplied by the Department of Water Affairs (DWA). For the purposes of this study 31 samples were used, which were collected from 31 different wells. The wells are located in 10 Quaternary catchments in Newcastle. The samples were analyzed for the following: Magnesium (Mg^{2+}), Calcium (Ca^{2+}), Sodium

(Na^{+}), Potassium (K^{+}), Chloride (Cl^{-}), Sulfate (SO_4^{2-}), Bicarbonate (HCO_3^{-}), Nitrate (NO_3^{-}), Fluoride (F^{-}), pH, TDS and EC.

Results. Hydrochemical Facies. The term hydrochemical facies or water type refers to zones in groundwater that have a distinct level of cations and ions (Hiscock, 2005) [9]. The nature and distribution of hydro-chemical facies can provide insights into how groundwater quality changes within and between aquifers (Sivasubramanian et al., 2013) [14]. These different facies are mainly due to the different kinds of rock-water interaction during groundwater subsurface flow. This classification with the samples from the study area in Piper diagram (Piper 1944) [13], produced four hydro-chemical facies (fig. 3), which are Ca-Mg- HCO_3 , Na- HCO_3 , Ca-Na- SO_4 - HCO_3 (Mixed water type) and Na-Cl.

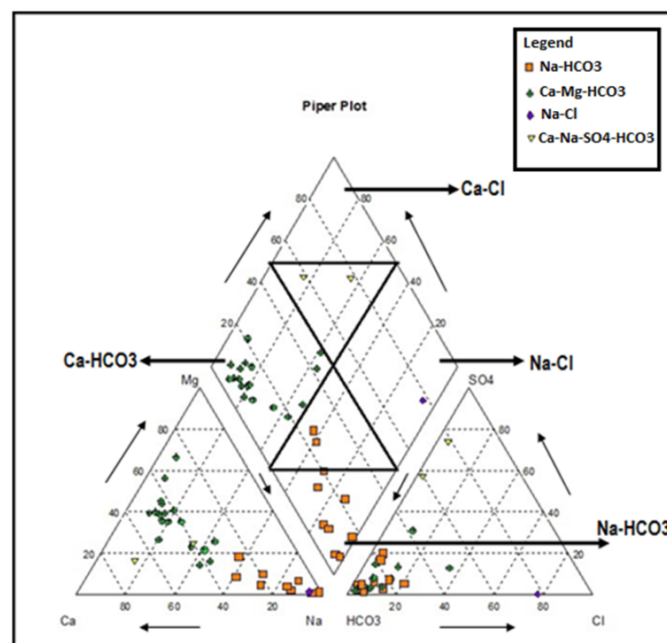


Fig. 3. Piper plot showing hydro-chemical facies in the study area

Map in fig. 4 shows the distribution of the hydrochemical facies in the study area and their borehole location. The Ca-Mg- HCO_3 facies mainly found in 18 of the

boreholes in the study area, these boreholes are mainly distributed in the Vryheid Fm and in the contact zones between the Karoo dolerite with the Volksrust Fm and with

the Vryheid Fm. This type of water is characterised by combined concentrations of Ca^{2+} , Mg^{2+} and HCO_3^- that exceeds 50% of the total dissolved constituent load in

meq/L. Such waters are typical of fresh and shallow groundwaters. This water type is mainly attributed to the dissolution of carbonate minerals.

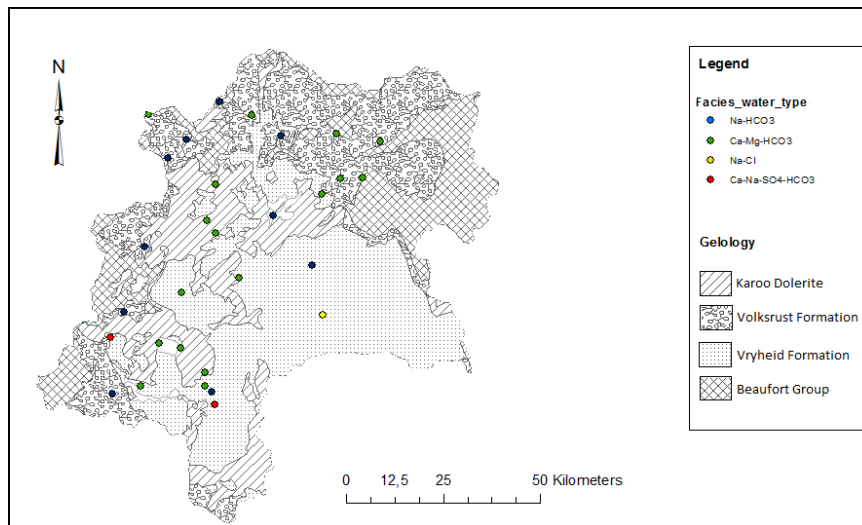


Fig. 4. Map showing spatial distribution of Hydro-chemical facies/water type in the study area

Na-HCO₃ characterises 10 boreholes in the study area, which are situated in the Vryheid Fm and Karoo dolerite. This type of facies generally indicates the occurrence of ion exchange processes in the area. It could also be attributed to silicate weathering, because of the high levels of Na⁺ and HCO₃⁻ which are end products of Albite weathering.

Ca-Na-SO₄-HCO₃ water type is a product of mixing of types characterises only two boreholes. This water type is mainly distributed in the contacts between the Vryheid Fm and Karoo dolerite. High Ca²⁺, Na⁺, SO₄²⁻ and HCO₃⁻ ions in this water type could be attributed to the combined influence of silicate weathering, calcite dissolution, ion exchange processes and gypsum dissolution.

Na-Cl facies is only found in one sample, which is situated in the Vryheid Fm. This facies is characterised by high levels of Na⁺ and Cl⁻ ions, which could be attributed to halite dissolution and ion exchange processes.

Major Ion chemistry. During movement of groundwater through its flow path, a number of processes occur which

gives rise to the ionic composition of the groundwater. The major ion chemistry of the groundwater is the result of these processes and can therefore be used to determine the major processes that are responsible for the composition of the groundwater.

Rock Water Interaction. The TDS vs. Na⁺/(Na⁺+Ca²⁺) and TDS vs. Cl⁻/(Cl⁻+HCO₃⁻) (Gibbs, 1970) [7] scatter plot can be used to identify the occurrence of rock-water interaction processes. The diagram is divided into three fields, the rock-water interaction, precipitation and evaporation. In these diagrams the samples falling in the centre of the curve indicate an origin from rock-water interaction. Fig. 5.a and b represent Gibbs TDS vs. Na⁺/(Na⁺+Ca²⁺) and TDS vs. Cl⁻/(Cl⁻+HCO₃⁻) scatter plots plotted using groundwater samples from the study area. These results show that most of the groundwater samples fall in the centre of the curve, which is indicative of the dominance rock-water interaction as the main process in the study area.

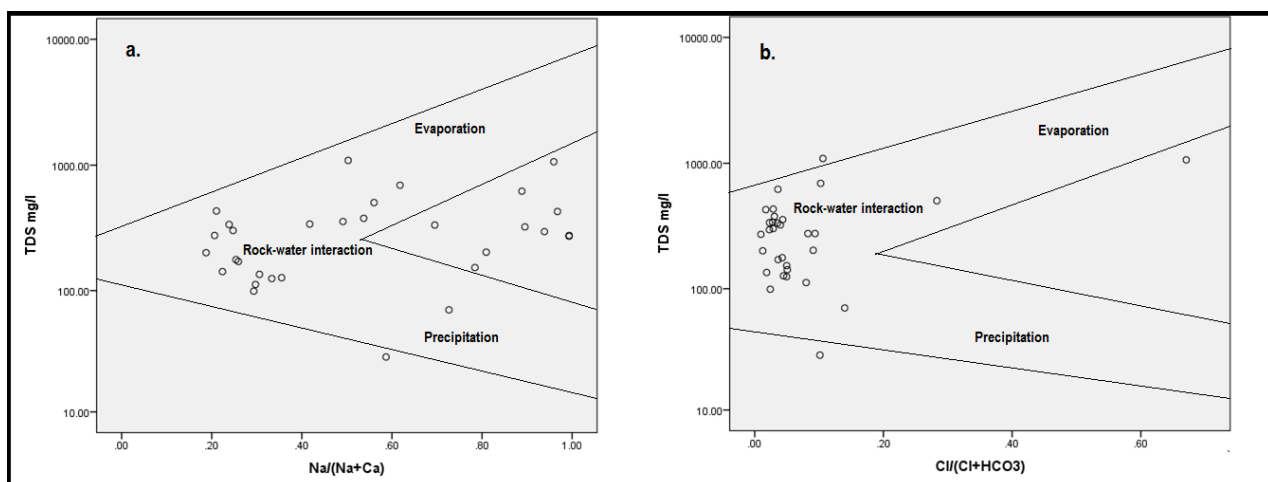


Fig. 5. Rock-water interaction diagram

During the process of rock-water interaction a variety of chemical processes occur such as weathering and dissolution, ion exchange processes oxidation and reduction. The

results in fig. 5.a and b can be further classified into the above mentioned chemical processes by using their concentrations and associations.

Weathering and Dissolution. Carbonate weathering, silicate weathering, halite, gypsum dissolution and precipitation are common in an aquifer system (Elango and Kannan, 2007) [5]. Datta and Tyagi (1996) [3] explained this using the $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ vs $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ scatter plot (Fig. 6). They explained that the points falling along the equiline suggest that these ions have resulted from weathering of carbonates, sulphate minerals (gypsum and anhydrite) and silicate minerals. They further explained that those that lie above the equiline are due to silicate weathering while those below the line are due to carbonate weathering.

Fig. 6 represents the $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ vs $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ scatter plot plotted using the groundwater samples from the study area, almost 50% of the sample points plot above the equiline, which indicates the dominance of silicate weathering in the study area. While the remaining points plot along the equiline which suggest the combined influence of weathering of carbonates, sulphate minerals (gypsum and anhydrite) and silicate minerals.

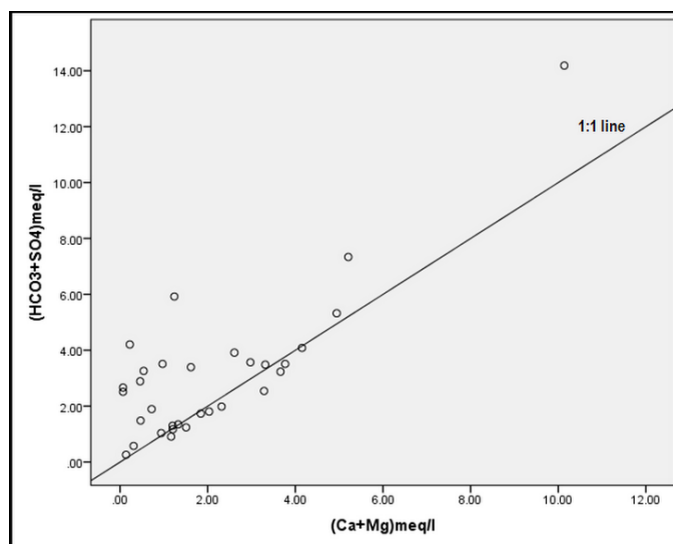


Fig. 6. $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ vs $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$

In a silicate terrain, if the calcium and bicarbonate in groundwater originated from calcite, the equivalent ratio of dissolved Ca^{2+} and HCO_3^- in the groundwater should be 1:2, whereas if from dolomite weathering, it should be 1:4 (Subramani et al., 2010) [17]. In the Ca^{2+} vs HCO_3^- (fig 7) scatter plot, sample points that plot along the 1:2

line indicate contribution from calcite while those that plot along the 1:4 line indicate contribution from dolomite. Most of sample points from the study area plot along the 1:2 which indicates the dominance of calcite over dolomite as the source.

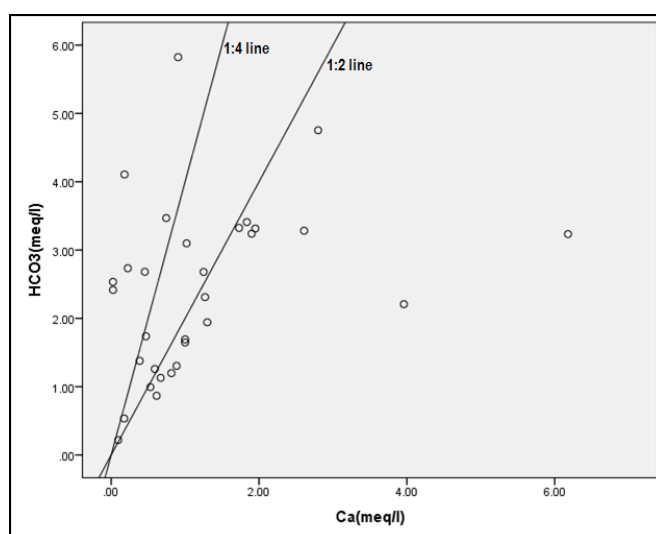
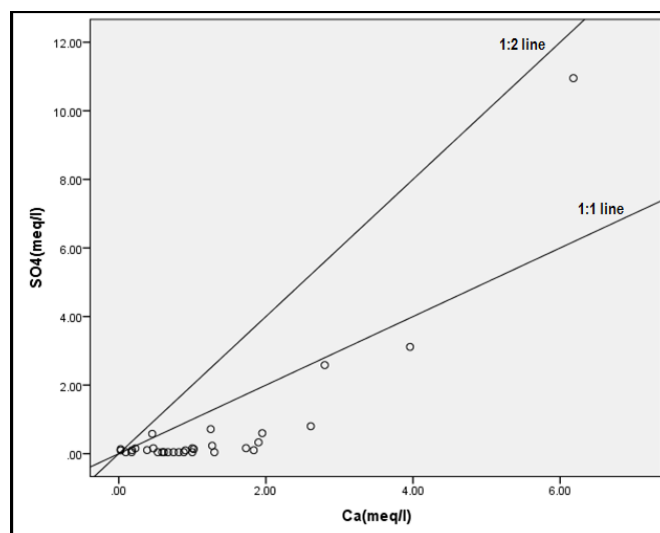


Fig. 7. Ca^{2+} vs. HCO_3^- scatter diagram

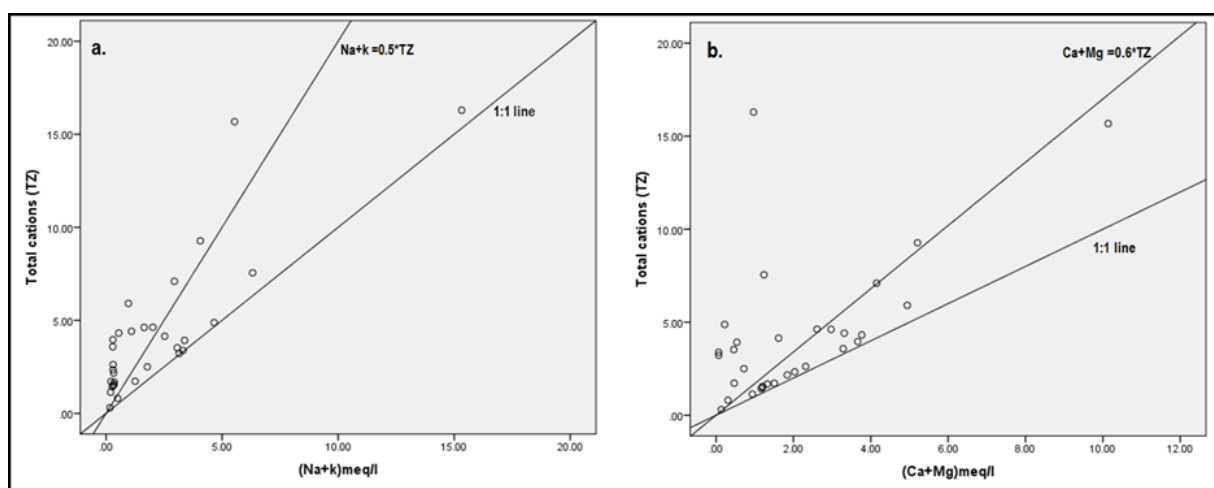
Another source of Ca^{2+} and SO_4^{2-} in groundwater systems could be gypsum/anhydrite dissolution. If gypsum/anhydrite dissolution is the major source of the calcium and sulphate in the groundwater then the $\text{Ca}^{2+}/\text{SO}_4^{2-}$ ratio should be almost 1:1 (Das and Kaur

2001) [2]. Ca^{2+} vs SO_4^{2-} (Fig. 8) shows that most of the sample points plot below the 1:1 line, which indicates the excess of calcium over sulphate and highlights additional geochemical processes as the source of these ions.

Fig. 8. Ca^{2+} vs. SO_4^{2-} scatter diagram

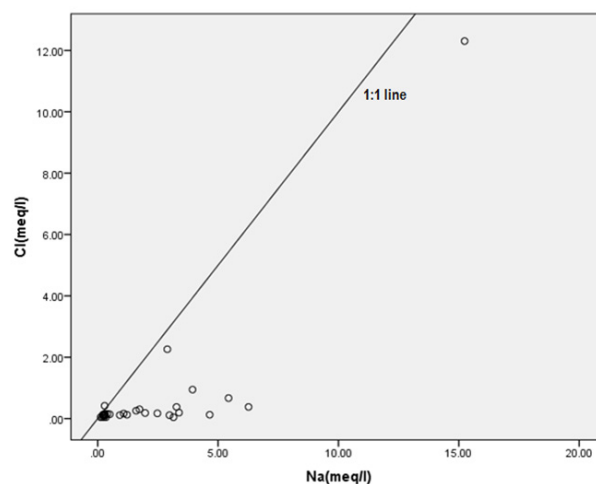
The contribution of silicate weathering to cation concentration of the groundwater can also be explained ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$)/Total cation index (Stallard and Edmond, 1983; Elango and Kannan, 2007) [5, 16]. The $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ vs. TZ+ (Fig. 9.a) scatter plot shows that majority of the points plot above the 1:1 and near the $\text{Na}^+ + \text{K}^+ = 0.5 \cdot \text{TZ}^+$, which sug-

gest that cation in the groundwater might have been derived from silicate weathering. However, there are those few that deviate from this line, this suggest the likelihood of $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ exchange processes which might have reduced the amount of Na^+ in the groundwater.

Fig. 9. a: $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ vs Total cations (TZ); b: $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ vs Total cations (TZ)

The $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ vs. TZ (fig. 9.b) scatter plot can also be used to verify the role of silicate weathering in cation concentration of groundwater (Maharana et al., 2015) [11]. Majority of the sample points lie above the 1:1 line and along the $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} = 0.6 \cdot \text{TZ}$ line, this suggest an increasing contribution of Na^+ and K^+ from silicate weathering.

The dissolution of halite (NaCl) is understood as one of the major sources of both sodium and chloride in groundwater. In general, when halite dissolution is the source of these ions, Na^+ vs. Cl^- relationship gives 1:1 ratio (Nur et al., 2012) [12]. The Na^+ vs. Cl^- diagram (fig. 10) of the study area shows that most groundwater samples fall below the equiline which indicates that halite dissolution is not the major process responsible for the Na^+ and Cl^- ion concentration in the groundwater. The enrichment of Na^+ more than Cl^- points to silicate weathering as a more likely source of Na^+ in the water.

Fig. 10. Relationships between Na^+ and Cl^-

Ion Exchange processes. Fisher and Mullican (1997) [6] reported that if ion exchange is a significant composition controlling processes in groundwater, the relationship between $(\text{Na}^+ - \text{Cl}^-)$ vs $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ should be linear with a slope of -1.0 . Fig. 11 shows the

ion exchange scatter plot for the groundwater samples from the study area. The groundwater samples of the study area define a straight line ($R^2 = 0.98$) with a slope of -0.9 , which indicates the occurrence of ion exchange in the study area.

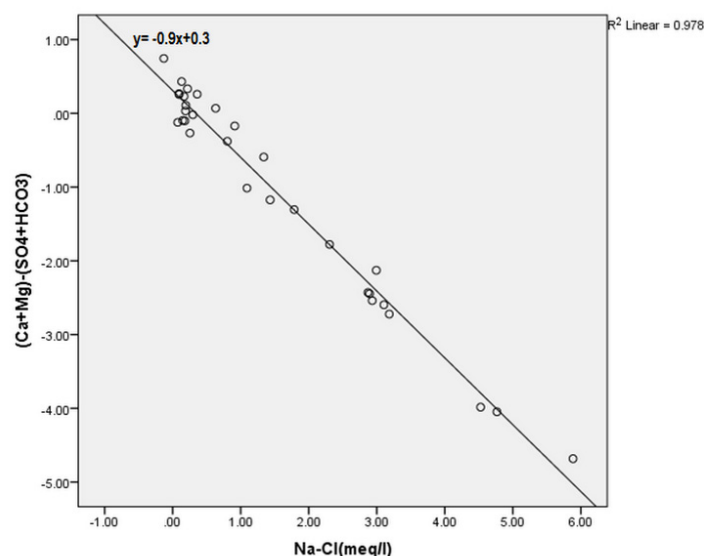


Fig. 11. Ion exchange scatter diagram

Further, it is reported that the plot for $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ vs $\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$ can be used as an identifier of ion exchange process (Srinivasamoorthy et. al., 2012) [15]. If normal ion exchange is the process, the points shift to left side of the plot due to excess $\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$. If reverse ions exchange is the process, points shift right due to excess $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$. In the $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ vs $\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$ (fig. 6) the most points shift to left side of the plot due to excess $\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$, which is indicative of normal ion exchange in the study area.

$\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ versus Na^+ plot can also be used to indicate the type of ion exchange occurring in an area. A high concentration of $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ over Na^+ generally indicates reverse ion exchange, while high Na^+ over $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ indicates normal ion exchange in this plot. Fig. 12 shows

the most of the samples fall toward the $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ concentration, indicating the occurrence of reverse ion exchange in the area.

Evaporation. Evaporation is also one of the important processes that affect groundwater chemistry and the Gibbs plot in figure 6 shows some influence of evaporation in some samples in the study area. Na^+/Cl^- ratio could be used to identify the evaporation process in groundwater (Subramani et. al, 2010) [17]. Evaporation will increase the concentration of total dissolved solids in groundwater, and the Na^+/Cl^- ratio remains the same, and it is one of the good indicating factors of evaporation. If evaporation is the dominant process, Na^+/Cl^- ratio should be constant when EC rises (Jankowski and Acworth 1997) [10].

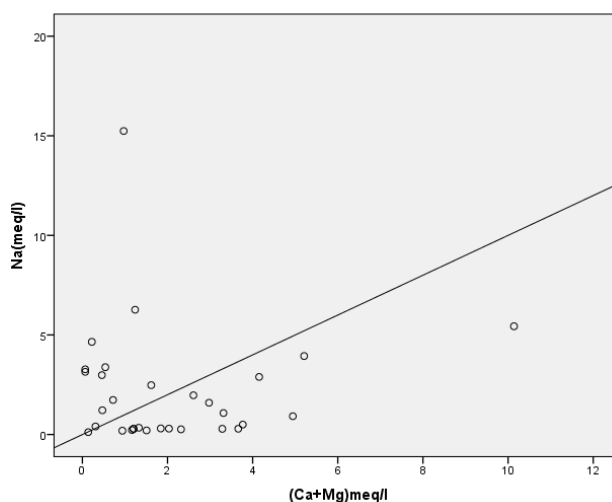


Fig. 12. Na^+ vs. $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ plot showing increased concentration of Ca^{2+} compared to Na^+ indicating reverse ion exchange

Fig. 13 shows an inclined trend; Na^+/Cl^- ratio slightly decreases with an increase in EC and only a few samples

show an increase the concentration of total dissolved solids in groundwater as Na^+/Cl^- ratio remains constant.

This confirms that evaporation though might have played a part in the concentration of ions in the groundwater in

the study area; it is not the main processes and this is also confirmed by fig. 6.

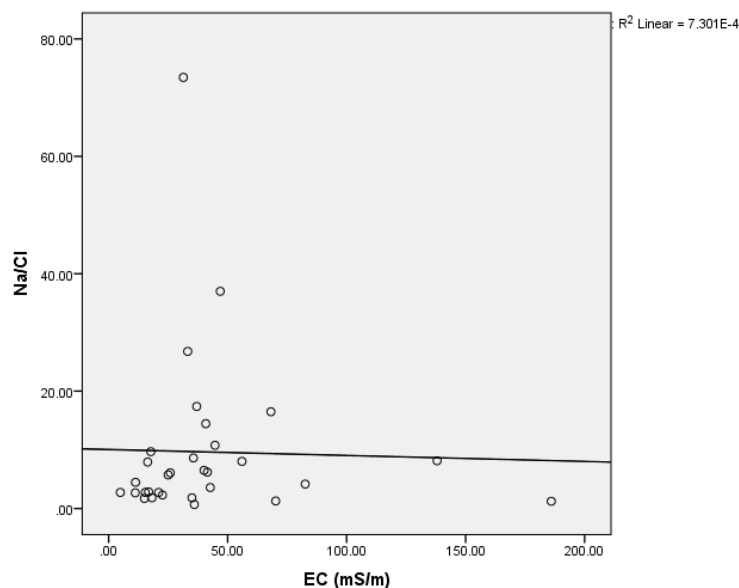


Fig. 13. Relationships between Na⁺/Cl⁻ and EC

Land use. Apart from the natural/geological controls on groundwater chemistry, land use plays a major role in altering the chemistry of groundwater. The correlation between sulphate and chloride can provide evidence or indicate the effects of surface contamination, especially irrigation return flows. If the correlation is strong it is indicative of a possible

strong influence of land use on groundwater chemistry (Subramani et al., 2010) [17]. Fig. 14 represents the Cl⁻ vs SO₄²⁻ scatter plot for the study area. It shows that the relationship between Cl⁻ and SO₄²⁻ is not strong, which indicates that land use is not a major composition controlling processes in the study area.

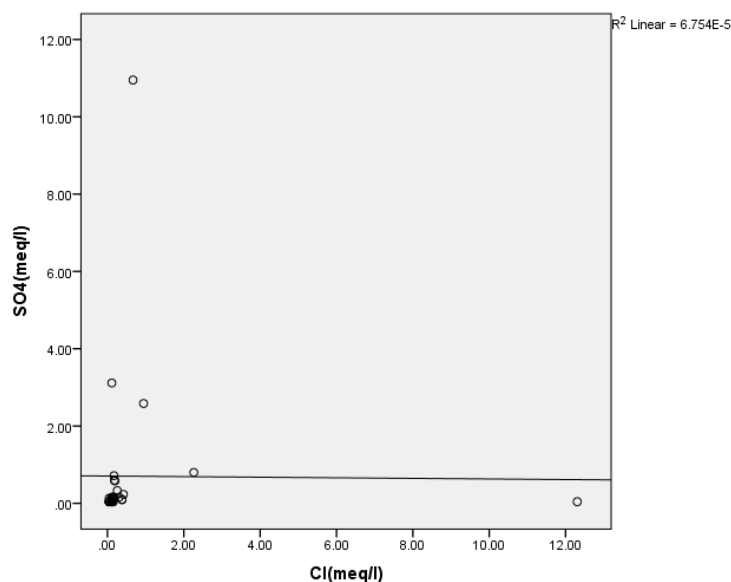


Fig. 14. Cl⁻ Vs SO₄²⁻ (effect of land use on groundwater chemistry)

Conclusion. Results of the hydrochemistry suggest that all the water samples are alkaline in nature. Classical hydrochemical methods showed the existence of four hydrochemical facies/water types in the area, the Ca-(Mg)-HCO₃, Na-HCO₃, Mixed water Ca-Na-SO₄-HCO₃ and the Na-Cl water type. The facies show the evolution of groundwater from Ca-Mg-HCO₃ to Na-HCO₃ through silicate weathering and reverse ion exchange processes and to Na-Cl through halite dissolution and ion exchange processes. The Ca-Na-SO₄-HCO₃ water type is a result of mixing of different water

type. The analysis of the major ion chemistry and their spatial distribution indicated the dominance of rock-water interaction as the main process controlling groundwater chemistry in the area. It also indicated the influence of anthropogenic activities in the area. It further showed that the ionic concentration is due to silicate weathering, carbonate weathering, cation exchange (both reverse and normal), gypsum dissolution and halite dissolution, with silicate weathering being the most dominant.

References:

1. Catuneanu, O., Wopfner, H., Eriksson, P., Cairncross, B., Rubidge, B., Smith et al. (2005). The Karoo basins of south-central Africa, *Journal of African Earth Sciences*, 43, 1, 211–253.
2. Das, B.K., Kaur, P. (2001). Major ion chemistry of Renuka lake and weathering processes, Sirmaur district, Himachal Pradesh, India, *Environmental Geology*, 40, 7, 908–917.
3. Datta, P., Tyagi, S. (1996). Major ion chemistry of groundwater in Delhi area: chemical weathering processes and groundwater flow regime, *Geological Society of India*, 47, 2, 179–188.
4. Department Water Affairs and Forestry (DWAF), 2008. KwaZulu-Natal Groundwater Plan, Version 2. (N.p.). (<http://dwaf-www.pwv.gov.za/standards/>) as KWAZULU NATAL Groundwater Plan_Updated.doc. Retrieved from <https://www.dwa.gov.za/Groundwater/documents/KZNgwPlan9Jan08.pdf>.
5. Elango, L., Kannan, R. (2007). Rock–water interaction and its control on chemical composition of groundwater. *Developments in environmental science*, 5, 229–243.
6. Fisher, R.S., Mullican III, W.F. (1997). Hydrochemical evolution of sodium-sulfate and sodium-chloride groundwater beneath the Northern Chihuahuan Desert, Trans-Pecos, Texas, USA, *Hydrogeology Journal*, 5, 2, 4–16.
7. Gibbs, R.J. (1970). Mechanisms controlling world water chemistry, *Science* (New York, N.Y.), 170, 3962, 1088–1090.
8. Herring, B., Grove, G., Meier, R. (2002). Ground-Water Resources in the White and West Fork White River Basin, Indiana. State of Indiana Department of Natural Resources, Division of Water. *Water Resource Assessment 2002-6* Printed By Authority of the State of Indiana Indianapolis, Indiana. Retrieved from https://www.in.gov/dnr/water/files/WFWR_web1-26.pdf.
9. Hiscock, K.M. (2009). *Hydrogeology: principles and practice*. Wiley-Blackwell, John Wiley & Sons, Inc., E-book. February 2009. Retrieved from <http://www.wiley.com/WileyCDA/WileyTitle/productCd-1405144505.html>.
10. Jankowski, J., Acworth, R.I. (1997). Impact of Debris-Flow Deposits on Hydrogeochemical Processes and the Development of Dry land Salinity in the Yass River Catchment, New South Wales, Australia, *Hydrogeology Journal*, 5, 4, 71–88.
11. Maharana, C., Gautam, S.K., Singh, A.K., Tripathi, J.K. (2015). Major ion chemistry of the Son River, India: Weathering processes, dissolved fluxes and water quality assessment. *Journal of Earth System Science*, 124, 6, 1293–1309.
12. Nur, A., Ishaku, J.M., Yusuf, S.N. (2012). Groundwater Flow Patterns and Hydrochemical Facies Distribution Using Geographical Information System (GIS) in Damaturu, Northeast Nigeria. *International Journal of Geosciences*, 3, 1096–1106. <http://dx.doi.org/10.4236/ijg.2012.35111>.
13. Piper, A.M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water - analyses. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 25, 6, 914–928.
14. Sivasubramanian, P., Balasubramanian, N., Soundranayagam, J.P., Chandrasekar, N. (2013). Hydrochemical characteristics of coastal aquifers of Kadaladi, Ramanathapuram District, Tamilnadu, India. *Applied Water Science*, 3, 3, 603–612.
15. Srinivasamoorthy, K., Vasanthavigar, M., Chidambaram, S., Anandhan, P., Manivannan, R., Rajivgandhi, R. (2012). Hydrochemistry of groundwater from Sarabanga Minor Basin, Tamilnadu, India. *Proceedings of the International Academy of Ecology and Environmental Sciences*, 2, 3, 193–203.
16. Stallard, R.F., Edmond, J.M. (1983). Geochemistry of the Amazon. 2. The Influence of Geology and Weathering Environment on the Dissolved-Load. *Journal of Geophysical Research, Oceans and Atmospheres*, 88(NC14), 9, 671–9, 688.
17. Subramani, T., Rajmohan, N., Elango, L. (2010). Groundwater geochemistry and identification of hydrogeochemical processes in a hard rock region, Southern India. *Environmental monitoring and assessment*, 162, 1–4, 123–137.
18. / *Water Resource Assessment 2002-6* Printed By Authority of the State of Indiana Indianapolis, Indiana. – Indiana, 2002. – 112 p. – Режим доступа: https://www.in.gov/dnr/water/files/WFWR_web1-26.pdf.
19. Hiscock, K. M. *Hydrogeology: principles and practice* [E-book] / K. M. Hiscock. – Wiley-Blackwell : John Wiley&Sons., Inc., 2009. – 408 p. – Режим доступа: <http://www.wiley.com/WileyCDA/WileyTitle/productCd-1405144505.html>.
20. Jankowski, J. Impact of Debris-Flow Deposits on Hydrogeochemical Processes and the Development of Dry land Salinity in the Yass River Catchment, New South Wales, Australia / J. Jankowski, R. I. Acworth. - *Hydrogeology Journal*. – 1997. – Vol. 5, No. 4. – P. 71–88.
21. Major ion chemistry of the Son River, India: Weathering processes, dissolved fluxes and water quality assessment / C. Maharana, S. K. Gautam, A. K. Singh, J. K. Tripathi. – 2015. – *Journal of Earth System Science*. – Vol. 124, No. 6. – P. 1293–1309.
22. Nur, A. Groundwater Flow Patterns and Hydrochemical Facies Distribution Using Geographical Information System (GIS) in Damaturu, North-east Nigeria / A. Nur, J. M. Ishaku, S. N. Yusuf. - *International Journal of Geosciences*. – 2012. – Vol. 3. – P. 1096–1106. – <http://dx.doi.org/10.4236/ijg.2012.35111>.
23. Piper, A. M. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water - analyses / A. M. Piper. – *Eos, Transactions American Geophysical Union*. – 1944. – Vol. 25, No. 6. – P. 914–928.
24. Hydrochemical characteristics of coastal aquifers of Kadaladi, Ramanathapuram District, Tamilnadu, India / P. Sivasubramanian, N. Balasubramanian, J. P. Soundranayagam, N. Chandrasekar. - *Applied Water Science*. – 2013. – Vol. 3, No. 3. – P. 603–612.
25. Hydrochemistry of groundwater from Sarabanga Minor Basin, Tamilnadu, India / K. Srinivasamoorthy, M. Vasanthavigar, S. Chidambaram et al. – *Proceedings of the International Academy of Ecology and Environmental Sciences*. – 2012. – Vol. 2, No. 3. – P. 193–203.
26. Stallard, R. F. Geochemistry of the Amazon. 2. The Influence of Geology and Weathering Environment on the Dissolved-Load / R. F. Stallard, J. M. Edmond. - *Journal of Geophysical Research, Oceans and Atmospheres*. – 1983. – 88(NC14). – Vol. 9. – P. 671–9, 688.
27. Subramani, T. Groundwater geochemistry and identification of hydrogeochemical processes in a hard rock region, Southern India / T. Subramani, N. Rajmohan, L. Elango. – *Environmental monitoring and assessment*. – 2010. – Vol. 162, No. 1–4. – P. 123–137.

Надійшла до редколегії 24.06.16

Список використаних джерел:

1. The Karoo basins of south-central Africa / O. Catuneanu, H. Wopfner, P. Eriksson et al. // *Journal of African Earth Sciences*. – 2005. – Vol. 43, No. 1. – P. 211–253.
2. Das, B. K. Major ion chemistry of Renuka lake and weathering processes, Sirmaur district, Himachal Pradesh, India / B. K. Das, P. Kaur // *Environmental Geology*. – 2001. – Vol. 40, No. 7. – P. 908–917.
3. Datta, P. Major ion chemistry of groundwater in Delhi area: chemical weathering processes and groundwater flow regime / P. Datta, S. Tyagi // *Geological Society of India*. – 1996. – Vol. 47, No. 2. – P. 179–188.
4. KwaZulu-Natal Groundwater Plan [Electronic resource] / Department Water Affairs and Forestry (DWAF). – 2008. – Version 2. – (<http://dwaf-www.pwv.gov.za/standards/>) as KWAZULU NATAL Groundwater Plan_Updated.doc. – Режим доступа: <https://www.dwa.gov.za/Groundwater/documents/KZNgwPlan9Jan08.pdf>.
5. Elango, L. Rock–water interaction and its control on chemical composition of groundwater / L. Elango, R. Kannan // *Developments in environmental science*. – 2007. – Vol. 5. – P. 229–243.
6. Fisher, R. S. Hydrochemical evolution of sodium-sulfate and sodium-chloride groundwater beneath the Northern Chihuahuan Desert, Trans-Pecos, Texas, USA / R. S. Fisher, W. F. Mullican III // *Hydrogeology Journal*. – 1997. – Vol. 5, No. 2. – P. 4–16.
7. Gibbs, R. J. Mechanisms controlling world water chemistry / R. J. Gibbs // *Science*. – New York : N.Y., 1970. – Vol. 170, No. 3962. – P. 1088–1090.
8. Herring, B. Ground-Water Resources in the White and West Fork White River Basin, Indiana [Electronic resource] / B. Herring, G. Grove, R. Meier ; State of Indiana Department of Natural Resources, Division of Water

П. Нолакана, магістр,
А. Сіад, д-р філософії,
Х. Соломон, магістр
Прикладна геологія Факультету наук про Землю,
Університет Західної Капської провінції, Південна Африка
E-mail: amsiad@uwc.ac.za

ГЕОХІМІЧНА ОЦІНКА ЯКОСТІ ПІДЗЕМНИХ ВОД У НЬЮКАСЛІ, КВАЗУЛУ-НАТАЛЬ, ПІВДЕННА АФРИКА

Гідрохімічні дослідження, виконані в м. Ньюкасл у ПАР, у провінції Квазулу-Наталь, дозволили визначити основні геохімічні процеси, що визначають хімічний склад підземних вод. Було відібрано 31 зразок і проаналізовано їх на вміст іонів магнію (Mg^{2+}), кальцію (Ca^{2+}), натрію (Na^{+}), калію (K^{+}), хлору (Cl^{-}), сульфур (SO_4^{2-}), бікарбонату (HCO_3^{-}), нітрату (NO_3^{-}), флуору (F^{-}), визначено рН, загальну мінералізацію води (TDS) та електропровідність (EC). Для більш детального розуміння процесів, що визначають склад води, було також застосовано класичні гідрохімічні методи, гідрофациальний аналіз і аналіз розподілу основних іонів. На основі гідрохімічних фаций, з використанням діаграм розсіювання основних іонів, було зроблено висновок, що головні процеси, які впливають на хімічний склад підземних вод досліджуваної території, це процеси, пов'язані із взаємозв'язками порода-вода. Концентрацію іонів визначають вивітрювання силікатних і карбонатних порід, а також іонообмінні процеси.

Ключові слова: геохімія підземних вод, хімія іонів, гідрохімічні фация (типи вод).

П. Нолакана, магистр,
А. Сиад, д-р философии,
Х. Соломон, магистр
Прикладная геология Факультета наук о Земле,
Университет Западной Капской провинции, Южная Африка,
E-mail: amsiad@uwc.ac.za

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД В НЬЮКАСЛЕ, КВАЗУЛУ-НАТАЛЬ, ЮЖНАЯ АФРИКА

Гидрохимические исследования, выполненные в г. Ньюкасл в ЮАР, в провинции Квазулу-Наталь, позволили определить основные геохимические процессы определяющие химический состав подземных вод. Был отобран 31 образец и проанализирован их состав на содержание ионов магния (Mg^{2+}), кальция (Ca^{2+}), натрия (Na^{+}), калия (K^{+}), хлора (Cl^{-}), серы (SO_4^{2-}), бикарбоната (HCO_3^{-}), нитрата (NO_3^{-}), фтора (F^{-}), определены рН, общая минерализация воды (TDS) и электропроводность (EC). Для более полного понимания процессов, определяющих состав воды, также применялись классические гидрохимические методы, гидрофациальный анализ и анализ распределения основных ионов. На основе гидрохимических фаций, с применением диаграмм рассеяния основных ионов, был сделан вывод о том, что основные процессы, влияющие на химический состав подземных вод территории исследования, это процессы, зависящие от взаимных связей порода-вода. Концентрация ионов определяется выветриванием силикатных и карбонатных пород, а также ионообменными процессами.

Ключевые слова: геохимия подземных вод, химия ионов, гидрохимические фации (типы вод).

УДК 553.504.06

С. Кошарна, асп.,
Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна,
E-mail: sofia.kosharna@ukr.net

ОЦІНКА ЕКОЛОГІЧНИХ РИЗИКІВ З ВРАХУВАННЯМ АСИМІЛЯЦІЙНОГО ПОТЕНЦІАЛУ ТЕРИТОРІЙ

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

Проведено аналіз матеріалів, що описують методики обрахунку екологічних ризиків та оцінки асиміляційного потенціалу різних природних середовищ. Дослідження зосереджене на виявленні та обґрунтуванні взаємозв'язків між цими показниками стану територій, та можливостях удосконалення окремих методик розрахунку екологічних ризиків через врахування асиміляційного потенціалу.

Показники стану територій, що задіяні у розрахунках, вказують на доцільність продовження роботи з удосконалення методик обчислення збитків від забруднення як компонентів геологічного середовища, так й інших природних середовищ, оскільки запропоновані для використання залежності із новим ключовим компонентом можуть допомогти збереженню екологічної безпеки територій використання надр та суттєво вплинути на усю систему планування проведення тих чи інших геологічних робіт.

Отримані результати дають надію, що запропонований методичний підхід щодо кількісної оцінки екологічних ризиків з урахуванням асиміляційного потенціалу територій сприятиме спрощенню прогнозування екологічних збитків при плануванні діяльності з використання надр.

Ключові слова: асиміляційний потенціал, екологічні ризики, економічні ризики, антропогенне навантаження, екологічні збитки.

Вступ. За останні роки зростаючий антропогенний вплив на складові геологічного середовища (ГС) країн світу й України в тому числі, його забруднення різними відходами виробництва разом з надмірним використанням природних ресурсів, особливо мінерально-сировинних, обумовив обговорення проблеми асиміляційного потенціалу ГС територій і прогнозування екологічних збитків.

На сьогоднішній день використання асиміляційного потенціалу природного середовища розглядається як вельми своєчасне та актуальне, оскільки асиміляційна здатність ГС щодо викидів, скидів шкідливих речовин і енергії та складування відходів у результаті господарської діяльності є однією з найбільш важливих форм стійкості екосистем стосовно антропогенного впливу. При цьому, оцінка обмеженої здатності екологічних систем щодо нейтралізації та знешкодження, у певних межах, забруднень, разом із встановленням обґрунтованої плати за її використання, є найменш розробленою.

Метою проведеного дослідження було встановлення взаємозв'язку екологічних збитків із екологічними ризиками та ролі, яку відіграє асиміляційний потенціал у даному "симбіозі". Дослідження базується на використанні літературних джерел, у яких піднімаються питання оцінки ризиків для просторово-розосереджених техногенних геологічних систем в умовах широкого розвитку численних загроз.

Постановка проблеми. Враховуючи нерозривність зв'язку всіх природних процесів та явищ із геологічним середовищем і розгляду всіх негативних змін цього середовища з точки зору їхньої прямої небезпеки для людини й природних систем, необхідність удосконалення системи екологічної безпеки шляхом включення нових структурних компонентів ГС постає все більш гостро [1–2].

Існує тісний взаємозв'язок таких понять, як "екологічний ризик" і "асиміляційний потенціал". Кількісним виразом ризику є ймовірний екологічний збиток у випадку його реалізації. Водночас, екологічні збитки, воєвчидь, у повному обсязі виникають при зниженні асиміляційного потенціалу території до рівня, меншого за мінімально допустимий. Тому більш детальні дослідження взаємозв'язку асиміляційного потенціалу

територій з існуючими на них екологічними ризиками вельми актуальне.

Для проведення найбільш повного дослідження щодо стану проблеми було використано дослідження багатьох учених, у тому числі, О.Л. Рагозіна, В. Келлі, М.М. Коржнева, та інших [3, 6, 7 та ін.], чиї роботи стали підґрунтям для виведення означених у статті закономірностей та гіпотез. Основою ж для запропонованих нами економічних розрахунків екологічних збитків стала монографія С.О. Апостолюка, В.С. Джигиря, А.С. Апостолюка "Промислова екологія" [5] та викладки зі статей Ю.В. Зінченка [2 та ін.].

Основна частина. Розвиток теорії взаємозв'язку екологічних збитків із екологічними ризиками робить очевидним, що асиміляційний потенціал у даному "симбіозі" має важливе значення. Спираючись на статті М.М. Коржнева та монографії за його редакцією [1, 3–4], де піднімаються питання оцінки ризиків для просторово-розосереджених техногенно-геологічних систем в умовах широкого розвитку численних загроз, необхідність введення нової компоненти розрахунків для більш точного опису рівня екологічних ризиків вважатимемо доцільною.

Взаємозалежність асиміляційного потенціалу та екологічних ризиків може бути пояснена від'ємною кореляцією останніх із місцевим (локальним) рівнем асиміляційного потенціалу (рис. 1). Іншими словами, часткове поглинання антропогенного навантаження максимально можливим асиміляційним потенціалом зменшує ризики, пов'язані із процесами порушення породного масиву, змінами режиму підземних вод, складування відходів та іншими загрозами. Отже, необхідність відшкодування екологічних збитків також наближається до нуля. У протилежному випадку, за умови перевищення антропогенним впливом максимального рівня концентрації, що може бути поглинутий мінімальним асиміляційним потенціалом, екологічні ризики, що його супроводжують, переходять до розряду екологічної загрози і створюють реальну можливість виникнення екологічної небезпеки внаслідок стійкого порушення рівноважного стану довкілля.

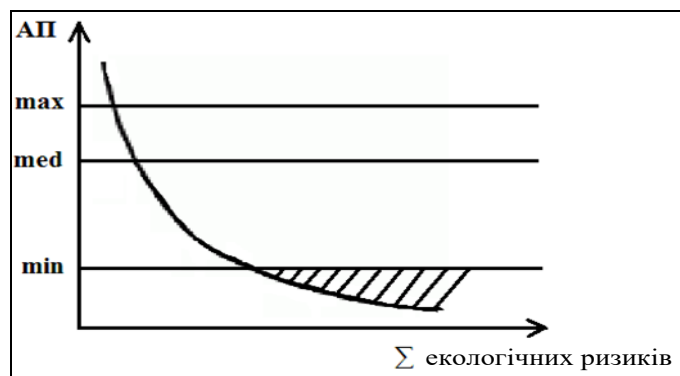


Рис. 1. Взаємозалежність асиміляційного потенціалу та екологічних ризиків

У більшості літературних джерел [2, 5–7] суть оцінки екологічного ризику вбачають у визначенні ймовірнісно-несприятливих для навколишнього середовища наслідків будь-яких змін природних об'єктів і факторів, проте жодна запропонована модель оцінки не була побудована з урахуванням здатності навколишнього середовища до самовідновлення.

Беручи за основу математичну модель О.Л. Рагозіна [6], спрямовану на оцінку соціальних та екологічних ризиків,

$$R_s(H) = P_x(H) \times V_s^t(H) \times V_s^s(H) \times D_p, \quad (1)$$

вводимо нові компоненти, що трансформують модель у таку залежність:

$$R_s(H) = \left(\frac{P_x(H) \times V_m(H)}{АП_0} \right) \times \left(\frac{V_s^t(H) \times V_s^s(H)}{C_{епк} - C_{фон}} \right) \times D_p, \quad (2)$$

де $P_x(H)$ – повторюваність небезпеки. Для даної величини також допустимо вираження ймовірністю повторюваності небезпеки на рік, $V_m(H)$ – ступінь ураженості території при певній небезпеці, $АП_0$ – асиміляційний потенціал середовища, $V_s^t(H)$ – ступінь ураженості населення в часі, $V_s^s(H)$ – ступінь ураженості в межах об'єктів із руйнуванням; $C_{епк}$ – Сфон – припустима величина надходження техногенного забруднення до елементів геологічного середовища, що формує його екологічний стан, D_p – загальна кількість населення у певній зоні ураження.

Таким чином окреслюються окремі співвідношення, у першому з яких контролюючим фактором є безпосередньо рівень асиміляційного потенціалу, що слугує свого роду амортизатором для виникнення повторних загроз та площі поширення ураженості території. Особливістю співвідношення є можливість змінювати компоненти, які складають ділене, використовуючи ті, що мають пряме відношення до реальних умов, щодо яких проводиться оцінка. Тобто у ролі багатofакторної невизначеності, що вступає у співвідношення із асиміляційним потенціалом, можуть виступати: географічні особливості потенціального забруднення, кількісний чи якісний склад потенціальної загрози.

Друге співвідношення ілюструє залежність, що виникає при співставленні ступеня ураженості населення з припустимою величиною надходження техногенного забруднення. В даному випадку, контролюючим фактором виступає остання, а ступінь ураженості виступає у прямо пропорційній залежності до неї. Дане співвідношення безпосередньо впливає на коливання рівня добробуту населення, що є стандартним критерієм оцінювання рівня необхідності людського втручання у регенераційний процес навколишнього середовища у більшості країн світу.

Для більш точного та ефективного застосування запропонованої моделі, параметр асиміляційного потенціалу середовища $АП_0$ може бути видозмінений на $АП_t$ – об'єм асиміляційного потенціалу території в різні пе-

ріоди часу, методика оцінки якого була використана у багатьох дослідженнях [4 та ін.]:

$$АП_t = АП_0 \times (1 - r) \times t \quad (3)$$

де $АП_t$ – об'єм асиміляційного потенціалу $АП$ у момент часу t , r – норма зменшення ресурсу від впливу різних антропогенних дій і початкової ситуації.

Таким чином, наведена раніше залежність може бути трансформована так:

$$R_s(H) = \left(\frac{P_x(H) \times V_m(H)}{АП_0 \times (1 - r) \times t} \right) \times \left(\frac{V_s^t(H) \times V_s^s(H)}{C_{епк} - C_{фон}} \right) \times D_p = \left(\frac{P_x(H) \times V_m(H)}{АП_t} \right) \times \left(\frac{V_s^t(H) \times V_s^s(H)}{C_{епк} - C_{фон}} \right) \times D_p. \quad (4)$$

Запропонована модель, повертає нас до питання взаємозв'язку екологічних ризиків із екологічними збитками. Численними дослідженнями у сфері екологічної економіки неодноразово піднімалися питання оцінки екологічних збитків різних природних середовищ [3], що знаходило відображення у відповідних математичних виразах. Так, для розрахунку економічного збитку від забруднення водних джерел $Збв$, запропонований вираз характеризує його множиною питомого збитку на одиницю приведенного об'єму стічних вод ($Епит$) та приведеним об'ємом стічних вод (Π):

$$Зб_в = Е_{пит} \times \Pi. \quad (5)$$

Але для встановлення логічного зв'язку між екологічними ризиками та збитками необхідне звернення до суто економічних норм, згідно з якими очікувана величина збитку є множиною коефіцієнта ризику та очікуваних прибутків, як зазначає у своїх дослідженнях Л.І. Донець. Трансформація подібного твердження на екологічний манер буде мати такий вигляд:

$$Зб_в = Pr_{exp} \times \left(\frac{P_x(H) \times V_m(H)}{АП_{в.сер}} \right) \times \left(\frac{V_s^t(H) \times V_s^s(H)}{C_{епк} - C_{фон}} \right) \times D_p, \quad (6)$$

де Pr_{exp} – є очікуваним прибутком, а $АП_{в.сер.}$ може визначатися формулою В. Келлі [7], розробленою суто для вимірювання асиміляційного потенціалу водного середовища:

$$АС = (C_{max} - C_{фон}) \times F_{95} \times 86.4, \quad (7)$$

у якій $АС$ – асиміляційний потенціал, C_{max} – ГДК, визначена за стандартами якості навколишнього середовища, $C_{фон}$ – другорядний/фоновий хімічний моніторинг концентрацій у досліджуваному середовищі, F_{95} – гідрометрія потоку, m^3/c , а коефіцієнт 86.4 – виведений дослідним шляхом у центрі екологічних оцінок лондонського відділення Агентства захисту навколишнього середовища. Тож, у розгорнутому варіанті вираз матиме такий вигляд:

$$Зб_в = Pr_{exp} \times \left(\frac{P_x(H) \times V_m(H)}{(C_{max} - C_{фон}) \times F_{95} \times 86.4} \right) \times D_p. \quad (8)$$

А враховуючи означену раніше можливість коригувати оцінку екологічного ризику не лише за допомогою загального рівня асиміляційного потенціалу середовища, але і відносно його обсягу в певний момент часу, визначення збитків водного середовища для різних періодів часу можливе через таке співвідношення:

$$3\delta_{\text{е}} = P_{\text{г. exp}} \times \left(\frac{P_x(H) \times V_m(H)}{((C_{\text{max}} - C_{\text{фон}}) \times F_{95} \times 86.4) \times (1-r) \times t} \right) \times \left(\frac{V_s^t(H) \times V_s^s(H)}{C_{\text{епк}} - C_{\text{фон}}} \right) \times D_p. \quad (9)$$

У свою чергу, збитки від забруднення твердими відходами виробництва, звичай, враховують шляхом сумування всіх характерних цьому процесу збитків:

$$3\delta_{\text{вдх}} = 3\delta_{\text{тр}} + 3\delta_{\text{тер}} + 3\delta_{\text{фгтм}}^{\text{вт}} + 3\delta_{\text{вод}}^{\text{вт}}. \quad (10)$$

де $3\delta_{\text{тр}}$ – витрати на проведення завантажувально-розвантажувальних операцій, транспортування відходів від підприємства до місця їхньої ліквідації, $3\delta_{\text{тер}}$ – збитки, що їх завдає промислове виробництво, $3\delta_{\text{фгтм}}^{\text{вт}}$ – збитки, пов'язані із вторинним забрудненням атмосфери, $3\delta_{\text{водвт}}^{\text{вт}}$ – збитки, пов'язані із вторинним забрудненням води. Матеріал, який можна взяти за основу для вдосконалення методу оцінки збитків від забруднення твердими відходами виробництва, виділений у роботах Ю.В. Зінченка [2], де автор доказово обґрунтовує необхідність розрахунку та використання ймовірностей настання негативної події та економічного збитку окремо для кожного ресурсу природного середовища у зв'язку з методичними особливостями цих природних компонентів. З урахуванням дій факторів ризику, автор пропонує доволі прозорий шлях його оцінки:

$$R = P \times D, \quad (11)$$

де R – вартісний вираз ризику, P – ймовірність події, D – вартісний обсяг збитків.

Для спрямування вираженої Ю.В. Зінченком [2] ідеї у русло визначення екологічних збитків, нами пропонується до використання такий вираз:

$$3\delta_{\text{вдх}} = \sum 3\delta_i = \sum \left(\frac{R_s(H)_i}{P_i} \right), \quad (12)$$

де $R_s(H)_i$ та P_i – є сумарними частинними ймовірностями та екологічними ризиками для кожного виду збитків, що складають початкову економічну формулу визначення збитків від забруднення твердими відходами виробництва.

Висновки. Незважаючи на те, що методологічне питання кількісної оцінки екологічних ризиків та збитків із включенням асиміляційного потенціалу як нової компоненти до кінця не вирішене та нормативно не затверджене, підсумування вище викладеного та врахування

вагомої ролі асиміляційного потенціалу у системі обрахунків екологічних ризиків і збитків приводить нас до висновку, що обчислення їхніх потенційних величин за допомогою запропонованих формул, куди було включено основні фактори та враховано їхню взаємодію, значно спростять у подальшому розрахунок ступеня ураження територій і, як наслідок, прогнозування екологічних збитків від здійснення проектів з використання надр.

Список використаних джерел:

1. Екологічна геологія : підручник / М. М. Коржнев, С. А. Вижва, О. Є. Кошляков та ін.; за ред. М. М. Коржнева. – К.: ВПЦ Київський Університет, 2006. – 235 с.
2. Зінченко Ю. В. Методичні підходи до аналізу екологічного ризику / Ю. В. Зінченко // Економічні інновації. – 2015. – Випуск №60, Книга 1. – С. 141–153.
3. Коржнев М. Н. Ресурсные и экологические критерии определения ассимиляционного потенциала геологической среды на примере горнодобывающих регионов Украины / М. Н. Коржнев, М. М. Курило, Н. В. Захарий // Вестник Томского гос. ун-та. – 2014. – № 387. – С. 243–252.
4. Коржнев М. М. Концептуальні підходи щодо визначення асиміляційного потенціалу територій з врахуванням його складових для геологічного середовища / М. М. Коржнев, С. К. Кошарна // Екологічна безпека та природокористування. – 2016. – Вип. 21 (№1–2). – С. 16–24.
5. Промислова екологія : навч. посіб. / С. О. Апостолук, В. С. Джигирей, І. А. Соколовський та ін. – К.: Знання, 2005. – 474 с.
6. Рагозин А. Л. Современное состояние и перспективы оценки и управления природными рисками в строительстве / А. Л. Рагозин // Анализ и оценка природного и техногенного риска в строительстве. – М., 1995. – С. 7–25.
7. Kelly V. Use of Geographic Information Systems (GIS) to Calculate the Assimilative Capacity of Rivers to Receive Proposed Discharges / Informatics & Reporting : Annual Conference of Compass Informatics (Dublin, 17.05.2012) ; Office of Environmental Assessment. – [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.slideserve.com/lavey/compass09-annual-conference-of-compass-informatics> (Uploaded on 23-08-2014).

References:

1. Korzhnev, M.M., Vyzhva, S.A., Koshlyakov, O.E., Gozhyk, A.P. et al. (2006). Ecological geology. Kiev National University, Kiev [in Ukrainian].
2. Zinchenko, U.V. (2015). Methodological approaches to environmental risk analysis. Economic Innovation, 60, 1, 141–153. [in Ukrainian].
3. Korzhnev, M.M., Kurilo, M.M., Zahariy, N.V. (2014). Resource and environmental criteria to determine the geological environment assimilation potential by example of mining regions of Ukraine. Tomsk State University Journal, 387, 243–252. [in Russian].
4. Korzhnev, M.M., Kosharna, S.K. (2016). Conceptual approaches in relation to determination of territories assimilatory potential taking into account his constituents for geological environment. Environment protection and nature use, 21(1–2), 16–24. [in Ukrainian].
5. Apostoluk, S.O., Jigirey, V.S., Sokolovskiy, I.A. et al. (2005). Promyslova ekolohiia [Industrial ecology]. Kyiv: Znannia, 474 p. [in Ukrainian].
6. Ragozin, A.L. (1995). Current state and prospects of the assessment and management of natural risks in construction. Analysis and assessment of natural and technological risks in construction. (pp. 7–25). Moscow. [in Russian].
7. Kelly, V. (2012). Use of Geographic Information Systems (GIS) to Calculate the Assimilative Capacity of Rivers to Receive Proposed Discharges. Informatics & Reporting from Annual Conference of Compass Informatics (Dublin, 17.05.2012). Office of Environmental Assessment. Retrieved from <http://www.slideserve.com/lavey/compass09-annual-conference-of-compass-informatics> (Uploaded on 23-08-2014).

Надійшла до редколегії 17.05.16

S. Kosharna. Postgraduate Student
Institute of Geology
Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylkivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine
E-mail: sofia.kosharna@ukr.net

ASSESSMENT OF ENVIRONMENTAL RISKS TAKING INTO ACCOUNT THE ASSIMILATION POTENTIAL OF TERRITORIES

The analysis of materials which describe methodologies of calculation of ecological risks and estimation of assimilatory potential of different natural environments was conducted. Research is concentrated on an identification and substantiation of interrelations between these indexes of the state of territories, and possibilities of improvement of separate methodologies of calculation of ecological risks by applying assimilatory potential.

Environment and economic indexes of territories, used in calculations show expediency of continuation of works on perfection of methodologies of calculation of pollution damage (geological environment and other natural environments). Dependences with a new key component, can help maintain ecological safety of territories when extracting mineral resources and substantially influence all system of planning and implementation of geologic works.

The obtained results give hope, that quantitative estimation of ecological risks taking into account assimilatory potential of territories will facilitate simplification of prognosis of ecological damage when planning the mineral resources extraction.

Keywords: assimilatory potential, ecological risks, economic risks, anthropogenic loading, ecological losses.

С. Кошарная, асп.,
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина,
E-mail: sofia.kosharna@ukr.net

ОЦЕНКА ЭКОЛОГИЧЕСКИХ РИСКОВ С УЧЕТОМ АССИМИЛЯЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА ТЕРРИТОРИЙ

Проведен анализ материалов, которые описывают методики расчета экологических рисков и оценки ассимиляционного потенциала разных природных сред. Исследование сосредоточено на выявлении и обосновании взаимосвязей между этими показателями состояния территорий и возможностях усовершенствования отдельных методик расчета экологических рисков с использованием ассимиляционного потенциала.

Показатели состояния территорий, задействованные в расчетах, указывают на целесообразность продолжения работ по совершенствованию методик вычисления ущерба от загрязнения как компонентов геологической среды, так и других природных сред. Предложенные для использования зависимости с новым ключевым компонентом могут помочь сохранению экологической безопасности территорий использования недр и существенно повлиять на всю систему планирования проведения тех или иных геологических работ.

Полученные результаты дают надежду, что подход к количественной оценке экологических рисков с учетом ассимиляционного потенциала территорий будет способствовать упрощению прогноза экологического ущерба при планировании деятельности по использованию недр.

Ключевые слова: ассимиляционный потенциал, экологические риски, экономические риски, антропогенная нагрузка, экологический ущерб.

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

UDC 550.3 (519.21)

Z. Vyzhva, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Assoc. Prof.
E-mail: zoya_vyzhva@ukr.net,
K. Fedorenko, Postgraduate Student,
E-mail: slims_mentol@mail.ru
A. Vyzhva, Postgraduate Student,
E-mail: motomustanger@ukr.net
Institute of Geology
Taras Shevchenko National University of Kyiv
90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine

**ABOUT ALGORITHMS OF STATISTICAL SIMULATION
OF SEISMIC NOISE IN THE OBSERVATION PROFILE FOR DETERMINATION
THE FREQUENCY CHARACTERISTICS OF GEOLOGICAL ENVIRONMENT**

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

The article is devoted to the theory and methods of random process and field statistical simulation on the basis of their spectral decomposition and modified Kotelnikov-Shannon interpolation sums, as well as using these methods in environmental geophysical monitoring. The problem of statistical simulation of seismic noise in the observation profile is under consideration for introduction into seismological researches for determination of the frequency characteristics of geological environment. Statistical model and numerical algorithm of simulation realizations of such random fields are built on the basis of modified Kotelnikov-Shannon interpolation decompositions for generating the adequate realizations of seismic noise. Real-valued random fields $\xi(t, x)$, $t \in R$, $x \in R$, that are homogeneous with respect to time and homogeneous isotropic with respect to spatial variable are studied. The problem of approximation of such random fields by random fields with a bounded spectrum is considered. An analogue of the Kotelnikov-Shannon theorem for random fields with a bounded spectrum is presented. Estimates of the mean-square approximation of random fields in the space $R \times R$ by a model constructed with the help of the spectral decomposition and interpolation of Kotelnikov-Shannon formula are obtained. Some procedures for the statistical simulation of realizations of Gaussian random fields with a bounded spectrum that are homogeneous with respect to time and homogeneous isotropic with respect to spatial variable are developed. Theorems on the mean-square approximation of homogeneous in time and homogeneous isotropic with respect to the other variable random fields by special partial sums have been proved. A simulation method was used to formulate an algorithm of numerical simulation by means of these theorems. The spectral analysis methods of generated seismic noise realizations are considered. Universal methods of statistical simulation (Monte Carlo methods) of multi parameters seismology data for generating of seismic noise in the observation profile of required detail and regularity have been developed.

Keywords: statistical simulation, seismic noise, random process

Introduction. Due to the rapid development of computer technology, methods of numerical simulation (the so called Monte Carlo methods) of stochastic processes and random fields have an expanding range of applications. They are applied, in particular, in such natural sciences as geology, geophysics, geoinformatics, seismology, meteorology, oceanography, electrical engineering, statistical radio physics, nuclear physics, and others. Using statistical simulation techniques and computers, one can generate realizations of stochastic processes and random field for which some necessary statistical data is known.

The statistical simulation of random functions on the basis of their spectral decomposition (M. Yadrenko, 1983) is very important to resolve these problems [13]. Modified Kotelnikov-Shannon interpolation decompositions for stochastic processes and 2D random fields have been studied by J. Higgins, 1996; Z. Vyzhva, 2003, 2011, 2012; A. Olenko, 2004 [2-4, 6, 10].

The problem of improving the procedures developed in the works [4, 5] is considered in the article. The statistical simulation realizations of random fields $\xi(t, s)$ of seismic noise with a bounded spectrum, depending on the time t , and given to the spatial variable s on profile of regular or irregular step is presented. These algorithms are based on the modified Kotelnikov-Shannon interpolation decomposition for implementation in seismological researches on the needs of determining the frequency characteristics of the geological environment at construction sites. Models and procedures for numerical simulation realizations of random fields are built on the basis of the errors. Estimates of mean square approximation of such fields are defined. The simulated realizations are adequate to realizations of seismogram noise in the case of two variables.

Practically it is important to use the statistical simulation realizations of such random fields for the extract the

seismic noise, that depends on one or more significant parameters, and external influence and to obtain corresponding estimates of the frequency characteristics of three-dimensional geological environment of the monitoring profile. These estimates should be considered in the construction of different objects in order to ensure the reliability of buildings.

Statistical simulation of seismic noise on monitoring profile with regular step

The method developed on the basis of modified Kotelnikov-Shannon interpolation decompositions for random fields in the two-dimensional observation area with a bounded spectrum on a regular grid of observations, is used for statistical simulation of the observed seismograms noises [2, 3].

If we consider the random field $\xi(t, s)$ ($-\infty \leq t, s \leq +\infty$) in the two-dimensional observation area with a bounded spectrum with a bounded spectrum of each variable, it is possible to build the model of such field based on the modified Kotelnikov-Shannon interpolation decompositions [2]. The variable s can be interpreted as the distance between the point of observation of the simulated noise of seismogram and the initial point of observation.

The representation of separable two-dimensional random fields as a decomposition in infinite interpolation series

The representation of two-dimensional random functions in this paragraph as a decomposition in infinite interpolation series in this paragraph conduces to the necessity of researching the approximation errors of these functions by finite series, because in practice we are often unable to measure all the parameters of some event with complete accuracy. The error of experimental result is the most closely connected to the theorems of simulation, for example, the so-called "aliasing errors" [10].

For the statistical simulation realizations of random fields on a plane with the uniform grid of interpolation it is also important to know dependence of the accuracy of mean square approximation of such fields by series on the number of harmonics of this series by using in practice its partial sum. Therefore, the following theorem is presented [2].

Theorem 1. If $\xi(t,s)$ ($-\infty < t, s < +\infty$) is a separable random field, $M\xi(t,s)=0$, then it can be represented as the integral:

$$\xi(t,s) = \int_U f_1(t,u) f_2(s,v) Z(du, dv), \quad (1)$$

where U is a set of parameters u (a bounded domain of real numbers), $U_2 = U \times U$, and $Z(du, dv)$ is a random function of sets on $U \times U$ that satisfy the following condition:

$$MZ(S_1, S_2) Z(G_1, G_2) = F(S_1, S_2, G_1, G_2), \quad (2)$$

$$\forall S_1, S_2, G_1, G_2 \in B_2.$$

Moreover, F is a complex function of sets, that is additive for all arguments and positive definite and so:

The estimate is given as:

$$M|\xi(t,s) - \xi_N(t,s)|^2 \leq 16L_f^2 L_g^2 [L_{02}(s) \Psi_2(\beta, \vartheta_2, N) (4L_{01}(t) \Psi_1(\alpha, \vartheta_1, N) + 1) + L_{01}(t) \Psi_1(\alpha, \vartheta_1, N)]^2 \iint_{U^2 U^2} |F(d\lambda, d\mu)|, \quad (6)$$

where

$$\Psi_1(\alpha, \vartheta_1, N) = \frac{\alpha}{(\alpha - \vartheta_1)N} + 2\pi e^{-(\alpha - \vartheta_1)(N + \frac{1}{2})\frac{\pi}{\alpha}}, \quad (7)$$

$$\Psi_2(\beta, \vartheta_2, N) = \frac{\beta}{(\beta - \vartheta_2)N} + 2\pi e^{-(\beta - \vartheta_2)(N + \frac{1}{2})\frac{\pi}{\beta}}, \quad (8)$$

$L_{01}(t) = \left(\frac{2}{\pi}\right)^2 |\sin \alpha t|$, $L_{02}(s) = \left(\frac{2}{\pi}\right)^2 |\sin \beta s|$ are functions that finite in any bounded domain of variables t and s respectively, L_f is defined as (3), f_i ($i=1,2$) are functions in decomposition (1) of random field $\xi(t,s)$ and $\xi_N(t,s)$ is the partial sum of series (5) that is

$$\xi_N(t,s) = \sum_{k,m=-N}^N \xi\left(\frac{k\pi}{\alpha}, \frac{m\pi}{\beta}\right) \frac{\sin \alpha\left(t - \frac{k\pi}{\alpha}\right) \sin \beta\left(s - \frac{m\pi}{\beta}\right)}{\alpha\left(t - \frac{k\pi}{\alpha}\right) \beta\left(s - \frac{m\pi}{\beta}\right)}. \quad (9)$$

$$16L_f^2 L_g^2 [L_{02}(s) \Psi_2(\beta, \vartheta_2, N) (4L_{01}(t) \Psi_1(\alpha, \vartheta_1, N) + 1) + L_{01}(t) \Psi_1(\alpha, \vartheta_1, N)]^2 B(0) < \varepsilon, \quad (10)$$

where $L_{01}(t)$, $L_{02}(s)$ are finite functions in any bounded domain of changing variables t and s respectively, L_f are functions as (3) and f_i ($i=1,2$) are functions in decomposition (1), a $B(0) = D\xi(t,s)$.

2. We generate values of the Gaussian random variables:

$$\{\xi_{k,m}\}, \quad k, m = -N, N, \quad (11)$$

which have the following statistical characteristic:

$$M\xi_{k,m} = 0, \quad k, m = -N, N, \quad (12)$$

$$D\xi_{k,m} = B\left(\frac{k\pi}{\alpha}, \frac{m\pi}{\beta}, \frac{k\pi}{\alpha}, \frac{m\pi}{\beta}\right), \quad k, m = -N, N,$$

where $B(u,v)$, $u, v \in R^2$ is a correlation matrix of random field $\xi(t,s)$.

3. We calculate the value of the expression (9) at a given point (t,s) , by substituting the number N and values of Gaussian random variables (11).

4. We check whether the realization of the random field $\xi(t,s)$ generated in step 3 fits the field data by testing the corresponding statistical characteristics.

$$\iint_{U^2 U^2} |F(d\lambda, d\mu)| < \infty$$

We assume, that the functions $f_i(t,u)$, $i=1, 2$ can be determined in the plane of complex variable according to t to integer functions of exponential type with finite indexes and the following restrictions are:

$$L_{fi} = \sup_{u \in U} \sup_{-\infty < t < \infty} |f_i(t,u)| < +\infty, \quad i = 1, 2. \quad (3)$$

Let $q_i(u)$, $i=1,2$ are indexes of functions $f_i(t,u)$, $i=1,2$ respectively and the conditions:

$$\vartheta_i = \sup_{u_i \in U} q_i(u_i) < \infty, \quad i = 1, 2 \quad (4)$$

Then the probability one the next decomposition of random field in series as follows:

$$\xi(t,s) = \sum_{k,m=-\infty}^{\infty} \xi\left(\frac{k\pi}{\alpha}, \frac{m\pi}{\beta}\right) \frac{\sin \alpha\left(t - \frac{k\pi}{\alpha}\right) \sin \beta\left(s - \frac{m\pi}{\beta}\right)}{\alpha\left(t - \frac{k\pi}{\alpha}\right) \beta\left(s - \frac{m\pi}{\beta}\right)}, \quad (5)$$

where α and β ($\alpha = \pi / \Delta t$, $\beta = \pi / \Delta s$, Δt , Δs are sampling intervals in variables t and s respectively; $\alpha_1 > \vartheta_1$, $\beta_1 > \vartheta_2$, ϑ_i , $i=1,2$ are numbers that satisfy specified conditions (4).

Models and procedures of statistical simulation of the two-dimensional random fields on a regular grid of interpolation

It is possible to build the statistical model of random field $\xi(t,s)$ by means of interpolation decomposition (5) of this field in the plane with the uniform grid of interpolation. It has the form as (9) where N is a positive integer number.

The following procedure of the statistical simulation realizations of the random fields in a plane, which are set on a uniform grid of interpolations, is presented below. It is based on the model (9) using the estimate (6) of the mean square approximation of such fields by the partial sum of series (5).

Procedure 1.

1. We choose positive integer numbers N for the model (9) according to the prescribed accuracy $\varepsilon > 0$ by using the following inequality

Thus the procedure of the statistical simulation realizations of the random fields in the plane, which are set on the uniform grid of interpolation, is defined. This procedure gives an opportunity to generate realizations of the random field on a plane with accuracy that depends on the selected number for simulating the interpolation points of uniform grid in observation area. The procedure is based on a model as the generalized Kotelnikov-Shannon series for the two-dimensional random fields and requires using such statistical information of field data, as the mathematical expectation and variance of each nodal point.

Before applying the proposed procedure, the data is verified on type of statistical distribution by means of constructing the histogram. Thus, the best approximation of the random field in the plane by the developed models will be when this field has Gaussian (normal), lognormal or approximately Gaussian distributions. The application of these procedures is possible for other types of distribution but it will be with lesser accuracy.

The developed procedure can be applied not only for the random fields, which are defined on a regular

square grid of joints in a plane of size $N \times N$ but also in any rectangular grid that does not exceed this square in linear sizes. Thus the empty square joints can be considered as zero.

$$\xi_{N,M}(t,s) = \sum_{k=-N}^N \sum_{m=-M}^M \zeta_{k,m} \frac{\sin \alpha \left(t - \frac{k\pi}{\alpha} \right) \sin \beta \left(s - \frac{m\pi}{\beta} \right)}{\alpha \left(t - \frac{k\pi}{\alpha} \right) \beta \left(s - \frac{m\pi}{\beta} \right)}, \quad (13)$$

where α, β are parameters which are determined by the Nyquist frequency in each variable; N, M , are some positive integer numbers, which are associated with the number of elements in the series of the model; and

$$\zeta_{k,m} = 0, \quad k, m = -\overline{N}, \overline{N}; \quad D_{\zeta_{k,m}} = B \left(\frac{k\pi}{\alpha}, \frac{m\pi}{\beta}, \frac{k\pi}{\alpha}, \frac{m\pi}{\beta} \right), \quad k = -\overline{N}, \overline{N}; \quad m = -\overline{M}, \overline{M} \quad (14)$$

where $B(u,v), u, v \in R_2$ is a correlation matrix realization of random field $\xi(t,s)$.

By using results [6] we find the improved estimate of mean square approximation of model $\xi_{N,M}(t,s)$ of such random field $\xi(t,s)$ in the form of inequality as:

$$E|\xi(t,s) - \xi_{N,M}(t,s)|^2 \leq \frac{16}{\pi^4 (2N-1)(2M-1)} B(0). \quad (15)$$

Then by using the estimate (15) in the following procedure, it is possible to determine the positive integer numbers N and M which are the number of elements in the series of model $\xi_{N,M}(t,s)$ according to a prescribed accuracy $\varepsilon (\varepsilon > 0)$.

The procedure for the numerical simulation realizations of Gaussian random fields $\xi(t,s)$ in a two-dimensional area with the rectangular grid of observations with a bounded spectrum in each variable, is built on the basis of model (13) and estimate (15), which is:

The procedure 2.

We choose positive integer numbers N and M for the model (13) according to a prescribed accuracy $\varepsilon > 0$ by using the following inequality

$$\frac{16}{\pi^4 (2N-1)(2M-1)} B(0) < \varepsilon. \quad (16)$$

where $B(0) = D\xi(t,s)$ is a variance of random field $\xi(t,s)$.

We generate values of the Gaussian random variables

$$\{\xi_{k,m}\}, \quad k = -\overline{N}, \overline{N}; \quad m = -\overline{M}, \overline{M}$$

with statistical characteristics (14).

We calculate the value of expression (13) at a given point $(t,s) \in [0, T] \times [0, S]$ (T is the length of the time observation interval, S is the length of spatial observation interval), by substituting the numbers N and M and values of Gaussian random variables $\{\xi_{k,m}\}, \quad k = -\overline{N}, \overline{N}; \quad m = -\overline{M}, \overline{M}$, that will be the value of the generated realization of a given random field $\xi(t,s)$ at this point.

We check whether the realization of the random field $\xi(t,s)$ generated in step 3 on the given regular grid of points in a two-dimensional domain $[0, T] \times [0, S]$ fits the field data by testing the corresponding statistical characteristics.

Description of the subject of inquiry and its statistical simulation.

We considered seismograms of two observation points in Odessa: BUG3 and PNT1. 9 segments of noise from seismograms for each of these points were selected. Total recording time of information that was selected for analysis realization lasted 1.5 hours for each of the items. Full vector

Another model $\xi_{N,M}(t,s)$ ($0 \leq t \leq T, 0 \leq s \leq S$; (T, S are lengths of observation intervals in time and in the distances respectively) for Gaussian random field $\xi(t,s)$ in two-dimensional observation area with the following properties:

$\{\xi_{k,m}\}, \quad k = -\overline{N}, \overline{N}; \quad m = -\overline{M}, \overline{M}$ are sequences of the Gaussian random variables that have the following statistical characteristics:

of seismic waves recorded on components: "East-West" – EW, "North-South" – NS, and "vertical" – Z.

By means of seismograph recording the chart of motion the earth's surface in the form of changes the amplitude over time is obtained.

The method of statistical simulation of random fields [2, 5] can also solve an important problem of simulating the imitated realization of output noise seismogram for the imaginary observation point, located between observation points BUG3 and PNT1. Amplitude and phase spectra of such realization of noise can be used to obtain the frequency characteristics of the geological environment at the construction site, which describes its ability to change (increase or decrease) the amplitude of the seismic waves during earthquakes [1, 4]. The numerical simulation of frequency characteristics of soil strata, in some cases, can significantly reduce the cost of works on seismic zoning of the construction sites by reducing the number of points of instrumental observations of earthquakes, explosions and microseisms.

In the works [3, 5] the results of simulation the realization of noise seismogram (the realization of random field $\xi(t,s)$ at the value of spatial coordinate $s_J = 1/2$, t – time) are described for an imaginary observation point, that is located in the middle between the points BUG3 and PNT1 for the components of NS vibrations. For the calculation the model (9) of the random field $\xi(t,s)$ of noise seismogram is used,

that is based on a partial sum of the modified Kotelnikov–Shannon series for the random fields with a bounded spectrum on a regular grid of observations [3, p. 281].

Statistical analysis of the generated realization of the random field of noise in seismogram confirms the adequacy of input data.

For graphic interpretation of the simulated random field of noise in seismogram the framed map was built in the program Surfer on the three obtained fragments and the above-mentioned realization of the random field. Each fragment contains 100 first samples of these realizations. Visualization of output data shows correspondence between these realizations.

Spectral analysis of generated noise in the flat observation area

Frequency characteristic estimates for the geological environment in the observation profile points with multidimensional observation area (under construction sites) can be obtained by calculating and constructing the amplitude and phase spectra of noise in seismogram observation points in that observation points, considering fixed space argument s except time [5]. Calculations of the amplitude and phase spectra can be made by direct method [1, p. 179], i.e. periodogram method.

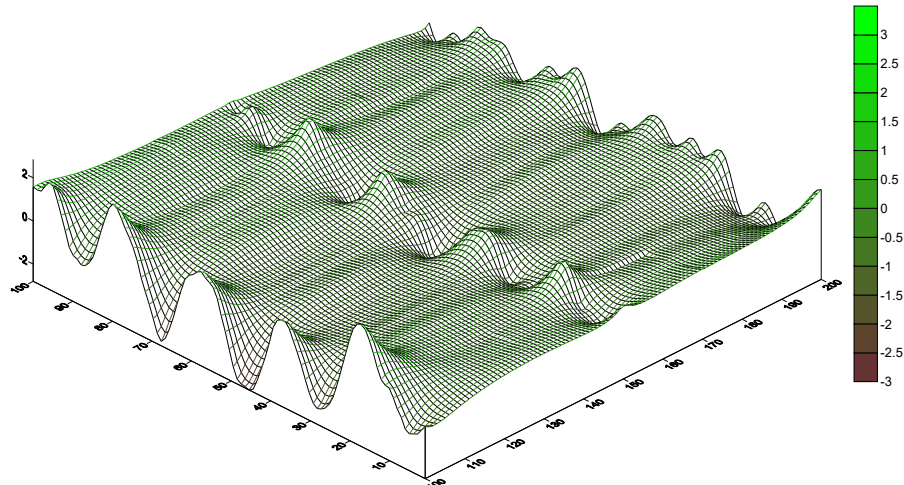


Fig. 1. The surface of realization of the random field of noise, which is built in points $\xi(t_k, s_j)$, $s_j = 0, 1/2, 1$; $t_k = k \times 0,01$; $k = 1, N$; $N = 100$, in a seismogram in the direction Z

Fig. 2a and 2b show graphs of the Z component amplitude spectrum $|S(\omega)|$ for noise seismograms at observation points BUG3 and PNT1; Fig. 2c – the amplitude spectrum of simulated noise realization for the new ob-

servation point located equidistantly between points BUG3 and PNT1.

Graphs of the NS component amplitude spectrum $|S(\omega)|$ are shown on the Fig. 3, a, b, c.

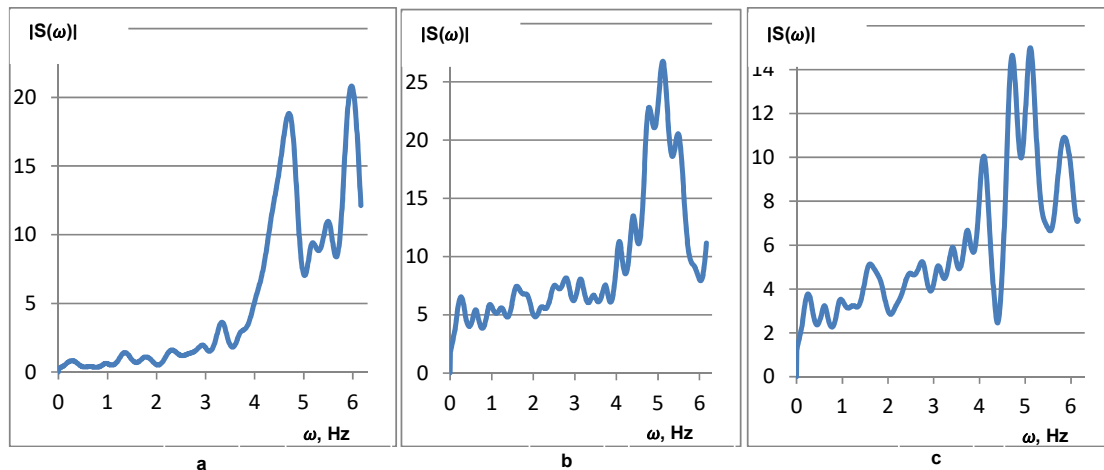


Fig. 2. Graphs of the Z component amplitude spectrum $|S(\omega)|$ of averaged input seismic noise data at observation points: a – BUG3 and b – PNT1; c – the amplitude spectrum $|S(\omega)|$ of simulated noise realization for the new equidistant observation point located between points BUG3 and PNT1

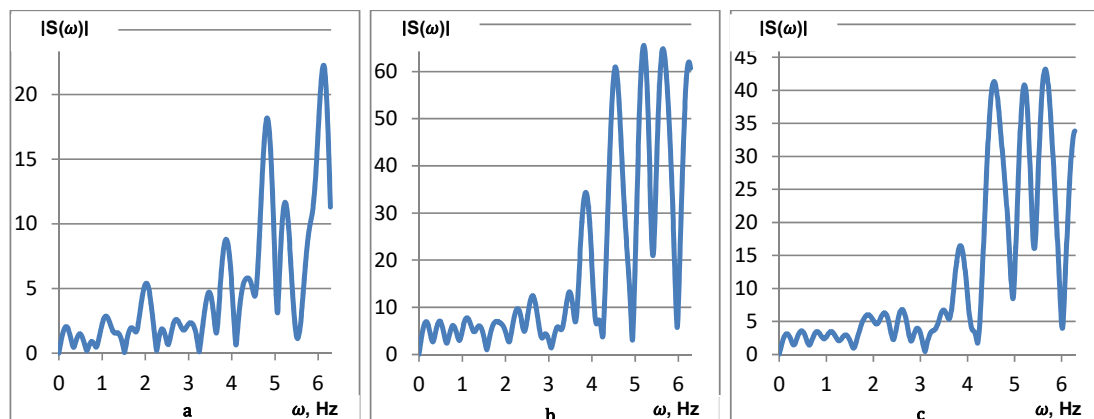


Fig. 3. Graphs of the amplitude spectrum $|S(\omega)|$ of averaged input seismic noise data for NS component at observation points: a – BUG3 and b – PNT1; c – the amplitude spectrum $|S(\omega)|$ of simulated noise realization for the new equidistant observation point located between points BUG3 and PNT1

Those spectral methods that use frequency as an independent parameter provide information about the structure and filtration properties of the upper crust layers, because any medium is a filter that due to resonance and reverberation effects increases the oscillation amplitude for some frequencies and reduces for the others [1, p. 270]. The ability to simulate the effects depends on amplitude and phase frequency characteristics of the geological environment for observation points under building sites and operating platforms, allows studying the geological section features and predicting places where significant increase in the seismic oscillation intensity is possible due to resonance effects and oscillation field interference nodes.

Among the many ways to eliminate the influence of various factors that affect the spectrum shape of seismic waves during earthquakes, explosions and microseism except that due to the influence of the upper crust section part, the way should be noted based on the use of the ver-

tical $|SZ(\omega)|$ component spectra relations to the horizontal $|SN(\omega)|$ component. Spectra must be calculated for the same wave. This ratio is called the crust spectral ratio $T(\omega)$.

$$|S_Z(\omega)| / |S_N(\omega)| = T(\omega).$$

The ratio $T(\omega)$ is independent of the spectrum of incident seismic waves, but is determined entirely by the geological environment structure under the observation point.

Fig. 4a and 4b show graphs of the earth crust transmission ratio $T(\omega)$ for observation points BUG3 and PNT1 respectively. They were plotted as the Z to NS oscillation components ratio of amplitude spectrum $|S(\omega)|$ for initial seismic noise realization. Fig. 4c represents earth crust transmission ratio graph $T(\omega)$, that was built as the Z to NS oscillation components ratio of simulated noise seismogram smoothed amplitude spectrum for the new observation point located equidistantly between points BUG3 and PNT1.

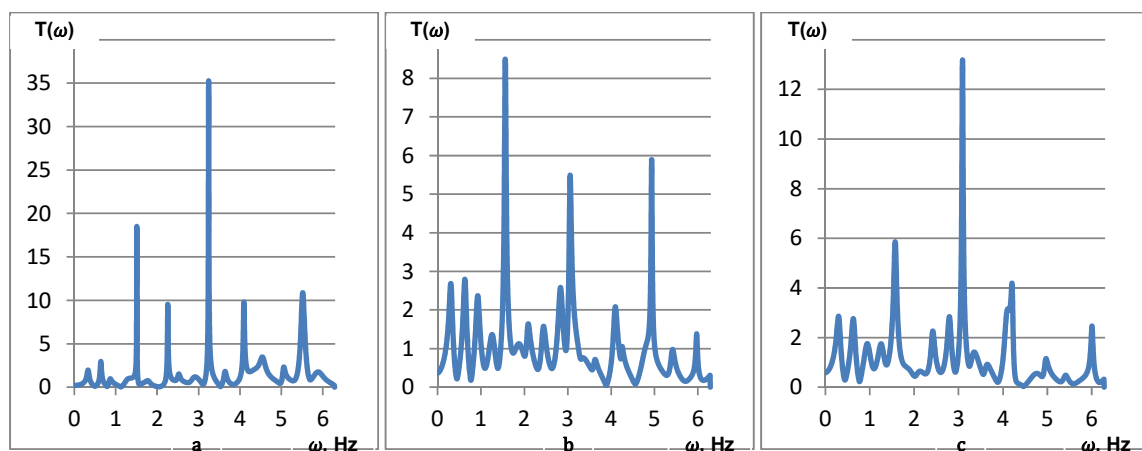


Fig. 4. Graphs of the earth crust transmission ratio $T(\omega)$ calculated as the Z to NS oscillation component ratio of amplitude spectrum $|S(\omega)|$ for initial seismic noise realization on observation points:

a – BUG3 and b – PNT1. c – earth crust transmission ratio graph $T(\omega)$, that was built as the Z to NS oscillation components ratio of simulated noise seismogram smoothed amplitude spectrum for the new observation point located equidistantly between points BUG3 and PNT1

Interpretation of crust transmission ratio for these observations was conducted by comparing them with theoretical ratio calculated for well-known models of the upper section part.

Horizontally layered, vertically inhomogeneous models of the geological environment are usually considered to minimize errors. The frequency characteristic calculations for more complex models are performed by finite-difference and finite-element methods [1].

Fig. 4a, 4b and 4c shows graph $T(\omega)$ of smoothed amplitude spectra transmission ratio for all observation points BUG3, PNT1 and imaginary observation points between those points that can be used to determine the increase of seismicity level on different parts of the building site, relative to the real observation point PNT1 of this paper.

A statistical simulation of seismic noise in observation profiles with an irregular step

It is necessary to notice that the model (9) and procedure 2 have one significant restriction, that lies in the fact that samples of data realizations of this random field $\xi(t, s)$ can be given on a uniform grid in both variables t and s . If for the time variable t this condition is mainly performed, and for the spatial variables, can satisfy this restriction in very rare cases. Therefore it is proposed in the space of variables (t, s) $t \in [0, T]$, $s \in [0, S]$ to simulate realizations of the random fields $\xi(t, s)$ otherwise, by

using the second approach for constructing the models and procedures.

The model [3], that based on Kotelnikov–Shannon decomposition [7] for homogeneous in time t and homogeneous isotropic with respect to x random fields $\xi(t, x)$ ($0 \leq t \leq T$, $0 \leq x \leq X$) in unit cylinder in $R \times S^2$ with a bounded spectrum which concentrated on $[-\tilde{\alpha}, \tilde{\alpha}]$, is constructed and summarized in the cylinder $R \times S(X)_2$ with arbitrary radius $X/2\pi$. This model $\tilde{\xi}_{N,M}(t, x)$ has the representation of a series:

$$\tilde{\xi}_{N,M}(t, x) = \sum_{k=-N}^N \frac{\sin \alpha \left(t - \frac{n\pi}{\alpha} \right)}{\alpha \left(t - \frac{n\pi}{\alpha} \right)} \times \quad (17)$$

$$\times \left\{ \frac{1}{2} \zeta_0 \left(\frac{k\pi}{\alpha} \right) + \sum_{m=1}^M \left[\zeta_k \left(\frac{k\pi}{\alpha} \right) \cos \frac{m\pi x}{X} + \eta_k \left(\frac{k\pi}{\alpha} \right) \sin \frac{m\pi x}{X} \right] \right\},$$

where α ($\alpha > \tilde{\alpha}$) is a parameter which is defined by the Nyquist frequency, $\left\{ \zeta_k \left(\frac{k\pi}{\alpha} \right) \right\}, \left\{ \eta_k \left(\frac{k\pi}{\alpha} \right) \right\}$, $k = -N, \dots, N, m = \overline{0, M}$, are values of Gaussian random variables that satisfying the following conditions:

$$M_{\zeta_k}(t) \zeta_r(s) = \delta_k^r b_k(t-s),$$

$$M\eta_k(t)\eta_r(s) = \delta_{kr}^f b_k(t-s),$$

$$M\zeta_k(t)\eta_r(s) = 0. \quad (18)$$

where $b_k(t-s)$ ($k=0,1,2,\dots$) are coefficients of decomposition in Fourier series the correlation function $B(t-s, |x_1-x_2|)$ of the random field $\xi(t,s)$ in the cylinder $R \times S(X)^2$, which is isotropic with respect to x and homogeneous in time t , which can be defined as follows:

$$M|\xi(t,x) - \tilde{\xi}_{N,M}(t,x)|^2 \leq \frac{4B(0)}{\pi^2(2N-1)} K_p \left(\frac{X}{\pi}\right)^p \frac{M+2(p+1)}{M^p(p-1)}, \quad (p \geq 2). \quad (20)$$

where X is the length of space interval, p is the index of functions class D_p , that is to say, the function, that derivatives of order $p-1$ inclusive and derivative $B(p-1)(\varphi)$ of order $p-1$ is absolutely continuous and derivative $B(p)(\varphi)$ of order p is summarized and bounded;

$$K_p = \max_{0 \leq \varphi \leq 2\pi} |B^{(p)}(t-s, |x_1-x_2|)| \text{ is a maximum of } p\text{-th}$$

derivative of the correlation function $B(t-s, |x_1-x_2|)$ of random field $\xi(t,s)$ in $R \times S(X)^2$ and $B(0)$ is a variance of random field $\xi(t,s)$.

It is necessary to notice that the cylindrical shape of variables area of the random fields means that the random field is a homogeneous in time t and periodic with respect to variable x (isotropy), that is to say, its correlation function with respect to the spatial variable x can continue periodically with a period equal to the interval of correlation.

We describe the constructed procedure for simulation realizations of the random field $\xi(t,s)$ homogeneous in time and isotropic with respect to x with a bounded spectrum in the cylinder $R \times S(X)^2$, based on the model (17) and the estimate (20) of mean square approximation such as random fields, which are Gaussian distributed.

Procedure 3.

1) We choose positive integer numbers N and M for the model (17) according to a prescribed accuracy $\varepsilon > 0$ by using the following inequality

$$\frac{4B(0)}{\pi^2(2N-1)} K_p \left(\frac{X}{\pi}\right)^p \frac{M+2(p+1)}{M^p(p-1)} \leq \varepsilon, \quad (p \geq 2),$$

where K_p is a maximum of p -th derivative for the correlation function $B(t-s, |x_1-x_2|)$ of random field $\xi(t,s)$ on the cylinder $R \times S(X)^2$.

2) We generate values of the Gaussian random variables $\left\{ \zeta_k \left(\frac{k\pi}{\alpha} \right) \right\}, \left\{ \eta_k \left(\frac{k\pi}{\alpha} \right) \right\}, \quad k = \overline{N}, \overline{N}, m = \overline{0}, \overline{M}$, that satisfy the conditions (18).

3) We calculate the expression (17) at a given point (t,x) in $R \times S(X)^2$, by substituting the numbers N and M calculated in step 1 and values of Gaussian random variables calculated in step 2.

4) We check whether the realization of the random field $\xi(t,x)$ generated in step 3 fits the field data by testing the corresponding statistical characteristics.

By the constructed procedure it is possible to simulate realizations of the random fields, that are homogeneous with respect to t (time) and homogeneous isotropic (stationary) with respect to spatial coordinate x , and have a bounded spectrum. These fields can be arrays of noises in seismograms that are obtained simultaneously in the points of seismic observation located at some distance x from each other. The procedure 3 has some advantages over

$$b_k(t-s) = \int_{-\alpha}^{\alpha} e^{i\lambda(t-s)} F_k(d\lambda). \quad (19)$$

where $F_k(\cdot)$ is a sequence of nonrandom spectral measures on $(-\alpha, \alpha)$.

From [2, 3] and [4] implies that the estimate of mean square approximation of random field $\xi(t,s)$ with a bounded spectrum on the cylinder $R \times S(X)^2$ which is homogeneous in time and isotropic with respect to x by the model (9) as follows:

the procedure 2 that was proposed in [5], as samples of data realizations with respect to the spatial variable x can be given on the observation profile with an irregular step, but it is necessary, that the random field with respect to the variable x should be periodic.

Conclusion. The method of statistical simulation realizations of the random fields gives an opportunity to generate noises in seismograms by the constructed procedures, that depend on time t , and set on the spatial variable s on a profile with the regular or irregular step of placing observation points for evaluation of frequency characteristics of geological environment under these seismic stations and in closely spaced points on them.

References:

1. Bath, M. (1980). Spectral analysis in geophysics. Moscow: Nedra, 535 p. [in Russian].
2. Vyzhva, Z.O. (2003). The statistical simulation of random fields with regular interpolation greed on the flat. *Dopovidi NAN Ukrainy – Reports of the National Academy of Sciences of Ukraine*, 5, 7–12. [in Ukrainian].
3. Vyzhva, Z.O. (2011). The statistical simulation of random processes and fields. *Kyiv: Obrii*, 388 p. [in Ukrainian].
4. Vyzhva, Z. (2012). The statistical simulation of 2-D seismic noise for frequency characteristics of geology environment determination. *Visnyk Kyivskoho Universytetu. Geologiya - Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology*, 59, 65–67. [in Ukrainian].
5. Kendzera, O., Vyzhva, Z., Fedorenko, K., Vyzhva, A. (2012). The frequency characteristics of under-building-site geology environment determination by using the statistical simulation of seismic noise by the example of Odessa city. The statistical simulation of 2-D seismic noise for frequency characteristics of geology environment determination. *Visnyk Kyivskoho Universytetu. Geologiya - Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Geology*, 58, 57–61. [in Ukrainian].
6. Olenko, A.Ya. (2005). The estimation of error approximation's on the multidimensional Kotelnikov-Shannon's theorem. *Visnyk Kyivskoho Universytetu. Matematyka. Mekhanika - Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv: Mathematics. Mechanics*, 13, 49–54. [in Ukrainian].
7. 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].
8. Chiles, J.P., Delfiner, P. (2009). *Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty*. New York: John Wiley & Sons, Inc., Toronto, 720 p.
9. Gneiting, T. (1997). Symmetric Positive Definite Functions with Applications in Spatial Statistics. *Von der Universität Bayreuth zur Erlangung des Grades eines Doktors der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.) genehmigte Abhandlung*, 107 p.
10. Higgins, J.R. (1996). *Sampling Theory in Fourier and Signal Analysis*. Oxford, New York: Clarendon Press, 225 p.
11. Lantuéjoul, C. (2002). *Geostatistical simulations: models and algorithm*. Berlin: Springer, 256 p.
12. Mantoglov, A., Wilson, J.L. (1981). Simulation of random fields with the Turning bands method. Report / Ralph M. Parsons Laboratory Hydrology and Water Resources Systems, Department of Civil Engineering, Massachusetts Institute of Technology, 264, 199 p.
13. Yadrenko, M.I. (1983). *The Spectral Theory of Random Fields*. New York: Optimization Software Inc, 256 p.

Список використаних джерел:

1. Бат М. Спектральный анализ в геофизике / М. Бат ; пер. с англ. – М.: Недра, 1980. – 535 с.
2. Вижва З. О. Статистичне моделювання випадкових полів на площині з рівномірною решіткою інтерполяції / З. О. Вижва // Доповіді НАН України. – 2003. – № 5. – С. 7–12.
3. Вижва З. О. Статистичне моделювання випадкових процесів та полів / З. О. Вижва. – К.: Обрії, 2011. – 388 с.
4. Вижва З. Статистичне моделювання сейсмічного шуму у двовимірній області змінних для визначення частотних характеристик

геологічного середовища / З. Вижва // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2012. – № 59. – С. 65–67.

5. Визначення частотних характеристик геологічного середовища під будівельними майданчиками з використанням статистичного моделювання сейсмічного шуму на прикладі спостережень в м. Одесі / О. Кендзера, З. Вижва, К. Федоренко, А. Вижва // Вісн. Київ. ун-ту. Геологія. – 2012. – № 58. – С. 57–61.

6. Оленко А. Я. Оцінка помилки інтерполяції в багатовимірній теоремі Котельникова-Шеннона / А. Я. Оленко // Вісник Київ. ун-ту. Математика. Механіка. – 2005. – № 13. – С. 49–54.

7. Пригарин С. М. Методы численного моделирования случайных процессов и полей / С. М. Пригарин. – Новосибирск: Изд-во ИВМ и МГ, 2005. – 259 с.

8. Chiles J. P. Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty / J. P. Chiles, P. Delfiner. – New York, Toronto: John Wiley & Sons, Inc., 2009. – 720 p.

9. Gneiting T. Symmetric Positive Definite Functions with Applications in Spatial Statistics : Von der Universität Bayreuth zur Erlangung des Grades eines Doktors der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.) genehmigte Abhandlung / Gneiting T. – 1997. – 107 p.

10. Higgins J. R. Sampling Theory in Fourier and Signal Analysis / J. R. Higgins. – Oxford, New York: Clarendon Press, 1996. – 225 p.

11. Lantuéjoul C. Geostatistical simulations: models and algorithm / C. Lantuéjoul. – Berlin : Springer, 2002. – 256 p.

12. Mantoglov A. Simulation of random fields with turning bands method : Report / A. Mantoglov, L. Wilson John ; Ralph M. Parsons Laboratory Hydrology and Water Resources Systems ; Department of Civil Engineering ; Massachusetts Institute of Technology. – 1981. – N 264. – 199 p.

13. Yadrenko M. I. The Spectral Theory of Random Fields / M. I. Yadrenko. – New York: Optimization Software Inc., 1983. – 256 p.

Надійшла до редколегії 08.08.16

З. Вижва, д-р фіз.-мат. наук, доц.,

E-mail: zoia_vyzhva@ukr.net,

К. Федоренко, асп.,

E-mail: slims_mentol@mail.ru,

А. Вижва, асп., E-mail: motomustanger@ukr.net

Київський національний університет імені Тараса Шевченка,

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

ПРО АЛГОРИТМИ СТАТИСТИЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ СЕЙСМІЧНОГО ШУМУ НА ПРОФІЛІ СПОСТЕРЕЖЕННЯ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ ЧАСТОТНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА

Робота присвячена подальшій розробці теорії та методів статистичного моделювання випадкових процесів та полів на основі їх спектральних розкладів та модифікованих інтерполяційних рядів Котельникова-Шеннона, а також застосуванню таких методів у задачах геофізичного моніторингу навіколишнього середовища. Розглянуто задачу статистичного моделювання випадкових полів сейсмічного шуму на профілі спостереження при впровадженні у сейсмологічні дослідження для визначення частотних характеристик геологічного середовища. Побудовано моделі та сформульовано алгоритми чисельного моделювання реалізацій таких випадкових полів на основі модифікованих інтерполяційних розкладів Котельникова-Шеннона для генерування адекватних реалізацій шуму сейсмограм. У статті також вивчаються дійснозначні випадкові поля $\xi(t, x)$, $t \in R$, $x \in R$ – однорідні за часом та однорідні ізотропні за просторовою змінною на профілі спостереження. Для випадкових полів з обмеженим спектром встановлено аналог теореми Котельникова-Шеннона. Наведено оцінки середньоквадратичного наближення таких випадкових полів моделлю, побудованою на основі спектрального розкладу та інтерполяційної формули Котельникова-Шеннона. Розроблено алгоритми статистичного моделювання реалізацій гауссівських однорідних за часом та однорідних ізотропних за просторовою змінною на профілі спостереження випадкових полів з обмеженим спектром. Наведено теореми про оцінки середньоквадратичної апроксимації однорідних за часом та однорідних ізотропних за p іншими змінними випадкових полів частковими сумами рядів спеціального вигляду, за допомогою яких сформульовано алгоритми чисельного моделювання реалізацій таких випадкових полів. Розглянуто способи проведення спектрального аналізу згенерованих реалізацій шуму сейсмограм. Розроблено універсальні методи статистичного моделювання (методи Монте-Карло) багатопараметричних сейсмологічних даних, які дають можливість вирішити проблеми генерування реалізацій шуму сейсмограм на профілі спостереження із кроком необхідної детальності та регулярності.

Ключові слова: статистичне моделювання, сейсмічний шум, випадкові процеси

З. Вижва, д-р физ.-мат. наук, доц.,

E-mail: zoia_vyzhva@ukr.net,

К. Федоренко, асп.,

E-mail: slims_mentol@mail.ru,

А. Вижва, асп.,

E-mail: motomustanger@ukr.net

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,

УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

ОБ АЛГОРИТМАХ СТАТИСТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА НА ПРОФИЛЕ НАБЛЮДЕНИЯ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЧАСТОТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Работа посвящена дальнейшей разработке теории и методов статистического моделирования случайных процессов и полей на основе их спектральных разложений и модифицированных интерполяционных рядов Котельникова-Шеннона, а также применению таких методов в задачах геофизического мониторинга окружающей среды. Рассмотрена задача статистического моделирования случайных полей на профиле наблюдения при внедрении в сейсмологические исследования для определения частотных характеристик геологической среды. Построены модели и сформулированы алгоритмы численного моделирования реализаций таких случайных полей на основании модифицированных интерполяционных разложений Котельникова-Шеннона для генерирования адекватных реализаций шума сейсмограмм. В статье изучаются действительные значения случайные поля $\xi(t, x)$, $t \in R$, $x \in R$ – однородные по времени и однородные изотропные по пространственной переменной на профиле наблюдения. Для случайных полей с ограниченным спектром установлен аналог теоремы Котельникова-Шеннона. Приведены теоремы об оценках среднеквадратического приближения таких случайных полей моделью, которая построена на основе спектрального разложения и интерполяционной формулы Котельникова-Шеннона. Разработаны алгоритмы статистического моделирования реализаций гауссовских однородных по времени и однородных изотропных по пространственной переменной случайных полей с ограниченным спектром. Доказаны теоремы об оценке среднеквадратической аппроксимации однородных по времени и однородных изотропных по p другим переменным случайных полей частичными суммами рядов специального вида, при помощи которых сформулирован алгоритм численного моделирования реализаций таких случайных полей. Рассмотрены способы проведения спектрального анализа сгенерированных реализаций шума сейсмограмм. Разработаны универсальные методы статистического моделирования (методы Монте-Карло) многопараметрических сейсмологических данных, которые дают возможность решить проблемы генерирования реализаций шума сейсмограмм на плоскости и в трехмерном пространстве на сетке необходимой детальности и регулярности.

Ключевые слова: статистическое моделирование, сейсмический шум, случайные процессы.

Наукове видання



ВІСНИК

КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

Випуск 3(74)

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. 10,23. Наклад 300. Зам. № 216-8010.
Вид. № ГлЗ. Гарнітура Arial. Папір офсетний. Друк офсетний.
Підписано до друку 11.10.16

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