

УДК 504+550+551+552+624

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

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів і студентів.

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

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

For scientists, professors, graduate and postgraduate students.

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

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

Для преподавателей, научных сотрудников, аспирантов и студентов.

Издание индексируется в наукометрической базе 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.; В.М. Гулій, д-р геол. наук, проф.; О.В. Дубина, д-р геол. наук, 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. Корчагин, 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.; М.І. Толстой, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.Л. Шевченко, д-р геол. наук, доц.; 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"
06.06.17 року (протокол № 13)

Атестовано

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

Зареєстровано

Міністерством юстиції України.
Свідоцтво про Державну реєстрацію КВ № 16181-4653Р від 25.12.09

**Засновник
та видавець**

Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
Свідоцтво внесено до Державного реєстру
ДК № 1103 від 31.10.02

Адреса видавця

01601, Київ-601, 6-р Т.Шевченка, 14, кімн. 43
☎ (38044) 239 31 72, 239 32 22; факс 239 31 28

UDC 504+550+551+552+624

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

For scientists, professors, graduate and postgraduate students.

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 наукометричній базі 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 наукометрической базе данных Web of Science, Academic Resource Index ResearchBib и Google Scholar.

Chief publication manager O. Menshov

Formatting and adjustment by O. Kozionova

EXECUTIVE EDITOR

EDITORIAL BOARD

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

Ukrainian members:

V. Mykhailov, Dr. Sci. (Geol.), Prof. (Executive Editor); 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.; V. Guliy, Dr. Sci. (Geol.), Prof.; O. Dubyna, Dr. Sci. (Geol.); 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; Prof.; M. Tolstoy, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; O. Shevchenko, Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.; V. Shevchuk, Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.; S. Shnyukov, Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.; T. Pastushenko, Cand. Sci. (Phil.), Assoc. Prof.; T. Mironchuk, Cand. Sci. (Phil.), Assoc. Prof.

Foreign members:

M. Burianyk, Shell Global Solutions International, The Netherlands; L. Vernik, Marathon Oil Company, USA; A. Vesnaver, Italian National Institute of Oceanography and Applied Geophysics, Italy; 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 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022 Ukraine,
tel. +380442597030, e-mail: geolvisnyk@ukr.net;
<http://www.geolvisnyk.univ.kiev.ua/>

Approved by the

Academic Council of the Institute of Geology
June 06, 2017 (Minutes # 13)

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

ЗМІСТ

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

Радковець Н., Кошіль Л.

Літологічні особливості відкладів девону Переддобрудзького прогину та оцінка розвитку потенційних колекторів нафти і газу	6
--	---

МІНЕРАЛОГІЯ, ГЕОХІМІЯ ТА ПЕТРОГРАФІЯ

Шнюков С., Лазарєва І.

Розподіл ітрію та інших мікроелементів між наскрізними співіснуючими акцесорними мінералами: залежність від температури та її використання в геохімічних моделях	13
---	----

Черненко З., Мізерна М., Теут Є.

Просторове розміщення родовищ та проявів облицювального та виробного каміння (Східний Казахстан)	28
--	----

ГЕОФІЗИКА

Вижва С., Онищук В., Іванченко К., Онищук І., Рева М., Дейнеко С.

Дослідження геологічної будови території розміщення гідротехнічних споруд за допомогою геофізичних методів (на прикладі ГЕС "Сенже", Екваторіальна Гвінея)	36
---	----

Малицький Д., Муровська А., Гінтов О., Гнип А., Обідна О., Мичак С., Грицай О., Павлова А.

Механізми вогнищ землетрусів та поле напружень Солотвинської западини Закарпаття	43
--	----

Безродна І., Безродний Д., Козіонова О.

Аналіз впливу мінерального скелету порід-колекторів Руновщинської площі на пружні та акустичні параметри (за результатами математичного моделювання)	52
---	----

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

Михайлов В.

Порівняльна характеристика майкопської серії Каспійсько-Чорноморського регіону	59
--	----

Портнов В., Мусіна Є., Пономарьова М., Рева М.

Рідкоземельна мінералізація високобаричних сланців ділянки "Рідкоземельна-схід-1" (Іртишська зона зминання)	72
--	----

Демченко О., Євтехов В., Георгієва Е.

Мінеральний склад багатих залізних руд – одного з компонентів крупнозернистого відсіву дробильно-сортувальних фабрик Криворізького басейну	77
---	----

Рузіна М., Терешкова О., Білан Н., Жильцова І.

Роль дислокаційного метаморфізму в ендегенному рудоутворенні у Білозерській зеленокам'яній структурі	82
---	----

Стеценко В., Завгородня В.

Дослідження особливостей складчастої структури північно-західної частини Скелюватського родовища (Криворізький залізорудний басейн)	89
--	----

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

Рева М., Чомко Д.

Супутньо-пластова вода як важлива економічна складова функціонування нафтовидобувних підприємств України	93
---	----

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

Маслов Б., Онищук І., Шинкаренко А.

Моделювання нелінійних в'язко-пружних властивостей теригенно-вапняковистих пісковиків	99
---	----

Міненко Р., Міненко П., Мечніков Ю.

Метод визначення глибин до границь аномальних масивів стійкими розв'язками обернених лінійних задач магнітометрії	106
--	-----

CONTENTS

GENERAL AND HISTORICAL GEOLOGY

Radkovets N., Koshil L.

- Lithological features of devonian deposits of the Dobrogean foredeep
and assessment of potential oil and gas reservoir rocks' occurrence..... 6

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY AND PETROGRAPHY

Shnyukov S., Lazareva I.

- Distribution of yttrium and some other trace elements
in wide-spread accessory mineral assemblages: temperature dependence and its application..... 13

Chernenko Z., Mizernaya M., Teut E.

- Spatial locations of facing and ornamental stones deposits and outcrops in East Kazakhstan 28

GEOPHYSICS

Vyzhva S., Onyshchuk V., Іванченко К., Onyshchuk I., Reva M., Deineko S.

- Research of geologic structure of territories of hydrotechnical systems allocation
by means of geophysical methods (using "Senzhe" HPP as an example, Equatorial Guinea)..... 36

Malytsky D., Murovska A., Gintov O., Gnyp A., Obidina O., Mychak S., Grytsai O., Pavlova A.

- Earthquakes mechanisms and stress field in the Solotvyno depression of the East Carpathians 43

Bezrodna I., Bezrodnyi D., Kozionova O.

- Analysis of impact of mineral matrix of Runovshchinska area reservoir rocks
on the elastic and acoustic parameters (based on the results of mathematical modelling) 52

MINERAL RESOURCES

Mykhailov V.

- Comparative characteristics of maikop series of Caspian-Black sea region..... 59

Portnov V., Mussina E., Ponomareva M., Reva M.

- Rare earth mineralization of high-pressure shales of the site "Rare-Earth-East-1"
(Irtys area crumpled zone)..... 72

Demchenko O., Evtekhov V., Georgiieva H.

- Mineral composition of high-grade iron ores that are one of the components
of coarse grained screenings from crushing and screening plants in the Kryvyi Rih basin..... 77

Ruzina M., Tereshkova O., Bilan N., Zhiltsova I.

- Role of dislocation metamorphism in endogenic ore-forming processes
within the Belozerska greenstone structure..... 82

Stetsenko V., Zavgorodnyaya V.

- Research of the aspects of folded structures of the north-western part
at Skelyuvatske deposit (Kryvyi Rih basin)..... 89

HYDROGEOLOGY, ENGINEERING AND ENVIRONMENTAL GEOLOGY

Reva M., Chomko D.

- The stratal water as an important economic component of the present day for oil companies of Ukraine 93

GEOLOGICAL INFORMATICS

Maslov B., Onischuk I., Shynkarenko A.

- Modelling of nonlinear viscoelastic properties of terrigenous-calcareous sandstones..... 99

Minenko R., Minenko P., Mechnikov Yu.

- The method of determining of depths to borders of the anomalous rock massifs
by the stable solution of the linear inverse problems of the magnetic field 106

СОДЕРЖАНИЕ

ОБЩАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Радковец Н., Кошиль Л.

Литологические особенности отложений девона Преддобруджского прогиба и оценка развития потенциальных коллекторов нефти и газа.....	6
---	---

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

Шнюков С., Лазарева И.

Распределение иттрия и некоторых других микроэлементов между сквозными сосуществующими акцессорными минералами: зависимость от температуры и ее использование в геохимических моделях	13
---	----

Черненко З., Мизерная М., Теут Е.

Пространственное размещение месторождений и проявлений облицовочного и поделочного камня (Восточный Казахстан)	28
---	----

ГЕОФИЗИКА

Выжва С., Онищук В., Иванченко Е., Онищук И., Рева Н., Дейнеко С.

Исследования геологического строения территорий размещения гидротехнических систем с помощью геофизических методов (на примере ГЭС "Сенже", Экваториальная Гвинея)	36
--	----

Малицкий Д., Муровская А., Гинтов О., Гнып А., Обидина А., Мычак С., Грыцай О., Павлова А.

Механизмы очагов землетрясения и поле напряжений Солотвинской впадины Закарпатья	43
---	----

Безродная И., Безродный Д., Козионова О.

Анализ влияния минерального скелета пород-коллекторов Руновщинской площади на упругие и акустические параметры (результаты математического моделирования)	52
--	----

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Михайлов В.

Сравнительная характеристика майкопской серии Каспийско-Черноморского региона	59
---	----

Портнов В., Мусина Е., Пономарева М., Рева Н.

Редкоземельная минерализация высокобарических сланцев участка "Редкоземельный-восток-1" (Иртышская зона смятия)	72
--	----

Демченко О., Евтехов В., Георгиева Е.

Минеральный состав богатых железных руд – одного из компонентов крупнозернистого отсева дробильно-сортировочных фабрик Криворожского бассейна	77
--	----

Рузина М., Терешкова О., Билан Н., Жильцова И.

Роль дислокационного метаморфизма в эндогенном рудообразовании в Белозерской зеленокаменной структуре	82
--	----

Стеценко В., Завгородня В.

Исследование особенностей складчатой структуры северо-западной части Скелеватского месторождения (Криворожский железорудный бассейн)	89
---	----

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ И ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Рева М., Чомко Д.

Попутно-пластовая вода как важная экономическая составляющая функционирования нефтедобывающих предприятий Украины	93
--	----

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИКА

Маслов Б., Онищук И., Шинкаренко А.

Моделирование нелинейных вязко-упругих свойств терригенно-известняковистых песчаников	99
--	----

Миненко Р., Миненко П., Мечников Ю.

Метод определения глубин до границ аномальных массивов устойчивыми решениями обратных линейных задач магнитометрии	106
---	-----

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 551.863 /477

Н. Радковець, канд. геол. наук, ст. наук. співроб.

E-mail: radkov_n@ukr.net,

Л. Кошіль, пров. інженер

E-mail: koshillesia@gmail.com

Тел.: +38(032)2634161

Відділ седиментології провінцій горючих копалин НАН України

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України

вул. Наукова, 3-а, м. Львів, 79060, Україна

ЛІТОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ВІДКЛАДІВ ДЕВОНУ ПЕРЕДДОБРУДЗЬКОГО ПРОГИНУ ТА ОЦІНКА РОЗВИТКУ ПОТЕНЦІЙНИХ КОЛЕКТОРІВ НАФТИ І ГАЗУ

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

Проведено петрографічні дослідження девонських порід Переддобрудзького прогину. Встановлено, що нижньодевонські відклади лохківського ярусу представлені глинисто-карбонатним літофаціальним комплексом, який за своїми петрографічними характеристиками є продовженням верхньосилурійських нашарувань. Літофаціальний комплекс, який належить до пражсько-емського ярусів, складений теригенними червонувато-коричневими пісковиками, алевролітами і аргілітами, та є віковим аналогом континентальних відкладів девону, так званих "Old Red Sandstones". Відклади середнього (ейфельський, живецький яруси) та верхнього девону (франський, фаменський яруси) – це типові утворення карбонатної платформи, які представлені органогенно-детритовими вапняками, що зазнали часткової або повної доломітизації та сульфатизації. Відклади девону, які поширені в Переддобрудзькому прогині, залягають моноклінально, а їх потужності зростають в напрямку занурення прогину. Карбонатні відклади середнього та верхнього девону є квернозними, тріщинуватими, пористими, що дозволяє їх розглядати як потенційні колектори, нафтоносність яких підтверджена відкриттям двох родовищ – Жовтоярського та Східно-Саратського. Окрім відкладів середнього та верхнього девону сприятливі колекторські властивості для пошуку покладів газу мають теригенні відклади нижнього девону.

Ключові слова: девон, Переддобрудзький прогин, літофаціальні комплекси, петрографічний склад порід, колекторські властивості.

Вступ. Відклади девону, незважаючи на те, що вони зазнали сильної денудації, значно поширені в межах південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи від Чорного до Балтійського морів і становлять найпотужнішу товщу серед осадових нашарувань палеозою. Характерною особливістю девонських відкладів є їх нафтогазоносність. Шість газових та одне нафтове родовище відкрито у Люблінському (Польща) та Львівському (Україна) прогинах. Серед них Гліннінське, Цецежинське, Мелгевське та Комарувське родовища у Люблінському прогині, та Локачинське і Великомошівське родовища у Львівському прогині [13]. У межах дослідженої території (рис. 1) у Переддобрудзькому прогині відкрито два нафтові родовища: Східно-Саратське та Жовтоярське [1, 3]. Така кількість вже відкритих родовищ, а також значна потужність відкладів девону, вказують на перспективи подальших пошуків вуглеводнів в нашаруваннях цього вікового діапазону. Відклади девону Переддобрудзького прогину досліджувались значною кількістю науковців починаючи з 40-х років ХХ століття [3, 4, 6], що дозволило, насамперед, ідентифікувати їх стратиграфічне положення у розрізах, а також встановити поширення та речовинний склад.

Метою цієї роботи є детальні дослідження літологічних особливостей відкладів девону Переддобрудзького прогину, петрографічна характеристика літофаціальних комплексів та оцінка стратиграфічного та латерального поширення потенційних колекторів газу і нафти. На основі дослідженого петрографічного складу порід, встановлених потужностей відкладів девону, діапазону їх залягання в розрізі були побудовані карти поширення відкладів нижнього (лохківський та пражсько-емський яруси), середнього (ейфельський-живецький яруси) та верхнього девону (франський-фаменський яруси) з нанесенням ізопахіт, а також з виділенням літофаціальних комплексів.



Рис. 1. Схематична карта району досліджень

Короткий геологічний огляд. Осадовий чохол Переддобрудзького прогину та прилеглої до нього території лежить на архей-протерозойському фундаменті, складеному магматичними і метаморфічними породами. Фундамент виходить на денну поверхню в області Українського щита, а в напрямку зі сходу на захід від щита до зони Тейсейра-Торнквіста (ТТ) його поверхня занурюється, перекиваючись моноклінально залягаючою осадовою товщею, товщина якої досягає 7 км [3, 4].

Породи фундаменту перекиваються відкладами неопротерозою: рифею, вулканогенно-теригенною товщею нижнього венду та теригенно-глинистими відкладами верхнього венду. Верхній венд зі стратиграфічним неузгодженням перекивають глинисто-теригенні породи кембрію, на яких залягають значно зруйновані процесами денудації теригенно-карбонатні відклади ордовіку. Верхній ордовік (ашгіл) і нижній силур (пландовері) не встановлені в межах дослідженої території. Глинисто-карбонатно-сульфатні породи силуру, починаючи з венлоку, залягають на розмитій поверхні ордовіку, кембрію і венду. Гли-

нисто-карбонатні нашарування нижнього девону (лохківський ярус) зі стратиграфічною незгідністю залягають на теригенних відкладах празько-емського ярусів. Глинисто-теригенні і сульфатно-карбонатні породи середнього та верхнього девону, які *заянали* значної *денудації*, поширені лише в опущених блоках Переддобрудзького прогину. Відклади карбону, які перекривають верхньодевонські породи представлені вугленосними теригенно-карбонатними нашаруваннями. Породи пермського і ранньотріасового віку перекривають відклади карбону і частково верхнього девону [2, 3].

Відклади мезозою залягають на розмитій поверхні палеозою і верхнього докембрію. Теригенно-карбонатні породи юри з неузгодженням перекривають значно зруйновані у процесі *денудації* товщі тріасу і верхнього девону. Теригенно-карбонатні породи крейдового періоду,

а також верхньовендські нашарування, досягають Українського щита і перекривають зденудовані відклади юри, карбону, девону, силуру, кембрію і верхнього венду. Відклади кайнозою представлені палеогеном, неогеном та антропогеном.

Матеріали та методи. Дослідження відкладів девону проводились на підставі вивчення керна матеріалу (55 зразків), геофізичних даних (21 каротажна діаграма), а також порід у шліфах (177 шліфів) під мікроскопом. На рисунку 2, А наведено карту-схему території що вивчалась з локалізацією свердловин, за даними яких проводились петрографічні дослідження. Рис. 2, Б ілюструє літолого-стратиграфічне зіставлення розрізів цих свердловин. Геолого-геофізичні матеріали, використані в даній статті, були зібрані працівниками відділу седиментології провінцій горючих копалин ІГГК НАН України під час експедиційних робіт.

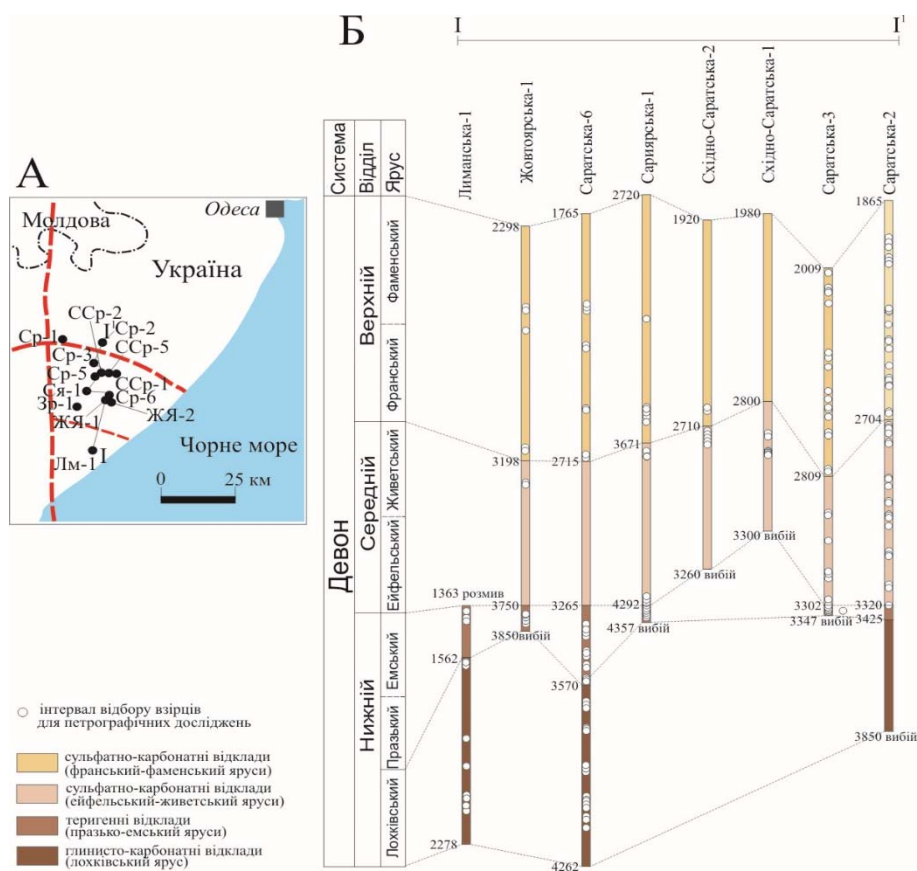


Рис. 2. А – карта-схема території досліджень з локалізацією свердловин за даними яких проводились петрографічні дослідження;

Б – літолого-стратиграфічне зіставлення розрізів свердловин (лінія І-І', див. рис. 2, А), які були найповніше охоплені петрографічними дослідженнями. Свердловини: ЖЯ – Жовтоярська, Зр – Заріченська, Лм – Лиманська, Мр – Мирнівська, Ср – Саратська, ССр – Східно-Саратська, Ся – Саріарська

Літологічна характеристика порід девону.

Нижній девон. Відклади нижнього девону в межах Переддобрудзького прогину представлені двома різними як за складом, так і за фаціальними особливостями товщами. Нижня частина розрізу (лохківський ярус) – за своїми петрографічними характеристиками майже не відрізняється від силурійських нашарувань (пржидольський ярус). Вона виділяється як глинисто-карбонатний літофаціальний комплекс, для якого характерними є глинисто-карбонатні породи зі значним вмістом кальциту (до 80%) та органічної речовини. Це є свідченням того, що палеоокеанографічна обстановка на початку девону була успадкована від силурійського періоду, якому були властиві обстановки осадконагромадження при підвищеній кількості CO₂ як в атмосфері, так і в водах морських басейнів [11].

Верхня частина нижньодевонського розрізу представлена зовсім іншими за генезисом породами – червонувато-коричневими теригенними нашаруваннями в яких вміст кальциту коливається від 4 до 18%. Ці породи є віковим аналогом континентальних відкладів девону, так званих "Old Red Sandstones" [8] і відображають одну з найяскравіших глобальних кисневих обстановок в історії Землі [9].

Лохківський ярус. Глинисто-карбонатні породи. Мергелі (рис. 3, А) сірого та темно-сірого кольору складені кальцитом (48–50%) та глинистим матеріалом (34–48%). У незначних кількостях в породі зустрічаються алевроитової розмірності зерна кварцу. В мергелях завжди присутній тонкодисперсний пірит, що трапляється також у вигляді окремих стяжін (<0,1 мм), завдяки чому порода має темне забарвлення. Мергелі часто містять рештки

фауни складеної карбонатами, а також пронизані стилітами, що заповнені дрібнозернистим кальцитом.

Вапняки органогенно-детритові, доломітизовані (рис. 3, Б) сірого та темно-сірого кольору. Вміст кальциту в породі коливається від 40 до 80%, доломіту від 10 до 45%, глинистого матеріалу від 5 до 15%. Скелетні рештки карбонатного складу представлені тентакулітами, остракодами, брахіоподами, в незначній кількості – коралами, а також зустрічаються рештки які неможливо ідентифікувати щодо їх фауністичної відповідності. Іноді у вапняках зустрічаються поодинокі зерна кварцу розміром до 0,05 мм, фосфатна речовина, яка сягає 5% в породі, а також пірит, що розпорошений у вапняку або ж знаходиться тут у формі невеликих стяжін.

Празько-емський яруси. Теригенні породи. Пісковики та алевроліти (рис. 3, В-Д) кварцові світло-зеленого,

зеленкувато-сірого і коричнювато-червоного кольору. Пісковики різнозернисті з глинистим цементом порового і контактово-порового типу, який просочений гідрооксидами заліза. Кальцит у цементі зазвичай складає 4–10%, максимальний вміст становить 18 %. Уламковий матеріал напівобкатаний, розміром 0,05–0,2 мм, представлений кварцом до 75%, польовими шпатами (5–15%) і лусочками слюди (біотит, мусковіт) від 1 до 3%. З акцесорних мінералів зустрічаються циркон, сфен, гранат і епідот. За мінералогічним складом алевроліти аналогічні до пісковиків.

Аргіліти (рис. 3, Е) складені тонколускуватою гідролітою орієнтованої текстури. Порода просочена гідрооксидами заліза, що зумовлює її темнокоричнєве забарвлення. Уламковий матеріал представлений кварцом (0,01–0,07 мм), який нерівномірно поширений у породі від поодиноких зерен до значної кількості – 25–30%. Іноді трапляються лусочки мусковіту та зерна польового шпату.

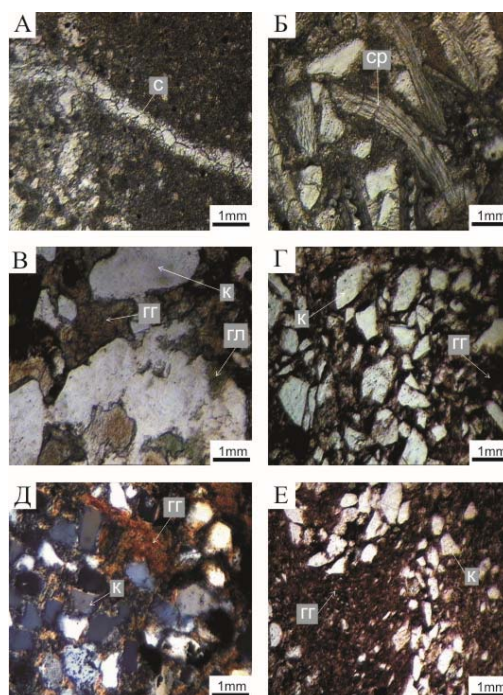


Рис. 3. Мікрофотографії порід нижнього девону Переддобрудзького прогину.

А – мергель, лохківський ярус, св. Лиманська-1, глибина 2357–2365 м; Б – органогенно-детритовий вапняк, лохківський ярус, св. Лиманська-1, глибина 1572–1577 м; В – пісковик різнозернистий з гідролітою просочений гідрооксидами заліза, пражько-емський ярус, св. Саріарська-1, глибина 4301–4305 м; Г, Д – алевроліт з гідролітою просочений гідрооксидами заліза, пражько-емський ярус: Г – св. Саратська-3, глибина 3339–3345 м, Д – св. Зарічненська-1, глибина 3348–3351 м;

Е – піщаний аргіліт просочений гідрооксидами заліза, пражько-емський ярус, Саратська-3, глибина 3339–3345 м;

гл – гідроліт просочений гідроксидами заліза, гл – глауконіт, к – кварц, с – стиліт заповнений кальцитом,

ср – скелетні рештки карбонатної фауни. Мікрофотографія Д зроблена на аналізатором, всі інші, без аналізатора

Середній та верхній девон. Відклади як середнього, так і верхнього девону є типовими нашаруваннями карбонатної платформи, які були глобально поширені в цьому віковому періоді [10]. Сприятливі палеоокеанографічні умови спричинили інтенсивний розвиток організмів з карбонатним скелетом, зокрема, і в межах району досліджень. Це сприяло нагромадженню органогенних вапняків, які внаслідок постседиментаційних процесів зазнали, в тій чи іншій мірі, доломітизації, іноді – до перетворення порід на доломіти. Поряд з карбонатною седиментацією відбувалося евапоритонагромадження, тому карбонатні породи середнього-верхнього девону є сульфатизованими або ж містять окремі прошарки ангідритів. В незначній кількості в нашаруваннях цього вікового діапазону зустрічаються глинисто-карбонатні (мергелі) та глинисті породи (аргіліти). Таким чином, відклади середнього-верхнього девону відносяться до сульфатно-карбонатного літофаціального комплексу.

Карбонатні породи. Органогенно-детритові вапняки (рис. 4, А-В) сірі доломітизовані, кристалічні, масивні. Основна маса породи складена мікро- та дрібнокристалічним кальцитом і доломітом; подекуди трапляються перекристалізовані рештки фауни, складені карбонатами. Порода містить 69–76% кальциту, 23–26% доломіту та 1–3% глинистого матеріалу. Для вапняків притаманні стилітові шви, а також кавернозність, яка виникла внаслідок перекристалізації породи. Ширина стилітових швів іноді досягає 2 мм, вони заповнені глинисто-бітумінозною речовиною та тонкозернистим піритом.

Доломіти (рис. 4, Г) коричнювато-сірого кольору, масивні. Представлені грубозернистим (0,3–2 мм) доломітом з поодинокими включеннями або окремими прошарками, заповненими ангідритом. В породі розвинені мікрокаверни та стилітові шви, які заповнені глинисто-бітумінозною речовиною та піритом, який поширений не лише у стилітах, а також знаходиться в породі у вигляді дрібних стяжін (до 0,5 мм). Доломіти містять від 80

до 96% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, від 1 до 15% ангідриту та від 3 до 6% глинистого матеріалу.

Сульфатні і сульфатно-карбонатні породи. Ангідрити та ангідритизовані доломіти. Породи сірі, щільні з незначною домішкою глинистого матеріалу, який нерівномірно розподілений у породі (рис. 4, Д, Е). Ангідрити, як

правило, містять включення ромбоєдричних зерен доломіту вміст яких досягає 50%. Часто зустрічаються ангідритизовані доломіти в яких міжзерновий простір заповнює ангідрит. Сульфатно-карбонатним, як і карбонатним породам, притаманна тріщинуватість, що проявляється у вигляді мікрокаверн заповнених бітуминозною речовиною.

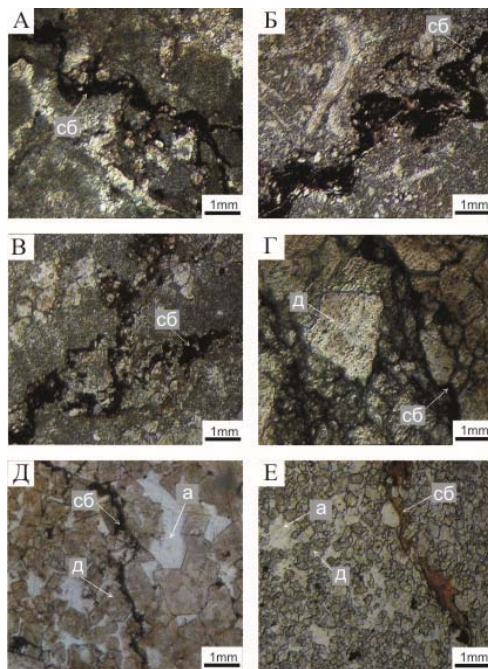


Рис. 4. Мікрофотографії порід середнього та верхнього девону Переддобрудзького прогину, без аналізатора.

А, Б, В – органогенно-детритовий доломітизований вапняк: А – франський ярус, св. Східно Саратська-4, глибина 2732,8 м,

Б – живетський ярус, св. Саратська-4, глибина 1948-1958 м, В – фаменський ярус, св. Саратська-2, глибина 2987-2992 м;

Г – кристалічнозернистий доломіт, ейфельський ярус, св. Саратська-1, глибина 2967-2992 м;

Д, Е – ангідритизований доломіт, з прожилками бітумів: Д – ейфельський ярус, св. Сарата-2, глибина 2931-2934 м,

Е – фаменський ярус, Саратська-2, глибина 2198-2203 м. а – ангідрит, д – доломіт, сб – стиліт, заповнений бітуминозною речовиною

Поширення та потужності відкладів девону.

Карти потужностей нижнього, середнього та верхнього девону в межах Переддобрудзького прогину та прилеглої території (рис. 5–8) були побудовані на основі вивчення електрокаротажних діаграм, кернового матеріалу та за даними [3, 4, 6].

Нижній девон. Для нижнього девону побудовано дві карти потужностей, які відображають дві різні обстановки осадоконагромадження – глинисто-карбонатної в лохківський і теригенної в празько-емський віки [12].

Як видно з рисунка 5, відклади лохківського ярусу закладають моноклінально, а їх потужності закономірно збільшуються від Українського щита в напрямку зони ТТ, досягаючи 800 метрів і більше. Відклади празько-емського ярусу – вікові аналоги "Old Red Sandstones" (рис. 6), теж характеризуються моноклінальним заляганням, але на відміну від глинисто-карбонатної товщі лохківського ярусу мають менші потужності (400–500 м) і меншу площу поширення.

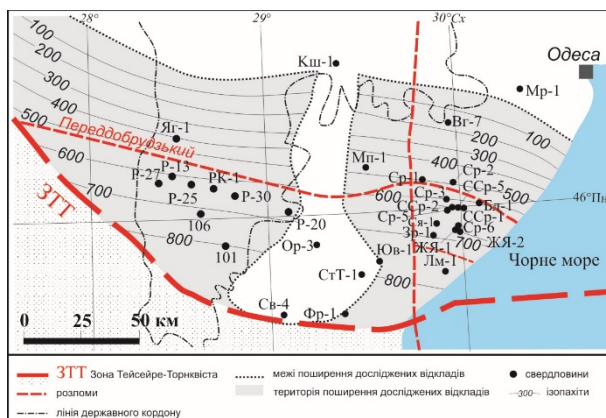


Рис. 5. Карта потужностей глинисто-карбонатних відкладів нижнього девону (лохківський ярус)

Переддобрудзького прогину.

Свердловини: Бл – Балабанівська, Вг – Вугільна, ЖЯ – Жовтоярська, Зр – Зарічненська, Кш – Кешенеу, Лм – Лиманська, Мр – Мирнівська, Мп – Мирнопольська, Ор – Орхівська, Св – Суворівська, Ср – Саратська, ССр – Східно-Саратська, СтТ – Старо-Троянська, Ся – Сариярська, РК – Канзас, Р-13 – Вікторівка, Р-20 – Валя-Пержей, Р-25 – Баймаклія, Р-30 – Баурчі, Р-27 – Готешти, Яг – Ярага

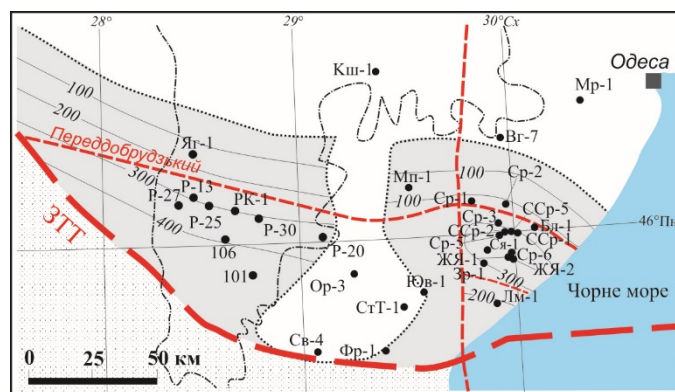


Рис. 6. Карта потужностей теригенних відкладів нижнього девону (празько-емський ярус) Переддобрудзького прогину. Умовні позначення див. рис. 5

Середній девон (ейфель, живет). Сульфатно-карбонатні породи середнього девону (рис. 7) в межах Переддобрудзького прогину обмежують своє поширення Переддобрудзьким розломом, і залягають окремими невеликими ділянками, де їх потужності одразу досягають чималих значень від 400 до 600 м, що є свідченням значної ерозії цих нашарувань і складної тектонічної ситуації в постдевонський час.

Верхній девон (фран, фамен). Відклади верхнього девону, які за речовинним складом є аналогічними до відкладів середнього девону, як видно з рисунка 8, ще й успадковують межі поширення цих відкладів, але верхньодевонська товща є потужнішою, за середньодевонську; її максимальні потужності становлять не менше 1200 м.

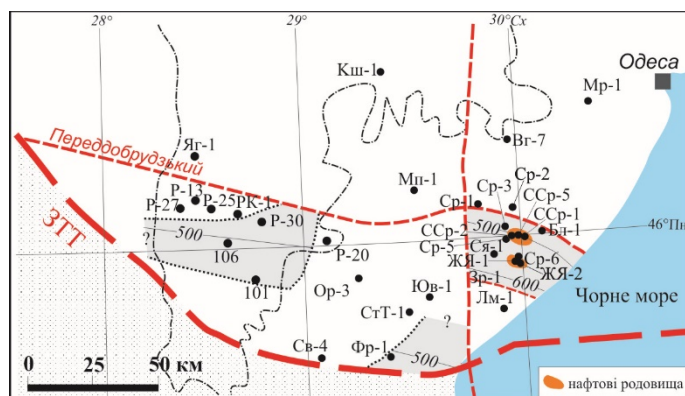


Рис. 7. Карта потужностей сульфатно-карбонатних відкладів середнього девону (ейфельський і живетський яруси) Переддобрудзького прогину. Умовні позначення див. рис. 5

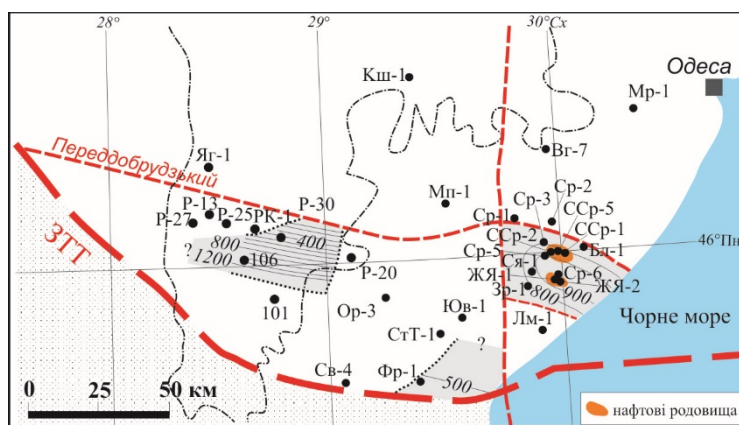


Рис. 8. Карта потужностей сульфатно-карбонатних відкладів верхнього девону (франський і фаменський яруси) Переддобрудзького прогину. Умовні позначення див. рис. 5

Нафтогазоносність. В межах Переддобрудзького прогину відкрито два невеликі нафтові родовища: Східно-Саратське та Жовтвярське. Нафтоносними є карбонатні колектори в нижній та середній частинах середнього девону і в підшві верхнього девону [1, 3]. Ці родовища прийняті на Державний баланс і знаходяться в консервації. Також в межах території досліджень на Білопільській, Саратській, Сарирській і Жовтвярській площах [1, 2, 5] виявлено припливи

нафти із середньо- верхньодевонської частини розрізу та встановлено численні нафтопрояви.

Хоча відклади середнього та верхнього девону зазнали значної денудації в межах Переддобрудзького прогину і поширені локально, проте їхні потужності досягають значних величин – 500–600 м, а для верхнього – 800–900 м. Породи цього віку представлені переважно

карбонатними породами, які зазнали значних постседиментаційних перетворень, що зумовило перекристалізацію органогенно-детритових вапняків, до часткової або й значної доломітизації та сульфатизації. Такі постседиментаційні зміни мали позитивний вплив на формування вторинної пористості, зокрема завдяки розвитку кавернозності та стилітолітових швів (рис. 2, 3). Пористість карбонатних колекторів середнього девону коливається від 1 до 3%, а їх проникність змінюється від $<0,01$ до $0,09 \cdot 10^{-3}$ мкм². В органогенно-детритових вапняках зі стилітовою тріщинуватістю, щільність тріщин становить $0,01\text{--}0,77$ см/см², тріщинна пористість – від $0,002$ до $0,96\%$ і проникність від $0,1$ до $600 \cdot 10^{-3}$ мкм² [2, 7]. Порооди франського та фаменського ярусів належать до поровокавернозно-стиліто-тріщинуватого типу колекторів, їх пористість коливається в межах $0,59\text{--}2,89\%$, зрідка до $3,04\text{--}5,92\%$, а в поодиноких зразках навіть $9,4\%$. Проникність зазвичай не перевищує $0,01 \cdot 10^{-3}$ мкм², інколи досягаючи $25,2 \cdot 10^{-3}$ мкм². Тріщинна пористість коливається від $0,001$ до $0,16\%$, проникність – від $0,02$ до $100 \cdot 10^{-3}$ мкм² [5].

Крім тріщин, у середньо-верхньодевонських породах спостерігаються порожнини вилугування овальної та видовженої форми розмірами до 2 мм, що утворені в результаті перекристалізації та доломітизації вапняків. Наявність каверн, вторинних пор і тріщин істотно підвищує ємнісні та фільтраційні властивості колекторів.

Отже, зважаючи на вище викладене, можна розглядати карбонатні відклади середнього та верхнього девону в межах української частини Переддобрудзького прогину в якості ймовірних вторинних колекторів, що пов'язані з постседиментаційними перетвореннями. Окрім перспективних на поклади нафти карбонатних відкладів середнього та верхнього девону, в межах території досліджень, варто звернути увагу на червоноколірні теригенні відклади нижнього девону (празький-емський яруси), які є віковими аналогами "Old Red Sandstones". В цих теригенних нашаруваннях встановлено поклад газу на Локачинському родовищі [1] та виявлено приплив газу з водою і слабе надходження світло-коричневого конденсату у свердловині Жовтоярська-1 [1, 3]. Теригенні відклади нижнього девону мають більшу площу поширення порівняно з середньо-верхньодевонськими, а потужності, в межах Переддобрудзького прогину, сягають 300 метрів і більше, що дозволяє розглядати ці нашарування перспективними для пошуків вуглеводнів [1, 3].

Висновки. Відклади нижнього девону в межах Переддобрудзького прогину представлені двома різними як за складом, так і за фаціальними особливостями товщами. Нижня частина розрізу (лохківський ярус) складена глинисто-карбонатними нашаруваннями зі значним вмістом у породах кальциту (до 80%) та органічної речовини, що є свідченням того, що палеоокеанографічна обстановка була успадкована від силурійського басейну. Верхня частина нижньодевонського розрізу, представлена іншими за генезисом породами – червонувато-коричневими теригенними нашаруваннями, в яких вміст кальциту коливається від 4 до 18%. Ці породи є віковим аналогом континентальних відкладів девону, так званих "Old Red Sandstones", і відображають одну з найяскравіших глобальних кисневих обстановок в історії Землі.

Відклади як середнього, так і верхнього девону являють собою типові утворення карбонатної платформи, які мали глобальне поширення в цьому віковому періоді. Вони складені органогенними вапняками, які внаслідок постседиментаційних процесів зазнали, в тій чи іншій мірі, доломітизації, іноді – до перетворення порід на доломіти. Поряд з карбонатною седиментацією відбувалося евапоритонагромадження, тому карбонатні породи середнього-верхнього девону є сульфатизованими або ж містять окремі прошарки ангідритів. В незначній кількості в нашаруваннях цього вікового діапазону

зустрічаються глинисто-карбонатні (мергелі) та глинисті породи (аргіліти).

Відклади девону залягають моноклінально, а максимальні потужності в найзануренішій ділянці прогину досягають: для лохківського ярусу – більше 800 метрів, а для празько-емського ярусів – більше 400 метрів. Відклади середнього та верхнього девону значно зденудовані і поширені лише в опущених блоках Переддобрудзького прогину. Потужність середньодевонських відкладів загалом становить $500\text{--}600$ метрів, а верхньодевонських – досягає 1200 метрів.

Наші дослідження показали, що карбонатні породи середнього та верхнього девону зазнали постседиментаційних перетворень в межах всієї території досліджень. Ці перетворення мали позитивний вплив на формування колекторських властивостей карбонатних порід. Зважаючи на значні потужності нашарувань середньо- та пізньодевонського віку можна стверджувати, що породи цього вікового діапазону потенційно мають сприятливі колекторські властивості для подальшого пошуку нових покладів вуглеводнів. Їх перспективність підтверджена відкриттям двох родовищ (Східно-Саратське, Жовтоярське). Окрім відкладів середнього та верхнього девону, сприятливі колекторські властивості для пошуку покладів газу мають теригенні відклади нижнього девону (празький-емський яруси), в яких у св. Жовтоярська-1 виявлено приплив газу з водою.

Подяки. Автори висловлюють подяку рецензентам за корисні та істотні зауваження, завдяки яким вдалося значно покращити зміст даної статті, а також доктору геологічних наук К.Г. Григорчуку та кандидату геолого-мінералогічних наук В.П. Гнідцю за допомогу і підтримку на всіх етапах роботи над публікацією.

Список використаних джерел

1. Атлас родовищ нафти і газу України. [Карті] : в 6-ти томах. Т. VI. Південний нафтогазоносний регіон / гол. ред. М.М. Іванюта; Укр. нафтогаз. акад. – Львів : Центр Європи, 1998. – 222 с.
2. Богаець А.Т. Геология шельфа УССР. Нефтегазоносность / А.Т. Богаець, Г.К.Бондарчук, И.В. Леськив и др. ; отв. ред. П.Ф. Шлак. – К.: Наук. думка, 1986. – 183 с.
3. Гнідець В.П. Літогенез девонських відкладів Придніпровського прогину (палеоокеанографія, седиментаційна циклічність, формування порід-колекторів) / В.П. Гнідець, К.Г. Григорчук, Б.М. Полухтович, В.О. Федішин. – Львів: УкрДГРІ, 2003. – 85 с.
4. Грищенко В.П. Новые данные о палеозойских отложениях Западного Причерноморья / В.П. Грищенко, К.Я. Гуревич, Б.М. Полухтович // Тектоника и стратиграфия. – 1986. – вып. 27. – С. 52-59.
5. Захарчук С.М. Вуглеводневий потенціал морських акваторій та суходолу Півдня України / С.М. Захарчук, П.М. Мельничук, О.М. Озерний, Б.М. Полухтович, В.О. Федішин, О. М.Федун // Збірник наукових праць УкрДГРІ. – 2007. – № 2. – С. 261-269.
6. Полухтович Б.М. Новые данные о средне- и верхнедевонских отложениях Преддобруджского прогиба (в пределах Молдавской ССР) / Б.М. Полухтович, П.Д. Букатчук, И.В. Генки // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. – 1971. – № 12. – С. 149-152.
7. Нафтогазоперспективні об'єкти України. Теоретичне і практичне обґрунтування пошуків нафти і газу в акваторіях України / П.Ф. Гожик, І.І. Чебаненко, В.П. Ключко та ін.; Національна Академія наук України, Інститут геологічних наук, Національна акціонерна компанія "Нафтогаз України", Державна геологічна служба України. – К.: ЕКМО, 2010. – 199 с.
8. Algeo T.J. Terrestrial-marine teleconnections in the Devonian: links between the evolution of land plants, weathering processes, and marine anoxic events / T.J. Algeo, S.E. Scheckler // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B. – 1998. – V. 353. – P. 113-130.
9. Dahl T.W. Devonian rise of atmospheric oxygen correlated to the radiations of terrestrial plants and predatory fish / T.W. Dahl, E.U. Hammarlund, A.D. Anbar, D.P.G. Bond, B.C. Gill, G.W. Gordon, A.H. Knoll, A.T. Nielsen, D.E. Canfield // Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA. – 2010. – V. 107. – P. 17911-17915.
10. Kiessling W. Patterns of Phanerozoic carbonate platform sedimentation / W. Kiessling, E. Flugel, J. Golonka // Lethaia. – 2003. – V. 36 – P. 195-226.
11. Radkovets N. The Silurian of southwestern margin of the East European Platform (Ukraine, Moldova and Romania): lithofacies and palaeoenvironments / N. Radkovets // Geological Quarterly. – 2015. – V. 59. – P. 105-118.
12. Radkovets N. Lower Devonian lithofacies and palaeoenvironments in the southwestern margin of the East European Platform (Ukraine, Moldova and Romania) / N. Radkovets // Estonian Journal of Earth Sciences. – 2016. – V. 65. – P. 207-220.

13. Radkovets N. Source rock geochemistry, petrography of reservoir horizons and origin of natural gases in the Devonian of SE Poland and western Ukraine / N. Radkovets, M. Kotarba, K. Wójcik // Geological Quarterly. – 2017. – V. 61. – P. 541-580.

References

1. Ivanyuta, M. M. (ed.). (1998). Atlas of Oil and Gas Fields in Ukraine. Vol. I-VI. South Region. Ukrainian Oil and Gas Academy. Lviv: Center of Europe, 222 p. [in Ukrainian].
2. Bogayets, A.T., Bondarchuk, G.K., Leskiv, G.V., Novosiletskiy, R.M., Paviuk, M. I., Paliy A.M., Panchenko, D.E., Samarskiy A.D., Chnykin, V.I., Chyr, N. M., Shvay, L.P., Shevchenko, E.F., Shpak, P.F., Yatselenko, V. S. (1986). Geology of shelf of the UkrSSR. Oil-and gas-bearing. Kyiv: Naukova Dumka, 183 p. [in Russian].
3. Gnidets, V.P., Grygorchuk, K.G., Poluchtovych, B.M., Fedyshyn, V.O. (2003). Lithogenesis of Devonian deposits of Dobrogean foredeep (paleoceanography, sedimentary cyclicity, reservoir rocks' formation). Lviv: UkrDGRI, 85 p. [in Ukrainian].
4. Gryshchenko, V.P., Gurevich, K. Y., Poluchtovych, B.M. (1986). New data on Paleozoic deposits of Western near-Black Sea region. Tektonika i stratigrafiya, 27, 52-59. [in Russian].
5. Zakharchuk, S.M., Melnychuk, P.M., Ozernyi, O.M., Polukhtovych, B.M., Fedyshyn, V.O., Fedun, O.V. (2007). Hydrocarbon potential of the offshore and onshore south of Ukraine. Zbirnyk naukovykh prats UkrDGRI, 2, 261-269. [in Ukrainian].
6. Poluchtovych, B.M., Bukatchuk, P.D., Genyk, I.V. (1971). New data on Middle and Upper Devonian deposits of Dobrogean foredeep (within Moldavian SSR). Izv. vuzov. Ser. Geology and exploration, 12, 149-152.

7. Gozhyk, P.V., Chebanenko, I.I., Klochko, V.P., Yevdoshchuk, M.I., Kraushkin, V.O., Franchuk, V.G., Krupskiy, B.L., Gladun, V.V., Maksymchuk, P.Y., Galko, T.M. (2010). Oil- and gas-prospective targets of Ukraine. Theoretical and practical substantiation of oil and gas prospecting in the offshore Ukraine. Kyiv: EKMO, 199 p. [in Ukrainian].

8. Algeo, T.J., Scheckler, S.E. (1998). Terrestrial-marine teleconnections in the Devonian: links between the evolution of land plants, weathering processes, and marine anoxic events. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, 353, 113-130.

9. Dahl, T.W., Hammarlund, E.U., Anbar, A.D., Bond, D.P.G., Gill, B.C., Gordon, G.W., Knoll, A.H., Nielsen, A.T., Canfield, D.E. (2010). Devonian rise of atmospheric oxygen correlated to the radiations of terrestrial plants and predatory fish. Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA, 107, 17911-17915.

10. Kiessling, W., Flügel, E., Golonka, J. (2003). Patterns of Phanerozoic carbonate platform sedimentation. Lethaia, 36, 195-226.

11. Radkovets, N. (2015). The Silurian of southwestern margin of the East European Platform (Ukraine, Moldova and Romania): lithofacies and palaeoenvironments. Geological Quarterly, 59, 105-118. doi: <http://dx.doi.org/10.7306/gq1226>.

12. Radkovets, N. (2016). Lower Devonian lithofacies and palaeoenvironments in the southwestern margin of the East European Platform (Ukraine, Moldova and Romania). Estonian Journal of Earth Sciences, 65, 207-220. doi: 10.3176/earth.2016.18

13. Radkovets, N., Kotarba, M., Wójcik, K. (2017). Source rock geochemistry, petrography of reservoir horizons and origin of natural gases in the Devonian of SE Poland and western Ukraine. Geological Quarterly, 61, 541-580, doi: 10.7306/gq

Надійшла до редколегії 14.04.17

N. Radkovets, Cand. Sci. (Geol.), Senior Researcher

E-mail: radkov_n@ukr.net,

L. Koshil, Leading Engineer

E-mail: koshillesia@gmail.com, tel.: (097) 603-42-48

Sedimentology of Combustible Deposits Department

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals NAS of Ukraine

3a Naukova Str., Lviv, 79060, Ukraine

LITHOLOGICAL FEATURES OF DEVONIAN DEPOSITS OF THE DOBROGEAN FOREDEEP AND ASSESSMENT OF POTENTIAL OIL AND GAS RESERVOIR ROCKS' OCCURRENCE

Petrographic investigations of Devonian strata of the Dobrogean Foredeep were performed. It was established that the Lower Devonian deposits of the Lochkovian are represented by clay-carbonate lithofacies, which by its petrographic characteristics are a continuation of the Upper Silurian strata. Lithofacies, which belong to Pragian-Emsian age, are made up of terrigenous reddish-brown sandstones, siltstones and argillites, which are the age equivalent of the continental Devonian deposits, the so-called "Old Red Sandstones". Deposits of the Middle Devonian (Eifelian, Givetian stages) as well as Upper Devonian (Frasnian, Famennian stages) represent typical carbonate platform sediments and are mainly made up of organogenic-detritic limestones, which underwent the partial or complete dolomitization and sulphatization. Devonian deposits are spread in the Dobrogean Foredeep and partly outside it. Generally they show monoclinical folding and their thickness increases towards the dipping of the Foredeep. Carbonate rocks of Middle and Upper Devonian are cavernous, fractured, porous, which allows considering them as potential oil reservoir rocks, whose oil-bearing is confirmed by the existence of two fields – Zhovtovyarske and Skhidno-Saratske. Apart from the Middle and Upper Devonian the favorable reservoir properties and hence the gas prospects have the terrigenous rocks of the Lower Devonian.

Keywords: Devonian, Dobrogean Foredeep, petrographic composition of rocks, lithofacies, reservoir properties.

Н. Радковец, канд. геол. наук, ст. науч. сотруд.

E-mail: radkov_n@ukr.net

Л. Кошиль, вед. инженер

E-mail: koshillesia@gmail.com, тел. +38(032)263416

Отделение седиментологии провинций горючих ископаемых

Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины

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

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ДЕВОНА ПРЕДДОБРУДЖСКОГО ПРОГИБА И ОЦЕНКА РАЗВИТИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА

Проведены петрографические исследования девонских пород Преддобруджского прогиба. Установлено, что нижнедевонские отложения лохковского яруса представлены глинисто-карбонатным литофациальным комплексом, который по своим петрографическим характеристикам является продолжением верхнесилурийских наложений. Литофациальный комплекс пражско-емского ярусов представлен терригенными красновато-коричневого цвета песчаниками, алевролитами и аргиллитами, которые являются возрастным аналогом континентальных отложений девона, так называемых "Old Red Sandstones". Отложения среднего (ейфельский, живетский яруса), так же как и верхнего девона (франский, фаменский яруса) составляют типичные наложения карбонатной платформы, представленные, в основном, органогенно-детритовыми известняками, которые подверглись частичной или полной доломитизации и сульфатизации. Отложения девона, распространенные в Преддобруджском прогибе, залегают моноклинально, а их мощности увеличиваются в направлении погружения прогиба. Карбонатные отложения среднего и верхнего девона являются кавернозными, трещиноватыми, пористыми, что позволяет рассматривать их в качестве потенциальных коллекторов нефти, нефтеносность которых подтверждена открытием двух месторождений – Жовтовьярского и Восточно-Саратского. Кроме вышеупомянутых отложений, благоприятные коллекторские свойства для поиска залежей газа имеют терригенные отложения нижнего девона.

Ключевые слова: девон, Преддобруджский прогиб, петрографический состав пород, мощности, коллекторские свойства.

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

УДК 548.3+549.4+549.6+550.4

С. Шнюков, д-р геол. наук, доц.
E-mail: shnyukov@mail.univ.kiev.ua,
И. Лазарева, канд. геол. наук, доц.
E-mail: lazareva@mail.univ.kiev.ua

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

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИТТРИЯ И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ
МЕЖДУ СКВОЗНЫМИ СОСУЩЕСТВУЮЩИМИ АКЦЕССОРНЫМИ МИНЕРАЛАМИ:
ЗАВИСИМОСТЬ ОТ ТЕМПЕРАТУРЫ И ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ
В ГЕОХИМИЧЕСКИХ МОДЕЛЯХ**

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

Рассмотрена возможность геотермометрии по распределению иттрия (Y) и редкоземельных элементов (REE) в парагенезисах циркона (Zrn) с апатитом (Apt), монацитом (Mnz), ксенотимом (Xnt) и флюоритом (Fl), которые могут последовательно формироваться в ходе эволюции магматических и магматогенно-гидротермальных систем. Анализ соответствующих реакций и эмпирических данных показал, что распределение Y в паре Apt-Zrn слабо зависит от состава расплава при условии его насыщения апатитом и цирконом. Это позволило считать зависимость $\ln K_Y^{Apt/Zrn} - 1/T$ ($K_Y^{Apt/Zrn} = C_Y^{Apt}/C_Y^{Zrn}$; C_Y^{Apt} , C_Y^{Zrn} – массовые концентрации Y в Apt и Zrn; T – абсолютная температура, K) линейной и откалибровать ее на основе геотермометрических оценок по парагенезисам породообразующих минералов. Полученное уравнение $y = (6,8009 \pm 0,3270)x - (7,1104 \pm 0,3133)$ ($y = \ln K_Y^{Apt/Zrn}$, $x = 1000/T$) применено в геохимической модели магматической эволюции гранитоидов для оценки температур начала кристаллизации ($T_{K(Y)}^{Apt/Zrn}$) насыщенных по Apt и Zrn порций остаточного расплава (петротипов) с использованием C_Y^{Zrn} и C_Y^{Apt} их наиболее ранних микрокристаллов, предположительно парагенных в таких условиях. Значения $T_{K(Y)}^{Apt/Zrn}$ сопоставлены с оценками, полученными для этих же петротипов по уравнениям растворимости Apt и Zrn в силикатных расплавах (T_{model}). Близость обеих независимых оценок для ранних дифференциатов существенно повышает достоверность геохимического моделирования начальных этапов магматической эволюции. Для ее поздних этапов и стадий формирования сопряженных магматогенных гидротермалитов возможны аналогичные термометрические оценки с использованием последовательно формирующихся парагенезисов Zrn-Mnz, Zrn-Xnt и Zrn-Fl.

Ключевые слова: циркон, апатит, флюорит, монацит, ксенотим, иттрий, микроэлементы, коэффициент распределения, температура кристаллизации, геохимическое моделирование.

Акцессорные минералы – третьестепенные кристаллические фазы эндогенных систем, в значительной степени контролирующее поведение микроэлементов в процессах петрогенеза и способные избирательно концентрировать их не только под влиянием кристаллохимических факторов, но и в зависимости от физико-химических условий кристаллизации. Исследование такой зависимости является прямой задачей геохимии акцессорных минералов. Достоверность получаемых данных определяет возможность решения обратной задачи, имеющей важнейшее петрологическое значение и состоящей в реставрации условий минералообразования по распределению элементов-примесей в акцессорных минералах и их ассоциациях. Для практической реализации этой возможности предпочтительны так называемые [23-25 и др.] сквозные сосуществующие акцессорные минералы (ССАМ) и, прежде всего, апатит и циркон, отличающиеся фактически повсеместной распространенностью, высокой изоморфной емкостью в отношении общих элементов-примесей и совместно кристаллизующиеся в широком диапазоне РТХ-условий.

Применительно к температурам минералообразования постановка, возможность и пути решения как прямой, так и обратной задач рассмотрены в ряде работ [8, 13, 16, 20, 23-25 и др.]. В качестве наиболее перспективного подхода предложено использовать межфазовое распределение трехвалентных примесных катионов, в первую очередь редкоземельных элементов (REE) и Y, общих для многих ассоциирующих акцессорных минералов [16, 20 и др.]. Получены фактические данные, подтверждающие правильность этого подхода [8, 9, 20, 23, 26 и др.] и предпринята

попытка ориентировочной эмпирической калибровки зависимости распределения Y в парагенезисе апатит-циркон от температуры [23, 24]. Однако, **проблема** состоит в том, что из-за недостатка, как необходимых термодинамических и экспериментальных данных, так и достоверной эмпирической информации по геохимии ССАМ, сформировавшихся в различных температурных условиях, до сих пор не были получены результаты, удовлетворяющие требованиям практической геотермометрии.

Целью настоящей работы является обобщение имеющейся информации по проблеме, поиск ее решения, адекватного современному состоянию данных и реальным исследовательским возможностям, а также оценка рациональности и эффективности использования такого решения в практике геохимического моделирования магматических и магматогенно-гидротермальных процессов.

Изоморфизм Y и других трехвалентных примесных катионов в апатите и цирконе. Результаты последних прецизионных аналитических исследований [31, 36, 40, 41 и др.] свидетельствуют, что из возможных [3, 15, 16 и др.] схем изоморфного вхождения Y^{3+} и других трехвалентных катионов-примесей (REE^{3+} и Sc^{3+}) для циркона ($Zr^{IV}[SiO_4]$) преимущественно реализуется "ксенотимовая" $[(Y, REE, Sc)^{3+} + P^{5+} \rightarrow Zr^{4+} + Si^{4+}]$, а для апатита ($Ca_3^{VII}Ca_2^{IX}[PO_4]_3(F, Cl, OH)$) – "бритолитовая" $[(Y, REE, Sc)^{3+} + Si^{4+} \rightarrow Ca^{2+} + P^{5+}]$ и "беловитовая" $[(Y, REE, Sc)^{3+} + Na^+ \rightarrow 2Ca^{2+}]$ схемы. Различия в

ионных радиусах замещаемых главных катионов (Ca^{2+} и Zr^{4+}) определяют способность циркона и апатита к селекции трехвалентных примесных катионов в соответствии с размерным критерием изоморфизма, который, учитывая близость свойств этих элементов и идентичность схем их изоморфного вхождения, играет роль ведущего кристаллохимического фактора [1, 19 и др.].

Установлено [3, 8, 9, 15, 16, 23, 25, 29, 31 и др.], что пределы вхождения многих трехвалентных примесей (например, Y^{3+}) в циркон и апатит весьма широки, однако непрерывность соответствующих изоморфных рядов не доказана. Минеральные виды, условно рассматриваемые как их крайние члены: $(\text{Y}, \text{REE}, \text{Sc})_4^{\text{VIII}} [\text{PO}_4]_4$ (ксенотим),

$(\text{REE}, \text{Y}, \text{Sc})_6^{\text{VII}} \text{Ca}_4^{\text{IX}} [\text{SiO}_4]_6 (\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})_2$ (бритолит) и

$(\text{REE}, \text{Y}, \text{Sc})_2^{\text{IX}} \text{Na}_2^{\text{VI}} \text{Ca}_6^{\text{VII}} [\text{PO}_4]_6 (\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})_2$ (беловит). Все

они, особенно два последних, редки, изучены недостаточно и в чистом, "монокатионном" виде в природе не встречаются из-за комплексного характера изоморфизма (постоянное присутствие других элементов-примесей, например, Sr, Mn, Th, Hf, Nb и др. [3, 15, 16 и др.], в приведенных формулах не отражено). Изоструктурность крайних членов доказана только для ряда циркон – ксенотим. Для рядов апатит – бритолит и апатит – беловит она, соответственно, проблематична, или соблюдается лишь в первом приближении [3, 15]. Ниже при анализе распределения Y в паре апатит-циркон для со-

ответствующих миналов приняты следующие обозначения и идеализированные формулы: Ap ("apatит") – $\text{Ca}_5 [\text{PO}_4]_3 \text{F}$; Ap(Y-Si) ("бритолит") – $\text{Y}_3 \text{Ca}_2 [\text{SiO}_4]_3 \text{F}$; Ap(Y-Na) ("беловит") – $\text{YNaCa}_3 [\text{PO}_4]_3 \text{F}$; Zrn ("циркон") – $\text{Zr} [\text{SiO}_4]$; Zrn(Y) ("ксенотим") – $\text{Y} [\text{PO}_4]$.

Лантано- и иттрийфилльность апатита, циркона и других акцессорных минералов. Различная специализация акцессорных минералов в отношении REE известна давно [1, 13, 14, 16 и др.]. Еще в 1970 г. А.П. Хомяковым [20], в качестве попытки охарактеризовать их способность к образованию селективно "цериевых" (REE_{Ce} : La-Gd), комплексных, а затем и селективно "иттриевых" (REE_{Y} : Tb-Lu) составов REE, был предложен ориентировочный ряд уменьшения сравнительной лантанофилльности минералов: [баритоцелестин, лампрофиллит] – [монацит, ортит] – [apatит, пирохлор] – [сфен, флюорит] – [андрадит, шорломит] – [циркон, ксенотим, спессартин], основанный преимущественно на имевшихся данных о их средних составах. Предполагалось [20], что положение в нем минералов определяет знак и относительную величину теплового эффекта равновесного обмена лантаноидами между фазами. То есть, если минералы А и В расположены в полярных частях ряда (левой и правой соответственно), а $A_{\text{REE}_{\text{Ce}}}$, $B_{\text{REE}_{\text{Ce}}}$ и $A_{\text{REE}_{\text{Y}}}$, $B_{\text{REE}_{\text{Y}}}$ – их селективно "цериевые" и "иттриевые" миналы, то смещение равновесия гипотетической обменной реакции типа:



вправо сопровождается эндотермическим эффектом, тем большим, чем полярнее положение А и В в ряду лантанофилльности [20]. Отсюда следует, что рост температуры кристаллизации парагенезиса А+В должен [20] приводить к уменьшению значения коэффициента распределения вида:

$$K_{\text{REE}_{\text{Ce}}/\text{REE}_{\text{Y}}}^{\text{A/B}} = \left(C_{\text{REE}_{\text{Ce}}} / C_{\text{REE}_{\text{Y}}} \right)^{\text{A}} / \left(C_{\text{REE}_{\text{Ce}}} / C_{\text{REE}_{\text{Y}}} \right)^{\text{B}}, \quad (2)$$

где $\left(C_{\text{REE}_{\text{Ce}}} / C_{\text{REE}_{\text{Y}}} \right)^{\text{A}}$ и $\left(C_{\text{REE}_{\text{Ce}}} / C_{\text{REE}_{\text{Y}}} \right)^{\text{B}}$ – отношения массовых концентраций REE_{Ce} и REE_{Y} в фазах А и В соответственно. При этом чувствительность $K_{\text{REE}_{\text{Ce}}/\text{REE}_{\text{Y}}}^{\text{A/B}}$ к изменению температуры определяется полярностью положения минералов в ряду лантанофилльности и контрастностью свойств используемой пары REE (максимально эффективна пара La – Lu) [20].

Приведенные соображения, а также отсутствие термодинамических данных для селективных редкоземельных миналов большинства акцессорных минералов, исключавшее анализ обменных реакций типа (1) обычными методами фазового соответствия, вынудили А.П. Хомякова предложить [20] выведенный им ряд лантанофилльности в качестве основы выбора оптимальных пар минералов и элементов для разработки редкоземельных геотермометров. Поскольку после выхода работы [20] для многих миналов (например "бритолитового" и "беловитового") положение принципиально не изменилось, в настоящей работе принят аналогичный "кристаллохимический"

$$K_{\text{Y}^{\text{Ap/Zrn}}}^{\text{Ap/Zrn}} = C_{\text{Y}^{\text{Ap}}}^{\text{Ap}} / C_{\text{Y}^{\text{Zrn}}}^{\text{Zrn}} \quad (3)$$

($C_{\text{Y}^{\text{Ap}}}^{\text{Ap}}$, $C_{\text{Y}^{\text{Zrn}}}^{\text{Zrn}}$ – массовые концентрации Y в апатите и цирконе соответственно) в магматических и метаморфических комплексах Урала, разнообразных по температурам образования. При этом для выбора $K_{\text{Y}^{\text{Ap/Zrn}}}^{\text{Ap/Zrn}}$ в качестве температурного индикатора и интерпретации его наблюдаемых значений использован именно приведенный выше ряд лантанофилльности [20], хотя, заметим, это требует отождествления Y с наиболее тяжелыми лантаноидами. Такое допущение нельзя считать оправданным, так как геохимически и кристаллохимически (в том числе по ионному радиусу) Y максимально соответствует не Yb

подход, что потребовало его развития по сравнению с первоначальным вариантом.

Так, опубликованные [8, 9, 23, 24, 26, 27 и др.] и наши новые данные открывают возможность использования в геотермометрии по апатит-цирконовым парагенезисам не только рассмотренных в [20] REE, но и Y, который является их ближайшим аналогом. Однако, как отмечалось нами и ранее [23, 24], межфазовое распределение этого элемента явно не укладывается в простую схему [20] обмена полярными лантаноидами. Например А.А. Краснобаевым с соавторами [8] исследованы вариации коэффициента распределения

и Lu, а Ho и Dy – членам средней подгруппы REE согласно трехчленному их делению [14 и др.] на "лантановую" (REE_1 : La-Nd), собственно "иттриевую" (REE_2 : Sm-Ho) и "скандиевую" ("лютециевую") (REE_3 : Er-Lu) подгруппы. Действительно, в работе [8] наблюдается противоречие между эмпирическими данными и привлеченной для их интерпретации простой моделью – значения $K_{\text{Y}^{\text{Ap/Zrn}}}^{\text{Ap/Zrn}}$ возрастают с уменьшением температуры кристаллизации, в то время как при правомерности принятого допущения они должны снижаться.

Этот пример подчеркивает первый серьезный недостаток предложенного в [20] ряда лантанофилльности – его применимость ограничена лишь анализом реакций

типа (1). Для анализа обменных равновесий с участием Y и REE₂ он непригоден и нуждается в дополнении оценками другого параметра – "иттрофильности" [23, 24] минералов. Второй недостаток ряда состоит в том, что последовательность в нем минералов выбрана на основе их средних составов, неизбежно обобщающих данные по парагенезисам, сформировавшимся в различных температурных диапазонах. По этой причине ряд [20] в той или иной мере искажен не учтенным влиянием температуры минералообразования и требует уточнения с использованием количественных кристаллохимических критериев. Ряд "иттрофильности" для анализа обменных реакций с участием Y и REE₂ рационально формировать на аналогичной основе.

Для устранения перечисленных недостатков вместо простой "двухкомпонентной" модели REE (REE_{ce} – REE_y) [20] примем (вслед за [14 и др.]) для трехвалентных катионов-примесей также упрощенную, однако более реалистичную "трехкомпонентную" модель: [REE₁] – [REE₂+Y] – [REE₃+(Sc)]. Представим их межфазовое распределение в виде набора принципиальных уравнений гипотетических обменных реакций, характеризующих все его практически важные варианты. Уравнение (1) вместе с соответствующим коэффициентом распределения (2) входят, естественно, в этот набор. Однако, учитывая их максимальную эффективность именно для наиболее контрастных по свойствам лантаноидов (REE₁ и REE₃), придадим им вид, который вообще исключает REE₂ и Y из сферы ответственности:

$$A_{\text{REE}_1} + B_{\text{REE}_3} = A_{\text{REE}_3} + B_{\text{REE}_1}, \quad (4)$$

$$K_{\text{REE}_1/\text{REE}_3}^{A/B} = (C_{\text{REE}_1}/C_{\text{REE}_3})^A / (C_{\text{REE}_1}/C_{\text{REE}_3})^B, \quad (5)$$

где A и B – фазы с высокой и низкой лантанophilностью; A_{REE_1} , B_{REE_1} и A_{REE_3} , B_{REE_3} – их "лантановые" и "скандиевые" ("лютециевые") миналы; $(C_{\text{REE}_1}/C_{\text{REE}_3})^A$ и $(C_{\text{REE}_1}/C_{\text{REE}_3})^B$ – отношения массовых концентраций REE₁ и REE₃ в фазах A и B соответственно. Уравнение (4) дополняется двумя частными случаями:

$$A_a + B_{\text{REE}_1} + b^L = A_{\text{REE}_1} + B_b + a^L, \quad (6)$$

$$A_a + B_{\text{REE}_3} + b^L = A_{\text{REE}_3} + B_b + a^L, \quad (7)$$

где A_a и B_b – "чистые" фазы с незамещенными главными элементами (a и b); a^L и b^L – компоненты минералообразующей среды (расплав, раствор), соответствующие замещаемым в фазах A и B главным элементам. Тогда все многообразие вероятных обменных реакций с участием Y и REE₂ можно свести к следующим трем типам уравнений:

$$A_{\text{REE}_1} + B_{Y(\text{REE}_2)} = A_{Y(\text{REE}_2)} + B_{\text{REE}_1}, \quad (8)$$

$$A_{\text{REE}_3} + B_{Y(\text{REE}_2)} = A_{Y(\text{REE}_2)} + B_{\text{REE}_3}, \quad (9)$$

$$A_a + B_{Y(\text{REE}_2)} + b^L = A_{Y(\text{REE}_2)} + B_b + a^L, \quad (10)$$

где, в отличие от (4)–(7), A и B – фазы с высокой и низкой "иттрофильностью" соответственно, а $A_{Y(\text{REE}_2)}$ и $B_{Y(\text{REE}_2)}$ – их "иттриевые" миналы.

Уравнения (4), (6)–(10) различны по значению и применимости. Реакции (4), (8) и (9) предпочтительны ввиду очевидного отсутствия влияния состава минералообразующей среды (расплав, раствор) на соответствующие константы равновесия. Первая из них (4) теоретически оптимальна, но максимально эффективна лишь при использовании наиболее полярных по лантанophilности минералов и наиболее контрастных по свойствам лантаноидов. К сожалению, в этом случае содержания последних в соответствующих минералах такого парагенезиса могут быть слишком низки для уверенного аналитического определения или (и) их входжение в фазы может быть обусловлено иными механизмами, а не рассмотренными выше изоморфными схемами. Такая ситуация весьма актуальна, например для наиболее распространенных парагенезисов, включающих циркон, в котором концентрации REE₁ (особенно La) часто не превышают первых ppm [31, 41 и др.]. Это ограничивает сферу применения реакции (4) и коэффициента распределения (5) далеко не самыми выгодными для термометрии парами минералов и элементов. Уравнения (8), (9)

формально заменяют реакцию (4) в рассмотренном случае, однако также подпадают под охарактеризованное выше "концентрационное" ограничение.

Перечисленные недостатки реакций типа (4), (8) и (9) во многом нивелируют их преимущества (не отвергая потенциальной применимости) и заставляют обратиться к уравнениям типа (6), (7) и (10) несмотря на заложенную в них явную зависимость межфазового распределения элементов от состава минералообразующей среды. Первые два из них, как и (4), (8), (9), подпадают под "концентрационные" ограничения, что, в совокупности с заведомо меньшей эффективностью и зависимостью от состава, вряд ли позволяет рекомендовать их к применению. Однако случай, описанный уравнением (10), лишен "концентрационных" ограничений (содержания Y, а часто и REE₂ достаточно высоки в большинстве акцессорных фаз), доступен для исследования даже при помощи относительно недорогих и простых аналитических методов (например [30], не говоря уже о современных вариантах LA-ICP-MS) и, следовательно, перспективен для решения прикладных задач. Ему соответствует практически важный коэффициент распределения:

$$K_{Y(\text{REE}_2)}^{A/B} = C_{Y(\text{REE}_2)}^A / C_{Y(\text{REE}_2)}^B, \quad (11)$$

где $C_{Y(\text{REE}_2)}^A$ и $C_{Y(\text{REE}_2)}^B$ – массовые концентрации Y и (или) REE₂ в более (A) и менее (B) иттрофильных фазах соответственно. Его вариант для парагенезиса апатит-циркон (3) использован в работе [8], наших предварительных публикациях [23, 24, 26, 27 и др.] и рассмотрен ниже после более строгого и объективного определения понятий "лантанophilность" и "иттрофильность".

Уточняя формулировки цитируемых работ, "лантанophilность" [20] и "иттрофильность" [23, 24] минералов

рационально охарактеризовать как их кристаллохимически обусловленную способность к селективному накоплению REE₁ (La) вместо REE₃ (Lu) в первом случае и

только Y (REE₂) во втором. Принимая во внимание близость химических свойств рассматриваемых трехвалентных примесных элементов и идентичность схем их изоморфного вхождения в структуру минералов, главным фактором, определяющим эту способность, следует считать относительное различие ионных радиусов замещаемого главного (R_k) и замещающего примесного (R_i) катионов [17 и др.]. Величину такого различия можно охарактеризовать как $\Delta R'_i = 100\Delta R_i/R_k$ (

$$B_{La/Lu} = 100 \Delta R'_{La} / (\Delta R'_{La} + \Delta R'_{Lu}) + 2,668, \quad (12)$$

$$B_Y = \Delta R'_Y. \quad (13)$$

Сопоставление оценок B_{La/Lu} и B_Y для акцессорных минералов (использованы приведенные в [19] значения ионных радиусов Р.Д.Шеннона в координации замещаемого катиона), представлено на рис. 1, б. На его основе сформирован новый ряд лантанофильности: [целестин] – [монацит, бастнезит, перовскит, лопарит] – [апатит,

$\Delta R_i = R_k - R_i$) или как $\Delta R'_i = 100 - |\Delta R'_i|$, что удобнее в рассматриваемом случае, а его контролирующую роль в изоморфизме REE³⁺ и Y³⁺ легко проиллюстрировать монотонной зависимостью их коэффициентов распределения минерал/расплав (D_i) от $\Delta R'_i$ (рис. 1, а). Поэтому для лантанофильности и иттрофильности минералов рационально ввести, соответственно, следующие количественные характеристики:

сфен, флюорит, ортит, пирохлор, андрадит] – [ксенотим] – [спессартин] – [циркон], а также ряд иттрофильности минералов: [ксенотим] – [спессартин] – [апатит, сфен, флюорит, андрадит, ортит, пирохлор] – [монацит, бастнезит, перовскит, лопарит] – [целестин] – [циркон]. Лантанофильность и иттрофильность уменьшаются в них слева направо.

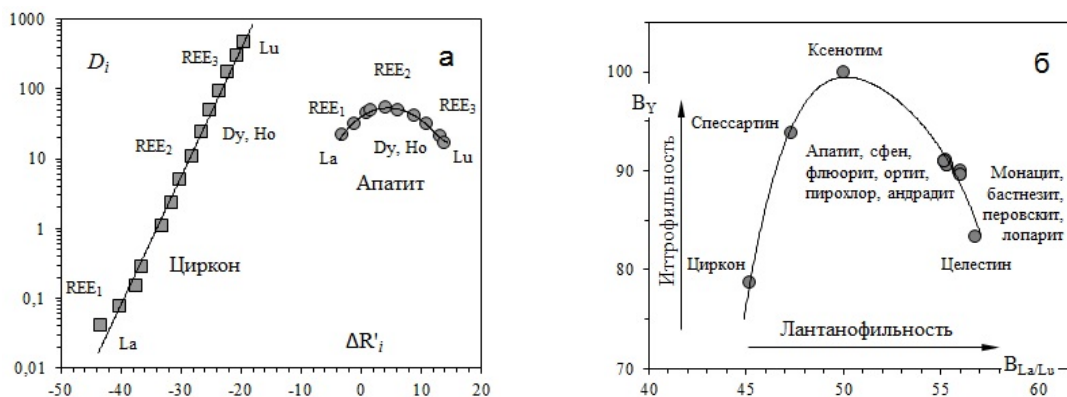


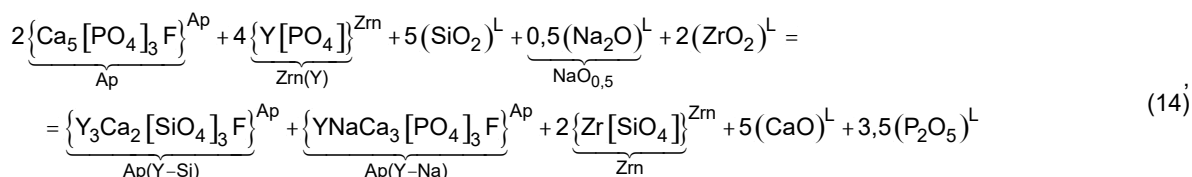
Рис. 1. Пример монотонной зависимости коэффициентов распределения минерал/расплав (D_i) индивидуальных REE (i) от $\Delta R'_i = 100\Delta R_i/R_k$ для циркона и апатита (значения D_i приняты по данным [19, 32]) (а) и соотношение полученных оценок лантано- (B_{La/Lu}) и иттрофильности (B_Y) акцессорных минералов, входящих в одноименные ряды (б)

Нетрудно заметить (рис. 1, б), что новый ряд лантанофильности во многом отличается от предложенного в работе [20], хотя и повторяет его в общих чертах, а снижение в нем B_{La/Lu} отнюдь не во всех частях соответствует возрастанию иттрофильности (B_Y) в одноименном ряду. Такая зависимость имеет место лишь в левой части ряда лантанофильности вплоть до его середины, которая маркируется ксенотимом – минералом с B_{La/Lu} = 50, что предопределено формой выражения (12), и заведомо максимальной его иттрофильностью (B_Y = 100). В правой части ряда эта зависимость меняется на обратную.

Приведенные ряды и установленные количественные соотношения между B_{La/Lu} и B_Y обеспечивают уверен-

ный выбор минеральных пар для реакций (4), (6)-(10). Например, для уже обсуждавшегося распределения Y в паре апатит-циркон, описываемого перспективной реакцией (10), предложенный нами ряд иттрофильности (в отличие от любого ряда лантанофильности) хорошо объясняет зафиксированный ранее [8, 23, 24, 26, 27] рост значений K_Y^{Ap/Zm} с падением температуры кристаллизации парагенезиса. Рассмотрим этот случай подробнее.

Равновесие апатит+циркон в магматических условиях. Допуская одновременное выполнение для апатита "бритолитовой" и "беловитовой", а для циркона только "ксенотимовой" изоморфных схем и игнорируя другие схемы как малозначимые, можно записать следующее обобщенное уравнение с соответствующей константой равновесия:



$$K_{\Sigma} = \frac{a_{\text{Ap(Y-Si)}}^{\text{Ap}} \cdot a_{\text{Ap(Y-Na)}}^{\text{Ap}} \cdot (a_{\text{Zm}}^{\text{Zm}})^2 \cdot (a_{\text{CaO}}^{\text{L}})^5 \cdot (a_{\text{P}_2\text{O}_5}^{\text{L}})^{3,5}}{(a_{\text{Ap}}^{\text{Ap}})^2 \cdot (a_{\text{Zm(Y)}}^{\text{Zm}})^4 \cdot (a_{\text{SiO}_2}^{\text{L}})^5 \cdot a_{\text{NaO}_{0,5}}^{\text{L}} \cdot (a_{\text{ZrO}_2}^{\text{L}})^2}, \quad (15)$$

где a_i^α – активность компонента i в фазе α (L – расплав). Учет $a_{Zm}^{Zm} = 1$ и $a_{Ap}^{Ap} = 1$ (чистые компоненты) упрощает выражение (15):

$$K_\Sigma = \frac{a_{Ap(Y-Si)}^{Ap} \cdot a_{Ap(Y-Na)}^{Ap} \cdot (a_{CaO}^L)^5 \cdot (a_{P_2O_5}^L)^{3,5}}{(a_{Zm(Y)}^{Zm})^4 \cdot (a_{SiO_2}^L)^5 \cdot a_{NaO_{0,5}}^L \cdot (a_{ZrO_2}^L)^2}. \quad (16)$$

Принимая модель неупорядоченной (локальный баланс заряда отсутствует) двухпозиционной идеальной смеси для каждой из минеральных фаз, активности их минералов можно оценить [5] как

$$a_{Ap(Y-Si)}^{Ap} = (X_{Y-Si}^{Ap})^3 \cdot (X_{Si}^{Ap})^3, \quad (17)$$

$$a_{Ap(Y-Na)}^{Ap} = X_{Y-Na}^{Ap} \cdot X_{Na}^{Ap}, \quad (18)$$

$$a_{Zm(Y)}^{Zm} = X_Y^{Zm} \cdot X_P^{Zm}, \quad (19)$$

где X_i^α – ионная доля катиона i в соответствующей подрешетке фазы α , а Y_{Si} и $Y_{Na} - Y^{3+}$, вхождение которого в апатит обусловлено "бритолитовой" и "беловитовой" схемами соответственно. Подстановка соотношений (17)-(19) в выражение (16) приводит его к виду

$$K_\Sigma \approx \frac{(X_{Y-Si}^{Ap})^3 \cdot (X_{Si}^{Ap})^3 \cdot X_{Y-Na}^{Ap} \cdot X_{Na}^{Ap} \cdot (a_{CaO}^L)^5 \cdot (a_{P_2O_5}^L)^{3,5}}{(X_Y^{Zm})^4 \cdot (X_P^{Zm})^4 \cdot (a_{SiO_2}^L)^5 \cdot a_{NaO_{0,5}}^L \cdot (a_{ZrO_2}^L)^2}, \quad (20)$$

причем X_i^α примесных катионов могут быть приблизительно оценены следующим образом:

$$X_{Y-Si}^{Ap} \approx \frac{Y_{Si}^{Ap}}{Y_{Si}^{Ap} + 0,6Ca^{Ap}} \approx \frac{Y_{Si}^{Ap}}{0,6Ca^{Ap}} = \frac{A_{Ca}}{A_Y \cdot 0,6Ca^{Ap}} \cdot C_{Y-Si}^{Ap} \approx 0,0191 \cdot C_{Y-Si}^{Ap}, \quad (21)$$

$$X_{Si}^{Ap} = \frac{Si^{Ap}}{Si^{Ap} + P^{Ap}} \approx \frac{Si^{Ap}}{P^{Ap}} = \frac{Y_{Si}^{Ap}}{P^{Ap}} = \frac{A_P}{A_Y \cdot C_P^{Ap}} \cdot C_{Y-Si}^{Ap} \approx 0,0189 \cdot C_{Y-Si}^{Ap}, \quad (22)$$

$$X_{Y-Na}^{Ap} \approx \frac{Y_{Na}^{Ap}}{Y_{Na}^{Ap} + 0,2Ca^{Ap}} \approx \frac{Y_{Na}^{Ap}}{0,2Ca^{Ap}} = \frac{A_{Ca}}{A_Y \cdot 0,2Ca^{Ap}} \cdot C_{Y-Na}^{Ap} \approx 0,0573 \cdot C_{Y-Na}^{Ap}, \quad (23)$$

$$X_{Na}^{Ap} \approx \frac{Na^{Ap}}{Na^{Ap} + 0,2Ca^{Ap}} \approx \frac{Na^{Ap}}{0,2Ca^{Ap}} = \frac{Y_{Na}^{Ap}}{0,2Ca^{Ap}} = \frac{A_{Ca}}{A_Y \cdot 0,2Ca^{Ap}} \cdot C_{Y-Na}^{Ap} \approx 0,0573 \cdot C_{Y-Na}^{Ap}, \quad (24)$$

$$X_Y^{Zm} = \frac{Y^{Zm}}{Y^{Zm} + Zr^{Zm}} \approx \frac{Y^{Zm}}{Zr^{Zm}} = \frac{A_{Zr}}{A_Y \cdot C_{Zr}^{Zm}} \cdot C_Y^{Zm} \approx 0,0207 \cdot C_Y^{Zm}, \quad (25)$$

$$X_P^{Zm} = \frac{P^{Zm}}{P^{Zm} + Si^{Zm}} \approx \frac{P^{Zm}}{Si^{Zm}} = \frac{Y^{Zm}}{Si^{Zm}} = \frac{A_{Si}}{A_Y \cdot C_{Si}^{Zm}} \cdot C_Y^{Zm} \approx 0,0204 \cdot C_Y^{Zm}, \quad (26)$$

где C_i^α – массовая концентрация элемента i в фазе α , A_i – его атомная масса, $i^\alpha = C_i^\alpha / A_i$, а для C_{Ca}^{Ap} , C_P^{Ap} , C_{Zr}^{Zm} и C_{Si}^{Zm} приняты стехиометрические значения. Поэтому, после подстановки соотношений (21)-(26) в выражение (20) можно записать:

$$K_\Sigma \approx 4,8573 \cdot \frac{(C_{Y-Si}^{Ap})^6 \cdot (C_{Y-Na}^{Ap})^2 \cdot (a_{CaO}^L)^5 \cdot (a_{P_2O_5}^L)^{3,5}}{(C_Y^{Zm})^8 \cdot (a_{SiO_2}^L)^5 \cdot a_{NaO_{0,5}}^L \cdot (a_{ZrO_2}^L)^2}. \quad (27)$$

Учет реального долевого участия "бритолитовой" и "беловитовой" схем в изоморфизме при помощи, соответственно, атомных отношений $\frac{Si^{Ap}}{Si^{Ap} + Na^{Ap}}$ и $\frac{Na^{Ap}}{Si^{Ap} + Na^{Ap}}$ в апатите дает:

$$C_{Y-Si}^{Ap} = \frac{Si^{Ap}}{Si^{Ap} + Na^{Ap}} \cdot C_Y^{Ap}, \quad C_{Y-Na}^{Ap} = \frac{Na^{Ap}}{Si^{Ap} + Na^{Ap}} \cdot C_Y^{Ap}, \quad (28)$$

где C_Y^{Ap} – валовая массовая концентрация Y в апатите. Подстановка соотношений (28) приводит выражение (27) к виду

$$K_\Sigma \approx 4,8573 \cdot \frac{(Si^{Ap})^6 \cdot (Na^{Ap})^2 \cdot (C_Y^{Ap})^8 \cdot (a_{CaO}^L)^5 \cdot (a_{P_2O_5}^L)^{3,5}}{(Si^{Ap} + Na^{Ap})^8 \cdot (C_Y^{Zm})^8 \cdot (a_{SiO_2}^L)^5 \cdot a_{NaO_{0,5}}^L \cdot (a_{ZrO_2}^L)^2}, \quad (29)$$

откуда после логарифмирования и простых преобразований получаем:

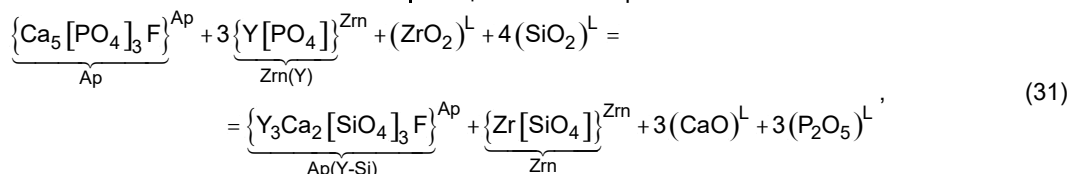
$$\ln K_Y^{Ap/Zm} \approx \frac{1}{8} \ln K_\Sigma - \frac{1}{8} (\ln M_\Sigma + \ln N) - 0,1976, \quad (30)$$

где $K_Y^{Ap/Zm} = C_Y^{Ap} / C_Y^{Zm}$, $M_\Sigma = \frac{(a_{CaO}^L)^5 \cdot (a_{P_2O_5}^L)^{3,5}}{(a_{SiO_2}^L)^5 \cdot a_{NaO_{0,5}}^L \cdot (a_{ZrO_2}^L)^2}$, а $N = \frac{(Si^{Ap})^6 \cdot (Na^{Ap})^2}{(Si^{Ap} + Na^{Ap})^8}$.

Аналогичным образом может быть исследован наиболее контрастный случай упорядоченной (имеет место локальная компенсация заряда [5]) однопозиционной смесимости по идеальной модели. Рассмотрим его в

двух крайних вариантах, которые предполагают выполнение только одной из обсужденных выше ведущих для апатита изоморфных схем.

"Бритолитовый" вариант реакции (14) и соответствующая константа равновесия:



$$K_1 = \frac{a_{Ap(Y-Si)}^{Ap} \cdot a_{Zm}^{Zm} \cdot (a_{CaO}^L)^3 \cdot (a_{P_2O_5}^L)^3}{a_{Ap}^{Ap} \cdot a_{Zm(Y)}^{Zm} \cdot a_{ZrO_2}^L \cdot (a_{SiO_2}^L)^4} = \frac{a_{Ap(Y-Si)}^{Ap} \cdot (a_{CaO}^L)^3 \cdot (a_{P_2O_5}^L)^3}{a_{Zm(Y)}^{Zm} \cdot a_{ZrO_2}^L \cdot (a_{SiO_2}^L)^4} \quad (a_{Zm}^{Zm} = a_{Ap}^{Ap} = 1). \quad (32)$$

Последовательное использование соотношений (21) и (25) в рамках принятой модели твердого раствора позволяет определить активности миналов следующим образом:

$$a_{Ap(Y-Si)}^{Ap} = X_{Ap(Y-Si)}^{Ap} = X_Y^{Ap} \approx 0,0191 \cdot C_Y^{Ap} \quad (X_Y^{Ap} = X_{Y_{Si}}^{Ap}, C_Y^{Ap} = C_{Y_{Si}}^{Ap}), \quad (33)$$

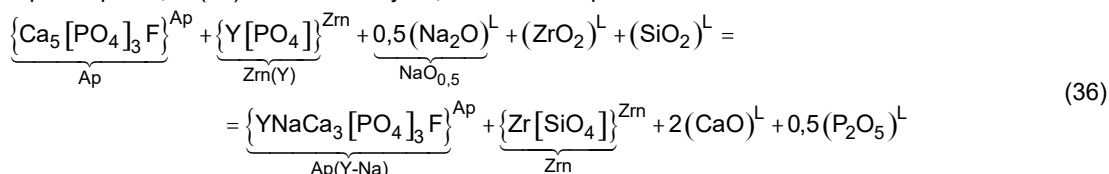
$$a_{Zm(Y)}^{Zm} = X_{Zm(Y)}^{Zm} = X_Y^{Zm} \approx 0,0207 \cdot C_Y^{Zm}. \quad (34)$$

После подстановки соотношений (33) и (34) в выражение (32), логарифмирования и простых преобразований получаем:

$$\ln K_Y^{Ap/Zm} \approx \ln K_1 - \ln M_1 + 0,0513, \quad (35)$$

$$\text{где } K_Y^{Ap/Zm} = C_Y^{Ap} / C_Y^{Zm}, \text{ а } M_1 = \frac{(a_{CaO}^L)^3 \cdot (a_{P_2O_5}^L)^3}{a_{ZrO_2}^L \cdot (a_{SiO_2}^L)^4}.$$

"Беловитовый" вариант реакции (14) и соответствующая константа равновесия:



$$K_2 = \frac{a_{Ap(Y-Na)}^{Ap} \cdot a_{Zm}^{Zm} \cdot (a_{CaO}^L)^2 \cdot (a_{P_2O_5}^L)^{0,5}}{a_{Ap}^{Ap} \cdot a_{Zm(Y)}^{Zm} \cdot a_{NaO_{0,5}}^L \cdot a_{ZrO_2}^L \cdot a_{SiO_2}^L} = \frac{a_{Ap(Y-Na)}^{Ap} \cdot (a_{CaO}^L)^2 \cdot (a_{P_2O_5}^L)^{0,5}}{a_{Zm(Y)}^{Zm} \cdot a_{NaO_{0,5}}^L \cdot a_{ZrO_2}^L \cdot a_{SiO_2}^L} \quad (a_{Zm}^{Zm} = a_{Ap}^{Ap} = 1). \quad (37)$$

Активность "ксенотимового" минала в цирконе определяется соотношением (34), а "беловитового" в апатите – следующим выражением, полученным с использованием соотношения (23):

$$a_{Ap(Y-Na)}^{Ap} = X_{Ap(Y-Na)}^{Ap} = X_Y^{Ap} \approx 0,0573 \cdot C_Y^{Ap} \quad (X_Y^{Ap} = X_{Y_{Na}}^{Ap}, C_Y^{Ap} = C_{Y_{Na}}^{Ap}). \quad (38)$$

После подстановки (34) и (38) в выражение (37) получаем:

$$\ln K_Y^{Ap/Zm} \approx \ln K_2 - \ln M_2 - 1,0182, \quad (39)$$

$$\text{где } K_Y^{Ap/Zm} = C_Y^{Ap} / C_Y^{Zm}, \text{ а } M_2 = \frac{(a_{CaO}^L)^2 \cdot (a_{P_2O_5}^L)^{0,5}}{a_{NaO_{0,5}}^L \cdot a_{ZrO_2}^L \cdot a_{SiO_2}^L}.$$

Как следует из (10), а также (30), (35) и (39), главная проблема, которая ограничивает использование $K_Y^{Ap/Zm} = C_Y^{Ap} / C_Y^{Zm}$, состоит в зависимости его от состава расплава и фаз (в первую очередь апатита). Так, поскольку [5, 19 и др.], игнорируя влияние давления и принимая $\Delta C = 0$, $\ln K_\Sigma = -(\Delta H^0/R) \cdot (1/T) + \frac{\Delta S^0}{R}$ (ΔC , ΔH^0 ,

ΔS^0 – разности, соответственно, суммарных теплосодержаний, энтальпий и энтропий продуктов реакции и ее реагентов в стандартном состоянии, R – универсальная газовая постоянная, T – абсолютная температура, K), понятно, что и зависимость $\ln K_Y^{Ap/Zm}$ от $1/T$ (K) будет линейной только в случае постоянства значений $1/8(\ln M_\Sigma)$ и $1/8(\ln N)$ в

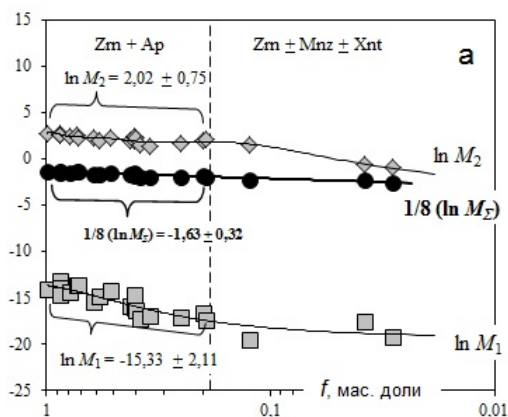
общем (30) или $\ln M_1$ и $\ln M_2$ в рассмотренных, соответственно, частных случаях (35) и (39).

Проверим выдержанность этих величин на конкретных примерах. Для этого воспользуемся нашими результатами геохимического моделирования магматической эволюции гранитоидов Коростенского плутона (Украинский щит) [28, 34], а также данными по базальт-пантеллеритовой серии Бойна (Африка), которая рассматривается как эталонный продукт процесса фракционной дифференциации исходной субщелочной базальтовой магмы [2, 4], и гранитоидам Австралии [31, 41]. Последние особенно важны, поскольку включают не только информацию о составе пород, но и представительные результаты прецизионного локального анализа апатитов из них на широкий набор примесных и минералообразующих элементов (включая REE, Y, Si, Na).

Гранитоидная серия Коростенского плутона представляет случай, когда исходный расплав был изначально насыщен относительно циркона (Zm) и апатита (Ap), а насыщение по монациту (Mnz) и ксенотиму (Xnt) достигалось на поздних этапах его кристаллизации, то есть в ходе эволюции магматической системы в составе кристаллизата формировались последовательно сменяющие друг друга парагенезисы Zm+Ap, Zm+Mnz, Zm+Xnt. Предложенная ранее [28, 29, 34 и др.] геохимическая модель формирования серии применительно к рассматриваемой проблеме может быть резюмирована следующим образом:

В качестве главного фактора магматической эволюции принят механизм фракционной кристаллизации, которому максимально соответствует распределение микроэлементов в ведущих петротипах. Поэтому модельные значения f [массовая доля остаточного расплава (L) в глубинной магматической камере] для каждой разновидности гранитоидов (порции остаточного расплава) были рассчитаны исходя из уравнения Рэлея и концентрации в петротипах Rb (C_{Rb}^L) – несовместимого элемента со стабильным комбинированным коэффициентом распределения ($D_{Rb} = 0,5$). За концентрацию Rb в исходном расплаве (C_{Rb}^0) была принята минимальная концентрация элемента (169 ppm) в изученной серии пород.

Поведение микро- и петрогенных (главных) элементов (i) в зависимости от f аппроксимировано, соответственно, уравнениями рэлеевского ($C_i^L = C_i^0 \cdot f^{D_i-1}$) или полиномиального типов с оценкой C_i^0 и эффективных значений D_i . Эта система уравнений (идеализированная модель поведения элементов в процессе магматической эволюции) демонстрирует (рис. 2, б) монотонное снижение концентраций Zr и P в остаточном расплаве, а также инверсионный тип поведения LREE = La + Ce и Y в процессе фракционной кристаллизации в магматической камере.



Поскольку поведение Zr и P свидетельствует о насыщенности расплава относительно циркона и апатита, его модельная температура (T_{model}) оценена исходя из экспериментально полученных [35, 43] уравнений растворимости этих акцессорных фаз. Зависимость T_{model} от f охарактеризована полиномиальным уравнением [28, 34] (рис. 7, а).

Инверсии в поведении LREE и Y указывают на качественное изменение парагенной циркону фосфатной минерализации – последовательную замену в составе кристаллизата апатита монацитом, а затем монацита ксенотимом (рис. 2, б).

Оценка содержания воды в остаточном расплаве ($C_{H_2O}^L$) для значения $f = 0,185$ (инверсия поведения LREE и замена апатит/монацит на ликвидусе системы) получена подстановкой соответствующих оценок его T_{model} , C_{LREE}^L и параметров модельного валового состава в уравнение растворимости монацита [42], которая, в отличие от растворимости циркона и апатита, контролируется не только составом и температурой расплава, но и $C_{H_2O}^L$.

Такая оценка, во-многом базирующаяся на T_{model} , позволила существенно развить модель, в том числе [28, 29, 34 и др.] получить оценку $C_{H_2O}^0 = 2,36$ мас. %, что отвечает выходу первичного расплава на ликвидус ($f = 1$) при $T_{model} = 900$ °C и $P_{total} \sim 6,3$ кбар (глубина $\sim 18-20$ км), проследить рост $C_{H_2O}^L$ в магматической эволюции вплоть до достижения насыщения остаточного расплава относительно H_2O при $f = 0,165$ и последующего отделения рудоносного водного флюида, оценить состав последнего и обусловленную им рудную нагрузку соответствующих гидротермально-метасоматических образований.

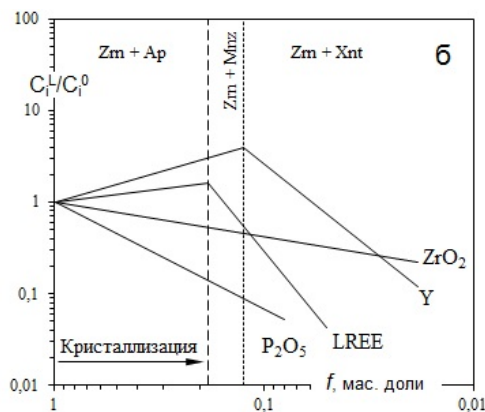


Рис. 2. Изменение значений $1/8(\ln M_\Sigma)$, $\ln M_1$, $\ln M_2$ в ходе магматической эволюции гранитоидов Коростенского плутона (а) и фрагмент ее идеализированной геохимической модели [28, 29, 34 и др.], демонстрирующий последовательное формирование парагенезисов Zrn+Ap, Zrn+Mnz, Zrn+Xnt в составе кристаллизата (б).

Здесь и на рис. 3, б: C_i^L/C_i^0 – концентрация в остаточном расплаве минералообразующих элементов акцессорных фаз, нормированная на их содержание в первичной магме

Базальт-пантеллеритовая серия Бойна (данные заимствованы из [2, 4], значения f рассчитаны по уравнению Рэлея с использованием C_{Ce} , принимая $D_{Ce} = 0$ и $C_{Ce}^0 = 36$ ppm) в отличие от рассмотренных гранитоидов представляет иной, "недосыщенный" случай (рис. 3, б) – ее исходный расплав изначально был недосыщен относительно рассматриваемых фаз. Ввиду повышенной их растворимости в щелочных условиях [7, 35, 42, 43 и др.]

при дальнейшей кристаллизации расплава было достигнуто насыщение лишь относительно апатита.

Гранитоиды Австралии, большинство из которых являются относительно слабодифференцированными разновидностями [31, 41], представляют промежуточный, "умеренно насыщенный" случай – их ряд включает насыщенные по апатиту, а часто и по циркону, однако, видимо, недосыщенные по другим фосфатным фазам образования (рис. 4, б, в).

Эти три примера образуют идеализированную последовательность: серия Бойна – гранитоиды Австралии – гранитоиды Коростенского плутона, которая характеризует четыре важнейших для силикатных расплавов и, в первом приближении, соответствующих приведенным примерам случая: (1) недосыщенность по циркону и апа-

титу; (2) насыщение по одной из этих фаз; (3) одновременное насыщение и по циркону и по апатиту; (4) замену апатита на другие ликвидусные фосфатные фазы (Mnz, Xnt) вследствие насыщения остаточного расплава их главными минералообразующими компонентами (REE, Y) в ходе магматической эволюции.

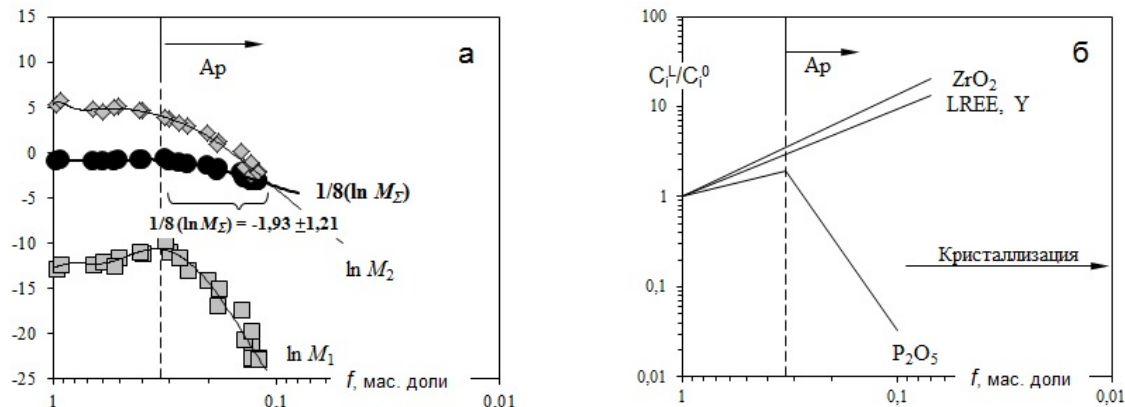


Рис. 3. Изменение значений $1/8(\ln M_\Sigma)$, $\ln M_1$, $\ln M_2$ при формировании базальт-пантеллеритовой серии Бойна [2, 4] (а) и соответствующая схематическая геохимическая модель, демонстрирующая изначальную недосыщенность расплава в отношении рассматриваемых акцессорных фаз и достижение его насыщения лишь по апатиту в ходе магматической эволюции (б)

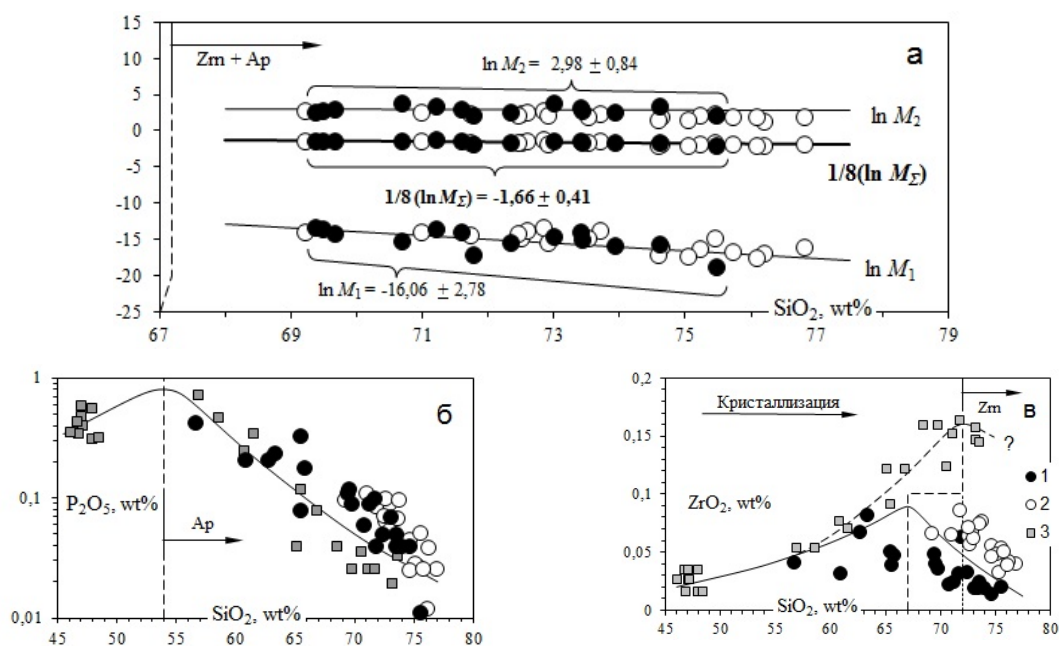


Рис. 4. Вариации значений $1/8(\ln M_\Sigma)$, $\ln M_1$, $\ln M_2$ в гранитоидах Австралии,

сформировавшихся из насыщенных относительно апатита и циркона расплавов (а). Интервал их "насыщенной" кремнекислотности оценен на основе схем поведения фосфора (б) и циркония (в) в магматической эволюции.

Для прямого сопоставления на графики вынесены данные не только настоящего, но и двух предыдущих примеров (рис. 2 и 3).

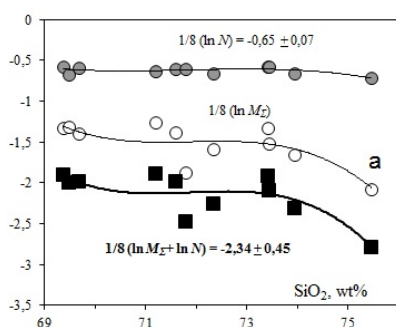
Обозначения: 1 – гранитоиды Австралии [31, 41], 2 – гранитоидная серия Коростенского плутона [28, 29, 34],

3 – базальт-пантеллеритовая серия Бойна [2, 4]

Для каждого из случаев (примеров) согласно выражениям (30), (35), (39) ориентировочно оценены значения $1/8(\ln M_\Sigma)$, $\ln M_1$, $\ln M_2$. При этом активности главных компонентов были рассчитаны из химического состава пород (порций остаточной жидкости) принимая упрощенную "двухсеточную" модель ("2-lattice model") силикатного расплава Нильсена и Дунгана [33] как $a_A^L = X_A/\Sigma_{NF}$ и $a_B^L = X_B/\Sigma_{NM}$, где: А – SiO_2 , NaO_{0.5}, В –

CaO, P₂O₅, ZrO₂, X_A и X_B – их мольные доли в расплаве (породе), а $\Sigma_{NM} = X_{AlO_{1.5}} + X_{CaO} + X_{MgO} + X_{FeO} + X_{MnO} + X_{TiO_2} + X_{ZrO_2} + X_{P_2O_5} - (X_{NaO_{0.5}} + X_{KO_{0.5}})$ и $\Sigma_{NF} = X_{SiO_2} + X_{NaO_{0.5}} + X_{KO_{0.5}}$ – суммы мольных долей сеткомодифицирующих (NM) и сеткообразующих (NF) компонентов.

Результаты расчета представлены на рис. 2, а, 3, а и 4, а. Их анализ свидетельствует, что относительное постоянство $1/8(\ln M_\Sigma)$ и $\ln M_1$, $\ln M_2$ имеет место лишь в первом, третьем и четвертом из охарактеризованных случаев, но резко нарушается во втором из них. Практическое значение имеет третий случай, поскольку он обеспечивает одновременное начало кристаллизации циркона и апатита с гарантированным формированием парагенезиса $Zr+Ap$. Именно в этом случае для разных примеров наблюдается высокая стабильность значений $1/8(\ln M_\Sigma)$, значительно большая чем у $\ln M_1$ и $\ln M_2$ (рис. 2, а и 4, а). Это означает, что близкая к линейной зависимость $\ln K_{Y^{Ap/Zm}}$ от $1/T$ если и возможна, то только при выполнении обобщенной реакции (14) с принятыми для получения выражения (30) допущениями (неупорядоченная двухпозиционная идеальная смесимость для каждой из фаз).



Раздельное выполнение ее крайних вариантов (31), (35) или (36), (39) с соответствующими допущениями (упорядоченная однопозиционная смесимость по идеальной модели для каждой из фаз) такой возможности фактически не предоставляет.

Дополнительный учет состава апатита (рис. 5) не меняет вывода, сделанного в отношении реакции (14). Величина $1/8(\ln N)$ варьирует незначительно, а ее вклад в сумму $1/8(\ln M_\Sigma + \ln N)$ невелик (рис. 5, а). Заметим, что, поскольку средние значения и пределы колебаний величины $1/8(\ln M_\Sigma)$ для случая насыщения расплава по циркону и апатиту в рассмотренных примерах весьма близки (рис. 2, а и 4, а), аналогичного постоянства можно ожидать в этих условиях и для члена $1/8(\ln M_\Sigma + \ln N)$, суммирующего влияние состава расплава и фаз в выражении (30).

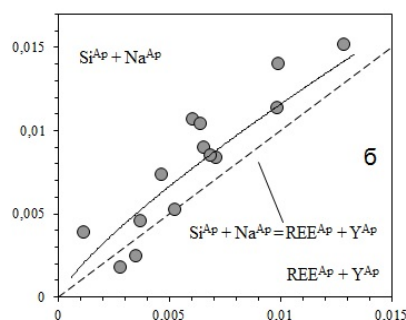


Рис. 5. Вариации значений $1/8(\ln N)$ и $1/8(\ln M_\Sigma + \ln N)$ для представленных на рис. 4, а разновидностей гранитоидов Австралии [31, 41] (а) и оценка степени соответствия состава апатитов из них принятой в настоящей работе модели вхождения ("бритолитовая" + "беловитовая" схемы) Y и REE в структуру этого минерала (б).

Зафиксированное незначительное отклонение от принятой модели (б), легко объясняется дополнительным вхождением других трехвалентных примесей, например Fe^{3+} или несогласованностью аналитических методик определения сопоставляемых концентраций элементов

Перспективность для геотермометрии относительно простых реакций (31) и (36) при условии применения модели неупорядоченного двухпозиционного твердого раствора в настоящей работе специально не изучалась и, конечно, требует дополнительного рассмотрения. Однако заметим, что независимо от его результатов, практическое применение реакций (31) и (36) вряд ли может быть рекомендовано хотя бы ввиду сохраняющейся при любой модели твердого раствора нестабильности величин $\ln M_1$ и $\ln M_2$ в наиболее благоприятном для формирования равновесных парагенезисов $Zr+Ap$ случае (насыщение расплава относительно обеих этих фаз), что делает маловероятной линейную зависимость $\ln K_{Y^{Ap/Zm}}$ от $1/T$. Кроме того, при расчете $K_{Y^{Ap/Zm}} = C_{Y^{Ap}}^{Ap}/C_{Y^{Zm}}^{Zm}$ для этих реакций во-

зникает необходимость в замене $C_{Y^{Ap}}^{Ap}$ на $C_{Y^{Si}}^{Ap}$ и $C_{Y^{Na}}^{Ap}$ с использованием выражений типа (28) (

$$C_{Y^{Si}}^{Ap} = \frac{Si^{Ap}}{Si^{Ap} + Na^{Ap}} \cdot C_{Y^{Ap}}^{Ap} \text{ и } C_{Y^{Na}}^{Ap} = \frac{Na^{Ap}}{Si^{Ap} + Na^{Ap}} \cdot C_{Y^{Ap}}^{Ap}), \text{ тре-}$$

бующих аналитически определенных концентраций Si и Na в апатитах, обычно весьма низких, особенно в случае Na ($C_{Si}^{Ap} = 0, n \div n$; $C_{Na}^{Ap} = 0, 0n \div 0, n \text{ wt\%}$ [27, 28 и др.]). Относительно грубый предел обнаружения ($\sim 0,01 \text{ wt\%}$) этих элементов при помощи электронно-зондового микроанализа, который в настоящее время является фактически единственно широко применимым, достаточно локальным

и хорошо отработанным аналитическим методом решения данной задачи, влечет за собой значительную относительную погрешность таких определений (соответственно $\sigma = n \div n \cdot 10$ и $\sigma = n \cdot 10 \div 100 \%$ согласно оценке работы [26]). Поэтому точность геотермометрических оценок по уравнениям (31) и (36), вынужденно использующим $K_{Y^{Ap/Zm}} = C_{Y^{Si}}^{Ap}/C_{Y^{Zm}}^{Zm}$ и $K_{Y^{Ap/Zm}} = C_{Y^{Na}}^{Ap}/C_{Y^{Zm}}^{Zm}$, будет всегда намного меньшей, чем в случае уравнения (14) и $K_{Y^{Ap/Zm}} = C_{Y^{Ap}}^{Ap}/C_{Y^{Zm}}^{Zm}$, погрешности калибровки которого рассмотрены ниже.

Температурная зависимость $K_{Y^{Ap/Zm}}$. Недостаток необходимых термодинамических и экспериментальных данных существенно ограничивает возможность получения полноценной характеристики влияния температуры на распределение Y в паре апатит-циркон и заставляет обратиться к эмпирической информации по геохимии природных апатит-цирконовых ассоциаций, сформировавшихся в различных температурных условиях. Ее постепенное накопление позволило последовательно ([23, 24, 27] и настоящая работа) откалибровать зависимость $\ln K_{Y^{Ap/Zm}}$ от обратной температуры (рис. 6). При этом использованы оригинальные и литературные [8, 9] данные по распределению Y в апатит-цирконовых ассоциациях магматических и метаморфических образований и соответствующие геотермометрические оценки [18, 21, 22] по парагенезисам породобразующих минералов.

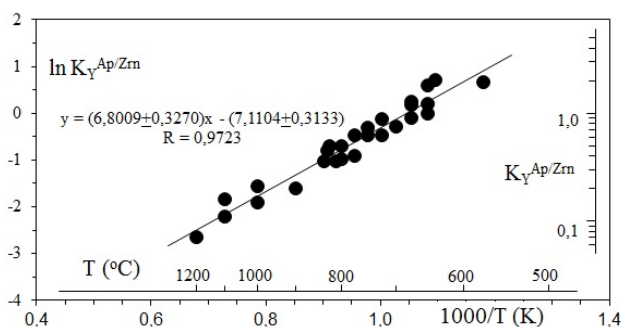


Рис. 6. Зависимость $\ln K_Y^{Ap/Zrn}$ от обратной температуры, откалиброванная ([23, 24, 27] и настоящая работа) на основе исследования распределения Y в апатит-цирконовых парагенезисах магматических и метаморфических пород ([8, 9] и наши данные) и соответствующих геотермометрических оценок по парагенезисам породообразующих минералов [18, 21, 22]

Зависимость, представленная на рис. 6, обладает тремя важными особенностями: (1) ее характер (снижение значений $K_Y^{Ap/Zrn}$ с возрастанием температуры) соответствует положению апатита и циркона в сформированном выше ряде иттрофилности; (2) она близка к линейной и аппроксимируется уравнением $y = (6,8009 \pm 0,3270)x - (7,1104 \pm 0,3133)$, где $y = \ln K_Y^{Ap/Zrn}$, $x = 1000/T$ (K); (3) оцененные погрешности ее калибровки, которые, кроме очевидных причин (погрешности элементного анализа, геотермометрических оценок и др.), могут быть отнесены на счет искажающего влияния состава расплава и фаз, близки к вариациям значений величин $1/8(\ln M_\Sigma)$ ($-1,63 \pm 0,32$, $-1,66 \pm 0,41$) и $1/8(\ln M_\Sigma + \ln N)$ ($-2,34 \pm 0,45$), достаточно стабильных, как показано выше (рис. 2, а, 4, а и 5, а), для условий насыщенности расплава по циркону и апатиту. Это свидетельствует в пользу реальности как полученной для $\ln K_Y^{Ap/Zrn}$ зависимости (рис. 6), так и случая, охарактеризованного реакцией (14), выражением (30) и соответствующими допущениями. Подчеркнем, что рассмотренные альтернативные крайние случаи (31), (35) или (36), (39) полученной эмпирической зависимости явно

не соответствуют из-за непостоянства в этих же условиях величин $\ln M_1$ ($-15,33 \pm 2,11$; $-16,06 \pm 2,78$) и $\ln M_2$ ($2,02 \pm 0,75$; $2,98 \pm 0,84$) (рис. 2, а и 4, а), вариации которых перекрывают большую часть откалиброванного диапазона значений $\ln K_Y^{Ap/Zrn}$ (рис. 6).

Полученная калибровка имеет ряд очевидных недостатков. Например, в ней не реализованы возможности термодинамического и экспериментального подходов, в частности, не учтено влияние давления, хотя близкая к линейной зависимость $\ln K_Y^{Ap/Zrn} - 1/T$ для природных парагенезисов, сформировавшихся в условия различных давлений, позволяет осторожно оценивать его роль как незначительную. Кроме того, использованные данные по природным парагенезисам недостаточно точны, что, в совокупности с наблюдаемыми вариациями величин $1/8(\ln M_\Sigma)$, $1/8(\ln N)$ и $1/8(\ln M_\Sigma + \ln N)$ (рис. 2, а, 4, а и 5, а), требующими учета, привело к заметным погрешностям выполненной калибровки (рис. 6) и придает ей предварительный характер. Следствием этого является относительно невысокая точность значений температур ($T_{K(Y)}^{Ap/Zrn}$), которые могут быть рассчитаны с ее помощью из данных о величине $K_Y^{Ap/Zrn}$ следующим образом:

$$T_{K(Y)}^{Ap/Zrn} (^\circ\text{C}) = \left(\frac{6800,9}{\ln K_Y^{Ap/Zrn} + 7,1104} - 273,15 \right) \pm \delta T, \quad (40)$$

где $\delta T (^\circ\text{C}) \approx 0,1549 \cdot T_{K(Y)}^{Ap/Zrn} - 17,993$ – максимальная оценка абсолютной погрешности, определяемая полученной калибровкой. Поскольку δT фактически является линейной функцией $T_{K(Y)}^{Ap/Zrn}$, соответствующие ей доверительные пределы монотонно изменяются от ± 75 до ± 168 °C при возрастании $T_{K(Y)}^{Ap/Zrn}$ в диапазоне 600–1200 °C. Относительная погрешность при этом также растет, но незначительно, оставаясь в пределах 12,5–14 %.

Представляется, что реальные погрешности расчета по уравнению (40) могут быть существенно ниже, чем приведенная их максимальная оценка, хотя даже в этом случае они пока позволяют квалифицировать такие определения $T_{K(Y)}^{Ap/Zrn}$ только как полуколичественные. Повышение их точности требует устранения перечисленных выше недостатков выполненной калибровки, что вполне реально в дальнейшем. Однако ее применимость сейчас и, тем более, в будущем ограничивается не столько неточностью определения $T_{K(Y)}^{Ap/Zrn}$, сколько диапазоном гарантированной корректности таких оценок. Согласно изложенным выше соображениям он определяется интервалом относительной стабильности величин $1/8(\ln M_\Sigma)$, $1/8(\ln N)$ и $1/8(\ln M_\Sigma + \ln N)$ в магматической эволюции, то есть условиями, в которых расплав насыщен относительно обеих рассматриваемых фаз (Zrn

и Ap). (Формальная справедливость приведенной на рис. 6 зависимости для заведомо более широкого температурного диапазона (600–1200 °C), как и соответствие ей данных по парагенезисам метаморфитов может объясняться завышенной жесткостью ограничений настоящей статьи, которые могут быть в дальнейшем частично сняты). Поэтому оценки $T_{K(Y)}^{Ap/Zrn}$ по уравнению (40) предпочтительны к использованию именно в рамках геохимических моделей, которые эти условия определяют.

Использование $K_Y^{Ap/Zrn}$ и $T_{K(Y)}^{Ap/Zrn}$ в геохимических моделях. В качестве примера воспользуемся резюмированной выше геохимической моделью формирования гранитоидной серии Коростенского плутона [28, 29, 34]. В ее рамках значения T_{model} , (температура остаточного расплава в момент его экстракции из глубинной магматической

камеры), сопоставлены (рис. 7, б) с оценками $T_{K(Y)}^{Ap/Zm}$, которые интерпретируются в данном случае [28] как температуры начала кристаллизации магматических пород, соответствующих порциям экстрагированного остаточного расплава. Для расчета $T_{K(Y)}^{Ap/Zm}$ использованы значения $K_Y^{Ap/Zm} = C_0^{Ap}/C_0^{Zm}$, где C_0^{Ap} и C_0^{Zm} – соответственно концентрации Y в наиболее ранних микрокристаллах рассматриваемых минералов, оцененные (рис. 7, в) экстраполяцией эмпирических зависимостей $C_Y^{Ap}, C_Y^{Zm} - H$ к $H=0$ (H – масса каждого зерна, инструментально определенная в ходе элементного анализа методом XRF-MP/SG [30]). Как видно из рис. 7, а, для ранних дифференциатов, слагающих крупные массивы, $T_{K(Y)}^{Ap/Zm} \approx T_{model}$ с учетом погрешностей их оценки. Такое независимое подтверждение повышает надежность значений T_{model} – параметра, занимающего центральное место в модели и во многом определяющего ее корректность. Для более поздних дифференциатов, образующих меньшие по размеру тела, становится значимой величина $\Delta T = T_{model} - T_{K(Y)}^{Ap/Zm}$, которая закономерно увеличивается с падением f , отражая, видимо, возрастающую степень охлаждения этих последовательно уменьшающихся по объему порций расплава при внедрении. Если такая интерпретация верна, то величина ΔT может оказаться потенциально информативной в отношении уровня глубинности их кристаллизации.

Этот краткий пример [28] касающийся оценок начальных ("стартовых") температур расплава, а также данные нашей работы [26], в которой обсуждается применение $K_Y^{Ap/Zm}$ различных по времени образования апатит-цирконовых парагенезисов гранитоидов для реставрации температурного режима его последующей кристаллизации, показывает, что использование $T_{K(Y)}^{Ap/Zm}$ может существенно повысить достоверность и расширить возможности геохимического моделирования магматической эволюции.

Другие акцессорно-минералогические ассоциации, потенциально пригодные для целей геотермометрии. Как показано нами в работах [28, 29, 34 и др.], в ходе эволюции магматических и магматогенно-гидротермальных систем могут последовательно формироваться парагенезисы циркона не только с апатитом, но также с монацитом (Mnz), ксенотимом (Xnt) и флюоритом (Fl). Первый случай (Zrn+Ap) рассмотрен выше. Второй из них (Zrn+Mnz, Zrn+Xnt) соответствует поздним этапам функционирования магматической системы, а третий (Zrn+Fl) – ее магматогенно-гидротермальной стадии развития, специально рассмотренной в [29 и др.]. Отметим, что для гидротермалитов возможны и парагенезисы, аналогичные магматическим этапам, в первую очередь Zrn+Ap [23], что, видимо, определяется соотношением активностей P, F, REE₁, Y, Ca в растворах, которые могут иметь далеко не только магматогенную природу.

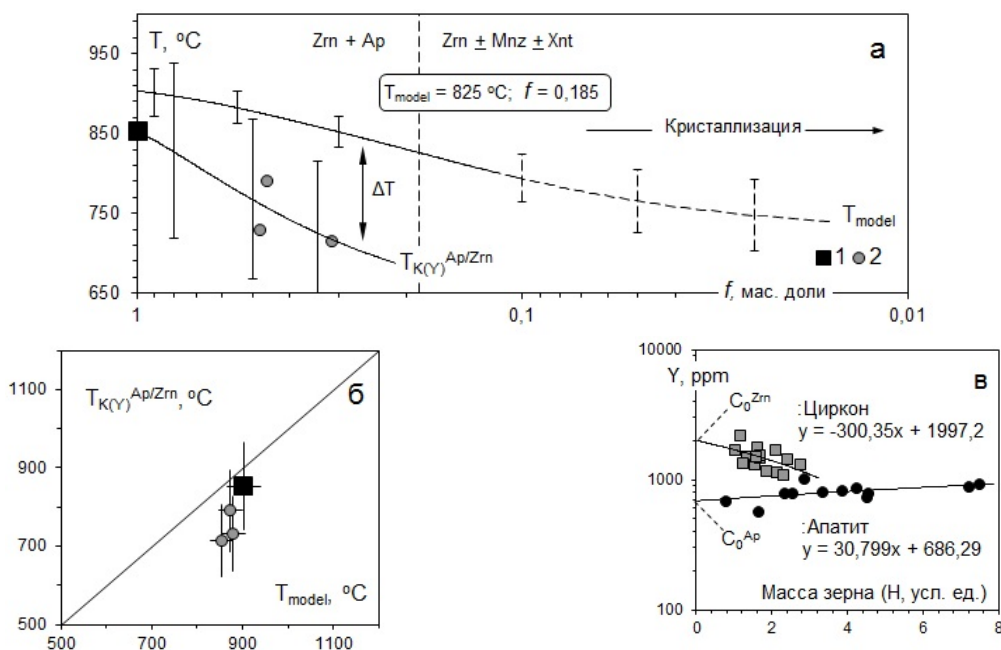


Рис. 7. Сопоставление значений T_{model} [24, 25, 33] с оценками $T_{K(Y)}^{Ap/Zm}$ по уравнению (40) (а, б), динамика образования значимых величин $\Delta T = T_{model} - T_{K(Y)}^{Ap/Zm}$ (а), и иллюстрация примененного способа оценки $K_Y^{Ap/Zm} = C_0^{Ap}/C_0^{Zm}$, где C_0^{Ap} и C_0^{Zm} – соответственно концентрации Y в наиболее ранних микрокристаллах рассматриваемых минералов, оцененные (в) экстраполяцией эмпирических зависимостей $C_Y^{Ap}, C_Y^{Zm} - H$ к $H=0$ (H – масса каждого зерна, инструментально определенная в ходе элементного анализа методом XRF-MP/SG [30])

Все перечисленные случаи важны для разобранного способа моделирования [28, 29, 34 и др.]. Например, парагенезисы Zrn+Mnz и Zrn+Xnt потенциально предоставляют не менее широкие возможности, чем рассмотренные выше для пары Zrn+Ap, а их совместное использование позволяет охарактеризовать магматическую эволюцию на всем

ее протяжении. Элементы, примененные в них, также совпадают (REE₁, REE₂, REE₃, Y), однако могут быть дополнены другими (например Th для парагенезиса Zrn+Mnz), причем анализ соответствующих обменных реакций вполне может быть проведен даже на основе изложенных выше упрощенных приемов. Заметим, что среди таких реакций особо интересно равновесие Zrn+Fl:

$$\begin{aligned}
 & 5/3(\text{CaF}_2)^{\text{Fl}} + \{\text{Y}[\text{PO}_4]\}^{\text{Zrn}} + \underbrace{1/3(\text{Zr}^{4+})^{\text{Aq}} + 1/3(\text{SiO}_4^{4-})^{\text{Aq}}}_{1/3\text{Zrn}^{\text{Aq}}} = \\
 & = (\text{YF}_3)^{\text{Fl}} + 1/3\{\text{Zr}[\text{SiO}_4]\}^{\text{Zrn}} + \underbrace{5/3(\text{Ca}^{2+})^{\text{Aq}} + (\text{PO}_4^{3-})^{\text{Aq}} + 1/3(\text{F}^-)^{\text{Aq}}}_{1/3\text{Ap}^{\text{Aq}}}
 \end{aligned} \quad (41)$$

где надстрочный индекс Aq обозначает гидротермальный раствор, а другие обозначения или соответствуют оговоренным выше новым фазам (Fl) или сохранены без изменений. При условии анализа, аналогичного реакции (14), приведенное равновесие, например, может обеспечить независимую термометрию многостадийного процесса гидротермального рудообразования, сопряженного с деятельностью магматической системы и объединяемого с ней геохимическими моделями, подобными резюмированной выше [28, 29, 34 и др.].

В качестве примера, на рис. 8 приведена зависимость $\ln K_Y^{\text{Fl/Zrn}} - 1000/T$ для парагенных, согласно результатов геохимического моделирования [10, 11, 12, 28, 29, 34], пар Zrn+Fl из рудоносных метасоматитов Суцано-Пержанской зоны (СПЗ). СПЗ пространственно сопряжена с докембрийским Коростенским плутоном и, как следует из

рассмотренной выше модели [10, 11, 12, 29, 34 и др.], генетически с ним связана. Кроме того, метасоматиты СПЗ характеризуются многостадийностью формирования [10, 11, 12]. При построении зависимости использованы оценки температур минералообразования для метасоматически измененных пород зоны по данным исследования газовой-жидких включений [6]. Как видим, эта зависимость имеет линейный характер, что позволяет использовать ее для решения обратной задачи.

Так, сделана попытка оценки температуры минералообразования для пары флюорит-циркон, образовавшейся на одном из последних этапов гидротермальной переработки пород СПЗ [10, 11, 12]. Полученная оценка ($\approx 150^\circ\text{C}$) (рис. 8) согласуется с независимыми термобарогеохимическими оценками температуры кристаллизации ассоциирующих алюмофторидов ($150 - 200^\circ\text{C}$) и, собственно, флюорита ($140 - 170^\circ\text{C}$) из этих метасоматитов [6].

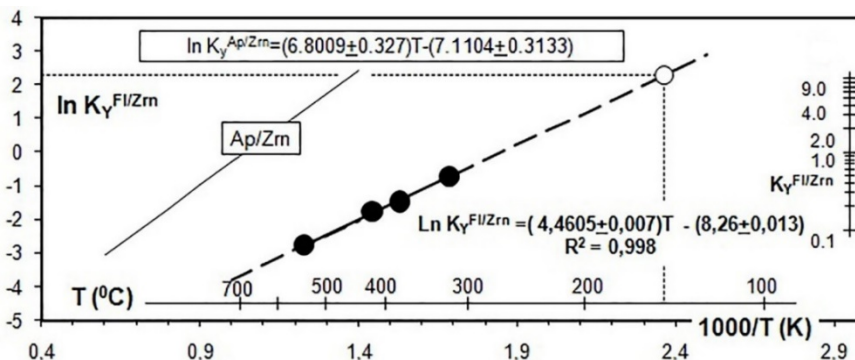


Рис. 8. Зависимость $\ln K_Y^{\text{Fl/Zrn}} - 1000/T$ для парагенных, согласно результатов моделирования [10, 11, 12], пар Fl – Zrn, синпетрогенных образованию Суцано-Пержанской зоны (залитые маркеры).

Незалитый маркер соответствует паре Fl – Zrn, образовавшейся на одном из последних этапов гидротермальной переработки пород

Основные выводы. Анализ соответствующих реакций и эмпирических данных показал, что распределение Y в паре Ap-Zrn относительно слабо зависит от состава расплава при условии его насыщения по обоим фазам, что позволило, считая зависимость $\ln K_Y^{\text{Ap/Zrn}}$ от $1/T$ линейной, предварительно откалибровать ее на основе геотермометрических оценок по парагенезисам породообразующих минералов и предложить расчетное уравнение (40) для решения обратной задачи – ориентировочной оценки T ($T_{K(Y)}^{\text{Ap/Zrn}}$).

Применимость полученной калибровки ограничена условиями, в которых расплавы насыщены относительно обеих рассматриваемых фаз (Zrn и Ap), поэтому оценки $T_{K(Y)}^{\text{Ap/Zrn}}$ по уравнению (40) предпочтительны к использованию в рамках геохимических моделей типа [28, 29, 34, 37, 38 и др.], которые эти условия определяют.

Предварительная апробация полученной калибровки в составе ранее предложенной [28, 29, 34 и др.] геохимической модели формирования гранитоидной серии Коростенского плутона (Украинский щит) показало, что использование оценок $T_{K(Y)}^{\text{Ap/Zrn}}$ существенно повышает достоверность и расширяет возможности геохимического моделирования ранних этапов магматической эволюции.

Для поздних этапов становления гранитоидных комплексов и стадий формирования сопряженных гидротермалитов аналогичный эффект может быть достигнут при использовании парагенезисов Zrn+Mnz, Zrn+Xnt и Zrn+Fl, которые требуют отдельного специального изучения.

В заключение заметим, что представленные в настоящей работе результаты отнюдь не претендуют на окончательное решение рассмотренной проблемы, а лишь подводят итог ее нынешнему состоянию. В дальнейших исследованиях, наряду с получением более точных эмпирических данных по "калибровочным" природным парагенезисам, должны быть реализованы возможности термодинамического и экспериментального подходов, а решение прямой и обратной задач рационально распространить не только на температуру, но и на другие интенсивные параметры эндогенных минералообразующих систем. Актуальным является и увеличение числа рассматриваемых акцессорно-минералогических ассоциаций, например за счет широко распространенных апатит- и циркон-сфеновых [23-25], а также реализации возможностей "мономинеральных" термометров, например "Y-in-zircon" и "Th-in-monazite", подобных широко применяемым "Ti-in-zircon" и "Zr-in-rutile" [43]. Выполнение этих условий позволит значительно повысить надежность геохимических моделей, подобных представленной в наших работах [28, 29, 34, 37, 38 и др.], и существенно расширить спектр решаемых с их помощью петро- и рудогенетических задач.

Авторы признательны: Е.А. Белоусовой (Университет Макуори, Сидней, Австралия) и Е.Е. Шнюковой (ИГМР НАНУ, Киев, Украина) за предоставленную возможность неформального использования результатов исследований, представленных в цитируемых работах ([31, 41] и [21, 22] соответственно); А.В. Андрееву и С.П. Савенку (Киевский национальный университет), а также А.К. Чебуркину за содействие в выполнении аналитических и минералогических исследований; В.А. Курепину (ИГМР НАНУ), В.А. Синицыну, а также О.В. Зинченко и В.И. Павлишину (Киевский национальный университет) за конструктивные замечания и полезное обсуждение работы.

Работа выполнена в рамках программы научных исследований Киевского национального университета имени Тараса Шевченко (тема №16БФ049-01).

Список использованной литературы

- Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов / Ю.А. Балашов. – М.: Наука, 1976. – 267 с.
- Бородин Л.С. Петрохимия магматических серий / Л.С. Бородин. – М.: Наука, 1987. – 261 с.
- Брэгг У.Л. Кристаллическая структура минералов / У.Л. Брэгг, Г.Ф. Кларингбулл. – М.: Мир, 1967. – 389 с.
- Богатиков О.А. Магматические горные породы. Т. 3. Основные породы. / О.А. Богатиков. – М.: Наука, 1985. – 487 с.
- Вуд Б. Основы термодинамики для геологов. / Б. Вуд, Д. Фрейзер. – М.: Мир, 1981. – 184 с.
- Вынар О.Н. Особенности образования гидротермальной минерализации Сущанско-Пержанской зоны. / О.Н. Вынар, Н.Н. Разумеева // Минералогич. сб. Львовск. ун-та. – 1972. – Вып. 26, № 2. – С. 197–206.
- Когарко Л.Н. Условия концентрирования циркония в магматических процессах. / Л.Н. Когарко, Л.Н. Лазутина, Л.Д. Кригман. – М.: Наука, 1988. – 120 с.
- Краснобаев А.А. Петрологическая информативность иттрия в сосуществующих цирконах и апатитах из различных типов гранитоидов Урала / А.А. Краснобаев, В.В. Холоднов, Н.Д. Знаменский, Л.Г. Логинова // Элементы-примеси в минералах и горных породах Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. – С. 67–78.
- Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. / А.А. Краснобаев. – М.: Наука, 1986. – 147 с.
- Лазарева И.И. Информативність типізації цирконів з метасоматитів за деякими фізичними, морфологічними та геохімічними ознаками / И.И. Лазарева // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2015. – Вып. 69. – С. 24–29.
- Лазарева И.И. Геохімія та забарвлення природних флюоритів: ефективність і простота застосування в практиці мінералога – геохімічних досліджень / И.И. Лазарева // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2015. – Вып. 68. – С. 32–39.
- Лазарева И.И. Распределение иттрия в паре циркон-флюорит как индикатор температурных условий формирования метасоматитов: некоторые возможности практической реализации / И.И. Лазарева // Modern Science – Moderní věda. – Praha. – Česká republika, Nemoros. – 2015. – № 5. – С. 211–219.
- Минеев Д.А. Составы лантаноидов сосуществующих минералов как индикаторы физических и химических условий минералообразования / Д.А. Минеев // Редкометальные месторождения, их генезис и методы исследования. – М.: Недра. – 1972. – С. 190–197.
- Минеев Д.А. Лантаноиды в рудах редкоземельных и комплексных месторождений / Д.А. Минеев. – М.: Наука, 1974. – 250 с.
- Поваренных А.С. Кристаллохимическая классификация минеральных видов / А.С. Поваренных. – Киев: Наук. думка, 1966. – 547 с.
- Семенов Е.И. Минералогия редких земель / Е.И. Семенов. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 412 с.
- Урусов В.С. Теоретическая кристаллохимия / В.С. Урусов. – М.: Изд-во МГУ, 1987. – 275 с.
- Ферштатер Г.Б. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала) / Г.Б. Ферштатер, Н.С. Бородин. – М.: Наука, 1975. – 288 с.
- Хендерсон П. Неорганическая геохимия / П. Хендерсон. – М.: Мир, 1985. – 339 с.
- Хомяков А.П. Редкоземельные минералы как возможные геотермометры / А.П. Хомяков // Докл. АН СССР. – 1970. – Вып. 191, №2. – С. 440–442.
- Шнюкова Е.Е. Эволюция магматизма Горного Крыма и крымского континентального склона: автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук / Е.Е. Шнюкова; [Ин-т геохимии и физики минералов АНУ]. – Киев, 1994. – 20 с.
- Шнюков Е.Ф. Палеоостровная дуга севера Черного моря / Е.Ф. Шнюков, И.Б. Щербаков, Е.Е. Шнюкова. – Киев: Чернобильтеринформ, 1997. – 287 с.
- Шнюков С.Е. Апатиты, цирконы и сфены из околкарбонатитовых фенитов и щелочных метасоматитов зон диафортеза Украинского щита как петрогенетические и геохимические индикаторы: автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук. / С.Е. Шнюков. – Львов, 1988. – 25 с.
- Шнюков С.Е. Элементы-примеси в сквозных сосуществующих акцессорных минералах – критерий оценки условий формирования метасоматитов (принципы интерпретации минерало-геохимических данных, метод аналитических исследований) / Шнюков С.Е., Андреев А.В., Чебуркин А.К. // Препр. АН УССР, Ин-т геол. – Киев, 1988. – 50. – С. 88–45.
- Шнюков С.Е. Геохимия "сквозных" сосуществующих акцессорных минералов и ее роль в исследовании эндо- и экзогенных геологических процессов / С.Е. Шнюков, А.К. Чебуркин, А.В. Андреев // Геол. журн. – 1989. – Вып. 49, № 2. – С. 107–114.
- Шнюков С.Е. Петрологический анализ геохимии акцессорных цирконов и апатитов из гранитоидов Роховецкой интрузии (Словакия) / С.Е. Шнюков, И. Гатар, А.В. Андреев и др. // Геол. журн. – 1993. – №1. – С. 30–41.
- Шнюков С.Е. Распределение иттрия в апатит-цирконовых парагенезисах: зависимость от температуры и возможность ее использования в геохимическом моделировании магматических процессов: материалы международной конференции "Кристаллогенез и минералогия" (памяти проф. Г.Г. Леммлейна), 17-21 сентября 2001. – Санкт-Петербург, 2001. – С. 352.
- Шнюков С.Е. Наскрізнні акцесорні мінерали в геохімічному моделюванні магматичних процесів / С.Е. Шнюков // Збірник наукових праць УкрДГП. – 2001. – №1-2. – С. 41–53.
- Шнюков С.Е. Геохімічне моделювання в дослідженні генетичного зв'язку магматичних комплексів та просторово асоційованих з ними гідротермально-метасоматичних рудних родовищ / С.Е. Шнюков, І.І. Лазарева // Збірник наукових праць УкрДГП, 2002. – № 1. – С. 128–143.
- Шнюков С.Е. Рентгенофлюоресцентный анализ микроколичеств вещества в геохимии акцессорных минералов: исследовательские возможности в сопоставлении с локальными аналитическими методами / С.Е. Шнюков, А.В. Андреев, Е.А. Белоусова, С.П. Савенко // Минерал. журн. – 2002. – Вып. 24, № 1. – С. 80–95.
- Aleksieienko A. Geochemistry of Galindez and Uruguay islands (West Antarctica) analysi basalt-rhyolite volcanic series: Preliminary data analysis. / A. Aleksieienko, S. Shnyukov, I. Lazareva, V. Morozenko // XV-th International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects (May 10-13, 2016, Kiev, Ukraine). – 2016. – Режим доступа: [http://C:/Users/Irina/Downloads/Programme_Geoinformatics_2016%20\(1\).pdf](http://C:/Users/Irina/Downloads/Programme_Geoinformatics_2016%20(1).pdf).
- Belousova E.A. Trace elements in zircons and apatites: application to petrogenesis and mineral exploration: PhD thesis. / E.A. Belousova; Department of Earth and Planetary Sciences, Macquarie University. – 2000. – 310 p.
- Belousova E.A. Trace element signatures of apatites from granitoids of Mount Isa Inlier, north-west Queensland, Australia. / E.A. Belousova, S. Walters, W.L. Griffin, S.Y. O'Reilly // Australian Journal of Earth Sciences. – 2001, Vol. 48. – P. 603–619.
- Ferry J.M. New thermodynamical models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers / J.M. Ferry, E.B. Watson // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2007, Vol. 154. – P. 429–437.
- Gavryliv L. Geochemical behavior of major and trace elements during magma evolution process in Bodie Hills Volcanic Field, Nevada / L. Gavryliv, S. Shnyukov, I. Lazareva // XV-th International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects (May 10-13, 2016, Kiev, Ukraine). – 2016. – Режим доступа: <http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=84616>
- Guo J.F. Zircon inclusions in corundum megacrysts I: Trace element geochemistry and clues to the origin of corundum megacrysts in basalts. / J.F. Guo, S.Y. O'Reilly, W.L. Griffin // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 1996, Vol. 60. – P. 2347–2363.
- Harrison T.M. The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations / T.M. Harrison, E.B. Watson // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 1984. – Vol. 48, № 7. – P. 146–147.
- Montel J.M. A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas / J.M. Montel // Chemical Geology. – 1993. – Vol. 110. – P. 127–145.
- Nielsen R.L. Low pressure mineral-melt equilibria in natural anhydrous mafic systems / R.L. Nielsen, M.A. Dungan // Contr. Mineral. Petrol. – 1983. – Vol.84. – P. 310–326.
- Kohn M.J. Phosphates. Geochemical, Geobiological, and Materials Importance / M.J. Kohn, J. Rakovan, J.M. Hughes (Eds.) // Reviews in Mineralogy & Geochemistry. – 2002. – Vol. 48. – 748 p.
- Shnyukov S.E. Geochemical modelling of Pre-Cambrian granitoid evolution in Ukrainian Shield: petrogenetic aspects and genesis of complex rare metal, polymetallic and gold mineralization in neighbouring metasedimentary zones (Korosten anorthosite-rapakivigranite pluton as an example) / S.E. Shnyukov, A.V. Andreev, O.V. Zinchenko et al. // Weiher P., Martinsson O. (Eds.) Abstract volume & Field trip guidebook, 2nd annual GEODE-Fennoscandian Shield workshop on Palaeoproterozoic and Archaean greenstone belts and VMS districts in the Fennoscandian Shield (28 August – 1 September, 2000, Gallivare-Kiruna, Sweden). Lulea University of Technology, Research Report 2000. – 2000. – Vol. 6. – P. 37–40.
- Watson E.B. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types / E.B. Watson, T.M. Harrison // Earth and Planet. Sci. Lett. – 1983. – Vol. 64, № 2. – P. 295–304.
- Hanchar M. Zircon / M. Hanchar, P.W.O. Hoskin (Eds.) // JReviews in Mineralogy & Geochemistry. – 2003. – Vol. 53. – 500 p.

References

- Balashov, Yu. A. (1976). Geochemistry of rare earth elements. M.: Nauka, 267 p. [In Russian].
- Borodin, L.S. (1987). Petrochemistry of magmatic series. M.: Nauka, 261 p. [In Russian].
- Bragg, W.L., Claringbull G.F. (1967). Crystal structures of minerals. M.: Mir, 389 p. [In Russian].
- Bogatikov, O.A. (1985). Magmatic rocks. V. 3. Basic rocks. M.: Nauka, 487 p. [In Russian].
- Wood, B.J., Fraser, D.G. (1967). Elementary thermodynamics for geologists. M.: Mir, 184 p. [In Russian].

6. Vynar, O.N., Razumaeva, N.N. (1972). Suschano-Perzhanska Zone hydrothermal mineralization zone formation features. Mineralogic. Sb. Lvivsk. Un-ta, 2, 26, 197-206. [In Russian].
7. Kogarko, L.N., Lazutkina, L.N., Krigman, L.D. (1988). Zirconium concentration in magmatic melts conditions. M.: Nauka, 120 p. [In Russian].
8. Krasnobaev, A.A., Holodnov, V.V., Znamenskiy, N.D., Loginova, L.G. (1980). Petrologic informational content of yttrium in existing zircons and apatites from different granitoid types of Ural. Trace elements in minerals and rocks of Ural. Sverdlovsk: UNC AN USSR, 67-78. [In Russian].
9. Krasnobaev, A.A. (1986). Zircon as an indicator of geological processes. M.: Nauka, 147 p. [In Russian].
10. Lazareva I.I. (2015). Informational content of metasomatic zircons typing by several physical, morphologic and geochemical features. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 69, 24-29. [In Ukrainian].
11. Lazareva, I.I. (2015). Geochemistry and color of natural fluorites: efficiency and simplicity of practical application in mineralogic and geochemical research. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 68, 32-39. [In Ukrainian].
12. Lazareva, I.I. (2015). Yttrium distribution in zircon-fluorite pair as an indicator of metasomatism formation thermal conditions: several capabilities of practical applications. Modern Science. Moderní věda. Praha. Česká republika. Nemoros, 5, 211-219. [In Russian].
13. Mineev, D.A. (1972). Lantanoid compositions for existing minerals as indicators of physical and chemical processes of mineral formation conditions. Rare metals deposits, their genesis and research methods. M.: Nedra, 190-197. [In Russian].
14. Mineev, D.A. (1974). Lantanoids in ores of rare earth elements and complex deposits. M.: Nauka, 250 p. [In Russian].
15. Povarenih, A.C. (1966). Crystal chemistry classification of mineral individuals. Kiev: Nauk. dumka, 547 p. [In Russian].
16. Semenov, E.I. (1963). Mineralogy of rare earths elements. M.: Izd-vo AN USSR, 412 p. [In Russian].
17. Urusov, V.S. (1987). Theoretical crystal chemistry. M.: Izd-vo MGU, 275 p. [In Russian].
18. Fershtater, G.B., Borodina, N.S. (1975). Petrology of magmatic granitoids (at the example of Ural). M.: Nauka, 288 p. [In Russian].
19. Henderson, P. (1985). Inorganic geochemistry. M.: Mir, 339 p. [In Russian].
20. Homyakov, A.P. (1985). REE-bearing minerals as possible geothermometers. Dokl. AN USSR, 191, 2, 440-442. [In Russian].
21. Shnyukova, E.E. (1994). Evolution of Mountain Crimea and Crimean continental slope magmatism. Autoref. dis. ... cand. geol.-min. sciences. Kiev, 20 p. [In Russian].
22. Shnyukov, E.F., Sherbakov, I.B., Shnyukova, E.E., (1994). Paleo island arc of northern Black Sea. Kiev: NAN of Ukraine, 287 p. [In Russian].
23. Shnyukov, S.E. (1988). Apatites, zircons and sphenes from carbonatite surrounding phenites and alkali metasomatites of regressive metamorphism zones of Ukrainian Shield as petrogenetic and geochemical indicators. Autoref. dis. ... cand. geol.-min. sciences. Lviv, 25 p. [In Russian].
24. Shnyukov, S.E., Andreev, A.V., Cheburkin, A.K. (1988). Trace elements in coexisting ubiquitous accessory minerals as criteria of formation conditions for metasomatites (principles of interpretation of mineralogic and geochemical data, method of analytical research). Prepr. AN USSR, In-geol. Kiev, 50, 88-85. [In Russian].
25. Shnyukov, S.E., Andreev, A.V., Cheburkin, A.K. (1989). Geochemistry of coexisting ubiquitous accessory minerals and its role in endo- and exogenous geologic processes research. Geol. Journ. 49, 2, 107-114. [In Russian].
26. Shnyukov, S.E., Gaitar, Y., Andreev, A.V. et al. (1993). Petrologic analysis of geochemistry of accessory zircons and apatites from Rohovetska intrusion (Slovakia) granitoids. Geol. Journ. 1, 30-41. [In Russian].
27. Shnyukov, S.E. (2001). Yttrium distribution in apatite-zircon parageneses: temperature dependence and its possible use in geochemical modeling of magmatic processes. International conference materials "Crystal genesis and mineralogy" (Memory of prof. G.G. Lemlein) (Sankt-Peterburg, Russia, 17-21 September 2001), Sankt-Peterburg, 352. [In Russian].
28. Shnyukov, S.E. (2001). Ubiquitous accessory minerals in geochemical modeling of magmatic processes. Zbirnik naukovih materialiv UkrDGRI, 1-2, 41-53. [In Ukrainian].
29. Shnyukov, S.E., Lazareva, I.I. (2002). Geochemical modeling in research of genetic connection of magmatic complexes and spatially associated hydrothermal-metaspatic ore deposits. Zbirnik naukovih prac UkrDGRI, 1, 128-143. [In Ukrainian].
30. Shnyukov, S.E., Andreev, A.V., Belousova, E.A., Savenok, S.P. (2002). XRF analysis of matter microquantities in accessory minerals geochemistry: correlation with local analytical methods. Miner. Journ., 24, 1, 80-95. [In Russian].
31. Aleksieienko, A., Shnyukov, S., Lazareva, I., Morozenko, V. (2016). Geochemistry of Galindez and Uruguay islands (West Antarctica) analysis basalt-rhyolite volcanic series: Preliminary data analysis. XV-th International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects (May 10-13, 2016, Kiev, Ukraine). Access mode: [http://C:/Users/Irina/Downloads/Programme_Geoinformatics_2016%20\(1\).pdf](http://C:/Users/Irina/Downloads/Programme_Geoinformatics_2016%20(1).pdf).
32. Belousova, E.A. (2000). Trace elements in zircons and apatites: application to petrogenesis and mineral exploration: PhD thesis. Department of Earth and Planetary Sciences. Macquarie University, 310 p.
33. Belousova, E.A., Walters, S., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y. (2001). Trace element signatures of apatites from granitoids of Mount Isa Inlier, north-west Queensland, Australia. Australian Journal of Earth Sciences, 48, 603-619.
34. Ferry, J.M., Watson, E.B. (2007). New thermodynamical models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. Contributions to Mineralogy and Petrology, 154, 429-437.
35. Gavryliv, L., Shnyukov, S., Lazareva, I. (2016). Geochemical behavior of major and trace elements during magma evolution process in Bodie Hills Volcanic Field, Nevada. XV-th International Conference on Geoinformatics – Theoretical and Applied Aspects (May 10-13, 2016, Kiev, Ukraine). Access mode: <http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=84616>
36. Guo, J.F., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L. (1996). Zircon inclusions in corundum megacrysts I: Trace element geochemistry and clues to the origin of corundum megacrysts in basalts. Geochim. et Cosmochim. Acta, 60, 2347-2363.
37. Harrison, T.M., Watson, E.B. (1984). The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. Geochim. et Cosmochim. Acta, 48, 7, 146-147.
38. Montel, J.M. (1993). A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. Chemical Geology, 110, 127-145.
39. Nielsen, R.L., Dungan, M.A. (1983). Low pressure mineral-melt equilibria in natural anhydrous mafic systems. Contr. Mineral. Petrol. 84, 310-326.
40. Kohn, M.J., Rakovan, J. & Hughes, J.M. (Eds.) (2002). Phosphates. Geochemical, Geobiological, and Materials Importance. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 48, 748 p.
41. Shnyukov, S.E., Andreev, A.V., Zinchenko, O.V., Khlon, E.A., Lazareva, I.I., Zagorodny, V.V., Grinchenko, A.V. (2000). Geochemical modelling of Pre-Cambrian granitoid evolution in Ukrainian Shield: petrogenetic aspects and genesis of complex rare metal, polymetallic and gold mineralization in neighbouring metasomatic zones (Korosten anorthosite-rapakivigranite pluton as an example). Weihed P., Martinsson O. (Eds.) Abstract volume & Field trip guidebook, 2nd annual GEODE-Fennoscandian Shield workshop on Palaeoproterozoic and Archaean greenstone belts and VMS districts in the Fennoscandian Shield (28 August – 1 September, 2000, Gallivare-Kiruna, Sweden). Lulea University of Technology, Research Report 2000, 6, 37-40.
42. Watson, E.B., Harrison, T.M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. Earth and Planet. Sci. Lett, 64, 2, 295-304.
43. Hanchar, M., Hoskin, P.W.O. (Eds.) (2003). Zircon. JReviews in Mineralogy & Geochemistry, 53, 500 p.

Надійшла до редколегії 21.02.17

S. Shnyukov, Dr. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.

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

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

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

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

DISTRIBUTION OF YTTRIUM AND SOME OTHER TRACE ELEMENTS IN WIDE-SPREAD ACCESSORY MINERAL ASSEMBLAGES: TEMPERATURE DEPENDENCE AND ITS APPLICATION IN GEOCHEMICAL MODELING

Yttrium, REE and some other trace elements distribution in accessory mineral assemblages including apatite (Ap), zircon (Zrn), monazite (Mnz), xenotime (Xnt), fluorite (Fl) were investigated. As a result, the $\ln K_Y^{Ap/Zrn}$ vs. $1/T(^{\circ}K)$ dependence ($K_Y^{Ap/Zrn} = C_Y^{Ap}/C_Y^{Zrn}$; C_Y^{Ap} , C_Y^{Zrn} – Y content in apatite and zircon respectively) was preliminarily calibrated on the basis of host rock thermometry. Obtained equation $y = (6,8009 \pm 0,3270)x - (7,1104 \pm 0,3133)$ ($y = \ln K_Y^{Ap/Zrn}$, $x = 1000/T$) was applied in the geochemical model of granitoids formation. According to this model, the temperature of the beginning of the melt crystallization (T_{model}) was taken as the temperature of the apatite and zircon saturation. Therefore, Y content in coexistent apatite and zircon grains at the first stage of melt crystallization were estimated for each sample by means of extrapolation of the experimental graphs C_Y^{Ap} , C_Y^{Zrn} vs. H to $H = 0$ (H is the grain mass determined by milliprobe single-grain XRF, while Y content determination in each grain). Comparison of the corresponding temperatures obtained via the calibrated $\ln K_Y^{Ap/Zrn}$ vs. $1/T$ dependence with T_{model} values demonstrates their tolerable agreement. This fact confirms the geochemical model of the first stage of the granitoid formation. Similar results for the following magmatic and magmatic-hydrothermal ore-forming events may be obtained by means of other assemblages (Zrn-Mnz, Zrn-Xnt, Zrn-Fl etc.).

Keywords: zircon, apatite, fluorite, monazite, xenotime, yttrium, trace elements, distribution coefficient, crystallization temperature, geochemical modeling.

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

РОЗПОДІЛ ІТРІЮ ТА ІНШИХ МІКРОЕЛЕМЕНТІВ МІЖ НАСКРІЗНИМИ СПІВІСНУЮЧИМИ АКЦЕСОРНИМИ МІНЕРАЛАМИ: ЗАЛЕЖНІСТЬ ВІД ТЕМПЕРАТУРИ ТА ЇЇ ВИКОРИСТАННЯ В ГЕОХІМІЧНИХ МОДЕЛЯХ

Розглянуто можливість геотермометрії за розподілом ітрію (Y) та акцесорних мінералів (REE) в парагенезисах циркона (Zrn) з апатитом (Apt), монацитом (Mnz), ксенотимом (Xnt) та флюоритом (Fl), які можуть послідовно формуватися в ході еволюції магматичних та магматогенно-гідротермальних систем. Аналіз відповідних реакцій та емпіричних даних показав, що розподіл Y в парі Apt-Zrn майже не залежить від складу розплаву при умові його насичення відносно обох фаз. Це дозволило вважати залежність $\ln K_Y^{Apt/Zrn} - 1/T$

$(K_Y^{Apt/Zrn} = C_Y^{Apt} / C_Y^{Zrn}; C_Y^{Apt}, C_Y^{Zrn}$ – масові концентрації Y в Apt та Zrn; T – абсолютна температура, K) лінійною та відкалібрувати її виходячи з геотермометричних оцінок за парагенезисами породоутворюючих мінералів. Одержане рівняння $y = (6,8009 \pm 0,3270)x - (7,1104 \pm 0,3133)$ ($y = \ln K_Y^{Apt/Zrn}$, $x = 1000/T$) застосовано в геохімічній моделі магматичної еволюції гранітоїдів для оцінки температур початку кристалізації ($T_{K(Y)}^{Apt/Zrn}$) насичених відносно Apt та Zrn порцій залишкового розплаву (петро-

типів) за C_Y^{Zrn} та C_Y^{Apt} їх найбільш ранніх мікрокристалів, які парагенні в таких умовах. Значення $T_{K(Y)}^{Apt/Zrn}$ співставленні з оцінками T_{model} (одержані за рівняннями розчинності Apt та Zrn) для цих петротипів. Близькість обох незалежних оцінок для ранніх диференціатів суттєво підвищує достовірність геохімічного моделювання початкових етапів магматичної еволюції. На наступних її етапах та стадіях формування гідротермалітів, аналогічний ефект може дати послідовне використання парагенезисів Zrn-Mnz, Zrn-Xnt, Zrn-Fl тощо.

Ключові слова: циркон, апатит, флюорит, монацит, ксенотим, ітрієві, мікроелементи, коефіцієнт розподілу, температура кристалізації, геохімічне моделювання.

УДК 553.551 (574.4)

3. Черненко, канд. геол.-минералог. наук
E-mail: Zinchernenko@mail.ru,
М. Мизерная, канд. геол.-минералог. наук,
Е. Теут, магистр, ст. науч. сотрудник, инженер-исследователь
Восточно-Казахстанский государственный технический
университет им. Д. Серикбаева
ул. Д. Серикбаева, 19, г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ ОБЛИЦОВОЧНОГО И ПОДЕЛОЧНОГО КАМНЯ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

(Рекомендовано членом редакционной коллегии д-ром геол. наук, проф. В.А. Михайловым)

Актуальность проведенных исследований обуславливается необходимостью оценки уже известных и выявления новых месторождений и проявлений облицовочных и поделочных камней Восточного Казахстана. Поэтому целью статьи является анализ размещения месторождений и проявлений облицовочных и поделочных камней данного региона на основе структурных и формационных сопоставлений, с учетом особенностей развития складчатости, магматизма, метаморфизма и глубинных разломов. Приведено краткое описание перспективных зон (Белоубинско-Южно-Алтайская, Рудно-Алтайская, Иртышская, Западно-Калбинская, Восточно-Чингизская) и перспективных участков (28 участков) на различные типы облицовочных и поделочных камней (габброиды, гранитоиды, мраморы и мраморизованные известняки, кварциты, вулканогенные породы), изложены результаты аналитических исследований пород.

Сделан вывод о приуроченности месторождений и проявлений облицовочных и поделочных камней к зонам развития складчатых структур, которые имеют сложную дугоподобную форму. Пространственное размещение месторождений и проявлений носит линейно-групповой характер относительно основных структурных элементов складчатых дуг, краевых прогибов и пограничных разломов, подчиняясь направлению складчатых поясов Казахстана. Группы месторождений и проявлений облицовочных и поделочных камней приурочены к структурам различных эпох консолидации. Так, проявления магматических пород от кислого до основного состава связаны с развитием Змеиногорского и Калбинского интрузивных комплексов (верхний карбон-пермь). Месторождения и проявления мраморов тяготеют к осевым частям мощных складчатых структур, где карбонатные толщи претерпели значительный метаморфизм. Перспективные проявления карбонатных пород во внутренних зонах складчатых структур, связаны с герцинской и более поздней активизацией консолидированных областей.

Рекомендован комплекс исследований, который кроме непосредственных геологоразведочных работ включает современные методы прогнозно-металлогенических работ, информационных и компьютерных технологий. Предлагаются проведение геолого-генетического моделирования металлогенических зон, рудных полей и месторождений облицовочных и поделочных камней с выявлением генетической связи оруденения с геологическими формациями определенных геодинамических обстановок. Рекомендуется проведение аналитических исследований пород и минералов месторождений и проявлений облицовочных, поделочных и драгоценных камней Восточного Казахстана.

Ключевые слова: облицовочные камни, поделочные камни, ювелирно-поделочные камни, оценка перспектив месторождений, новые технологии, Восточный Казахстан.

Постановка проблемы. Учитывая возросший интерес к облицовочным, поделочным, и ювелирно-поделочным камням, в Восточном Казахстане стоит задача развития минерально-сырьевой отрасли за счет вовлечения в эксплуатацию известных объектов и выявления новых месторождений на основе комплекса новых технологий и методов. Это обуславливает актуальность проведенных исследований.

Анализ предыдущих исследований. Облицовочные, поделочные и ювелирно-поделочные камни известны человечеству с древнейших времен и многие века были показателем богатства и силы рабовладельческих и феодальных государств и их властителей. Велика их роль и в научно-техническом развитии человечества: их добыча стала одним из первых горных промыслов [4–7, 8–12]. Облицовочные, поделочные и ювелирно-поделочные камни Восточного Казахстана издавна славятся своей красотой. Особо следует отметить алтайские яшмы, красоту которых отмечал еще академик А.Е. Ферсман в книге "Драгоценные и цветные камни России" (1922 г.) (месторождения Палевое и Риддерская Брекчия).

Первые сведения о декоративных камнях Алтая относятся к концу XVIII–началу XIX вв. В этот период начало развиваться гранильное дело на Локтевской шлифовальной фабрике. С 1802 г. центром обработки различных декоративных камней стала Копыланская шлифовальная фабрика, использовавшая в своих изделиях опалы Николаевского, амethystы Соломоновского, аметисты и ляпис-лазурь Михайловского рудников. Изделия из алтайских самоцветов экспонировались на международных выставках в Лондоне в 1851 и 1862 гг., хранятся в Версале и известны всему миру.

С начала 60-х годов изучением сырьевой базы цветных камней Казахстана занимались М.Б. Григорович, В.С. Петров, З.А. Агоцарян, Е.Ф. Кучинская, Л.А. Попугаева и многие другие. В 1971–73 гг. ВКГТУ произведена геолого-экономическая оценка многих месторождений и проявлений цветных камней Восточного Казахстана (Ю.М. Пасеков, А.А. Жукова, А.Г. Алексеев, Е.Л. Артемьева и др.). В 60–70-е годы прошлого столетия экспедицией № 113 выполнялись ревизионно-оценочные работы на пьезооптическое сырье, декоративные яшмы, халцедон, агаты и другие цветные камни (В.Т. Пихтовников, П.В. Самородов, В.В. Пивоваров, В.А. Кормушин, Е.Ф. Климовицкая и др.). В 1973 г. В.Т. Пихтовниковым и П.В. Осиповым проведены поисковые работы на ювелирно-поделочное сырье в Чарском ультрабазитовом поясе.

Выделение нерешенных ранее частей общей проблемы. Некоторые вопросы закономерностей размещения и поисковых критериев месторождений драгоценных и поделочных камней Восточного Казахстана уже поднимались в предыдущих статьях авторов [13, 14]. Однако, оставался нерешенным вопрос пространственного размещения месторождений и проявлений драгоценных и поделочных камней этого региона в зависимости от структурно-тектонических особенностей его территории, не были определены задачи по дальнейшим геологоразведочным работам, по их поискам и оценке.

Целью статьи является анализ размещения месторождений и проявлений облицовочных камней Восточного Казахстана на основе структурных и формационных сопоставлений, с учетом особенностей развития складчатости, магматизма, метаморфизма и глубинных разломов (рис. 1).

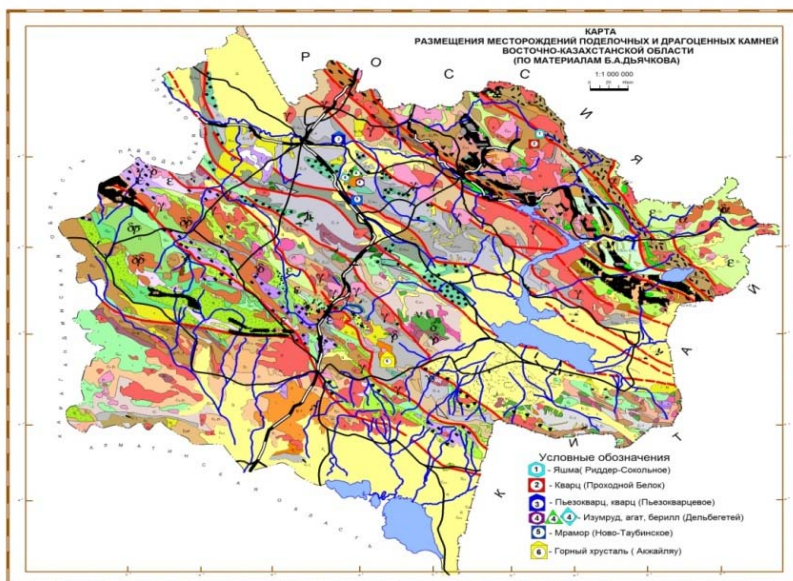


Рис. 1. Размещение месторождений поделочных и драгоценных камней Восточного Казахстана

Изложение основного материала. В Восточно-Казахстанской области (ВКО), которая характеризуется сложным и неоднородным тектоническим строением, выделен ряд перспективных зон и участков на облицовочный материал [1, 2, 13, 14].

Перспективные зоны:

1. Белоубинско-Южно-Алтайская зона в северо-восточной части ВКО сложена гранитами, высокодекоративными яшмами, лабрадоритами, обладающими хорошими декоративными свойствами (рис. 2). Их прогнозные запасы превышают 100 млн м³.

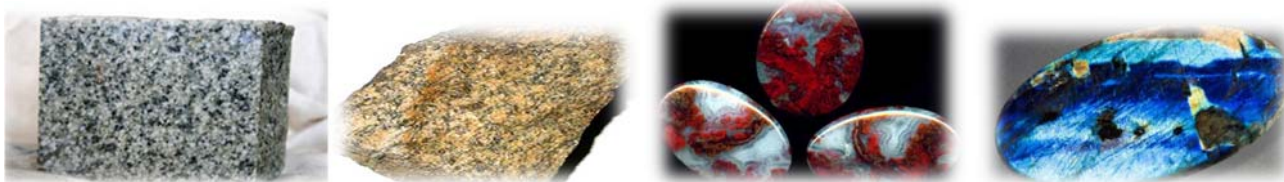


Рис. 2. Белоубинско-Южно-Алтайская зона: граниты, яшма, лабрадорит

2. В Рудно-Алтайской структурно-фациальной зоне известны месторождения и проявления высокодекоративных туфопесчаников, мраморизованных известняков, яшм (рис. 3). Прогнозные запасы облицовочных камней этой зоны достигают 30 млн м³.

3. Иртышская структурно-фациальная зона сложена кристаллическими сланцами, гнейсами, песчаниками, мраморами и мраморизованными известняками,

значительная часть которых обладает высокими декоративными свойствами (рис. 4). Здесь известны месторождения Мраморное, Алексеевское и др., которые приурочены к пачке мраморов и мраморизованных известняков до 200 м мощности и протяженностью до 10 км, прогнозируется открытие новых месторождений.



Рис. 3. Рудно-Алтайская структурно-фациальная зона: туфопесчаник, мраморизованный известняк, высокодекоративные яшмы



Рис. 4. Иртышская структурно-фациальная зона: кристаллические сланцы, гнейсы, песчаник, мрамор

4. Проявления Западно-Калбинской зоны представлены цветными, пестроокрашенными алевролитами,

кварцитами, яшмами, известняками, имеющими красивый цвет и рисунок (рис. 5). Их прогнозные запасы достигают 5 млн м³.

5. *Восточно-Чингизская зона* располагается в юго-западной части региона. Наибольший интерес как облицовочное сырье представляют карбоновые и пермские гранитоиды – серые, розоватые, плотные, которые принимают полировку хорошего качества (рис. 6). Прогнозные запасы облицовочных камней зоны достигают 30 млн м³.



Рис. 5. Западно-Калбинская зона: алевролиты, кварциты, известняки



Рис. 6. Восточно-Чингизская зона: карбоновые и пермские гранитоидные интрузии

Перспективные участки представлены проявлениями габброидов, гранитоидов, мраморов и мраморизованных известняков, кварцитов, вулканогенных пород.

Габброиды развиты широко, слагают многочисленные интрузивные тела, в том числе крупные. Возможность использования габброидов для получения облицовочных камней определяется условиями становления габброидных интрузивов и их сохранностью при эпигенетических преобразованиях. Охарактеризуем наиболее перспективные участки:

1. **Аблакетский участок** (ВКО, вблизи г. Усть-Каменогорска) расположен в пределах одноименного интрузивного массива. Сложен метаморфизованными габбро и габбро-диабазом черного, темно-зеленого цвета массивной или полосчатой текстуры, разномасштабной структуры. Рисунок габбро точечно-мозаичный, плотность площадок на КШТ достаточно высокая (0,5×1 м, 1,5×2 м и др.). Прогнозные запасы – несколько млн м³. Рекомендуется для внешних облицовок фасадов зданий. Предлагается постановка поисково-оценочных работ с выделением участков детализационных работ для последующей разведки и эксплуатации.

2. **Участок Кушбарлык** (ВКО) расположен в Уланском районе, в 35 км южнее г. Усть-Каменогорска, между пос. Бестерек и Точка. Здесь на гребне сопки прослеживается крупное дайкообразное тело амфиболитизированных габброидов (размеры 1500×50 м) карабирукского комплекса (С₂₋₃). Габброиды черно-зеленого цвета, мелкозернистой и среднезернистой структуры, порфировидные на участках амфиболитизации. Рисунок мозаичный, плотность высокая, блочность средняя (размеры блоков до 0,5×0,5 м). Прогнозные запасы – сотни тыс. м³. Рекомендуются для внешних облицовок зданий и сооружений. На первом этапе предлагаются ревизионно-оценочные работы с целью выбора площадок для разведочных и эксплуатационных работ.

3. **Петропавловский участок** (Семипалатинская область, Жармнский район, в 3 км севернее пос. Петропавловка) представлен небольшими массивами и дайкообразными телами габбро, габбро-диоритов и габбро-диабазов (массивы Петропавловский, Зосимовский и др.). Размеры интрузивных тел варьируют от сотен метров до 2–3 км в ширину и до 3–5 км в длину. На участке развиты крупнозернистые пегматоидные разности габбро черно-зеленого и черно-белого цвета с красивым мозаично-порфировидным

рисунком. Породы плотные, принимают полировку высокого класса, блочность их не определялась, рекомендуются для внешней облицовки зданий.

4. **Зевакинский участок** (ВКО и прилегающая часть Семипалатинской области, районы сел Березовка, Зевакино, Пьяный Яр). Здесь интрузии габбро, габбро-диабазов, диабазов, габбро-диоритов, габбро-пегматитов слагают полосу северо-западного простирания. Породы темно-зеленые, почти черные, массивной, реже такситовой и полосчатой текстур, равномерно- и разномасштабные (от плотных тонкозернистых до крупно- и грубозернистых), однотонные, полосчатые, пятнистые. Блочность пород высокая (от 0,5×0,5 до 1,5×2 м и более). Прогнозные запасы – до десятков млн м³. Породы рекомендуются для облицовочных работ, как внешних, так и внутренних. Предлагается постановка поисково-оценочных работ с выбором участков для последующей разведки и эксплуатации.

5. **Участок Актобе-Жерговая** (ВКО, Таврический район, левобережье р. Иртыш) аналогичен Зевакинскому участку по составу и облику габброидов, их прогнозным запасам. Рекомендуются те же виды работ.

6. **Бедаревский участок** (ВКО, Зырянский район, село Бедаревка–гора Круглая). На участке развиты Бедаревский габброидный массив и несколько габброидных тел на г. Круглой. Они сложены габбро, габбро-диоритами, габбро-диабазом и др. Породы преимущественно массивные, от тонко- до средне- и крупнозернистых, от однородных до пятнистых. Преобладают темно-зеленые и зеленовато-серые разности до почти черных. Блочность пород от 0,5 до 1,5 м. Прогнозные запасы – миллионы м³. Породы рекомендуются для облицовочных работ. Предлагается постановка поисково-оценочных работ с выбором участков для последующей разведки и эксплуатации.

7. **Сивозерский массив** (ВКО, Зырянский район, правобережье р. Бухтармы, ниже с. Лесная Пристань). Массив имеет сложное строение. В его составе габброиды испытали гранитизацию. Исходные разности (габбро-диориты, габбро-порфириды и др.) – тонко-среднезернистые, плотные, однородные, иногда с хорошо заметными на темном фоне светлыми кристаллами плагиоклаза. Гранитизированные разности пятнистые, полосчатые с разнообразным текстурным рисунком. Гранитоиды представлены роговообманковыми гранодиоритами среднезернистыми, с хорошо заметными кристаллами роговой обманки темно-зеленого цвета, в целом

однородные, но вблизи габброидов обогащенные роговой обманкой, преимущественно массивные, есть гнейсовидные разности. Базитовые дайки сложены плотными массивными породами темно-зеленого и зеленовато-темно-серого цвета, часто с мерцающими кристаллами роговой обманки. Породы пригодны для облицовочных материалов. Блочность пород высокая (до 1×2 м и более). Запасы камня – десятки млн м³. Рекомендуется постановка поисково-оценочных работ для выбора участков, пригодных для последующей разведки и эксплуатации.

8. *Щебнюшинский массив* (ВКО, Зыряновский район, 15–20 км к северо-западу от с. Кутихи). Массив габбро-гранитоидный. В его составе широко развиты габброиды, среди которых различаются: 1) исходные габброиды, мелкозернистые габбро, габбро-порфириды, габбро-диабазы, габбро-диориты и др.; 2) метасоматически переработанные (гранитизированные) габброиды – средне-крупнозернистые габбро-диориты, диориты и др. Первые преимущественно однородные, плотные, массивные, вторые пятнистые, полосчатые, с разнообразным текстурным рисунком. Те и другие представляют собой хороший облицовочный материал. Блочность высокая (до 2–3 м и более). Рекомендуется проведение поисково-оценочных работ с выделением участков для последующей разведки и эксплуатации.

9. *Бес-Бугинский массив* (ВКО, Маркакульский район, вблизи сел Приречное и Горное). Массив имеет сложное строение. В его состав преобладают габброиды – габбро, габбро-диориты, диориты, габбро-анортозиты, анортозиты, оливиновые нориты, габбро-пегматиты и др. Породы преимущественно массивные, однородные, реже пятнистые и полосчатые, темно-зеленые до почти черных. Блочность пород от 0,5–1,0 до 2–3 и более. В подчиненном количестве развиты гранитоиды – от лейкогранитов до гранодиоритов, массивные и гнейсовидные мелко-среднезернистые, иногда крупнозернистые. Габброиды представляют собой хороший облицовочный материал. Объем их – десятки, до сотен млн м³. Попутно можно обрабатывать гранитоиды. Предлагается проведение поисково-оценочных работ с выбором участков для разведки и эксплуатации.

Гранитоиды в Восточно-Казахстанской и Семипалатинской областях развиты весьма широко. Среди них преобладают биотитовые и двуслюдяные граниты и плагиограниты, им значительно уступают по объему роговообманковые гранодиориты и кварцевые диориты [3, 14]. Как облицовочный материал гранитоиды изучены в целом слабо. Из массивов, где развиты в больших объемах пригодные для облицовочных работ роговообманковые гранитоиды, можно назвать лишь Красношешонаихинский. Перспективными представляются участки Сарыюзек, Дельбегетейский, Бигач, массивы биотитовых гранитов-плагиогранитов Большенарымский, Кемир-Каинский, Коктасский и др.

1. *Красношешонаихинский массив* (ВКО, Шешонаихинский район, 8 км к СВ от г. Шешонаихи). Массив имеет сложное строение. Господствующее развитие в его составе получили биотитовые плагиограниты, меньшее – роговообманковые граниты и кварцевые диориты. В качестве облицовочного материала наибольший интерес представляют роговообманковые гранитоиды. Это среднезернистые породы светло-серого цвета с крупными (до 0,5–0,7 см) кристаллами роговой обманки, имеющей темно-зеленую окраску. Кристаллы роговой обманки придают породе "пестрый" облик. Распределены они в породе часто неравномерно с образованием скоплений, вплоть до шпировых обособлений. Порода может рекомендоваться для облицовочных целей. Блочность в отдельных обнажениях достаточно высокая – от 0,5–1,0 до 1,5–2,0 м и более. Предлагается проведение поисково-

оценочных работ с выделением в пределах массива участков под разведку и последующую эксплуатацию.

2. *Участок Сарыюзек* (ВКО, Уланский район, в 20 км на северо-запад от с. Никитинка). Размещается в Калба-Нарымской зоне, представлен крупным интрузивным массивом плагиогранитов кунушского комплекса (С₃). Плагиограниты сложены преимущественно белым плагиоклазом, кварцем и черными пластинками биотита, цвет их светло-серый и белый, степень полировки высокая, блочность не определялась. Прогнозные запасы – первые млн м³. Предлагается проведение ревизионно-оценочных работ для выбора наиболее перспективных участков для последующей разведки и эксплуатации.

3. *Участок Дельбегетейский* (Семипалатинская обл., Чарский район, в 15 км на запад от пос. Малые Карасу). Расположен в западном эндоконтакте одноименного гранитного массива (район г. Консар). Гребневидная крутосклонная сопка сложена среднезернистыми роговообманково-биотитовыми граносиенитами розовато-серого цвета, очень плотными и крепкими. Породостойкость высокая, блочность не менее 20%, запасы – несколько млн м³. Рекомендуются для внешней облицовки зданий, ступеней и парапетов. Предлагаются поисково-оценочные работы с целью уточнения направления последующих разведочных работ.

4. *Участок Бигач* (Семипалатинская обл., Кокпентинский район, в 30 км на юго-запад от пос. Кокпекты). Представлен субширотным поясом даек граносиенит-порфиров длиной более 6 км, шириной 1,5 км. В наиболее крупных дайкообразных телах (мощностью более 5–10 м) граносиенит-порфиры имеют красивую розовато-серую окраску со шпирями и сгустками черных темноцветных минералов (роговой обманки и биотита), хорошо раскристаллизованы. В дайках проявлена вертикальная отдельность, разбивающая их на естественные плиты толщиной более 20–30 см, пригодные для облицовки зданий и бордюров, ступеней. На первом этапе предлагается проведение ревизионно-оценочных работ с целью выбора наиболее перспективных даек для последующей разведки и эксплуатации.

5. *Большенарымский массив* (ВКО, Большенарымский район, 5–10 км к СВ от с. Большенарымское). Массив сложен порфировидными биотитовыми гранитами светло-серого цвета, массивными, с матрацевидной отдельностью. Обнаженность на большей части площади массива стопроцентная. Запасы гранита огромные (десятки или даже сотни млн м³). Блочность пород высокая (от 1–2 до 10–15 м и более). Породы рекомендуются для внешних облицовочных работ. Предлагается проведение поисково-оценочных работ с целью выбора участков для разведки и эксплуатации.

6. *Кемир-Каинский массив* (ВКО, Курчумский и Маркакольский районы, окрестности с. Калинино). В массиве развиты биотитовые порфировидные граниты и плагиограниты, массивные однородные светло-серого цвета с матрацевидной отдельностью. Блочность пород высокая – от 1–2 до 10–15 м и более). Породы рекомендуются для внешних облицовочных работ. Предлагается проведение поисково-оценочных работ для выбора участка для разведки и эксплуатации.

7. *Коктасский массив* (ВКО, Маркакольский район, 5–7 км к северу от с. Алексеевки). Массив сложен порфировидными биотитовыми гранитами (см. рис. 2) и плагиогранитами массивными светло-серыми, с матрацевидной отдельностью. Обнаженность очень хорошая. Блочность пород высокая (от 2–3 до 10–15 м и более). Породы рекомендуются для внешних облицовочных работ. Предлагается проведение поисково-оценочных работ с целью выбора участков для разведки и эксплуатации.

Мрамор и мраморизованные известняки. Большая часть месторождений высокодекоративных мраморов тяготеет к осевым частям мощных каледонских складчатых структур, где карбонатные толщи претерпели значительный метаморфизм. Перспективные, но, к сожалению, недостаточно изученные проявления некоторых типов карбонатных пород во внутренних зонах складчатых структур связаны с герцинской и более поздней активизацией консолидированных областей [7, 13]. Все типы мраморизованных известняков хорошо поддаются распиловке и прекрасно полируются. Наиболее перспективными являются следующие участки:

1. **Буконьский участок** (ВКО, Уланский район, в 30 км юго-восточнее пос. Никитинка). Расположен в верховьях р. Бол. Буконь. Приурочен к северо-восточному крылу Байбуриной синклинали, сложенной известняками и алевролитами аркалыкской свиты ($C_1 v_{2-3}$) и полимиктовыми песчаниками аганактинской свиты ($C_1 s$). Представлен мраморами и мраморизованными известняками, пригодными для облицовочных изделий. Как высокодекоративный облицовочный материал особый интерес представляют темно-серые, черные, участками розовые и белые мраморы и известняки с пятнистым и узорчатым рисунком, а также криноидные известняки черного цвета с вкрапленностью белых криноидей. Все типы мраморов и мраморизованных известняков хорошо поддаются распиловке и прекрасно полируются, имеют хорошие декоративно-облицовочные свойства, устойчивы к физико-механическому выветриванию. Прогнозные запасы каменного материала весьма значительны (более 1 млн m^3). Определенным затруднением является закарстованность известняков на отдельных участках, плохая проходимость дорог в весенне-осеннее время на отрезке от объекта к пос. Алгабас или Сенташ. Предлагается проведение поисково-оценочных работ с целью выбора наиболее перспективных детальных участков для последующей разведки и эксплуатации.

2. **Участок Байбура** расположен в Западной Калбе в 40 км юго-западнее с. Таргын в верховьях реки Большая Буконь, на границе Уланского и Самарского районов ВКО и Кокпектинского района Семипалатинской области. Здесь выделены три площади развития различных по типу рисунка мраморизованных известняков, пригодных в качестве облицовочных и поделочных камней.

3. **Участок Троицкий** (Семипалатинская обл., Чарский район, в 15 км на северо-восток от ж/д ст. Чарская). Представлен мраморизованными известняками массивного облика, участками расщепленными и брекчированными. Цвет серый, встречаются пестроокрашенные разности известняков (розовые, кремовые, розовато-бурые, кирпично-сургучные). Породы довольно прочные, существенно кальцитового состава. Образуют линзообразные тела длиной 750 м. Ожидаемые запасы более 500 тыс. m^3 . Полированные плиты пригодны для внутренней облицовки зданий. Рекомендуется проведение поисково-оценочных работ для обоснования разведочных и эксплуатационных работ.

4. **Участок Каратасский** (Семипалатинская обл., Чарский район, в 4 км к северо-западу от ж/д ст. Суукбулак). Мраморы белого цвета, встречаются полосчатые разности с тонкозернистой структурой. Представлены линзовидными телами длиной до 150 м при мощности 7–30 м. Мраморы высокодекоративные, хорошо пилятся, принимают полировку высокого класса. Полированные плиты пригодны для внутренних отделок стен зданий и сооружений, различных декоративных поделок. На первом этапе предлагается проведение поисково-оценочных работ.

5. **Алексеевский участок** (ВКО, Маркакольский район, в 6 км к северо-востоку от с. Алексеевка). Участок сложен мраморами белого и светло-серого цвета,

тонкозернистой структуры, иногда полосчатой текстуры. Отмечаются крупные блоки размером 2–3 m^3 . Декоративные качества мрамора хорошие. Прогнозные запасы значительные (более 1 млн m^3). Может использоваться как орнаментовочный, статуарный и поделочный материал. Предлагаются поисково-оценочные работы с целью выбора первоочередных участков для постановки разведочных работ.

6. **Актастинский участок** криптоидных мраморизованных известняков расположен в 750 м юго-западнее устья р. Актасты на площади 0,5 km^2 . Мраморизованные известняки серые, плотные, массивные, имеют красивый своеобразный рисунок. На сером фоне контрастно выделяются различно ориентированные, хорошо сохранившиеся белые членики морских ливней.

7. **Карстовый участок** мраморизованных известняков находится в 750 м южнее участка Актастинский, занимает площадь 0,2 km^2 . Здесь обнаружены массивные крепкие пятнистые мраморизованные известняки с контрастным замысловатым рисунком, образованным сложным чередованием темных и светлых пятен неправильной формы.

Кроме того, в Восточно-Казахстанской области известны месторождения (Белокаменное, Предгорненское, Алтайское, Королевское, Карелинское, Белолуговское) и проявления (Сметанинское, Яроховы Сопки, Красно-Пахаровское, Черемшанское, Белопорожное, Ермолаевское и др.) известняков, с огромными запасами, но в большинстве случаев слабо изученные. Целесообразно провести комплексное изучение этих известняков для определения их пригодности для облицовочных работ, в качестве флюсов для металлургического производства и для других целей.

Кварциты. Из кварцитов для облицовочных и, может быть, поделочных работ можно рекомендовать следующие массивы: в районе с. Заводники (ВКО, г. Серебрянск, г. Аблакетка); Первооросийский (ВКО, вблизи с. Первооросийского); Малая Кременуха (ВКО, Зыряновский район, в районе сел Никольское и Алтайка). Эти кварциты изучены недостаточно, не решен вопрос о возможности их использования для облицовочных целей. Отрывочные наблюдения свидетельствуют о том, что кварциты имеют привлекательный облик, разнообразную окраску в серых, иногда в розовых тонах, характеризуются хорошей блочностью и большими запасами. Это позволяет рекомендовать их для облицовочных работ. Предлагается проведение поисково-оценочных работ на массивах кварцитов с целью выбора наиболее подходящих участков для разведки и последующей эксплуатации.

Вулканогенные породы. К ним относятся риолитовые порфиры, брекчиевидные порфиры, фельзит-порфиры, порфириты и другие породы эффузивного облика. Из многочисленных участков развития этих пород первоочередного внимания заслуживают следующие:

1. **Катон-Карагайский участок** (ВКО, Катон-Карагайский район, в 15 км на северо-восток от с. Катон-Карагай). Расположен в пределах субвулкана Сарты-Грок. Представлен субвулканическими телами фельзит-порфиров, туфоловами и туфами риолитового и дацитового состава, часто брекчиевидной текстуры. Породы очень крепкие, вязкие. Имеют розовато-серую, коричневую окраску с обломками пород вишневого, розового, зеленого и других цветов. Прогнозные запасы камня не ограничены. Пригодны для облицовки зданий, колонн и других сооружений. Предусматривается проведение поисково-оценочных работ для выбора перспективных участков для последующей разведки.

2. **Брексинский участок** (ВКО, Глубоковский район, к северо-востоку от г. Лениногорска, в окрестностях с. Ливино). На участке развиты: а) брекчиевидные порфиры "брексинского типа", сложенные небольшими (до 2–3 см,

реже более) обломками стекловатых порфировых риолитов, светло-серыми, серыми, зеленоватыми, реже розоватыми, погруженными в более темный зеленовато-серый риолитовый и риодацитовый цемент; породы характеризуются разнообразным текстурным рисунком и различной расцветкой (периодически разрабатываются); б) флюидалные и грубополосчатые порфиры с редкими вкрапленниками плагиоклаза. Порфиры пригодны для облицовочных работ, а их брекчиевидные разности можно использовать для различных поделок. Блоковость порфиров от 0,3–0,5 до 2–3 м и более. Кроме порфиров, на участке есть порфириты (гора Седло и др.) – однородные плотные массивные (местами рассланцованные) породы зеленовато-серого цвета с хорошей блочностью (от 0,3–0,5 до 1,5–2,0 м и более), пригодные для облицовочных и поделочных работ. На участке рекомендуется провести поисково-оценочные работы с выявлением перспективных площадей для разведки и эксплуатации порфиров и порфиритов.

3. **Тишинский участок** (ВКО, Глубоковский район, вблизи г. Лениногорска). Здесь развиты: а) афировые и слабо порфировые стекловатые разности риолитов полосчатой (флюидалной) текстуры, местами переходящие в брекчиевидные разности; те и другие имеют красивый текстурный рисунок, окраска от темно-серой с зеленоватым оттенком, плотные; б) стекловатые брекчиевидные порфиры брексинского типа; в) порфировые риолиты с крупными хорошо заметными вкрапленниками кварца (до 0,5–0,7 см), массивные однородные, зеленовато-светлосерого цвета (позноваловский тип). Все разновидности порфиров пригодны для облицовочных работ, некоторые разности для поделок. Породы плотные, крепкие. Блочность от 0,5–0,7 до 1,5–2,0 м и более. Запасы огромные. Рекомендуется

проведение поисково-оценочных работ с выбором площадей для разведки и эксплуатации.

4. **Уштобинский участок** (ВКО, Большеарынский район, 5–6 км к юго-западу от с. Ново-Березовка, на горе Уш-Тобе). На этом участке широко развиты порфиры эффузивного облика афировые массивные однородные брекчиевидные и флюидалные, от светло-серого до темно-серого цвета. Породы крепкие, имеют хорошую блочность (до 1–2 м и более), пригодны для облицовочных, частью для поделочных работ. На участке рекомендуется проведение поисково-оценочных работ с выделением площадей для разведки и последующей эксплуатации порфиров.

5. **Калгутинский участок** (ВКО, Маркакольский район, 15–20 км от с. Калгуты). Здесь развиты темно-серые порфировые риолиты и риодациты с вкрапленниками кварца, иногда плагиоклаза плотные массивные однородные, редко слабо брекчиевидные. Блочность пород хорошая (до 2,0–2,5 м); породы пригодны для облицовочных работ. Рекомендуется проведение поисково-оценочных работ с выделением площадей для разведки и последующей эксплуатации порфиров.

Аналитические исследования. В лаборатории инженерного профиля "ИРГЕТАС" ВКГУ на масс-спектрометре ICP-MS и растровом электронном микроскопе ISM-6390 с энергетической приставкой проведены исследования мраморов, выполнен анализ порообразующих элементов (табл. 1), редких земель и благородных металлов. Мраморы характеризуются значительными содержаниями свинца (рис. 7), O, Fe, Ca (рис. 8). Получены РЭМ-изображения микровключений мрамора со значительными содержаниями Ca (рис. 9). Мрамор также характеризуются индикаторными признаками редкометального оруденения.

Таблица 1. Содержания порообразующих элементов в мраморах (%)

Спектр	В стат.	O	Al	Si	Ca	Fe	Итого
Спектр 1	Да	52,05	-	-	47,95	-	
Спектр 2	Да	57,48	0,30	-	34,99	7,23	100,0
Спектр 3	Да	50,13	-	0,26	30,33	19,28	100,0
Спектр 4	Да	57,71	-	-	45,29		100,0
Макс.		57,48	0,30	0,26	47,29	19,28	
Мин.		50,13	0,30	0,26	30,33	7,23	

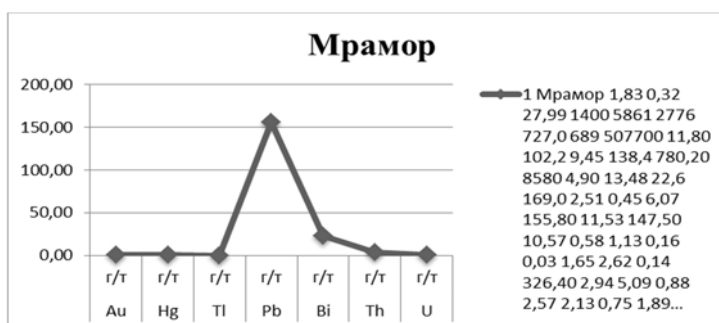


Рис. 7. Содержание редких земель и благородных металлов

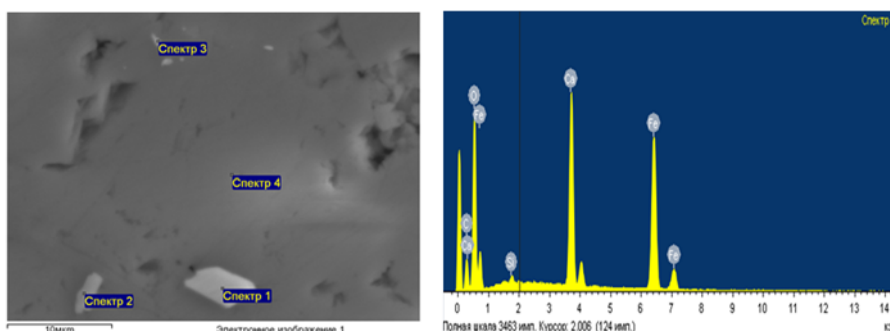


Рис. 8. Максимальные содержания элементов в мраморах на РЭМ-изображениях

Выводы и рекомендации. На территории Восточного Казахстана известно значительное количество месторождений и проявлений облицовочных и поделочных камней, в настоящее время недостаточно изученных и оцененных. Они сконцентрированы в пределах перспективных зон, размещение которых, их форма и размеры контролируется региональными тектоническими структу-

рами территории. В их пределах выделено несколько десятков перспективных участков на разные виды облицовочного и поделочного сырья (габброиды, гранитоиды, мраморы и мраморизованные известняки, кварциты, вулканогенные породы), для каждого из которых рекомендована постановка комплекса детализационных исследований.

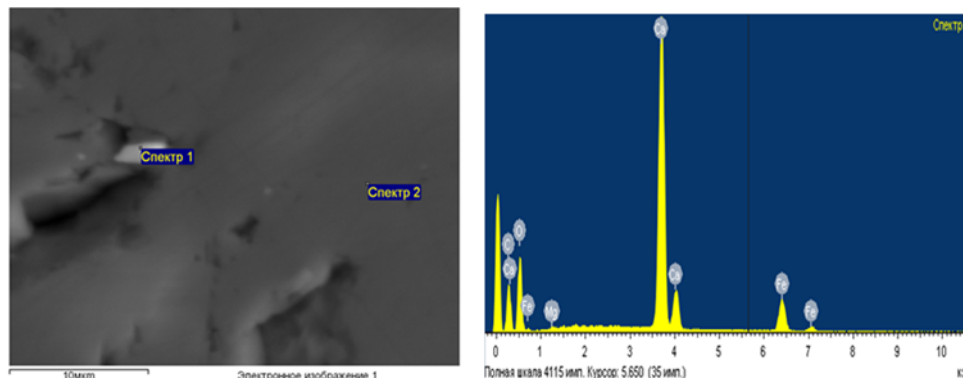


Рис. 9. РЭМ-изображения мрамора

Показано, что преобладающее количество месторождений и проявлений естественных облицовочных камней тяготеет к зонам развития складчатых структур, которые имеют сложную дугоподобную форму. Пространственное размещение месторождений и проявлений облицовочных и поделочных камней носит линейно-групповой характер относительно основных структурных элементов складчатых дуг, краевых прогибов и пограничных разломов, подчиняясь направлению складчатых поясов Казахстана. Группы месторождений и проявлений декоративных камней приурочены к структурам различных эпох консолидации. Так, проявления магматических пород от кислого до основного состава связаны с развитием Змеиногорского и Калбинского интрузивных комплексов (верхний карбон-пермь).

Большая часть месторождений высокодекоративных мраморов тяготеет к осевым частям мощных складчатых структур, где карбонатные толщи претерпели значительный метаморфизм. Перспективные, но, к сожалению, недостаточно изученные проявления карбонатных пород во внутренних зонах складчатых структур, связаны с герцинской и более поздней активизацией консолидированных областей. Так, мраморы месторождений Белоусовского, Бражнинского, Алексеевского, Казахстанские Глины отмечены в девоне и располагаются в соседних между собой зонах. Сюда же тяготеют знаменитые издавна месторождения яшмовидных пород – Риддерская каменоломня и Полевое. Все месторождения Чарского синклинория локализуется в нижнем отделе карбона.

Рекомендуемый комплекс исследований, кроме непосредственных геологоразведочных работ, должен включать современные методы прогнозно-металлогенических работ, информационных и компьютерных технологий. Предлагается проведение геолого-генетического моделирования металлогенических зон, рудных полей и месторождений облицовочных и поделочных камней с выявлением генетической связи оруденения с геологическими формациями определенных геодинамических обстановок. Кроме того необходимо проведение аналитических исследований, в частности, анализов горных пород на электронном микроскопе JEM-2100. Для разбраковки геохимических аномалий и выявления элементов-индикаторов рудного процесса рекомендуется использование масс-спектрометра JCP-MS Agilent 7500cx. Для изучения природных микро- и наноминералов в рудоносных флюи-

дах предусматривается их анализ с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-6390 LV, а для определения минеральных форм – применение рентгеновского спектрометра CPB-1M. Ожидается, что благодаря использованию прецизионных аналитических методов и изотопных исследований будет получена новая информация о геохимической и металлогенической специализации магматических формаций, и связанных с ними проявлений облицовочных, поделочных и драгоценных камней; создана геолого-генетическая модель их образования; разработана технология прогноза и поиска таких месторождений Восточного Казахстана.

Список использованной литературы

1. Беликов Б.П. Облицовочный камень и его оценка / Б.П. Беликов, В.П. Петров. – М.: Наука, 1990. – 291 с.
2. Большой Алтай (геология и металлогения) / Г.Н. Щерба, Х.А. Беспаев, Б.А. Дьячков и др. – Алматы: РИО ВАК РК, 2003. – С.135-146.
3. Дьячков Б.А. О геологической позиции и рудоносности гранитоидных поясов Большого Алтая / Б.А.Дьячков, И.Е. Матайбаева, З.И. Черненко и др. // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2015. – № 68. – С. 55-65.
4. Зискинд М.С. Декоративно-облицовочные камни / М.С. Зискинд. – Л., 1989. – 256 с.
5. Киевленко Е.Я. Геология месторождений драгоценных камней / Е.Я. Киевленко, И.Я. Сенкевич, А.П. Гаврилов. – М.: Недра, 2004. – 328 с.
6. Киевленко Е.Я. Поиски и оценка месторождений драгоценных и поделочных камней / Е.Я. Киевленко. – М.: Недра, 2010. – 166 с.
7. Кокунин М.В. Геология драгоценных и цветных камней: учебное пособие / М.В. Кокунин. – Иркутск: Изд-во Иркутского гос. ун-та, 2009. – 331 с.
8. Корнилов Н.И. Ювелирные камни / Н.И.Корнилов, Ю.П.Солодова. – М.: Недра, 1986. – 280 с.
9. Осолков В.А. Облицовочные камни месторождений СССР / В.А. Осолков. – М.: Недра, 1984. – 192 с.
10. Рид П. Дж. Геммологический словарь: пер. с английского / П. Дж. Рид. – Л.: Недра, 1986. – 287 с.
11. Смит Г. Драгоценные камни / Г. Смит. – М.: Мир, 1980. – 586 с.
12. Стоун Д. Драгоценные камни / Д. Стоун. – Москва: Оникс, 2004. – 94 с.
13. Черненко З.И. Анализ перспективных месторождений на мрамор и мраморизованные известняки в качестве облицовочного и поделочного камня (Восточный Казахстан) / З.И. Черненко // Научный журнал Вестник ВКГТУ им. Д. Серикбаева – 2015. – № 1. – С.15-19.
14. Черненко З.И. Закономерности размещения и поисковые критерии месторождений драгоценных и поделочных камней Восточного Казахстана / З.И. Черненко // Научный журнал Вестник ВКГТУ им. Д. Серикбаева. – 2015. – № 1. – С.20-22.

References

1. Shcherba, G.N., Bespaev, H.A., Diachkov, B.A. et al. (2003). Big Altai (Geology and metallogeny). Almaty: RIO HAC, 135-146. [In Russian].
2. Belikov, B. P. (1990). Facing stone and its evaluation. M.: Science, 291 p. [In Russian].
3. Dyachkov, B.A., Madibaeva, I.E., Chernenko, Z.I. et al. (2015). Geological position and ore content of granitoid belts of the greater Altai.

Visnyk of Tars Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 68, 55-65. [In Russian].

4. Ziskind, M. S. (1989). Ornamental stones. Leningrad, 256 p. [In Russian].

6. Kievljanka, E. Y. (2010). Prospecting and evaluation of deposits precious and ornamental stones. M.: Nedra, 166 p. [In Russian].

7. Kokurin, M.V. (2009). Geology of precious and non-ferrous stones: a training manual. Irkutsk: Publishing house Irkutsk state University, 331 p. [In Russian].

8. Kornilov, N.I., Solodova, Y.P. (1984). Jewelry stones. Natural resources, 280 p. [In Russian].

9. Oskolkov, V. A. (1984). Facing stones deposits of the USSR. M.: Nedra, 192 p. [In Russian].

10. Reed, P.J. (1986). Gemological dictionary. Natural Resources, 287 p. [In Russian].

11. Smith, G. (1980). Gems. M.: Mir, 586 p. [In Russian].

12. Stone, D. (2004). Gems. M.: Oniks, 94 p. [In Russian].

13. Chernenko, Z. I. (2015). Analysis of the promising fields in the marble and marbled limestone as a facing and ornamental stone (East Kazakhstan). The scientific journal Vestnik EKSTU, 1, 15-19. [In Russian].

14. Chernenko, Z. I. (2015). Patterns of distribution and search criteria for deposits of precious and ornamental stones of Eastern Kazakhstan. The scientific journal Vestnik EKSTU, 1, 20-22. [In Russian].

Надійшла до редколегії 24.03.17

Z. Chernenko, PhD (Geol.-Min.)

E-mail: Zinchernenko@mail.ru,

M. Mizernaya, PhD (Geol.-Min.),

E. Teut, Mg, Senior Research Fellow, Research Engineer

Serikbaev East Kazakhstan State Technical University

19 D.Serikbaeva Str., Ust-Kamenogorsk, Kazakhstan

SPATIAL LOCATIONS OF FACING AND ORNAMENTAL STONES DEPOSITS AND OUTCROPS IN EAST KAZAKHSTAN

The topicality of carrying out the study gives rise to a need to assess already prospected deposits and locate new deposits and outcrops of facing and ornamental stones in East Kazakhstan. The paper is dedicated to the analysis of these deposits and outcrops locations on the basis of structural and formation comparison taking into account the peculiarities of the folds development, magmatism, metamorphism and deep-seated faults. The authors give a short description of potentially productive zones (Beloubinsk-South Altai, Rudny Altai, Irtysh area, Kalbin area) and 28 potentially productive resource patches (gabbroids, granitoids, marble and marble limestone, quartzites, volcanogenic rocks) and provide with results of the analytical studies of the rocks.

The article describes conclusions about association of facing and ornamental stones deposits and outcrops with curved complex fold zones. Spatial locations of the deposits and outcrops have linear structural features when compared to the major structural elements of fold-arcs, fore deeps and marginal faults of the Kazakhstan fold belts. Groups of facing and ornamental stones are associated with different epochs of consolidation. The complex of studies, including exploratory geological surveys, metallogenic studies, is recommended to conduct.

Keywords: facing and ornamental stones, potentially productive zones, innovative technology, East Kazakhstan.

3. Черненко, канд.геол.-минералог. наук

E-mail: Zinchernenko@mail.ru,

M. Мізерна, канд. геол.-минералог. наук,

Е. Теут, магістр, ст. наук. співроб., інженер-дослідник

Східно-Казахстанський державний технічний університет ім. Д.Серікбаєва

вул. Д.Серікбаєва, 19, м.Усть-Каменогорськ, Республіка Казахстан

ПРОСТОРОВЕ РОЗМІЩЕННЯ РОДОВИЩ І ПРОЯВІВ ОБЛИЦЮВАЛЬНОГО ТА ВИРОБНОГО КАМІННЯ (СХІДНИЙ КАЗАХСТАН)

Актуальність проведених досліджень обумовлюється необхідністю оцінки вже відомих і виявлення нових родовищ та проявів облицювального і виробного каміння Східного Казахстану. Тому метою статті є аналіз розміщення родовищ декоративного каміння Східного Казахстану на основі структурних і формаційних співставлень з урахуванням особливостей розвитку складчастості, магматизму, метаморфізму і глибинних розломів. Наведено стислий опис перспективних зон (Белобінсько-Південно-Алтайська, Рудно-Алтайська, Іртишська, Західно-Калбінська, Східно-Чингізька) і перспективних ділянок (28 ділянок) на різні типи облицювального і виробного каміння (габброїди, гранітоїди, мармури і мармуризовані вапняки, кварцити, вулканогенні породи), наведені результати аналітичних досліджень порід.

Зроблено висновок про приуроченість родовищ і проявів облицювального і виробного каміння до зон розвитку складчастих структур, які мають складну дугоподібну форму. Просторове розміщення родовищ і проявів має лінійно-груповий характер щодо основних структурних елементів складчастих дуг, крайових прогинів і крайових розломів, відповідно напрямку складчастих поясів Казахстану. Групи родовищ і проявів декоративного каміння приурочені до структур різних епох консолідації. Так, прояви магматичних порід від кислого до основного складу пов'язані з розвитком Змеїногірського і Калбінського інтрузивних комплексів (верхній карбон-перм). Родовища і прояви мармурів тяжіють до осевих частин потужних складчастих структур, де карбонатні товщі зазнали значного метаморфізму. Перспективні прояви карбонатних порід у внутрішніх зонах складчастих структур, пов'язані з герцинською і більш пізньою активізацією консолідованих областей.

Рекомендовано комплекс досліджень, який, крім безпосередніх геологорозвідувальних робіт, включає сучасні методи прогнозно-металогенічних робіт, інформаційних та комп'ютерних технологій. Пропонується проведення геолого-генетичного моделювання металогенічних зон, рудних полів і родовищ з виявленням генетичного зв'язку зруденіння з геологічними формаціями певних геодинамічних обстановок. Рекомендується проведення аналітичних досліджень порід і мінералів родовищ і проявів облицювального, виробного і дорогоцінного каміння Східного Казахстану.

Ключові слова: облицювальні, виробні, ювелірно-виробні камені, оцінка перспектив родовищ, нові технології, Східний Казахстан.

ГЕОФІЗИКА

УДК 550.837

С. Вижва, докт. геол. наук, проф.

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

В. Онищук, канд. геол. наук

E-mail: vitus16@ukr.net,

К. Іванченко, інж.

E-mail: eptom@ukr.net,

І. Онищук, канд. геол. наук, ст. наук. співроб.

E-mail: oivan1@ukr.net,

М. Рева, канд. фіз.-мат. наук; доц.

E-mail: mvreva@gmail.com,

*С.Дейнеко, канд. геол. наук

E-mail: sidei@ukr.net

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

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

*ДП КІВД "Енергопроект"

пр. Перемоги, 4, г. Киев, 01135, Украина

**ДОСЛІДЖЕННЯ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ТЕРИТОРІЙ РОЗМІЩЕННЯ
ГІДРОТЕХНІЧНИХ СПОРУД ЗА ДОПОМОГОЮ ГЕОФІЗИЧНИХ МЕТОДІВ
(НА ПРИКЛАДІ ГЕС "СЕНЖЕ", ЕКВАТОРІАЛЬНА ГВІНЕЯ)**

(Рекомендовано членом редакційної колегії канд. геол. наук О.І. Меньшовим)

Стаття присвячена особливостям застосування електророзвідки при інженерно-геофізичних дослідженнях для забезпечення будівництва ГЕС в тропічних умовах на території Екваторіальної Гвінеї. У роботі обговорюється інформативність випереджувальних геофізичних досліджень за результатами яких встановлена дрібноблокова будова геологічного розрізу території. В результаті комплексного аналізу вертикальних розрізів і карт позірних опорів на різних розносах та даних буріння свердловин встановлено, що зони підвищених опорів контролюються монолітними породами дайкового комплексу, а зони понижених опорів пов'язані з областями розвитку в різному ступені тріщинуватих кристалічних порід. Вертикальні розрізи та карти позірного електричного опору на різних розносах дозволили виявити об'ємну структуру ділянки досліджень в електричному полі та надали цінну інформацію для складання її кондиційної геологічної основи. За даними кількісної інтерпретації геофізичних матеріалів встановлено, що в основі геологічного розрізу залягають докембрійські кристалічні породи, які істотно розрізняються за величиною питомого електричного опору – від 780 до 50000 Ом-м, та за значеннями швидкості поширення заломлених хвиль – від 2,7 км/с до 7,0 км/с.

Широкий діапазон зміни геофізичних характеристик порід кристалічного фундаменту свідчить про значні зміни ступеня тріщинуватості і вивітрілості кристалічних порід, що необхідно врахувати при складанні генплану розміщення споруд ГЕС.

Ключові слова: інженерно-геофізичні дослідження, кристалічні породи, електричний опір, вертикальне електричне зондування.

Постановка проблеми. При будівництві та експлуатації гідротехнічних споруд (греблі та споруди гідроелектростанцій (ГЕС), водосховищ та відстійників рідких промислових відходів) виникає ряд взаємозв'язаних аспектів економічного, геологічного та екологічного змісту, що можуть скласти певну техногенну небезпеку і повинні прогнозуватись та враховуватись. В обґрунтуванні оптимального варіанту будівництва таких споруд значне місце приділяється попереднім геолого-геофізичним дослідженням з метою вивчення геолого-структурної будови району, інженерно-геологічних і літогеологічних умов та оцінки впливу техногенного впливу на довкілля [2]. Досить важливими є моніторингові інженерно-геофізичні та екогеофізичні дослідження [3, 8-10], що виконуються в процесі будівництва та експлуатації гідротехнічної споруди.

Основна увага при цьому звертається на детальні екогеофізичні дослідження верхньої частини розрізу (ВЧР) – приповерхневої частини геологічного середовища потужністю в десятки, рідше перші сотні метрів. Вона включає ґрунти, гірські породи, поверхневі, ґрунтові та підземні води, екзогенні фізико-геологічні явища (зсуви, карст тощо). ВЧР найбільшою мірою зазнає впливу екзогенних (атмосферних, поверхневих) і техногенних (фізико-хімічних, енергетичних) процесів, а також ендегенних (внутрішньоземних) факторів. Вона часто характеризується екстремальним проявом, як природних (різкою геологічною та петрофізичною неоднорідністю у просторі та часі), так і техногенних (максимальним проявом різноманітних штучних фізичних полів) проце-

сів. Особливістю верхньої частини геологічного середовища, що зазнає значних техногенних навантажень, є яскраво виражена залежність всіх його характеристик від координат точок спостережень – властивості і стан ґрунтів та гірських порід верхньої частини розрізу помітно змінюються від точки до точки як по латералі, так і по вертикалі. Різко змінюється у просторі і часі поведінка різних геофізичних полів.

Моніторингові інженерно-геофізичні та екогеофізичні дослідження при будівництві і експлуатації гідротехнічних систем призначені для натурального зондування і на змінами геологічного середовища в зоні затоплення і на прилеглий території та фізико-механічних властивостей тіла дамб [2, 3, 8-10]. Отримані екогеофізичні матеріали використовуються для прийняття науково-технічних рішень на проведення оптимальних захисних інженерно-технічних заходів. Необхідність та обов'язковість спеціалізованих геолого-геофізичних досліджень в районі гідротехнічних споруд з метою прогнозування ймовірних екогеологічних змін довкілля впливає з багаточисельних прорахунків в обґрунтуванні подібних будівництв та експлуатації таких природно-техногенних систем.

Слід відзначити, що нехтування організацією моніторингових інженерно-геофізичних та екогеофізичних досліджень при будівництві та експлуатації гідротехнічних систем підвищує ризики катастрофічного розвитку ситуації. Значна кількість аварій, що сталися внаслідок часткового або повного руйнування дамб супроводжується потужним водним або сільовим потоком, який змиває все на своєму шляху, гинуть люди та матеріальні цінності. При цьому регіону, де відбувається така катастрофа, наносяться значні

екологічні збитки. Подібні катастрофи мали місце на відстійниках мідно-нікелевого комбінату у Вірменії, мідно-молібденового комбінату в Красноярському краї, Хабаровського гірничо-збагачувального комбінату в Росії, вуглепримивної фабрики "Буффало-Крік" в США [13] та при проливі дамби шламонакопичувача на Куренівці в м. Києві. Аварія на відстійнику Стебницького калійного заводу (Україна) привела до викиду 5 млн т відходів з мінералізацією біля 300 г/л. Були забруднені води рік Бистриця, Дністра та підземні води в басейнах цих рік [14]. Значне загрожування екологів викликає стан захисних дамб водосховищ гідроелектростанцій (ГЕС) Дніпровського каскаду.

Аналіз публікацій за темою досліджень. Існує ряд публікацій присвячених застосуванню методів геофізики для забезпечення гідротехнічного будівництва [1, 4-7, 11, 12 та ін.], проте, систематичні спеціалізовані геофізичні дослідження, а тим більше геофізичний моніторинг практично не проводилися. В основному, по можливості, використовувались матеріали геофізичних зйомок раніше виконаних на площі досліджень з метою геологічного картування та пошуків родовищ корисних копалин. Слід відзначити рідкість публікацій на дану тему з практичними прикладами застосування геофізичних методів для вирішення задач гідротехнічного будівництва.

Виділення невирішених раніше частин загальної проблеми. Стаття присвячена висвітленню особливостей застосування електророзвідки при інженерно-геофізичних дослідженнях в тропічних умовах. На території Екваторіальної Гвінеї, в умовах розвитку латеритних кір вивітрювання, електрометричні дослідження для забезпечення будівництва гідроелектростанції "Сенже" на річці Веле виконувались вперше. Слід відзначити досить складні геоелектричні умови досліджень пов'язані з природною обстановкою та в цілому слабкодіференційованим геоелектричним розрізом, що потребувало підвищеної точності польових вимірювань, застосування статистичних методів обробки та нових підходів до інтерпретації польових геофізичних даних.

Мета досліджень – висвітлення особливостей електророзвідувальних досліджень при вивченні майданчика будівництва гідроелектростанції "Сенже" на річці Веле в республіці Екваторіальна Гвінея.

У статті наведено результати комплексних геоелектричних досліджень верхньої частини розрізу району будівництва ГЕС.

Експериментальні дослідження. Основними завданнями гідротехнічного будівництва є зведення гребель гідроелектростанцій з комплексом споруд: будівель станції, дериваційних і транспортних тунелів. Крім того, споруджуються греблі, канали різного призначення (транспортні, зрошувальні тощо). Геофізичні методи широко застосовуються для обґрунтування проектів гідротехнічних споруд.

На різних стадіях проектування і будівництва необхідне вирішення великого числа завдань, що, в свою чергу, передбачає використання багатьох геофізичних методів. Найчастіше раціональний комплекс геофізичних методів розробляється шляхом експериментальних робіт. В окремих випадках, раціональний комплекс визначається з використанням досвіду робіт на об'єктах-аналогах. За специфікою інженерно-геологічних вишукувань можна виділити наступні гідротехнічні споруди: греблі, дамби, будівлі ГЕС і лінійні споруди типу каналів. Перші три об'єкти є досить відповідальними в економічному, соціальному та екологічному відношеннях і характеризуються високими вимогами до стійкості фундаментів і показників фільтрації води.

З метою вивчення геолого-тектонічної будови ділянки вирішуються наступні завдання: 1) літологічне розчленування розрізу; 2) виявлення та оконтурювання стародавніх та сучасних долин річок; 3) виявлення і оконтурювання інтрузивних і ефузивних тіл; 4) виявлення та трасування

зон тектонічних порушень і зон підвищеної тріщинуватості; 5) визначення потужності зони вивітрювання.

Для розчленування за ступенем тріщинуватості скельних порід основними геофізичними методами є: різні модифікації вертикальних електричних зондувань (ВЕЗ), сейсморозвідка кореляційним методом заломлених хвиль (КМЗХ) і геофізичні дослідження свердловин (ГДС). При розчленуванні піщано-глинистого осадового розрізу застосовуються методи ВЕЗ, ВЕЗ-ВП (ВЕЗ за способом викликаної поляризації), ВЕЗ-МДС (ВЕЗ за способом двох складових), електропрофілювання (різні модифікації), геофізичні дослідження свердловин, в окремих випадках електропрофілювання за методом двох складових. З метою виявлення і оконтурювання інтрузивних та ефузивних тіл, застосовуються різні модифікації електропрофілювання, ВЕЗ, КМЗХ, також ефективні при цьому магніто- та гравірозвідка. При виявленні і трасуванні зон тектонічних порушень та зон підвищеної тріщинуватості рекомендуються дослідження методами електропрофілювання з використанням комбінованої і дипольної установок (КЕП і ДЕП), електронзондування ВЕЗ, сейсморозвідки КМЗХ та сейсмічного профілювання. Завжди комплекс застосовуваних методів повинен бути таким, щоб методи доповнювали один одного і кожен давав додаткову, що має практичне значення інформацію. При виявленні та оконтурюванні стародавніх долин рекомендуються різні модифікації електропрофілювання, ВЕЗ, КМЗХ, рідше магніторозвідка і гравірозвідка.

В загальному плані, територія майданчика ГЕС "Сенже" на річці Веле (Екваторіальна Гвінея) розташована в межах західної частини Африканського кристалічного щита в зоні зчленування морфоструктур, різних за новітньою тектонікою. На формування рельєфу цокольних рівнин щита великий вплив мають системи регіональних розривних порушень, відомі як грабен Беніто та приоканічний розлом. Результатом їх взаємодії стало формування контрастного рельєфу, ускладненого височинами – горстами та зниженнями – грабенами.

Докембрійські кристалічні породи представлені тут діабазами, гранодіоритами та гнейсами, в різній мірі тріщинуватими.

Слід зазначити, що масиви скельних порід у верхній частині розрізу (до 100 м) представляють собою складно-побудовані геологічні середовища, що характеризуються різкою просторовою мінливістю фізичних властивостей, недостатньою чіткістю і витриманістю меж, що розділяють ділянки з різними параметрами, істотною неоднорідністю та анізотропією властивостей порід. Для гірського масиву характерна складна геологічна будова: комплекс метаморфічних порід розбитий значною кількістю розломів і пов'язаних з ними зон тріщинуватості, за якими відбулося два цикли утворення інтрузій.

На докембрійських кристалічних породах території практично суцільне поширення має кора вивітрювання, утворення якої контролювалось специфічними кліматичними умовами, тектонічним режимом, складом материнських гірських порід, геологічною і тектонічною будовою окремих ділянок. Кора вивітрювання, яка має площинний характер залягання, відсутня в місцях виходу на денну поверхню кристалічних порід. Вона характеризується зональною будовою, при цьому переходи між зонами поступові, а межі нечіткі.

Слід відзначити, що на території розміщення території майданчика ГЕС "Сенже" раніше не виконувались геолого-геофізичні дослідження. Тому на території майданчика ГЕС "Сенже" виконаний комплекс інженерно-геологічних, що включав наземні геофізичні методи – електророзвідку та сейсморозвідку.

Для простеження глибини залягання покрівлі кристалічних порід і оцінки їх ступеня тріщинуватості виконаний комплекс геофізичних досліджень: електророзвідка – мето-

дами вертикального електричного зондування (ВЕЗ) і симетричного електропрофілювання (СЕП), а також сейсморозвідка кореляційним методом заломлених хвиль (КМЗХ).

Вертикальне електричне зондування (ВЕЗ) виконано за окремими профілями з метою геоелектричного розчленування розрізу, виділення монолітних і тріщинуватих зон у кристалічних породах. Електророзвідка в модифікації симетричного двохрозносного електропрофілювання (СЕП) призначалася для детального геоелектричного вивчення території досліджень по латералі, перш за все, для виявлення тектонічних порушень, зон підвищеної тріщинуватості кристалічних порід.

Сейсморозвідка кореляційним методом заломлених хвиль (КМЗХ) виконувалась на аномальних ділянках, за окремими профілями з метою деталізації при виділенні монолітних і тріщинуватих зон у кристалічних породах.

В процесі польових досліджень виконана оперативна обробка та якісна інтерпретація матеріалів електророзвідки з метою оперативного забезпечення геофізичної основи для вирішення першочергових завдань геологічної зйомки – встановлення основних елементів структурної будови території досліджень. Особливості будови геологічного розрізу по вертикалі за даними електророзвідки наведені на вертикальних розрізах позірної опору ρ_n . Ок-

рім того, з метою якісної характеристики геологічного розрізу за матеріалами геоелектричних досліджень побудовано комплект карт ("зрізів") позірної електричної опору ρ_n на різних глибинах ($AB=12$ м, 20 м, 40 м, 80 м та 130 м). На цих картах виділяється ряд мікроблоків пов'язаних з дайковим комплексом та областями розвитку тріщинуватих кристалічних порід.

Карта позірної електричної опору масштабу 1:2000 на розносі $AB = 12$ м (рис. 1) відображає розподіл електричних опорів на розрахунковій глибині 3 м і характеризує верхній шар рихлих порід та кори вивітрювання. Позірний питомий опір змінюється від 943 до 4200 Ом-м при середньому значенні 2196 Ом-м. На карті виділяються локальні області підвищених значень позірних опорів (більше 3000 Ом-м) північно-східного простягання в південно-західній частині ділянки робіт (див. рис. 1). Ці області пов'язані з місцями неглибокого залягання кристалічних порід дайкового комплексу. Поля знижених ρ_n (менше 2000 Ом-м) займають західну і східну частину ділянки робіт, а також область північно-східного простягання у центрі. Вони пов'язані з ділянками підвищеної потужності осадових відкладів і кори вивітрювання, а також з тріщинуватими зонами кристалічних порід з неглибоким заляганням.

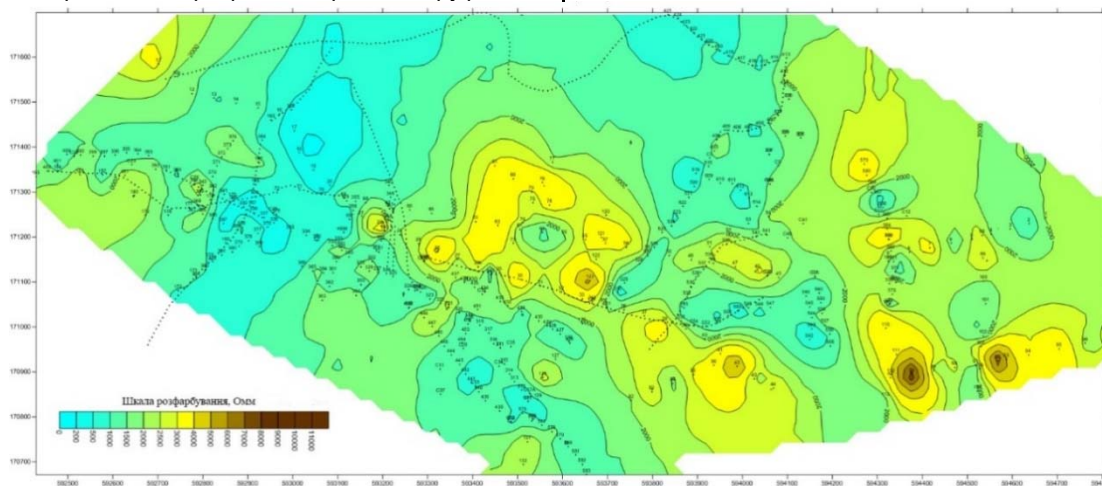


Рис. 1. Карта позірної електричної опору, $AB=12$ м. Розрахункова глибина 3 м

Карта позірної електричної опору масштабу 1:2000 на розносі $AB = 20$ м (рис. 2) відображає розподіл електричних опорів на розрахунковій глибині приблизно 5 м і характеризує в основному кору вивітрювання, а іноді кристалічні породи в місцях їх неглибокого залягання.

Позірний опір змінюється від 133 до 9370 Ом-м при середньому значенні 1641 Ом-м. На карті виділяються локальні області підвищених значень позірних опорів (більше 5000 Ом-м), які також утворюють "ланцюжок" північно-західного простягання в центральній частині ділянки робіт на лівому березі р. Веле і практично субмеридіонального простягання на правому березі. Слід зазначити, що області підвищених опорів розширюються наслідуючи загальну структуру, яку можна прослідкувати на карті позірних електричних опорів на розносі $AB = 12$ м.

Ці області пов'язані з місцями неглибокого залягання кристалічних порід дайкового комплексу. Поля знижених ρ_n (менш 2000 Ом-м) займають великі області на лівому березі і невеликі ділянки на правому березі (див. рис. 2). Вони пов'язані з ділянками підвищеної потужності осадових відкладів і кори вивітрювання, а також з тріщинуватими зонами кристалічних порід і приурочені до долини р. Веле та її дренної долини в західній частині ділянки робіт.

Карта позірної електричної опору масштабу 1:2000 на розносі $AB=40$ м (рис. 3) відображає розподіл електричних опорів на розрахунковій глибині приблизно 10 м і характеризує в основному кору вивітрювання в місцях підвищеної глибини залягання кристалічних порід і кристалічні породи в місцях їх неглибокого залягання. Позірний питомий опір змінюється від 1048 до 7618 Ом-м при середньому значенні 3427 Ом-м. Також як і на попередніх картах, виділяються локальні області підвищених значень позірних опорів (більше 3000 Ом-м) північно-східного простягання в центральній частині ділянки робіт (див. рис. 3). Области підвищених опорів розширюються, наслідуючи загальну структуру, яка почала проявлятися на картах позірних електричних опорів на розносах $AB=12$ м і $AB=20$ м. Ці області пов'язані з місцями неглибокого залягання кристалічних порід. Поля знижених ρ_n (менше 2000 Ом-м) займають локальні ділянки в західній та східній частині ділянки робіт і утворюють область північно-східного простягання в центрі (див. рис. 3). Вони пов'язані з ділянками підвищеної потужності осадових відкладів і кори вивітрювання, а також з тріщинуватими зонами кристалічних порід.

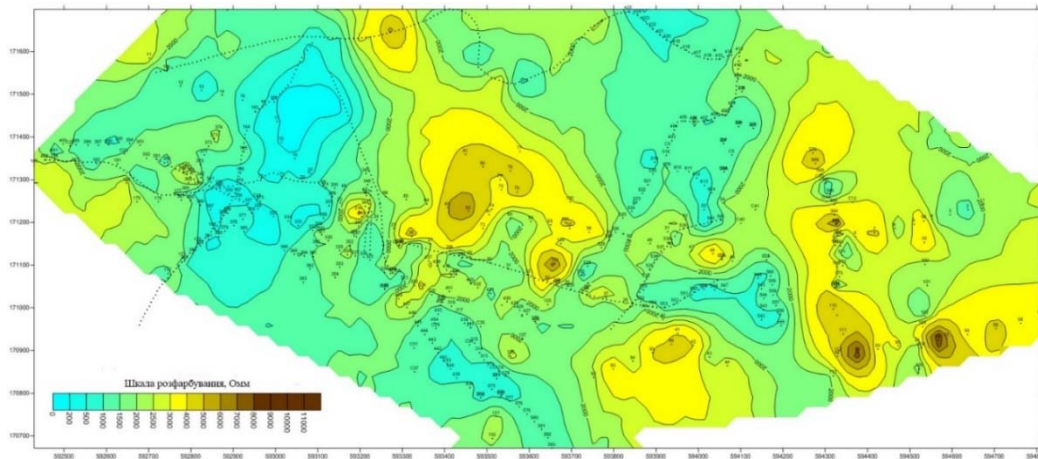


Рис. 2. Карта позірнього електричного опору, АВ=20 м. Розрахункова глибина 5 м

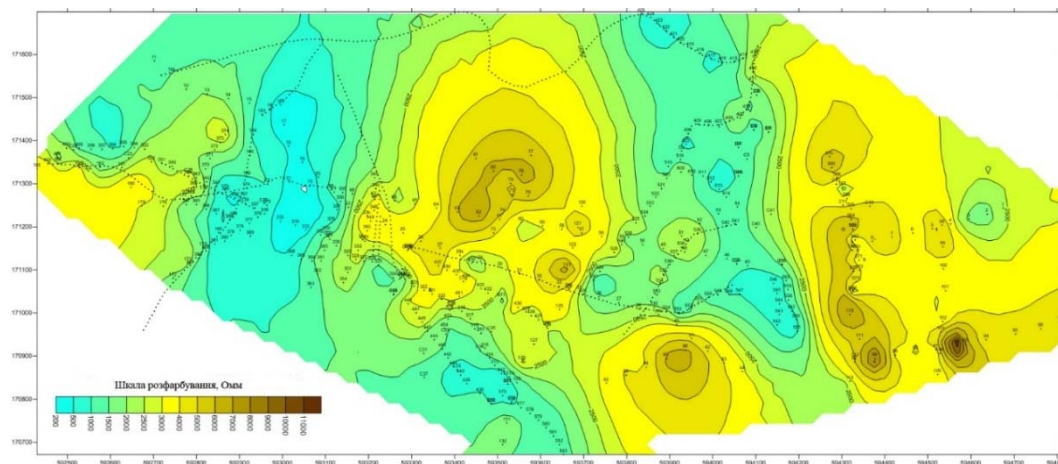


Рис. 3. Карта позірнього електричного опору, АВ=40 м. Розрахункова глибина 10 м

Карта позірнього електричного опору масштабу 1:2000 на розносі АВ=80 м (рис. 4) відображає розподіл електричних опорів на розрахунковій глибині приблизно 20 м і характеризує кристалічні породи. Позірний питомий опір змінюється від 1389 до 9146 Ом·м при середньому значенні 4876 Ом·м. На карті виділяються області підвищених значень позірних опорів (понад 3000 – 5000 Ом·м), які займають центральну частину ділянки робіт (див. рис. 4). Області підвищених опорів успадковують загальну структуру, яка проявляється на картах позірних електричних опорів на розносах АВ=12 м, АВ=20 м і АВ=40 м. Ці області пов'язані з місцями неглибокого залягання слаботріщинуватих і монолітних кристалічних порід дайкового комплексу. Поля знижених ρ_n (менше

2000 Ом·м) займають локальні області в північно-західній і південно-західній частині ділянки робіт (див. рис. 4). Вони пов'язані з ділянками підвищеної потужності осадових відкладів і кори вивітрювання, а також з тріщинуватими зонами кристалічних порід.

Карта позірнього електричного опору масштабу 1:2000 на розносі АВ = 130 м (рис. 5) відображає розподіл електричних опорів на розрахунковій глибині приблизно 30 – 35 м і характеризує в основному кристалічні породи і частково кору вивітрювання в місцях підвищеної глибини залягання кристалічних порід.

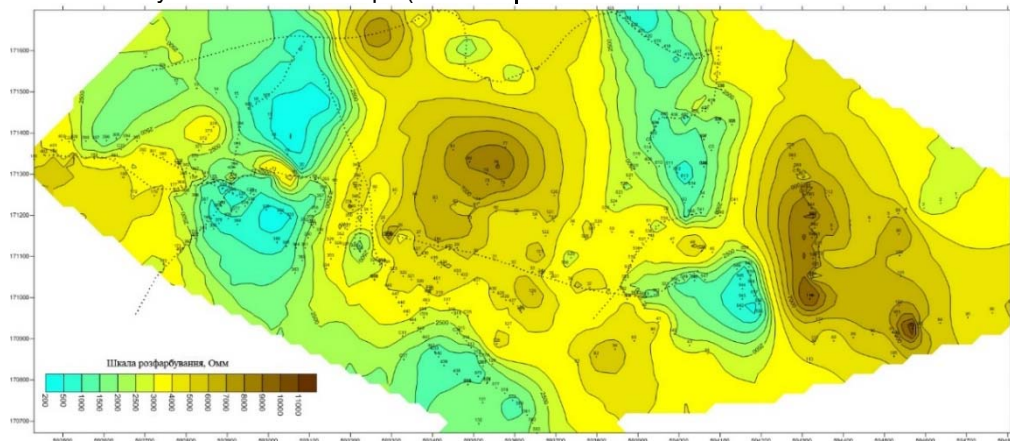


Рис. 4. Карта позірнього електричного опору, АВ=80 м. Розрахункова глибина 20 м

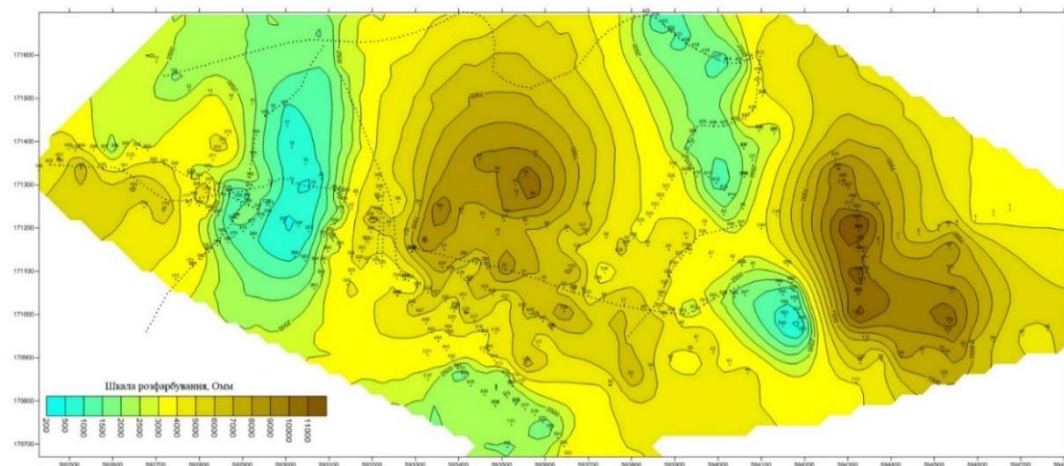


Рис. 5. Карта позірнього електричного опору, $AB=130$ м. Розрахункова глибина 30 – 35 м

Позірний опір змінюється від 422 до 13460 Ом-м при середньому значенні 4269 Ом-м. Також як і на попередніх картах, на карті виділяються області підвищених значень позірних опорів (більше 5000 Ом-м), які утворюють поля північно-західного простягання в центральній частині ділянки робіт на лівому березі р. Веле і практично субмеридіального простягання на правому березі (див. рис. 5). Области підвищених опорів розширюються наслідуючи загальну структуру, яка почала проявлятися на картах позірних опорів на розносах $AB = 12$ м, $AB = 20$ м, $AB = 40$ м і $AB = 80$ м, досягаючи майже половини площі робіт. Ці області пов'язані із зонами слаботріщинуватих і монолітних кристалічних порід дайкового комплексу. Поля знижених ρ_n (менше 2000 Ом-м) займають окремі області на лівому березі (див. рис. 5). Вони пов'язані з ділянками підвищеної тріщинуватості кристалічних порід і приурочені до долини р. Веле і її древньої долини в західній частині ділянки робіт.

Комплексний аналіз вертикальних розрізів ρ_n (приклад див. рис. 6), карт позірних опорів на різних розносах (рис. 1-5) та даних буріння дозволив встановити, що зони підвищених опорів контролюються монолітними породами дайкового комплексу, а зони понижених опорів пов'язані з областями розвитку у різному ступені тріщинуватих кристалічних порід. Карти позірнього електричного опору на різних розносах та вертикальні розрізи ρ_n дозволили висвітлити об'ємну структуру ділянки досліджень в електричному полі і надали цінну інформацію для складання її кондиційної геологічної основи.

В результаті кількісної інтерпретації результатів наземних геофізичних робіт отримані дані про глибину залягання кристалічних порід, ступінь їх тріщинуватості, виконана якісна і кількісна характеристика порід, які складають геологічний розріз території розміщення основних споруд ГЕС.

За даними кількісної інтерпретації матеріалів геофізичних досліджень та буріння побудовано ряд карт території досліджень, а саме: потужності рихлих відкладів, ізогіпси поверхні кристалічних порід, питомих електричних опорів кристалічних порід з виділенням зон з їх підвищеною тріщинуватістю.

У межах території розміщення дериваційного каналу і греблі ГЕС, покрівля кристалічних порід розташована в інтервалі абсолютних відміток 15-125 м. У центральній частині лівобережжя і на сході правобережної частини території виділяється піднятий мікроблок. На лівобережній ділянці, в західному напрямку від піднесеного блоку (абс. відм. 70-105 м) відзначається занурення покрівлі кристалічних порід на 40 м (абс. відм. 70-30 м) і далі рельєф покрівлі відносно рівний (абс. відм. 30 – 20 м). На сході від піднесеного блоку відзначається різке занурення покрівлі кристалічних порід (абс. відм. до 25 м). На правобережному ділянці, в східному напрямку, простежується підняття покрівлі кристалічних порід (абс. відм. 35-125 м).

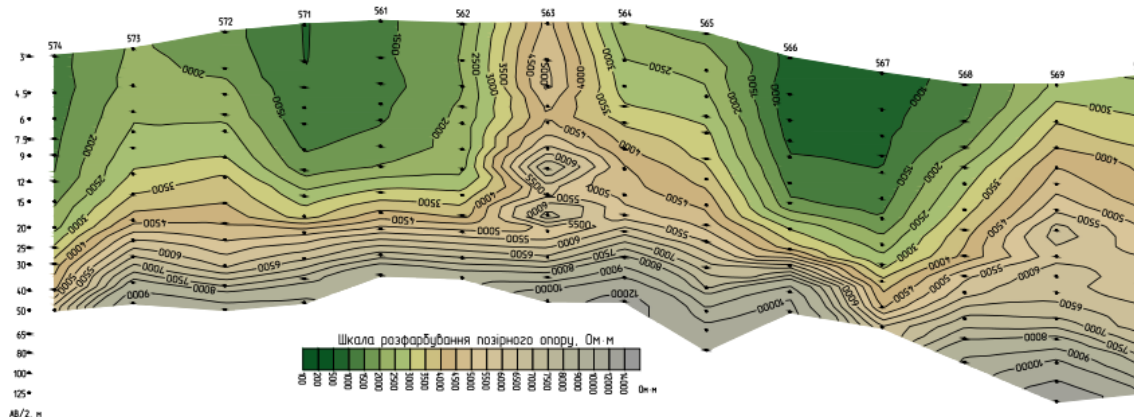


Рис. 6. Вертикальний розріз ρ_n . Масштаб: горизонтальний – 1:1000, вертикальний – логарифмічний

На геолого-геофізичних розрізах представлені результати кількісної інтерпретації геофізичних матеріалів.

За даними кількісної інтерпретації матеріалів ВЕЗ виділено опорний горизонт, що зіставляється з покрівлею кристалічних порід. У надопорному горизонті, за даними

методу ВЕЗ виділені окремі шари, представлені товщею ґрунтів зі щебнем, дресв'яно-щебеневою корою вивітрювання, яка представлена латеритною, каоліновою і

дресв'яно-щебеневою корою вивітрювання (часто з валунами кристалічних порід), в різному ступені обводненою. Для прикладу на рис. 7 наведено типовий геоелектричний розріз району досліджень.

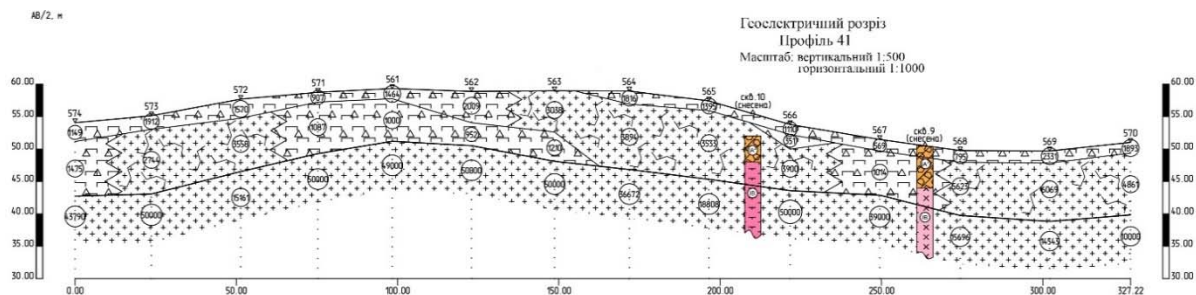


Рис. 7 Типовий геоелектричний розріз

Профіль пройдено з південного сходу на північний захід на штучно прокладеній терасі на правому березі р. Веле. Для профілю характерний, в цілому, тришаровий геоелектричний розріз. В основі розрізу на глибині 8 – 12 м залягають монолітні породи кристалічного фундаменту. У свердловинах 9, 10, пробурених поруч з профілем кристалічні породи представлені гнейсами. Абсолютні позначки покривлі монолітних кристалічних порід 39 – 51 м. Спостерігається локальне підняття поверхні кристалічних порід. Питомий електричний опір монолітних кристалічних порід змінюється в межах від 10000 до 50000 Ом-м.

На кристалічних породах залягає геоелектричний горизонт потужністю 3,5 – 10 м і більше з електричним опором 950 – 6070 Ом-м. Він зіставляється, з товщею дресв'янистої кори вивітрювання (при $\rho < 2000$ Ом-м) і в різному ступені вивітреними тріщинуватими кристалічними породами (при $\rho > 2000$ Ом-м). Перший від поверхні геоелектричний горизонт потужністю 1,5 – 2,5 м характеризується електричним опором 570-2330 Ом-м і представлений ґрунтом зі щебнем і дресв'янистою корою вивітрювання.

Висновки. В результаті комплексного аналізу вертикальних розрізів ρ_n , карт позірних опорів на різних розносах та даних буріння свердловин встановлено, що зони підвищених опорів контролюються монолітними породами дайкового комплексу, а зони понижених опорів пов'язані з областями розвитку в різному ступені тріщинуватих кристалічних порід. Вертикальні розрізи та карти позірного електричного опору на різних розносах дозволили висвітлити об'ємну структуру ділянки досліджень в електричному полі та надали цінну інформацію для складання її кондиційної геологічної основи.

За результатами кількісної інтерпретації матеріалів геофізичних досліджень встановлено, що в основі геологічного розрізу залягають докембрійські кристалічні породи, які істотно розрізняються за величиною питомого електричного опору (від 780 до 50000 Ом-м) і за значеннями швидкості поширення заломлених хвиль (від 2,7 км/с до 7,0 км/с).

Такий значний діапазон зміни геофізичних характеристик свідчить про значні зміни ступеня тріщинуватості і вивітрюваності кристалічних порід. На підставі отриманих геофізичних характеристик, умовно, породи кристалічного фундаменту можна розділити за ступенем тріщинуватості і вивітрюваності на наступні групи:

- інтенсивно тріщинуваті, вивітрілі кристалічні породи мають питомий електричний опір від 780 до 2000 Ом-м, а граничну швидкість повздовжніх хвиль менше 3,5 км/с;
- тріщинуваті кристалічні породи, відповідно, характеризуються опорами від 2000 до 5000 Ом-м і значеннями граничної швидкості в межах 3,5 – 4,5 км/с;

– монолітні і слаботріщинуваті кристалічні породи характеризуються високими питомими електричними опорами, що перевищують 5000 Ом-м і значеннями граничної швидкості понад 4,5 км/с.

Отримана інформація про будову геологічного розрізу території використана для уточнення генплану споруд ГЕС.

Список використаних джерел

1. Анахов П.В. Возбуждение землетрясений при наполнении водохранилищ. Суперпозиция прямых и косвенных воздействий на местную геологическую среду / П.В. Анахов, Н.В. Макарець // Геофизический журнал. – 2016. – том 38, №1. – С. 86-96.
2. Вижва С.А. Геофізичний моніторинг небезпечних геологічних процесів / С.А. Вижва. – Київ: "Обрії", 2004. – 236 с.
3. Вижва С.А. Екогеофізичний моніторинг міських агломерацій / С.А. Вижва, І.І. Онишук, Д.А. Безродний // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2003. – №25. – С.71-75.
4. Качинский А.Б. Характер связности элементов системы обеспечения безопасности гидротехнических сооружений / А.Б. Качинский, Н.В. Агаркова // Системні дослідження та інформаційні технології. – 2015. – № 3. – С. 72–83.
5. Малик Л.К. Факторы риска повреждения гидротехнических сооружений. – М.: Наука, 2005. – 354 с.
6. Некрасов Ю.Ф. Контроль положения депрессионной поверхности техногенного водоносного горизонта в ограждающих дамбах накопителей промышленных отходов методами инженерной геофизики / Ю.Ф. Некрасов, О.Р. Озмидов, В.В. Агентов // Сб. ст. "Геофизические исследования в гидрогеологии, инженерной геологии". – Ташкент: САИГМИС, 1991. – с. 84-91.
7. Носова О.Н. К вопросу контроля за надёжностью и безопасностью эксплуатируемых гидротехнических сооружений / О.Н. Носова, Э.К. Александровская // Метеорология и гидрология. – 1999. – № 1. – С. 21–26.
8. Онишук І.І. Особливості екогеофізичних досліджень при вивченні зсувонебезпечних територій. / І.І. Онишук // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2002. – №23-24. – С. 85-88.
9. Онишук І.І. Принципи геофізичного картування стану земель / І.І. Онишук, М.В. Рева // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2004. – №29 – 30. – С.36-40.
10. Онишук І.І. Дослідження техногенного забруднення довкілля геофізичними методами / І.І. Онишук, М.В. Рева, О.П. Нікіташ, В.І. Онишук // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2006. – № 38-39. – С. 93-96.
11. Савич А.И. Комплексные инженерно-геофизические исследования при строительстве гидротехнических сооружений / А.И.Савич, Б. Д. Куонджич, В. И. Коптев и др. – М.: Недра, 1990. – 449 с.
12. Усаченко Б.М. К разработке геокомпозитных охранных систем / Б.М. Усаченко, С.П. Мусиенко, М.А. Ильяшов, В.Н. Сергиенко // Геотехническая механика: межвед. сб. научн. тр. ИГТМ НАН Украины. – Днепропетровск, 2008 – Вып. 78. – С. 6-72.
13. Федоров Н.Н. Складирование отходов рудообогатения / Н.Н. Федоров. – М.: Недра, 1985. – 235 с.
14. Шнюков Е.Ф. Экологическая геология Украины / Е.Ф. Шнюков. – К.: Наукова думка, 1993. – 407 с.

Reference

1. Anahov, P.V., Makarets, N.V. (2016). Vozbuzhdenie zemletryaseniy pri napolnenii vodohranilishch. Superpozitsiya pryamykh i kosvennykh vozdeystviy na mestnyu geologicheskuyu sredu. Geofizicheskij Zhurnal, 38(1), 86–96. [in Russian].
2. Vyzhva, S.A. (2004). Neofizychnyi monitorynh nebezpechnykh heolohichnykh protsesiv. Kyiv: "Obrii", 236 p. [in Ukrainian].

3. Vyzhva, S.A., Onyshchuk, I.I., & Bezrodnyi, D.A. (2003). Ekoheofizychni monitoryng miskykh ahlomeratsii. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 25, 71–75. [in Ukrainian].
4. Kachinskiy, A.B., Agarkova, N.V. (2015). Harakter svyaznosti elementov sistemny obespicheniya bezopasnosti gidrotehnicheskikh. Systemny doslidzhennia ta informatsiini tekhnologii, 3, 72–83. [in Russian].
5. Malik, L.K. (2005). Faktory riska povrezhdeniya gidrotehnicheskikh sooruzheniy. Moskva: Nauka, 354 p. [in Russian].
6. Nekrasov, Yu.F., Ozmidov, O.R., Agentov, V.V. (1991). Kontrol polozheniya depressionnoy poverhnosti tehnogennogo vodonosnogo gorizonta v ograzhdayuschiy dambah nakopiteley promyshlennykh othodov metodami inzhenernoy geofiziki. Sb. "Geofizicheskie issledovaniya v gidrogeologii, inzhenernoy geologii", 84–91. [in Russian].
7. Nosova, O.N., Aleksandrovskaia, E.K. (1999). K voprosu kontrolya za nadyozhnostyu i bezopasnostyu ekspluatiruemyykh gidrotehnicheskikh sooruzheniy. Meteorologiya i gidrologiya, 1, 21–26. [in Russian].
8. Onyshchuk, I.I., Reva, M.V. (2002). Osoblyvosti ekoheofizychnykh doslidzhen pry vyvchenni zsvonebezpechnykh terytorii. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 22–23, 85–88. [in Ukrainian].

9. Onyshchuk, I.I., Reva, M.V. (2004). Pryntsypy heofizychnoho kartuvannia stanu zemel. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 29–30, 36–40. [in Ukrainian].
10. Onyshchuk, I.I., Reva, M.V., Nikitash, O.P., & Onyshchuk, V.I. (2006). Doslidzhennia tekhnogennoho zabrudnennia dovkillia heofizychnymy metodamy. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 38–39, 93–96. [in Ukrainian].
11. Savich, A.I., Kuyundzhich, B.D., Koptev, V.I. et al. (1990). Kompleksnyie inzhenerno-geofizicheskie issledovaniya pri stroitelstve gidrotehnicheskikh sooruzheniy. Moskva: Nedra, 449 p. [in Russian].
12. Usachenko, B.M., Musienko, S.P., Ilyashov, M.A., & Sergienko, V.N. (2008). K razrabotke geokompozitnykh ohrannykh sistem. Geotekhnicheskaya mehanika: Mezhd. sb. nauchn. tr., 78, 6–72. [in Russian].
13. Fedorov, N. N. (1995). Skladirovanie othodov rudobogashcheniya. Moskva: Nedra, 235 p. [in Russian].
14. Shnyukov, E.F. (1990). Ekologicheskaya geologiya Ukrainy. Kyiv: Naukova dumka, 403 p. [in Russian].

Надійшла до редколегії 25.02.17

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

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

V. Onyshchuk, PhD (Geol.)

E-mail: vitus16@ukr.net,

K. Іванченко, Engineer

E-mail: epatom@ukr.net,

I. Onyshchuk, PhD (Geol.), Senior Scientific Researcher

E-mail: oivan1@ukr.net,

M. Reva, PhD (Phys.–Math.), Assoc. Prof.

E-mail: mvreva@gmail.com,

*S. Deineko, PhD (Geol.), Head of Geophysics department

E-mail: sidei@ukr.net

Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology

90 Vasylkivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine

*GP KIIZI "Energooprojekt"

4 Peremogy Ave., Kyiv, 01135, Ukraine

RESEARCH OF GEOLOGIC STRUCTURE OF TERRITORIES OF HYDROTECHNICAL SYSTEMS ALLOCATION BY MEANS OF GEOPHYSICAL METHODS (USING "SENZHE" HPP AS AN EXAMPLE, EQUATORIAL GUINEA)

The article is devoted to peculiarities of application of electrical exploration method for engineering-geophysical and geophysical investigations to ensure the construction of hydropower plants in tropical conditions on the territory of Equatorial Guinea. Also the article discusses informativeness of proactive geophysical studies, in result of which block structure of geological section of the area was found. Comprehensive analysis of the vertical section, resistivity maps and drilling data showed that increased resistance zones are controlled by monolithic rocks of dyke complex and low-resistance zones are associated with areas of varying degrees of fractured crystalline rocks. Maps of the apparent electrical resistance at different set spans allowed to unravel the three-dimensional structure of investigated area in an electric field and provided valuable information for drawing up its conditioning geological basis. The basis of the geological section consists of Precambrian crystalline rocks that vary considerably in resistivity – from 780 to 50,000 Ohm × m, and the values of the speed of propagation of refracted waves are from 2.7 km/s to 7.0 km/sec.

A wide range of geophysical characteristics of crystalline basement rocks indicates a significant change of fracture intensity and rock decay that should be considered when drawing up the master plan of HPP facilities allocation.

Keywords: engineering-geophysical investigations, crystalline rocks, electrical resistivity, vertical electrical sounding.

C. Вызва, докт. геол. наук, проф.

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

V. Онищук, канд. геол. наук

E-mail: vitus16@ukr.net,

E. Иванченко, инженер

E-mail: epatom@ukr.net,

I. Онищук, канд. геол. наук, ст. науч. сотр.

E-mail: oivan1@ukr.net,

H. Рева, канд. физ.-мат. наук, доц.

E-mail: mvreva@gmail.com,

*С. Дейнеко, канд. геол. наук

E-mail: sidei@ukr.net

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко

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

*ГП КИИЗ "Энергопроект"

пр. Победы, 4, г. Киев, 01135, Украина

ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИЙ РАЗМЕЩЕНИЯ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СИСТЕМ С ПОМОЩЬЮ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ (НА ПРИМЕРЕ ГЭС "СЕНЖЕ", ЭКВАТОРИАЛЬНАЯ ГВИНЕЯ)

Статья посвящена особенностям применения электроразведки при инженерно-геофизических исследованиях для обеспечения строительства ГЭС в тропических условиях на территории Экваториальной Гвинеи. В работе обсуждается информативность опережающих геофизических исследований, по результатам которых установлено мелкоблоковое строение геологического разреза территории. В результате комплексного анализа вертикальных разрезов и карт кажущихся электрических сопротивлений на разных разностях, а также данных бурения скважин установлено, что зоны повышенных сопротивлений контролируются монолитными породами дайкового комплекса, а зоны пониженных сопротивлений связаны с областями развития в разной степени трещиноватых кристаллических пород. Вертикальные разрезы и карты кажущегося сопротивления на разных разностях позволили выявить объемную структуру участка исследований в электрическом поле и предоставили ценную информацию для составления ее кондиционной геологической основы. По данным количественной интерпретации геофизических материалов установлено, что в основе геологического разреза залегают докембрийские кристаллические породы, которые существенно различаются по величине удельного электрического сопротивления – от 780 до 50000 Ом·м и по значениям скорости распространения преломленных волн – от 2,7 км/с до 7,0 км/с.

Широкий диапазон изменения геофизических характеристик пород кристаллического фундамента свидетельствует о значительных изменениях степени трещиноватости и выветренности кристаллических пород, что необходимо учесть при составлении генплана размещения сооружений ГЭС.

Ключевые слова: инженерно-геофизические исследования, кристаллические породы, электрическое сопротивление, вертикальное электрическое зондирование.

УДК 550.34.

Д. Малицький¹, д-р фіз.-мат. наук, проф.,
 А. Муровська², канд. геол. наук,
 О. Гінтов², проф., д-р геол.-мінералог. наук,
 А. Гнип¹, канд. фіз.-мат. наук,
 О. Обідина¹, асп.,
 С. Мичак², канд. геол. наук,
 О. Грицай¹, канд. фіз.-мат. наук,
 А. Павлова¹, канд. фіз.-мат. наук

¹Карпатське відділення Інституту геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України
 вул. Наукова, 3-б, м. Львів, 79060, Україна

²Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України
 пр. Палладіна, 32, м. Київ, 03680, Україна

МЕХАНІЗМИ ВОГНИЩ ЗЕМЛЕТРУСІВ ТА ПОЛЕ НАПРУЖЕНЬ СОЛОТВИНСЬКОЇ ЗАПАДИНИ ЗАКАРПАТТЯ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук, с.н.с. І.М. Корчагіним та чл.-кор. НАН України О.В. Кендзером)

У роботі представлено два різні методи для визначення поля напружень Солотвинської западини (СЗ), яка є частиною Закарпатського прогину. Перший метод – це визначення поля напружень із фокальних механізмів землетрусів шляхом розв'язання оберненої задачі, а другий – за результатами польових тектонофізичних досліджень. Задача визначення головних напружень через механізми вогнищ з використанням методу Майкла потребує знання про те, котра з нодальних площин є площиною розриву. У роботі, використовуючи метод Майкла у модифікації В. Ваєричука та критерій нестабільності розриву, визначаються площини розривів та напрями головних напружень σ_1 , σ_2 , σ_3 для 30 тягівських землетрусів, які відбулися у період із 19.07 по 06.08.2015. Фокальні механізми серії тягівських землетрусів визначалися графічним методом. Вхідними даними для графічного методу є: знак полярності вступу Р хвилі, кут виходу (або кут падіння) Р хвилі для кожної станції, а також азимуту станцій. В цілому виявилось, що всі 30 визначених механізмів майже ідентичні, тобто відображають єдиний загальний механізм головного поштовху і його афтершоків. З іншого боку, це є ознакою ефективності запропонованого методу вирішення оберненої задачі.

Для визначення головних осей тензора напружень за результатами тектонофізичних досліджень у роботі застосовано кінематичний метод для опрацювання тектонічних дзеркал з бороздами ковзання та структурно-парагенетичний метод для обробки розривів без слідів переміщення. У роботі представлені вісім відслонень, які розміщені в межах Солотвинської западини і на прилеглих ділянках: три з них відносяться до зони Пенінських скель; три розташовані в полі розвитку вулканітів Вигорлат – Гутинської гряди, а два – безпосередньо в межах западини. Для всіх вивчених відслонень зафіксовано повторювані закономірності в типах реконструйованих полів напружень та орієнтації головних осей. В цілому, переважають поля напружень зсувного та скидового типу. Поля скидового типу характеризуються субгоризонтальною південно-західною – північно-східною орієнтацією вісі розтягу σ_3 , і є подібними до механізмів тягівських землетрусів. У найближчих до епіцентральної зони відслоненнях аналогічно орієнтовані осі розтягу в полях як скидового, так і зсувного типу. Збіг орієнтації осей розтягу, визначених за тектонофізичними і сейсмологічними даними дозволяє ідентифікувати наймолодші поля напружень за матеріалами польової тектонофізики.

Ключові слова: вогнище землетрусу, тензор напружень, головні напруження, кінематичний метод, нормальне і дотичне напруження, метод Майкла.

Вступ. Спільна інтерпретація матеріалів польової тектонофізики і сейсмології (механізмів вогнищ землетрусів) має в українській геофізиці багатий досвід. Вона ефективно використана при вивченні Південно-Кримської сейсмогенної зони [10] та зони Вранча [4]. Головним чином, це пов'язано з тим, що вікові співвідношення відновлених тектонофізичними методами полів напружень складно оцінити лише на підставі польових спостережень. Тому для прив'язки їх за часом важливим є співставлення полів напружень, отриманих за тектонофізичними дослідженнями і за механізмами вогнищ сучасних землетрусів. З іншого боку, у добре відслонених регіонах поля напружень, визначені тектонофізичними методами, мають більшу детальність і охоплюють більшу територію, ніж мережа епіцентрів землетрусів, що дозволяє, в окремих випадках, розповсюджувати дані сейсмології на асейсмічні і слабкосейсмічні райони.

Проте, наближений територіально до зони Вранча Закарпатський регіон відрізняється від неї, на щастя, тим, що основна і досить велика кількість закарпатських землетрусів характеризуються невеликою магнітудою. Через це до останнього часу дослідники не мали можливості одержати традиційними методами їх фокальні механізми і геодинамічне вивчення Українських Карпат не використовувало таку важливу сейсмологічну складову.

У даній роботі пропонується метод побудови фокальних механізмів землетрусів невеликої магнітуди і приклад його використання при тектонофізичному вивченні Закарпатського регіону.

Основи методу. На сьогоднішній день існує декілька методів для визначення поля напружень через фокальні механізми [29]. Характерні спільні особливості і припущення, а також відмінності між ними показано в роботах

[30] і [16] з модифікаціями і розширенням їх використання [17, 24, 27, 29] та інші. Ці методи, як правило, припускають, що 1) тектонічне напруження є однакове (однорідне) в досліджуваному регіоні, 2) землетруси відбуваються в існуючих розломах з різною орієнтацією, 3) вектор поштовху по розриву спрямований у напрямку дотичного напруження на розриві – так звана гіпотеза Волеса-Бота [18, 31]. Якщо згадані припущення задовольняються, то методи для визначення напруження шляхом розв'язання оберненої задачі визначають три параметри тензора напружень: три кути, що визначають напрями головних напружень σ_1 , σ_2 , σ_3 , а також четвертий параметр: співвідношення форми R [23]

$$R = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad (1)$$

У методі Майкла тензор прийнято девіаторним, тобто

$$\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 = 0, \quad (2)$$

тоді тривимірна задача вирішується простіше, так як об'ємна деформація не враховується, а дотичні напруження залишаються незмінними [30].

Однак, визначення тензора напружень з фокальних механізмів пов'язано з головною і загальною проблемою. Щоб застосувати припущення Волеса-Бота, знаходження тензора напружень з оберненої задачі вимагає визначення, яка із нодальних площин є площиною розриву. Цю проблему розв'язати важко, і потрібна додаткова інформація (наприклад, геологічні дані), так як властива фокальним механізмам неоднозначність не дає можливості відрізнити площину розриву від додаткової нодальної площини. З огляду на це, у роботі [27], а пізніше [30] запропоновано використовувати, так званий,

критерій нестабільності площини розриву і визначати площину розриву за нодальною площиною, яка є більш нестабільною в даному полі напружень. Використовуючи цей критерій, у роботі [20] модифіковано метод і покращено його ефективність.

У роботі [30] також використано цю процедуру і, таким чином, модифіковано метод Майкла [30] у подібний спосіб. Як наслідок, напруження обчислюються не відразу, як у методі Майкла, а покроково. Кроки (ітерації) необхідні для того, щоб ідентифікувати площини розривів і визначати, таким чином, більш точне поле напружень. Використання числових тестів показало, що ітераційна інверсія з метою одностороннього визначення тензора напружень і орієнтацій розривів є доволі стійкою і дає набагато більш точні значення для R , ніж метод Майкла [30].

Для визначення головних напружень $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ через механізми вогнищ землетрусів у представлений роботі використано дані серії повторних сейсмічних подій, які відбулись у період із 19.07 по 06.08.2015 р. в епіцентральної зони м. Тячева Закарпатської області. Каталог сейсмологічного бюлетеня містить 79 подій з магнітудою MSH до 3,5 (Сейсмологічний бюлетень України за 2015 рік). Але з використанням спеціально розробленої методики оцінювання ступеню схожості хвильових форм за величиною коефіцієнта кореляції між ними було проведено суцільне сканування усіх записів на станції NSLU (Н. Селище) за цей період, що дозволило ототожнити у підсумку 453 події [6]. Всі події були поділені на шість груп за високим ступенем кореляції хвильових форм. Така особлива увага до повторних землетрусів Закарпаття є тому, що такі дослідження можуть виявитися особливо корисними при аналізі форшокових та афтершокових послідовностей подій та їх просторово-часового розподілу. Так як у даній роботі представлені перші результати для вивчення напруженого стану земної кори даного

регіону з фокальних механізмів, зупинимося коротко на теоретичних викладах теорій Майкла та критерію нестабільності площини розриву.

Метод Майкла. У методі для визначення тензора напружень з фокальних механізмів [15], який розвинутий Майклом (1984 р.), використано співвідношення для нормальних і дотичних напружень на розриві σ_n і τ :

$$\sigma_n = T_j n_j = \tau_{ij} n_i n_j \quad (3)$$

$$\tau_{ij} n_j = \tau_{kj} n_j (\delta_{ik} - n_i n_k) \quad (4)$$

де δ_{ik} – дельта функція, $\mathbf{T}$ – вектор напруження на розриві, який має компоненти σ_n і τ , $\mathbf{n}$ – вектор нормалі до площини розриву, $\mathbf{N}$ – одиничний вектор зсувного напруження τ вздовж розриву, τ_{ij} – тензор напружень, який містить шість незалежних компонент.

Для оцінки правої частини рівняння (4), Вавричук у роботі [30] використав гіпотезу Волеса-Бота, тобто вектор пошуку по розриву $\mathbf{s}$ є спрямований у напрямку дотичного напруження $\mathbf{N}$ на розриві. Далі він також припустив, що дотичного напруження τ на розривах має одне і теж значення для всіх сейсмічних подій, які використано для визначення тензора напружень. Крім того, у даній теорії було відзначено, що дотичне напруження τ у рівнянні (4) є нормалізованим до 1, так як метод не може визначати абсолютні значення напруження. В результаті таких припущень рівняння (4) приведено до матричного вигляду:

$$\mathbf{A} \mathbf{t} = \mathbf{s} \quad (5)$$

де $\mathbf{t}$ – вектор незалежних компонент тензора напружень τ_{ij} :

$$\mathbf{t} = [\tau_{11}, \tau_{12}, \tau_{13}, \tau_{22}, \tau_{23}, \tau_{33}]^T \quad (6)$$

матриця $\mathbf{A}$ розмірністю 3×6 розраховується через компоненти вектора нормалі $\mathbf{n}$ до площини розриву:

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} n_1(1-n_1^2) & -n_2 n_1^2 & -n_3 n_1^2 \\ -n_1 n_2^2 & n_2(1-2n_2^2) & -n_3 n_2^2 \\ -n_1 n_3^2 & -n_2 n_3^2 & n_3(1-2n_3^2) \\ -2n_1 n_2 n_3 & n_3(1-2n_2^2) & n_2(1-2n_3^2) \\ n_3(1-2n_1^2) & -2n_1 n_2 n_3 & n_1(1-2n_3^2) \\ n_2(1-2n_1^2) & n_1(1-2n_2^2) & -2n_1 n_2 n_3 \end{pmatrix} \quad (7)$$

$\mathbf{s}$ – одиничний вектор пошуку по розриву:

$$\mathbf{s} = [s_1, s_2, s_3]^T$$

Розглянувши вираз (7) для матриці $\mathbf{A}$ у випадку визначених фокальних механізмів для K сейсмічних подій з відомими векторами нормалей $\mathbf{n}$ і напрямками пошуку $\mathbf{s}$ для кожного з них, ми отримаємо систему $3K$ лінійних рівнянь для шести невідомих значень вектора $\mathbf{t}$ у виразі (6):

$$\mathbf{A}^g \mathbf{t} = \mathbf{s}^g \quad (8)$$

де у матриці $\mathbf{A}^g$ і векторі $\mathbf{s}^g$ включені відомі вектори нормалей $\mathbf{n}$ і напрямки пошуку $\mathbf{s}$ для всіх K сейсмічних подій.

Відомо, що розв'язок такого матричного рівняння зводиться до визначення, так званого, узагальненого розв'язку оберненої задачі [26]:

$$\mathbf{t} = \mathbf{A}^{-g} \mathbf{s}^g \quad (9)$$

Як вже було зазначено, метод Майкла має недолік, який полягає у невизначеності площин розриву для сейсмічних подій. Зрозуміло, що ця проблема зменшує точність визначення тензора напружень. Майкл провів серію чисельних експериментів і виявив, що параметр R може бути спотворений, якщо неправильно вказана площина розриву. Так як чисельні розрахунки за методом Майкла

проходять досить швидко, то перезапуск програмного пакету з відбором другої (правильної) площини розриву дає правильний розв'язок задачі. Відзначимо також, що перехід від тензора напружень, який отримується із (9), до головних напружень $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ – це задача на власні значення і власні вектори стосовно тензора напружень τ_{ij} .

Приведення матриці τ_{ij} до діагонального вигляду, діагональними елементами (власними значеннями) якого є головні напруження $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, дозволяє визначати напружений стан через визначені фокальні механізми вогнищ землетрусів, які відбулися у досліджуваному регіоні.

Критерій нестабільності площини розриву. Перші спроби ідентифікації площин розриву в фокальних механізмах показано у роботі [23, 30]. Вавричук використав критерій руйнування розриву, який був розвинутий у роботі [24] і модифікований у роботі [30]. Автори статті [24], проаналізувавши орієнтації двох нодальних площин у полі напружень, показали, яка із них є більш нестійкою і, таким чином, більш схильною до зсувного розриву. Умова руйнування оцінюється за критерієм Мора – Кулона (Mohr–Coulomb) (рис. 1).

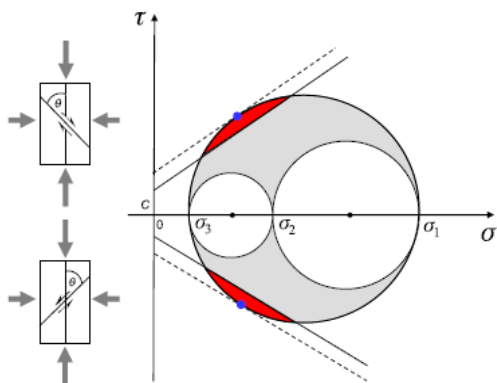


Рис. 1. Mohr–Coulomb критерій оцінки руйнування; величини τ і σ – зсувні і ефективні нормальні напруження, відповідно; $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ – головні напруження. Червона область показує всі можливі орієнтації площини розлому, які задовольняють критерій руйнування Mohr–Coulomb. Сині точки позначають головні площини розривів, які оптимально орієнтовані з відповідними напруженнями, C позначає коефіцієнт когезії

За цим критерієм дотичне напруження τ вздовж розриву повинно перевищувати критичне значення τ_c , яке у свою чергу, залежить від когезії C , коефіцієнта тертя μ на розриві, нормального напруження на розриві σ_n та гідростатичного тиску p [30]:

$$\Delta\tau = \tau - \tau_c \geq 0 \quad (10)$$

де

$$\tau_c = C + \mu(\sigma_n - p) \quad (11)$$

Площина розриву є нодальною площиною, котра має більше значення $\Delta\tau$. Для визначення $\Delta\tau$ в умові (10) необхідно знати значення коефіцієнта тертя μ . Так як ми порівнюємо відносну різницю напружень, то нам не потрібно знати значення коефіцієнта когезії C та тиску p . Коефіцієнт тертя μ визначався на зразках гірських порід у лабораторних умовах, і його значення коливалося, в основному, в межах від 0,6 до 0,8 [19]. У роботі [30] відзначено, що значення коефіцієнтів μ на розривах для порід земної кори є практично однакові, але для випадку великих розломів, як наприклад Сан-Андреас, цей параметр коливається в межах від 0,2 до 0,4.

Так як напруження τ і τ_c у формулах (10) і (11) вважаємо завжди додатними, то достатньо використання верхньої півплощини діаграми Мора на рис. 1. Повна діаграма Мора може бути отримана, коли враховувати знак дотичного напруження, тобто введення функції sign для дотичного напруження τ [30]:

$$\text{sign}(\tau) = \text{sign}(\mathbf{N} \times \mathbf{e}^{(3)}) \quad (12)$$

де $\mathbf{e}^{(3)}$ – напрям мінімального головного напруження.

У роботі [30] показано ще один спосіб для визначення площини розриву через коефіцієнт нестабільності розриву I (критерій нестабільності площини розриву):

$$I = \frac{\tau - \mu(\sigma - \sigma_1)}{\tau_c - \mu(\sigma_c - \sigma_1)} \quad (13)$$

де τ_c і σ_c – дотичне напруження і ефективне нормальне напруження на оптимально орієнтованому розриві (рис. 2, червона точка), τ і σ – дотичне напруження і ефективне нормальне напруження на довільно орієнтованому розриві (рис. 2, чорна точка).

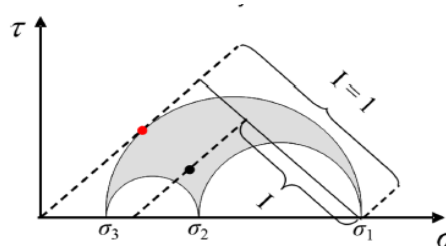


Рис. 2. Визначення нестабільності площини розриву з використанням діаграми Мора. Червоною точкою позначено напруження на головному розриві, який характеризується коефіцієнтом нестабільності розриву $I=1$. Чорною точкою позначено напруження на довільно орієнтованому розриві з довільним коефіцієнтом нестабільності I

Так як рівняння (13) є незалежним від абсолютних значень напружень, то коефіцієнт нестабільності розриву I може бути оцінений через коефіцієнти: тертя μ , співвідношення форми R і напрямних косинусів, які визначено через вектор нормалі $\mathbf{n}$ до площини розриву в системі координат головних напружень. Якщо ми нормалізуємо приведенний тензор напружень, тобто розглянемо головні напруження $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ таким чином, що позитивне значення напруження відповідає стиску, тобто

$$\sigma_1 = 1, \quad \sigma_2 = 1 - 2R, \quad \sigma_3 = -1 \quad (14)$$

то ми отримаємо

$$\tau_c = \frac{1}{\sqrt{1 + \mu^2}}, \quad \sigma_c = -\frac{\mu}{\sqrt{1 + \mu^2}}, \quad (15)$$

і, відповідно до (13):

$$I = \frac{\tau - \mu(\sigma - 1)}{\mu + \sqrt{1 + \mu^2}} \quad (16)$$

де

$$\sigma = n_1^2 + (1 - 2R)n_2^2 - n_3^2 \quad (17)$$

$$\tau = (n_1^2 + (1 - 2R)n_2^2 + n_3^2 - (n_1^2 + (1 - 2R)n_2^2 - n_3^2)^2)^{1/2} \quad (18)$$

Таким чином, у формулах (17) і (18) коефіцієнт співвідношення форми R визначається із (1), вектор нормалі $\mathbf{n}$ до площини розриву – це вектор у координатній системі головних напрямів напружень $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$. Коефіцієнт нестабільності розриву I змінюється в межах від 0 (найбільш стабільні розриви) до 1 (найбільш нестабільні розриви). Найбільш нестабільний розрив – це оптимально орієнтований розрив (зсувний розрив) (рис. 2, червона точка) і є основним розривом. Після знаходження основних напрямів напружень і коефіцієнта R , ці значення використовують для оцінки коефіцієнта нестабільності I за формулами (16-18) нодальних площин для всіх використаних фокальних механізмів. Площинами розривів є ті, котрі є найбільш нестабільними. Така процедура повторюється декілька разів (ітерацій) для кожного фокального механізму. Це пов'язано з тим, що параметри нодальних площин визначено з певною похибкою. Отже, відповідно до методу Майкла, орієнтації площин розривів, які знайдені в першій ітерації, використовуються в другій ітерації для повторного обчислення основних напрямів напружень і коефіцієнта R . Така процедура триває до тих пір, поки не отримано оптимальні значення напружень. Крім того, для таким обчислень за формулою (16) необхідно мати значення коефіцієнта тертя на розриві μ , яке зазвичай є невідомим. Інколи μ покладають рівним 0,6. Але частіше роблять обчислення для основних напрямів напружень і коефіцієнта R , змінюючи μ в межах від 0,2 до 0,8 з кроком $\Delta\mu = 0,1$ [30].

Район досліджень та повторні тячівські землетруси (19.07.-06.08. 2015 р.). Закарпаття є одним із регіонів України з підвищеним рівнем місцевої сейсмічної активності. Важливою рисою сейсмічної активності у регіоні, яку необхідно враховувати в дослідженнях, є її відносно невелика магнітуда землетрусів. Землетруси руйнівної сили відбуваються тут лише один раз на декілька десятиліть. З огляду на це останнім часом дедалі більшого значення набуває вивчення землетрусів малої сили, які становлять невичерпне джерело інформації про природу сейсмотектонічних процесів і причини виникнення землетрусів. До малих, зазвичай, належать так звані повторні землетруси, ототожнювані за ознакою схожості їхніх хвильових форм на одній і тій самій станції. Після відповідного аналізу хвильових форм виявилося, що повторні землетруси є істотною рисою сейсмічності регіону – їхня кількість становить значну частку від усіх зареєстрованих на його території. Карпатською мережею сейсмічних станцій було зареєстровано, зокрема, мукачівську серію 2005-2006 років, яка складалася з близько 40 неглибоких слабких землетрусів з магнітудою MSH не вище 1,8. У період з 19.07 по 06.08.2015 в епіце-

нтральній зоні м. Тячева каталог сейсмологічного бюлетеня Відділу сейсмічності Карпатського регіону містить 79 подій з магнітудою MSH до 3,5. Із використанням спеціально розробленої методики оцінювання ступеню схожості хвильових форм за величиною коефіцієнта кореляції між ними було проведено суцільне сканування усіх записів на станції NSLU (Н. Селище) за цей період, що дозволило ототожнити 453 події [6, 12]. У даній роботі проведено аналіз записів тячівських сейсмічних подій із зареєстрованої серії. За чистотою записів вибрано 30 землетрусів з магнітудами від 1 до 3,7, для яких визначено механізми вогнищ. Механізми вогнищ землетрусів визначалися за допомогою графічного методу [8, 28].

Вхідними даними для даного методу є: знак полярності вступу Р хвилі, кут виходу (або кут падіння) Р хвилі для кожної станції, а також азимуту станцій. Зауважимо, що важливою інформацією для такої задачі є дані про неточні вступу Р хвиль, так як це дозволяє більш точно визначати нодальні площини на фокальній сфері. На рис. 3 показано визначені механізми вогнищ 30 повторних тячівських землетрусів. Всі механізми є дуже подібними між собою.

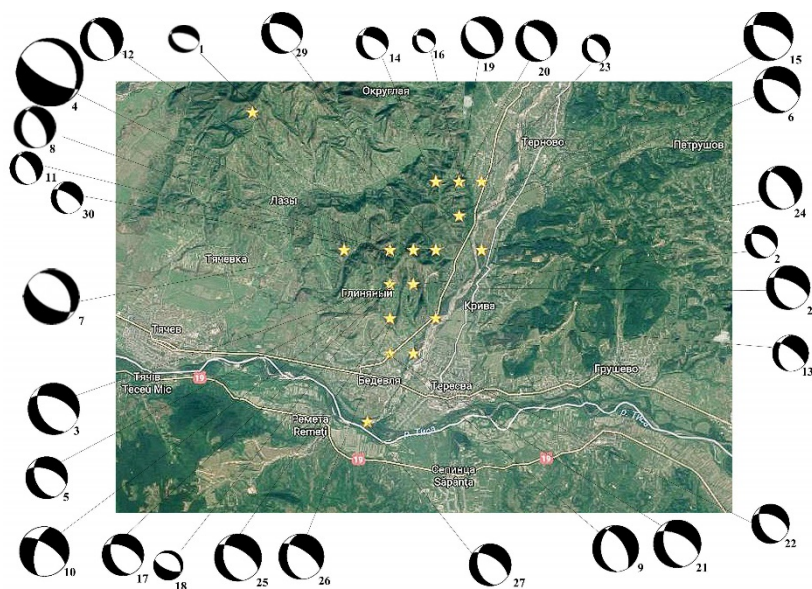


Рис. 3. Механізми вогнищ 30 подій із серії тячівських землетрусів, які відбулися у період з 19.07 по 06.08.2015р. з магнітудами від 1 до 3,7 (визначалися за допомогою графічного методу [8])

Гіпоцентри серії тячівських землетрусів розміщені в межах Солотвинської западини (СЗ), яка є частиною Закарпатського прогину. Закарпатський прогин входить у Панонсько-Трансильванську систему осадових басейнів із потужною товщею неогенових відкладів. У північно-східному напрямі СЗ відділяється від Зовнішніх (Флішових) Карпат зоною Пенінських скель і Закарпатського глибинного розлому. Із заходу СЗ межує з Чоп-Мукачівською западиною по меридіональній гілці Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта, який приурочений до Оашського глибинного розлому [13]. Чоп-Мукачівська і Солотвинська западини розрізняються за характером та особливостями сейсмічності [11].

За сучасними уявленнями ороген Українських Карпат являється давньою акреційною призмою, що утворилася в результаті скорочення флішевого басейну

осадо-накопичення і прогресивного переміщення осадових пластів на океанічний або потоншений континентальний корі. Завершальним етапом розвитку складчато-насувної структури було утворення Закарпатського прогину в результаті опускання Внутрішніх Карпат по системі скидів, що може бути наслідком занурення та відриву частини літосферної плити від СЄП в процесі субдукції [13, 20, 22, 25].

Тектонічне напруження в даній сейсмоактивній зоні обчислювалося із 30 фокальних механізмів, використовуючи метод Майкла в модифікації Вавричука [30]. На рис. 4 показано визначення головних напружень $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ через фокальні механізми.

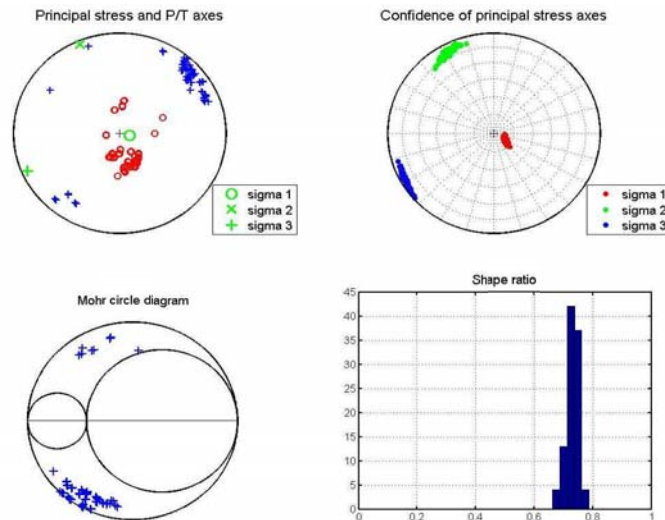


Рис. 4. Визначення головних напружень σ_1 , σ_2 , σ_3 через фокальні механізми (рис. 3) за методом Майкла для 30 подій із серії тягівських землетрусів: а – орієнтації головних напружень σ_1 , σ_2 , σ_3 у комбінації осей стиску P (червоні кола) і розтягу T (сині хрестики); б – довірчі інтервали для напрямків головних осей напружень, в – діаграма Мора, г – гістограма розподілу коефіцієнта R

Польові тектонофізичні дослідження.

Методика досліджень. Для визначення головних осей тензора напруження ми застосовуємо *кінематичний метод* для опрацювання тектонічних дзеркал з бороздами ковзання та *структурно-парагенетичний* метод для обробки розривів без слідів переміщення.

Ідею кінематичного методу та його перше застосування в сейсмологічних дослідженнях було здійснено Д.П. Маккензі, С.Б. Батдорфом та Б.К. Будянським. Розробка та впровадження кінематичного методу в практику польових тектонофізичних належить О.І. Гуценко [7] та Ж. Анжельє [15].

Польові заміри дзеркал ковзання були опрацьовані та проінтерпретовані за допомогою програми WinTensor v.4.0.4 [21], що базується на методі правої дігетри та реконструює поле напружень для сукупності дзеркал ковзання. Програма також дає можливість розділяти дзеркала в окремі групи, що відповідають різним полям напружень.

Структурно-парагенетичний метод базується на вивченні геометричних співвідношень між структурами, які виникають у ході єдиного деформаційного процесу. Для визначення поля напружень для сукупності крихких тріщин без слідів переміщення було використано модель розломної зони С. Стоянова – О. Гінтова [2]. Найбільш характерними розривами у цій моделі, які виникають при деформаціях чистого зсуву є сполучені R- і R'-сколи, відомі також як сколи Ріделя. Кут між цими тріщинами є гострий і становить $\theta = 50-70^\circ$. Поряд зі сколами Ріделя у тому самому полі напружень виникають ортогональні L- та L'-

сколи, які є субпаралельними до площин максимальних дотичних напружень τ_{max} , що пересікаються по осі σ_2 і орієнтовані під кутом 45° до головних осей σ_1 та σ_3 тензора напружень (ми називаємо віссю розтягу вісь мінімального стиску σ_3 , а віссю стиску – вісь максимального стиску σ_1). Досить часто в практиці польових досліджень фіксуються комбінації: L – R' (L' – R) – сколів з кутом $\theta = 70-85^\circ$.

Для опрацювання матеріалів польових досліджень тріщинуватості використано програму Stereo32. Кожна тріщина зображується полюсом, що є точкою виходу на нижню півсферу нормалі до площини тріщини. Потім будуються контурні діаграми, які демонструють кількість полюсів тріщин певних напрямків в ізолініях, та рози – діаграми, що показують кількісний розподіл азимутів простягання розривів.

Результати тектонофізичних досліджень. У межах Українського сегмента Карпат, починаючи з 90-х років було виконано ряд тектонофізичних досліджень [1-3], побудовано збалансований та "тектонофізичний" розрізи [3], відновлено неогенову кінематику Закарпатського глибинного розлому [14]. У 2012-2016 роках проводились тектонофізичні дослідження зони Пенінських скель (ЗПС) [9] і Закарпатського прогину (ЗП).

У даній роботі представлені вісім відслонень, які розміщені в межах СЗ і на прилеглих ділянках ЗПС: три з них: 1, 5 10 відносяться до ЗПС; 31, 33 і 67 розташовані в полі розвитку вулканітів Вигорлат–Гутинської гряди, а відслонення 21 і 65 – безпосередньо в межах СЗ (рис. 5).

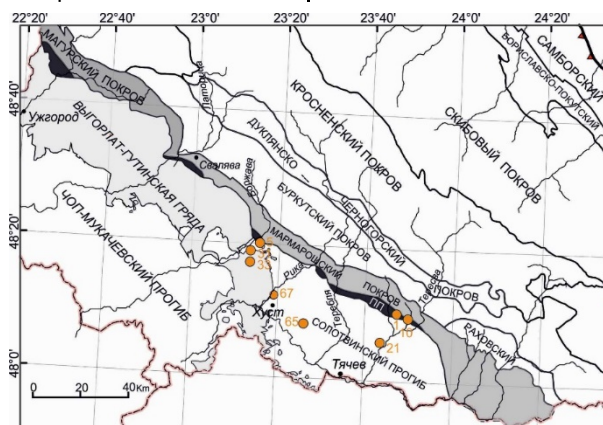


Рис. 5. Тектонічна схема Українських Карпат, модифіковано за В.В. Кузовенко, В.Є. Шлапінский [5] з пунктами тектонофізичних спостережень; ПП – Пенінський покрив

Пункт спостереження 21 (рис. 5) розташований на правому березі р. Тересва є найближчим до епіцентрів тягівських землетрусів. Вздовж дороги Тячів–Нересниця відслонюється майже горизонтально залягаюча глинисто-піщаниста товща із великою кількістю органічної речовини, яка відноситься до міоценової моласи Закарпатського прогину (рис. 6,а).

На стереограмі концентрації полюсів (рис. 6, б) представлені масові заміри тріщинуватості в межах відслонення. Максимуми концентрації полюсів відповідають двом системам сполучених субвертикальних тріщин, для яких відновлено орієнтацію субгоризонтальних осей стиску σ_1 і

розтягу σ_3 (рис. 6, б). Генетично ці тріщини є L- та L'-сколами: вони ідеально прямолинійні і кут між максимумами концентрації їх полюсів становить 90° .

Реконструйоване поле напружень належить до зсувного деформаційного режиму. Орієнтація осі розтягу співпадає з віссю розтягу, яку визначено за фокальними механізмами серії тягівських землетрусів (рис. 4). На розі-діаграмі (рис. 6,в) показано розподіл тріщин за азимутами простягання. Переважають розриви Пн-Зх простягання з азимутами 270° - 290° , відомої системи правих зсувів та розтягу при формуванні Вигорлат-Гутинської вулканічної гряди. Розломи цієї системи показані на фрагменті геологічної карти Закарпаття (рис. 6,а).

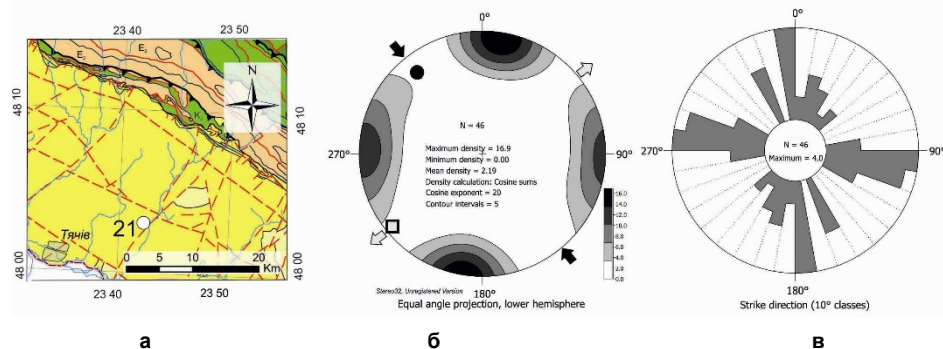


Рис. 6. Визначення напружено-деформованого стану в межах відслонення 21, що є найближчим до епіцентрів серії тягівських землетрусів за період із 19.07 по 06.08.2015 р.: а – фрагмент геологічної карти за В.Є. Шлапінським [5]; б – стереограма концентрації полюсів вимірених розривів та реконструйовані осі стиснення σ_1 (чорні стрілки) та розтягу σ_3 (білі стрілки) (тут і далі нижня півсфера, проекція Вульфа; в – роза-діаграма простягань розривів

Відслонення 65 також знаходиться в межах СЗ. Тут у кар'єрі на Пн-Зх від с. Крайниково розкриті світлі мергелісті вапняки та мергелі міоцену. Для відслонення відновлено поля напружень двох типів: одне із них – аналогічно полю напружень у вогнищах землетрусів (рис. 4) і характеризується ПдЗ-ПнС орієнтацією осі розтягу (рис. 7,а).

У пункті 67, який розташований на правому березі р. Ріка в Пн-Зх напрямі від м. Хуст (рис. 5), відслонюється товща вулканогенно-осадових порід, що залягають субгоризонтально. Відновлене тут поле напружень зсувного типу аналогічне полю в п.21 і характеризується ПдЗх-ПнСх орієнтацією осі розтягу (рис. 7,б).

Для відслонень 31 і 33, які знаходяться в межах меридіанальної гілки Вигорлат–Гутинської гряди, визначені

поля напружень зсувного типу з Пн-Пд та ПдЗх-ПнСх орієнтацією осей стиску (рис. 7, б), які відрізняються від полів напружень СЗ і, можливо, пов'язані з кінематикою Оашського розлому.

У межах відслонень 1, 5 і 10, що знаходяться в околі ЗПС, тектонічні дзеркала вимірювалися в юрсько – крейдових вапняках і мергелях. Поля напружень, відновлені на цих відслоненнях, належать до трьох типів (рис. 7,а), один з яких збігається за напрямком осі розтягу з тягівськими механізмами. Зіставлення полів напружень, відновлених у породах, які пройшли тривалу історію розвитку (в нашому випадку починаючи з пізньої юри) з механізмами вогнищ землетрусів дозволяє ідентифікувати наймолодше поле напружень.

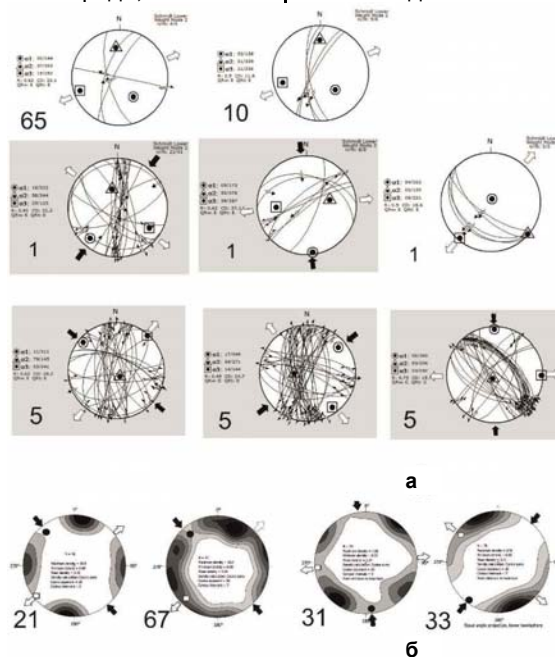


Рис. 7. Результати реконструкції орієнтації полів напружень: чорні стрілки і кола відповідають орієнтації осей стиску, білі стрілки і квадрати – орієнтації осей розтягу: а – кінематичні стереограми для однорідних груп тектонічних дзеркал з борознами ковзання (номера відслонень 1, 5, 10, 65 показані в лівому нижньому куті); б – стереограми концентрації полюсів розривів без слідів переміщення (відслонення 21,31, 33, 67)

Як приклад розриву скидового типу, переміщення по якому відповідає деформації розтягу, можна привести велике тектонічне дзеркало з борознами ковзання в межах відслонення 5 (рис. 8). Дзеркало з простяганням ПнЗ (320°) та падінням на ПнС під кутом 50-60° простежено уздовж усього борту Приборжавського кар'єру. Площини з борознами, виміряні в межах дзеркала, а також інші площини, які

задокументовано на пункті спостереження 5, зображені на лівій стереограмі 5 (рис. 7, а). Для них відновлено поле зсувного типу з ПдЗ-ПнС віссю розтягу, яку ми будемо вважати діючою, з огляду на її орієнтацію вхрест ЗПС та близькість до поля пункту 21.



Рис. 8. Велике тектонічне дзеркало з борознами ковзання, що вказують на скидово-зсувне переміщення в полі ПдЗ-ПнС розтягу: Приборжавський кар'єр (відслонення 5)

Висновки. У запропонованій роботі, використовуючи метод Майкла в модифікації Вавричука, визначено головні напруження $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ через фокальні механізми сейсмічних подій, які відбулися у період з 19.07 по 06.08.2015 в епіцентральної зоні м. Тячева. Відзначимо, що задача знаходження тензора напружень вимагає, згідно гіпотези Волеса-Бота, визначення, яка із нодальних площин є площиною розриву. Так як є неможливим ідентифікувати площину розриву при визначенні фокальних механізмів, то важливим результатом роботи, на нашу думку, є визначення площини розриву через коефіцієнт нестабільності розриву / (критерій нестабільності площини розриву). Порівняння полів напружень, відновлених у породах, які пройшли тривалу історію розвитку (в нашому випадку починаючи з пізньої юри) з механізмами вогнищ землетрусів дозволяє ідентифікувати наймолодше поле напружень. Для всіх представлених відслонень зафіксовано повторювані закономірності в типах і орієнтуваннях реконструйованих полів напружень. В цілому, переважають поля напружень зсувного та скидового типу. Для поля скидового типу з ПдЗ 240° віссю розтягу характерні скидові і скидо-зсувні переміщення. Спостережені скидо-зсуви, очевидно, відображають деформаційний режим транстенсії, який пов'язаний з сучасним розвитком Солотвинської западини. Ковкі співвідношення відновлених полів напружень складно оцінити тільки на підставі польових спостережень, тому для прив'язки їх за часом ми зіставляємо поля напружень, які отримано в результаті тектонофізичних досліджень і із механізмів вогнищ землетрусів. Це дозволяє ідентифікувати сучасне поле напружень. Для нашого району це розтяг в ПдЗ-ПнС напрямку. На прикладі СЗ ми показали, що такі дослідження з використанням різних методів для вивчення напруженого стану сейсмоактивного регіону, яким є Закарпаття, мають велику перспективу.

Список використаної літератури

- Бубняк І.Н. Напряженно-деформированное состояние юго-восточной части Скибового и Бориславско-Покутского покровов Украинских Карпат. / И.Н. Бубняк, Ю.М. Вихоть, М.В. Накапелюх // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2013. – № 3 (4). – С. 313–326.
- Гинтов О.Б. Полевая геотектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины / О.Б. Гинтов. – К.: Феникс. – 2005. – 572 с.
- Гинтов О.Б. Тектонофізический и палинспастический разрезы Украинских Карпат вдоль геотраверса DOBRE-3 (PANCAKE).

- О.Б. Гинтов, И.Н. Бубняк, Ю.М. Вихоть, А.В. Муровская, М.В. Накапелюх, В.Е. Шлапинский // *Геофизический журнал*. – 2014. – № 3 (36). – С. 3–33.
- Гинтов О.Б. Глубинная сейсмогенная зона Вранча как индикатор геодинамического процесса. / О.Б. Гинтов, А.В. Муровская, Т.П. Егорова, Ю.М. Вольфман, Т.А. Цветкова, И.В. Бугаенко, Е.Е. Колесникова, А.М. Островной, И.Н. Бубняк, Л.В. Фарфуляк, Т.А. Амашукели // *Геофизический журнал*. – 2015. – №3, т.37. – С. 22–49.
- Геологічна карта Українських Карпат, масштаб 1: 100 000. Закарпатська, Івано-Франківська, Львівська, Чернівецька області України / В.В. Глушко, В.В. Кузовенко, В.Е. Шлапинский. Ред. Ю. З. Крупский. Отчет ЗАО "Концерн Надра". Фонд ЗАО "Концерн Надра", 2007. – 228 с.
- Гнип А. Ідентифікація повторних землетрусів тячівської серії 2015р. / А. Гнип, І. Ніщіменко // *Матеріали наукової конференції*, Львів. – 2013. – С. 25 – 28.
- Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений. Поля напряжений и деформаций в литосфере. / О.И. Гущенко. – М.: Наука. – 1979. – с. 7–25.
- Малицький Д.В. Визначення механізмів вогнищ землетрусів Карпатського регіону / Д.В. Малицький, О.Д. Грицай, О.О. Муила // *Геофизический журнал*. – 2014. – №4 (36). – С. 118–135.
- Муровская А.В. Кинематическая эволюция зоны Пеннинских утесов в кайнозое. (Украинские Карпаты) / А.В. Муровская, М.В. Накапелюх, Ю.М. Вихоть, В.Е. Шлапинский, И.Н. Бубняк, С.В. Мычак // *Геофизический журнал*. – 2016. – № 5.
- Муровська А. Деформаційні структури та поля напружень південно-західного Криму в контексті еволюції Західно-Чорноморського басейну. / А. Муровська, Ж.-К. Іпполіт, С. Шеремет, Т. Егорова, Ю. Вольфман, К. Колесникова // *Геодинаміка*. – 2015. – Т.1. – С. 10–29.
- Прошишин Р.С. Зв'язок просторового розподілу сейсмічності з тектонічною будовою Закарпатського прогину / Р.С. Прошишин, В.Г. Кузнецова // *Геодинаміка*. – 2011. – № 2 (11). – С. 254–256.
- Сейсмологічний бюлетень України за 2015 рік. Відділ сейсмічності Карпатського регіону ІГФ НАН України, Львів. 2015. – 295 с.
- Сучасна геодинаміка та геофізичні поля Карпат і суміжних територій / Ред. К.Р. Третяк, В.Ю. Максимчук, Р.І. Кутас. – Львів: Львів. Політехніка, 2015. – 418 с.
- Шевчук В.В. Тектонофізические условия поздних стадий развития среднего звена Закарпатского глубинного разлома. / В.В. Шевчук, А.Ю. Василенко // *Геофизический журнал*. – 2015. – №5 (Т.37). – С. 121–128.
- Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets/ J. Angelier // *J. Geophys. Res.* – 1984. – № 8 (B7). – P. 5835–5848.
- Angelier J. Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress IV – a new method free of choice among nodal lines/ J. Angelier // *Geophys. J. Int.* – 2002. – Vol. 150. – P. 588–609.
- Arnold R.A Bayesian approach to estimating tectonic stress from seismological data / R. Arnold, J. Townend // *Geophys. J. Int.* – 2007. – Vol. 170. – p. 1336–1356.
- Bott M.H.P. The mechanics of oblique slip faulting/ M.H.P. Bott // *Geol. Mag.* – 1959. – Vol. 96. – P. 109–117.
- Byerlee J. Friction of rocks/ J. Byerlee // *Pure appl. Geophys.* – 1978. – Vol. 116. – P. 615–626.
- Csontos L. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region / L. Csontos, A.Vörös // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2004. – Vol. 210 (1). – P. 1–56.
- Devlaux D. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program, New insights into Structural interpretation and Modelling/ D. Devlaux, B. Sperner // *Geological Society*. – London: Special Publications. – 2003. – p. 75–100.

22. Fodor L. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: B. Durand et al. (Editors), *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. / L. Fodor, L. Csonotos, G. Bada, I. Györfi, L. Benkovics // Geol. Soc. of London Spec. Publ. – 1999. – 156. – P. 295–334.

23. Gephart J.W. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence/ J.W. Gephart, D.W. Forsyth // J. geophys. Res. – 1984. – Vol. 89. – P. 9305–9320.

24. Hardebeck J.L. Damped regional-scale stress inversions: methodology and examples for southern California and Coalinga aftershock sequence, / J.L. Hardebeck, A.J. Michael // J. geophys. Res. – 2006. – Vol. 111. – B11310. doi: 10.1029/2005JB004144.

25. Horváth F. Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. In: Gee D. and Stephenson R. (Eds.) / F. Horváth, G. Bada, P. Szafián, G. Tari, A. Ádám, S. Cloetingh // *European Lithosphere Dynamics, Geological Society Memoir*. – 2006. – Vol. 32. – p. 191–206.

26. Lay T. *Modern Global Seismology*. / T. Lay, T.C. Wallace. – Academic Press. – 1995.

27. Lund B. Stress tensor inversion using detailed microearthquake information and stability constraints: application to Olfus in southwest Iceland. / B. Lund, R. Slunga // J. geophys. Res. – 1999. – Vol. 104. – P. 14947–14964.

28. Malysky D. Determining the focal mechanism of an earthquake in the Transcarpathian region of Ukraine. / D. Malysky, O. Muyla, A. Pavlova, O. Hrytsai // *Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology*. – 2013. – Vol. 4 (63). – P. 38–44.

29. Maury J. A review of methods for determining stress fields from earthquake focal mechanisms: application to the Sierentz 1980 seismic crisis (Upper Rhine graben). / J. Maury, F.H. Cornet, L. Dorbath, // *Bull. Soc. Geol. France*. – 2013. – Vol. 184(4–5). – P. 319–334.

30. Vavrychuk V. Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms. / V. Vavrychuk // *Geophys. J. Int.* – 2014. – Vol. 199. – P. 69–67.

31. Wallace R.E. Geometry of shearing stress and relation to faulting. / R.E. Wallace // *J. Geol.* – 1951. – Vol. 59. – P. 118–130.

References

1. Bubnyak, I.N., Vyhot Yu. M., Nakapelyuh, M.V. (2013). Stress-strain state of the south-eastern part of Skibovogo and Borislav-Pokutsko covers Ukrainian Carpathians. *Geodynamics & Tectonophysics*, 3(4), 313–326. [in Russian].

2. Gintov, O.B. (2005). Field geotektonofizika and its application in the study of crustal deformation in Ukraine. *Kiev: Feniks*, 572 p. [in Russian].

3. Gintov, O.B., Bubnyak, I.N., Vyhot, Yu. M., Murovska, A.V., Nakapelyuh, M. V., Shlapinskyy, B.E. (2014). Tectonophysical and palinspastic cuts Ukrainian Carpathians along geotraverse DOBRE-3 (PANCAKE). *Geophysical Journal*, 3 (36), 3–33. [in Russian].

4. Gintov, A., Murovska, A., Yegorova, T., Volfman, Yu., Tsvetkova, T., Buhayenko, I., Kolesnikov, E., Ostrovnoy, A., Bubniak I., Farfulyak, L., Amashukely, T. (2015). The deep seismogenic zone of Vrancea as an indicator of the geodynamic process. *Geophysical journal*, 3 (27), 22–49. [in Russian].

5. *Ukrainian Carpathians Geological Map, scale 1: 100 000*. Ivano-Frankivsk, Lviv, Chernivtsi region of Ukraine. (2007) Compiled by Glushko, V., Kuzovenko, V.V., Shlapinsky, V.E. Editor Yu. Z. Krupski. Report of JSC "Nadra Concern". Report of JSC "Nadra Concern". JSC "Concern Nadra" Foundation. *Kiev*, 228 p. [in Russian].

6. Gnyp, A., Nischimenko, I. (2016). Identification of repeated earthquakes Tiachiv 2015 series. *Materials Conference*. Lviv, 25–28. [in Ukrainian].

7. Gushchenko, O.I. (1979). The method of kinematic analysis of the structures of destruction in the reconstruction of tectonic stress fields. *Stress field and deformation in the lithosphere*. M.: Nauka, 7–25. [in Ukrainian].

8. Malysky, D., Grytsay, O., Muyla, O. (2014). Determining the focal mechanism of earthquake in the Carpathian region. *Geophysical journal*, 4(36), 118 – 135. [in Ukrainian].

9. Murovska, A.V., Nakapelyuh, M. V., Vyhot, Yu. M., Shlapinskyy B.E., Bubnyak I.N., Mychak S.V. (2016) Kinematic evolution of the Valais area in the Cenozoic rocks. (Ukrainian Carpathians). *Geophysical Journal*, 5. [in Russian].

10. Proshyshyn, R.S., Kuznetsova, V.G. (2011). How the spatial distribution of seismic tectonic structure of the Transcarpathian basin, *Geodynamics*, 2 (11), 254–256. [in Ukrainian].

11. Murovska, A., Ippolit, Zh.-K., Sheremet, Ye., Yegorova, T., Wolfman, Yu., Kolesnikova, K. (2015). Deformation structure and stress field southwestern Crimea in the context of the evolution of the Western Black Sea. *Geodynamics*, 1, 10–29. [in Ukrainian].

12. *Seismological Bulletin of Ukraine for 2015* (2015). Department of seismicity of Carpathian region IGPh NAS of Ukraine. Lviv, 295 p. [in Ukrainian].

13. Tretiak, C.R., Maksymchuk, Yu. V., Kutas, R.I. (Ed.) (2015). *Modern geodynamics and geophysical fields Carpathians and adjacent territories*. Lviv: Lviv. Polytechnics, 418 p. [in Ukrainian].

14. Shevchuk V., Vasilenko A. (2015). Tectonophysical conditions of late stages of development of the middle link of the Transcarpathian deep fault. *Geophysical Journal*, 5(37), 121–128. [in Ukrainian].

15. Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geophys. Res.*, 8 (B7), 5835 – 5848.

16. Angelier, J. (2002). Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress IV – a new method free of choice among nodal lines. *Geophys. J. Int.*, 150, 588–609.

17. Arnold, R., Townend, J. (2007). A Bayesian approach to estimating tectonic stress from seismological data. *Geophys. J. Int.*, 170, 1336–1356.

18. Bott, M.H.P. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 96, 109–117.

19. Byerlee, J. (1978). Fiction of rocks. *Pure appl. Geophys.*, 116, 615–626.

20. Csonotos, L., Vörös, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210 (1), 1–56.

21. Devlaux, D., Sperner, B. (2003). New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program, *New insights into Structural interpretation and Modelling*. Geological Society. – London: Special Publications, 75–100.

22. Fodor, L., Csonotos, L., Bada, G., Györfi, I., Benkovics, L. (1999). Tertiary tectonic evolution of the Pannonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of paleostress data. In: B. Durand et al. (Editors). *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. Geol. Soc. of London Spec. Publ., 156, 295–334.

23. Gephart, J.W., Forsyth, D.W. (1984). An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence. *J. geophys. Res.*, 89, 9305–9320.

24. Hardebeck, J.L., Michael, A.J. (2006). Damped regional-scale stress inversions: methodology and examples for southern California and Coalinga aftershock sequence, *J. geophys. Res.*, 111, B11310. doi: 10.1029/2005JB004144.

25. Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A., Cloetingh, S. (2006). Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. In: Gee D. and Stephenson R. (Eds.). *European Lithosphere Dynamics, Geological Society Memoir*, 32, 191–206.

26. Lay, T., Wallace, T.C. (1995). *Modern Global Seismology*. Academic Press.

27. Lund, B., Slunga, R. (1999). Stress tensor inversion using detailed microearthquake information and stability constraints: application to Olfus in southwest Iceland. *J. geophys. Res.*, 104, 14947–14964.

28. Malysky, D., Muyla, O., Pavlova, A., Hrytsai, O. (2013). Determining the focal mechanism of an earthquake in the Transcarpathian region of Ukraine. *Visnyk KNU, Geology*, 4(63), 38–44.

29. Maury, J., Cornet, F.H. & Dorbath, L. (2013). A review of methods for determining stress fields from earthquake focal mechanisms: application to the Sierentz 1980 seismic crisis (Upper Rhine graben). *Bull. Soc. Geol. France*, 184(4–5), 319–334.

30. Vavrychuk, V. (2014). Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms. *Geophys. J. Int.*, 199, 69–67.

31. Wallace, R.E. (1951). Geometry of shearing stress and relation to faulting. *J. Geol.*, 59, 118–130.

Надійшла до редколегії 11.04.17

D. Malyskyy¹, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.,

A. Murovska², PhD (Geol.),

O. Gintov², Dr. Sci. (Geol.-Min.), Prof.,

A. Gnyp¹, PhD (Phys.-Math.),

O. Obidina¹, PhD student,

S. Mychak², PhD (Geol.),

O. Grytsai¹, PhD (Phys.-Math.),

A. Pavlova¹, PhD (Phys.-Math.)

¹Carpathian Branch of the Subbotin Institute of Geophysics NAS of Ukraine

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

²Subbotin Institute of Geophysics NAS of Ukraine

32 Palladina Ave., Kyiv, 03680, Ukraine

EARTHQUAKES MECHANISMS AND STRESS FIELD IN THE SOLOTVYNO DEPRESSION OF THE EAST CARPATHIANS

In the paper, two different methods are presented for evaluation of the stress field in the Solotvyno depression, the part of the Transcarpathians trough. In one method, stress field is determined by inverting the focal mechanisms of local earthquakes, in the other one – from data of field tectonophysics investigations. (In the Michael's method, to determine principal stresses from source mechanisms it is needed to know which of the nodal planes exactly coincides with the fault plane.) In the paper, a Vavrychuk's version of Michael's method and his fault instability constraint is used to identify the fault planes and the directions of principal stresses σ_1 , σ_2 , σ_3 for 30 earthquakes which occurred in the area of Tyachiv during the

period from 19.07.2015 to 06.08.2015. Focal mechanisms of the Tyachiv earthquakes are determined by graphic method, from polarities of first arrivals of P-waves, emergence angles (or incidence angles) at each of the stations and station azimuths. To determine principal axes of stress tensor from the data of tectonophysics investigations the cinematic approach is used for processing of tectonic slickensides with slide grooves and the structural-paragenetic method for processing of ruptures without the traces of displacement. In the paper, eight outcrops from the area of Solotvyno depression are analyzed: three of them are from the zone of Pienniny cliffs; three outcrops are located in the area of vulcanite formation in the Vyhorlat-Huta range, and two outcrops are from the Solotvyno depression itself. In all the outcrops, the types and orientations of recovered stress fields are found to recur. In general, stress fields of strike type and of faulting type prevail. The fields of faulting type are characterized by south-western orientation of tension axis σ_3 and are similar to the mechanisms of Tyachiv earthquakes. Age correlation of the recovered stress fields is difficult to estimate only from field observations. That is why it is important to correlate the stress fields recovered in tectonophysics studies and from earthquake mechanisms. That enables to evaluate the current stress field.

Key words: earthquake source, stress tensor, principal stresses, cinematic method, outcrops, normal stress, shear stress, Michael's method.

Д. Малицкий¹, д-р физ.-мат. наук, проф.,

А. Муровская², канд. геол. наук,

О. Гинтов², д-р геол.-минералог. наук, проф.,

А. Гнып¹, канд. физ.-мат. наук,

А. Обидина¹, асп.,

С. Мычак², канд. геол. наук,

О. Грыцай¹, канд. физ.-мат. наук,

А. Павлова¹, канд. физ.-мат. наук

¹Карпатское отделение Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины,
ул. Научная, 3-б, г. Львов, 79060, Украина

²Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины
пр. Палладина, 32, г. Киев, 03680, Украина

МЕХАНИЗМЫ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ СОЛОТВИНСКОЙ ВПАДИНЫ ЗАКАРПАТЬЯ

В работе представлены два различных метода для определения поля напряжений Солотвинской впадины (СВ), являющейся частью Закарпатского прогиба. Первый метод – это определение поля напряжений по фокальным механизмам землетрясений путем решения обратной задачи, а второй – по результатам полевых тектонофизических исследований. Задача определения главных напряжений по механизмам очагов с использованием метода Майкла требует знания того, какая из нодальных плоскостей является плоскостью разрыва. В работе, используя метод Майкла в модификации Вавричука и критерий неустойчивости разрыва, определяются плоскости разрывов и направления осей главных напряжений σ_1 , σ_2 , σ_3 для 30 тячевских землетрясений, которые произошли в период с 19.07 по 06.08.2015. Фокальные механизмы серии тячевских землетрясений определялись графическим методом. Вводными данными для графического метода являются: знак полярности вступления Р волны, угол выхода (или угол падения) Р волны для каждой станции, а также азимуты станций. Для определения главных осей тензора напряжения по результатам тектонофизических исследований в работе применены кинематический метод для обработки тектонических зеркал с борозды скольжения и структурно-парагенетический метод для обработки разрывов без следов перемещения. В работе представлены восемь обнажений, расположенных в пределах СВ и на прилегающих участках: три из них относятся к зоне Пеннинских утесов; три расположены в поле развития вулканитов Вигорлат-Гутинской гряды, а два обнажения находятся в пределах Солотвинской впадины. Для всех обнажений зафиксированы повторяющиеся закономерности в типах реконструированных полей напряжений и ориентировке главных осей. В целом, преобладают поля напряжений сдвигового и сбросового типа. Поля сбросового типа характеризуются субгоризонтальной юго-западной ориентировкой оси растяжения и аналогичны механизмам тячевских землетрясений. Возрастные соотношения восстановленных полей напряжений сложно оценить только на основании полевых наблюдений. Поэтому для привязки их по времени важно сопоставление полей напряжений, полученных по материалам тектонофизических исследований и по механизмам очагов землетрясений. Это позволяет идентифицировать наиболее молодое поле напряжений.

Ключевые слова: очаг землетрясения, тензор напряжений, главные напряжения, кинематический метод, нормальные и сдвиговые напряжения, метод Майкла.

УДК 550.834

І. Безродна, канд. геол. наук, ст. наук. співроб., заст. директора

E-mail: bezin3@ukr.net,

Д. Безродний, канд. геол. наук, доц.

E-mail: manific2@ukr.net,

О. Козіонова, пров. інженер

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

АНАЛІЗ ВПЛИВУ МІНЕРАЛЬНОГО СКЕЛЕТУ ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ РУНОВЩИНСЬКОЇ ПЛОЩІ НА ПРУЖНІ ТА АКУСТИЧНІ ПАРАМЕТРИ (ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ МАТЕМАТИЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ)

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

*Мета роботи – аналіз впливу мінерального скелету порід на параметри їх пружної та акустичної анізотропії при дослідженні моделей теригенних порід-колекторів Руновщинської площі.**Задача вирішувалась на основі методів умовних моментних функцій з використанням розрахункової схеми Морі-Танака і методу найменших квадратів. Авторами розроблено 6 математичних моделей порід-колекторів регіону, в основу яких покладено результати петрографічних досліджень, що були виконані в ННІ "Інститут геології", а також особисті нароби авторів.**Виходячи з результатів моделювання для моделі чистого кварцового пісковика, вирішальний вплив на тип симетрії породи має основний мінерал матриці – кварц, який і обумовлює практично всі пружні та акустичні властивості моделі. При зміні форматів пустот і появі в наступних моделях інших мінералів (слюду, каолініту, плагіоклазу, польового шпату) та вторинних витягнутих пустот, а також при збільшенні концентрацій пустот, характерний тип симетрії переважно ромбічний та поперечно-ізотропний.**Акустична симетрія текстури більшості розглянутих моделей планальна поперечно-ізотропна або аксіальна ромбічна. Останній тип акустичної симетрії притаманний пісковикам з вмістом слюди, каолініту, тріщинним та кавернозним пісковикам. Планальний тип симетрії може вказувати на наявність однонаправлених напруг стиснення. Аксіальний тип – на наявність однонаправлених напруг розтягу. Ускладнення симетрії до ромбічної може свідчити про неодноразові цикли стиснення – розтягнення.**Максимальні значення диференціального коефіцієнта пружної анізотропії (до 10%) близькі до значень коефіцієнта інтегральної акустичної анізотропії, проте змінюються в більш широкі межі. Для майже половини моделей пісковиків можна виділити на стереопроєкціях вказівної поверхні диференціального коефіцієнта пружної анізотропії особливі напрямки, де значення цього параметра дорівнюють нулю або близькі до нього. В цих напрямках розповсюджуються пружні хвилі за законами ізотропного середовища.**Крім мінерального складу, істотно впливає на параметри акустичної та пружної анізотропії форма пустот. Встановлено, що тріщинуватість має більший вплив на досліджувані параметри породи, ніж кавернозність.**Параметри акустичної та пружної анізотропії є індикаторами при дослідженнях однотипних порід з різними типами мінеральних включень та структури пустотного простору.**Розроблені моделі, безсумнівно, можуть бути використаними при інтерпретації петрофізичних та геофізичних матеріалів для вивчення зміни структури пустотного простору, типу та концентрації породотвірних мінералів в породі.***Ключові слова:** математичне моделювання, пружна анізотропія, складнобудовані пісковики.

Для побудови еталонних залежностей фізичних параметрів при проведенні пошуків, розвідки й промислової оцінки родовищ нафти й газу, зокрема, для надійної інтерпретації геофізичних методів, властивості природного резервуара визначають за даними досліджень керну. Складність в побудові таких залежностей для складнобудованих порід-колекторів полягає в необхідності змодельовати в породі ті процеси, що протікають в пласті при розкритті свердловини. Саме математичне моделювання може виступати надійним підґрунтям для оцінки впливу мінералогічного складу, типу пустотного простору та його насичення на фізичні властивості порід-колекторів, а також зв'язку геологічних процесів з результатами петрофізичних і геофізичних досліджень.

Дана робота присвячена аналізу впливу мінерального скелету на параметри пружної та акустичної анізотропії при дослідженні моделей теригенних порід-колекторів Руновщинської площі.

Аналіз останніх досліджень та публікацій. Дослідження анізотропії пружних властивостей осадових порід і мінералів нечисленні і досить суперечливі. Дослідники, що займалися цим питанням, зокрема, B.K. Atkinson, L. Chen, D. Grgic, A.A.-C. Guéry, F. Cornery, L. Daridon, P. Haupt, Th. Kersten, D. Hoxha, A. Giraud, Y. Kozlovsky, V.E. Mirenkov, Y. Monerie, A.A. Krasnovsky, P. Plechac, J. Sgaoula, J.F. Shao, L.S. Tsai, M.C. Weng, K. Wojtacki, K. Wilmański, K.C. Александров, I.M. Безродна, Д.А. Безродний, С.А. Вишва, Б.П. Маслов, Г.Т. Продайвода, М.Г. Храменков та інші [1-9] приділяли увагу математичному моделюванню анізотропних акустичних властивостей, але, здебільшого, розглядали синтетичні моделі матеріалів. Крім того, дослідниками в широкому діапазоні пористості було отримано прогнози пружних властивостей. Зокрема, новий метод 3-D математи-

чного моделювання [9], який був використаний для створення реалістичних гомогенних і гетерогенних моделей порового пісковика, зводиться до побудови моделі, яка є найбільш наближеною до реальних порових пісковиків. Аналіз роботи [9] показав, що ущільнення порід зменшує просторову безперервність значень фізичних параметрів в горизонтальному напрямку більш швидко, ніж у вертикальному.

Авторами статті змодельовано не порові, а інтегровані моделі тріщинно-кавернозно-порових пісковиків, що є більш характерним для складнобудованих порід-колекторів в цілому і, зокрема, колекторів Руновщинської площі, моделювання властивостей яких не проводилось жодним автором.

Теорія методу. Припускається, що тензорні поля пружних сталей, напруг і деформацій є статистично однорідними. Оскільки масштаб кореляції випадкових полів набагато менший порівняно із розмірами макрооб'єму складнобудованого колектору, то вони задовольняють властивості ергодичності [3]. Це в подальшому дозволяє замінити усереднення випадкових тензорних полів за макроскопічним об'ємом усередненням за ансамблем реалізацій.

Для чисельних розрахунків ефективних пружних сталей багатокомпонентних порово-тріщинних колекторів використовувався узагальнений метод умовних моментних функцій із застосуванням розрахункової схеми Морі-Танака [1-4].

Для визначення ефективних пружних сталей C_{mn}^* застосовується метод умовних моментних функцій [3]. У цьому методі для їх визначення необхідно знайти залежність між середніми деформаціями у включенні, орієнтованому в n -ному напрямку $\varepsilon^{(in)}$ і макроскопічними деформаціями матриці $\varepsilon^{(m)}$:

$$\varepsilon^{in} = \langle \varepsilon \rangle + C_m d_i Z_i \varepsilon^{(m)}, \quad f_i = C^{(i)} - C^0, \quad d_i = C(i) - C(m); \quad (1)$$

де C_m – об'ємна концентрація матриці; $C(i)$ – пружні сталі i -го включення; $C(m)$ – пружні сталі матриці; C^0 – пружні сталі тіла порівняння.

Осереднюючи по безлічі Ω можливих орієнтацій включень, можна виразити середні деформації включень $\varepsilon^{(i)}$ та скелета $\varepsilon^{(m)}$ через макроскопічні деформації $\bar{\varepsilon}$ представленого об'єму:

$$\begin{aligned} \varepsilon^{(i)} &= A_i \bar{\varepsilon}; & \varepsilon^{(m)} &= A_m \bar{\varepsilon}; \\ A_i &= A_m (I + \bar{Z}^{(i)} d_i); \\ A_m &= (I + c_i \bar{Z}^{(i)} d_i)^{-1}; \end{aligned} \quad (2)$$

$\bar{Z}_i = \langle Z_i \rangle_{\Omega}$, де кутовими дужками з індексом Ω позначена операція статистичного осереднення за кількістю можливих орієнтацій включень. Відмінна риса запропонованого методу

полягає в осередненні алгебраїчних компонентів тензора $\bar{Z}_i$ за допомогою довільної функції розподілу орієнтації включень:

$$\bar{Z}_{ijpq}^{(i)} = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} \int_0^{2\pi} a_{im} a_{jn} a_{ps} a_{qt} Z_{mnst}^{(i)} f^{(i)}(\phi_1, \theta, \phi_2) d\phi_1 \sin \theta d\theta d\phi_2, \quad (3)$$

де ϕ_1, θ, ϕ_2 – Ейлерові кути; $f^{(i)}(\phi_1, \theta, \phi_2)$ – функція розподілу орієнтації i -го включення, що розкладається в ряд за узагальненими сферичними функціями [3].

Враховуючи попередні рівняння, можна знайти вираз для ефективних пружних сталих C^* текстури гірської породи з довільною орієнтацією включень:

$$C^* = \sum_{r=1}^{N+1} c_r C_r A_r, \quad (4)$$

де N – кількість включень ($r=1, \dots, N$).

Для обчислення невідомих моментів розкладання функції розподілу $W_{lmn}^{(i)}$ i -го включення використовувалася метод інверсії азимутальної залежності ефективних фазових швидкостей квазіпоздовжних і квазіпоперечних хвиль текстурованої гірської породи.

Для вирішення поставленої задачі застосовувалися сучасні методи глобальної оптимізації цільової функції:

$$\Phi(\vec{x}) = \sum_{i=1}^M (v_i^{(l)} - v_i^{(r)})^2, \quad (5)$$

де $v_i^{(l)}, v_i^{(r)}$ – фазові швидкості квазіпоздовжних і квазіпоперечних хвиль відповідно, що обчислені з експериментальних значень ефективних пружних сталих гірської породи, отриманих методом умовних моментних функцій зі знайдених на r -тому кроці ітерації моментів розкладання функцій розподілу орієнтації включень; $\vec{x}$ – вектор невідомих моментів розкладання функцій розподілу орієнтації мінералів і мікротріщин.

Основні чисельні результати математичного моделювання впливу мінерального складу на ефективні акустичні, пружні властивості різних типів теригенних складнобудованих порід-колекторів можуть бути отримані за допомогою методу умовних моментів, який є найбільш перспективним при вирішенні задач математичного моделювання у тензорній петрофізиці.

Результати роботи. Практичне обґрунтування математичної моделі складнобудованого колектора Руновщинської площі, що розроблена в роботі, ґрунтується на результатах комплексних геолого-петрофізично-геохімічних дослідженнях колекції порід-колекторів, які було отримано колективом авторів ННІ "Інститут геології" [4].

Математична модель розглянутого колектора являє собою жорстку матрицю, яка мінералогічно представлена основним породотвірним мінералом – кварцом та ускладнена в моделях 2-5 іншими мінералами. Матриця розчленована різними за формою, розмірами та орієнтацією пустотами, що насичені газом, з різними значеннями форматів ($\alpha = a/c$, a , c – напівосі сфероїда обертання).

Узагальнений мінеральний склад колекції пісковиків Руновщинської площі: уламки прозорого безбарвного та сіруватого кварцу до 70-90%, польові шпати світло-бурого

кольору (5-15%), луски мусковіту, біотиту та хлориту, уламкові зерна кременю або яшмоїдів. Цемент – глинистий, безкарбонатний, на окремих ділянках слабокарбонатний, від порового до базального типу. Цемент порового типу, складає 20-30% від об'єму породи, іноді – до 50%. Карбонатним цементом виповнено максимально до 20% пустот розміром від 0,0001 до 0,0004 м. Пустоти, заповнені карбонатним цементом, часто об'єднані у ланцюжки до 0,0001 м по довгій осі, що може характеризувати деяку кавернозність. Глинистий заповнювач – тонколузкий, майже ізотропний, швидше за все каолінітовий. За глинистою складовою цемент каолінітовий в світлих шарочках, з домішкою монтморилоніту – в темно-сірих. Елементів вираженої мікрошаруватості та смугастості в шліфах не спостерігається. Породи за розподілом уламкових компонентів та цементу неоднорідна, плямиста.

Мінералогічно для математичного моделювання обрано пісковик, основою (матрицею) якого є кварц (близько 80%) з мінеральними включеннями: польовий шпат, плагіоклаз, каолініт, мусковіт, біотит, хлорит, зерна кальциту. Прийнятий формат мінералів – 0,7 (подібно до попередніх досліджень осадових порід). Концентрація мінеральних включень змінюється в деяких моделях від 1 до 20%.

Пісковики Руновщинської площі відрізняються за цементоманістю від сильнопористих тріщинуватих та слабокавернозних до відносно пористих. Тріщини при наявності субпаралельні нашаруванню та іноді нагадують каверни розчинення, деякі частини породи майже рихлі, кавернозні. До 10% об'єму породи мають пустоти розміром від 0,0001 до 0,0008 м. Конфігурація мікропустот як ізометрична, так і подовжено-неправильна з кутастими обмеженнями, нерідко – трикутна при конформному контакті уламкових зерен. Породи – з відкритими пустотами, довжина яких до 0,0005 м при ширині до 0,0003 м. Зустрічаються пустоти подовжені, неоднорідні за товщиною, за типом – міжзернові вилугування.

Відкрита пористість пісковиків-колекторів переважно складає 7-15%, тому авторами обрана пористість, яка в середньому характеризує породи-колектори та становить 10-15%, тріщинна пористість прийнята – до 1%, а кавернозна – до 3%.

Формати пустот були обрані на основі літературних даних [2-4]. За практичними попередніми дослідженнями структури пустотного простору пісковиків інших площ встановлено, що формати пустот в породах регіону змінюються дуже широко, де міжзернові пустоти, в основному, відповідають формату порядку 0,9, а перехідні вторинні пустоти – 0,5-0,4, що і було використано авторами при математичному моделюванні. Формат тріщин за результатами робіт [2-4] коливається від 0,0001 до 0,00586, для моделювання прийнято формат тріщин –

0,003, тоді як формат каверн (пустот вилугування карбонатного цементу) коливається від 4 до 100, прийнятий формат для моделювання – 4.

Узагальнюючи макро- та мікродослідження вивчених зразків теригенних порід, для проведення математичного моделювання авторами були обрані 6 моделей (табл. 1).

Таблиця 1. Характеристика математичних моделей порід-колекторів Руновщинської площі

№	Назва моделі	№ типів моделей	Мінеральний склад (концентрація, %)
1	Кварцовий пісковик з поровою структурою	11	Кварц (91-99)
2	Кварцовий пісковик з глинистим цементом	21, 210, 220	Кварц (70-89), каолінит (1, 10, 20)
3	Кварцовий пісковик з глинистим цементом та слюдою	31, 32, 33	Кварц (79-83), біотит (1, 2, 3), мусковіт (1, 2, 3), каолінит (5)
4	Тріщинно-поровий кварцово-польовошпатовий пісковик з вмістом слюд	4	Кварц (69), польовий шпат (5), плагіоклаз (5), біотит (2), мусковіт (2), хлорит (2)
5	Тріщинно-поровий кварцово-польовошпатовий пісковик з вмістом слюд, плагіоклазу та глини	51, 55, 510	Кварц (59-68), польовий шпат (5), плагіоклаз (5), біотит (2), мусковіт (2), хлорит (2), каолінит (1, 5, 10)
6	Кавернозно-тріщинно-поровий кварцово-польовошпатовий пісковик з вмістом слюд, глини, плагіоклазу та кальциту	602, 605, 610	Кварц (58-60), польовий шпат (5), плагіоклаз (5), біотит (2), мусковіт (2), хлорит (2), каолінит (5), кальцит (2, 6, 10)

Задачі математичного моделювання вирішувались поетапно за окремими алгоритмами [3-4]:

1. Розрахунок густини моделі (σ), пружних сталих моделі (c_{ij}) на основі пружних сталих її складових та заданих параметрів моделей.

2. Розрахунок акустичних параметрів анізотропії, зокрема, компонентів акустичного тензора (μ_{ij}) та інтегрального коефіцієнта акустичної анізотропії (A_d).

3. Розрахунок параметрів анізотропії моделей порід (акустичної лінійності L_μ , сланцюватості S_μ , коефіцієнта інтегральної анізотропії A_μ) з побудовою стереопроєкцій зміни акустичних параметрів (швидкості поздовжньої хвилі (V_p), різниці швидкостей поперечних хвиль ($V_{s1} - V_{s2}$) та A_μ .

На основі всіх отриманих даних математичного моделювання авторами отримано такі результати.

Густина моделей (табл. 2) змінюється в залежності від мінерального складу та концентрації пустот, тобто коефіцієнта загальної пористості. Порівняно з моделлю 1 в моделях 2-6 концентрація кварцу постійно зменшується завдяки ускладненню моделей: каолінитом (моделі 2-6), слюдами (моделі 3-6), польовим шпатом (моделі 4-6), плагіоклазом (моделі 5, 6), кальцитом (моделі 6). Крім того, розбіжності в густині характеризуються різними коефіцієнтами загальної пористості моделей порід

($K_p = 1\%$ та 9% для моделі 1, $K_p = 10\%$ для моделей 2, 3, для моделей №№ 4 та 5 загальна пористість прийнята 15% , а для моделі з найбільш складним пустотним простором (моделі 6) густина має дещо менший характер завдяки збільшенню пористості до 17%).

Анізотропність всіх моделей порід є низькою, крім моделі 1 ($9,29\%$), що є характерним для кварцу. Для моделей №№ 2-6 значення A_μ змінюється від $0,3$ до $4,63\%$.

Виходячи з результатів моделювання для моделі 1 чистого кварцового пісковика сильний вплив на тип симетрії породи має основний мінерал матриці – кварц, який і обумовлює практично всі пружні та акустичні властивості моделі. При зміні форматів пустот та при появі в моделі 2 вторинних витягнутих пустот, а також при збільшенні концентрації пустот в обох моделях, лінійний тип поперечно-ізо-тропної симетрії не змінюється. Для моделей 2-6 характерний тип симетрії наближений до ромбічного та поперечно-ізо-тропного, хоча деякі відмінності в превалюванні сланцю-ватих або лінійних мотивів присутні.

На основі математичного моделювання акустичної та пружної анізотропії пісковиків Руновщинської площі авторами розраховані та досліджені пружні сталі (C_{11} ; C_{22} ; C_{33} ; C_{44} ; C_{55} ; C_{66} ; C_{12} ; C_{13} ; C_{23}) моделей, які повністю характеризують прські породи певного мінерального складу (рис. 1).

За результатами побудованих та проаналізованих стереопроєкцій параметрів пружної анізотропії авторами отримано наступні результати.

Таблиця 2. Параметри акустичної анізотропії моделей пісковиків та їх розрахована густина

№ з.п.	№ моделі	№ типу мо-делі	L_μ	S_μ	μ_{11}	μ_{22}	μ_{33}	$A_\mu, \%$	Густина, кг/м ³	Тип симетрії
1	1	11	1,21	1,00	68,02	68,02	82,44	9,29	2624	Аксіальна поперечно-ізо-тропна
2	2	21	1,10	1,01	34,98	35,24	38,67	4,63	2383	Аксіальна ромбічна
3		210	1,02	1,01	16,05	15,86	16,42	1,44	2372	Планально-аксіальна ромбічна
4		220	1,03	1,02	27,89	27,09	26,64	1,89	2359	Планально-аксіальна ромбічна
5	3	31	1,03	1,01	16,13	16,27	16,83	1,86	2386	Аксіальна поперечно-ізо-тропна
6		32	1,00	1,01	21,12	21,28	21,23	0,30	2392	Планальна поперечно-ізо-тропна
7		33	1,01	1,02	24,22	24,37	23,82	0,97	2399	Планальна поперечно-ізо-тропна
8	4	4	1,01	1,03	29,35	30,36	30,63	1,83	2262	Планальна ромбічна
9	5	51	1,00	1,03	28,93	29,87	30,01	1,61	2261	Планальна поперечно-ізо-тропна
10		55	1,02	1,01	27,95	28,58	28,09	0,96	2255	Аксіальна ромбічна
11		510	1,01	1,03	27,26	27,60	26,48	1,74	2249	Планальна ромбічна
12	6	602	1,01	1,03	47,23	48,79	49,07	1,68	2293	Планальна ромбічна
13		606	1,03	1,00	35,27	36,32	35,11	1,50	2282	Аксіальна поперечно-ізо-тропна
14		610	1,02	1,01	26,76	27,42	26,53	1,39	2177	Аксіальна ромбічна

Акустична та пружна симетрія **моделі 1** аксіальна поперечно-ізо-тропна ($\mu_{11} = \mu_{22} < \mu_{33}$; $C_{11} = C_{22} < C_{33}$; $C_{44} = C_{55} > C_{66}$ при різній концентрації пустот (табл. 2). Величина інте-

грального коефіцієнта акустичної анізотропії A_μ зменшується незначно зі зростанням концентрації пустот від $9,29\%$ до $8,87\%$. Швидкість квазіпоздовжньої хвилі на вказівній поверхні змінюється від 5700 м/с до 6400 м/с

(рис. 2, а). Для розглянутої моделі характерний єдиний мінімум, що просторово співпадає з мінімумами різниці між "швидкою" та "повільною" квазіпоперечними хвилями та диференціального коефіцієнта пружної анізотропії. Це є основним напрямком поширення пружних хвиль. З мінімумом різниці між "швидкою" та "повільною" квазіпоперечними хвилями пов'язана область, де ефект розщеплення хвиль практично відсутній. Максимальне значення диференціального коефіцієнта пружної анізотропії досягає

14 %, що характеризує модель 1 як високоанізотропну. Проте існує один особливий напрямок, який збігається з напрямком поширення хвильової нормалі, де величина цього параметру близька до нуля, і закономірності розповсюдження пружних хвиль у цьому напрямку не відрізняються від ізотропного середовища. Незначні чотири мінімуми A_d розташовані у вузькій приосередній частині під кутами 45° до основного мінімуму.

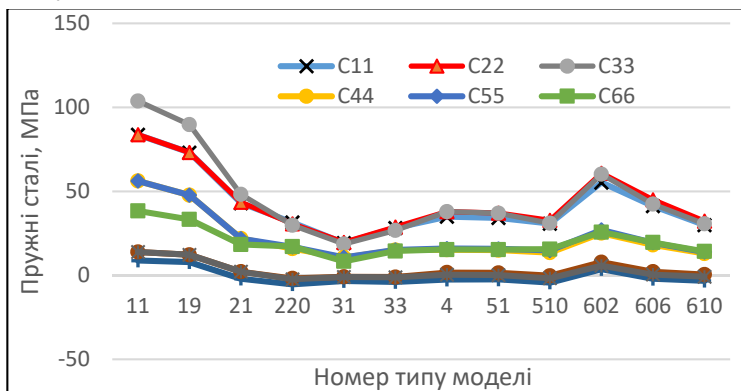


Рис. 1. Результати моделювання пружних сталей моделей порід-колекторів Руновщинської площі

Акустична симетрія **моделі 2** з різним вмістом глинистого цементу аксіальна ромбічна ($\mu_{11}^* < \mu_{22}^* < \mu_{33}^*$; $\mu_{11}^* > \mu_{22}^* < \mu_{33}^*$; $\mu_{11}^* > \mu_{22}^* > \mu_{33}^*$). Інтегральний коефіцієнт пружної анізотропії A_μ спочатку зменшується від 4,63 % до 1,44% (при вмісті каолініту 10 %), а потім незначно зростає до 1,89 % (при вмісті глинистого матеріалу 20 %). Пружна симетрія текстури моделі 2 ромбічна ($C_{11}^* < C_{22}^* < C_{33}^*$; $C_{44}^* > C_{55}^* > C_{66}^*$; $C_{11}^* > C_{22}^* > C_{33}^*$; $C_{44}^* < C_{55}^* < C_{66}^*$). Різке розходження в значеннях ефективних пружних сталей C_{11}^* , C_{22}^* та C_{33}^* пов'язано зі зростанням вмісту глинистого матеріалу. Параметри пружної анізотропії представленої моделі відрізняються не менш відчутно. В порівнянні з моделлю 1 спостерігається помітне зменшення всіх параметрів пружної анізотропії та істотна зміна особливих напрямків розповсюдження пружних хвиль. Швидкість v_p значно менша (рис. 2, б), ніж у моделі 1, проте кількість екстремумів зростає до семи та характер її анізотропії ускладнюється. Величина максимальної різниці між «швидкою» та «повільною» поперечними модами зменшується від 270 м/с до 140 м/с (при вмісті каолініту 20 %). Явище розщеплення поперечних хвиль незначне та характеризує модель 2 як низькоанізотропну. Складна картина розповсюдження поперечних хвиль підтверджується наявністю 11 екстремумів, більшість з яких розташовані вздовж осей X_1 та X_2 з більш чітко вираженим сланцюватим мотивом. На стереопроєкції вказівної поверхні коефіцієнта диференціальної пружної анізотропії A_d чітко виділяються вісім екстремумів, серед яких чотири мінімуми розташовані вздовж осей X_1 та X_2 , що в плані співпадають з відповідними екстремумами параметру v_p розглянутої моделі.

За результатами математичного моделювання акустичних і пружних сталей **моделі 3** встановлено, що акустична симетрія моделі 31 (вміщує 1 % слюди) аксіальна поперечно-ізотропна ($\mu_{11}^* \approx \mu_{22}^* < \mu_{33}^*$) та планальна поперечно-ізотропна при відсотковому збільшенні слюдистого матеріалу. Пружна симетрія текстури моделі 3 ромбічна ($C_{11}^* < C_{22}^* > C_{33}^*$; $C_{44}^* \approx C_{55}^* > C_{66}^*$). В порівнянні з моделлю 2, наявність слюди приблизно вирівнює значення ефективних пружних сталей C_{11}^* , C_{22}^* та C_{33}^* . Величина інтегрального коефіцієнта акустичної анізотропії A_μ мала: спочатку вона зменшується від 1,86 % до 0,30 %, а потім зростає до величини 0,97 % при збільшенні концентрації слюди до 6 %. Модель низькоанізотропна. Швидкість

квазіпоздовжньої хвилі v_p змінюється від 3200 м/с до 3800 м/с (рис. 2, в), що приблизно на 200–300 м/с менше, ніж у моделі 2. Чітко виділяються 9 екстремумів, з якими співпадають особливі напрямки поширення пружних хвиль. Вздовж осей X_1 та X_2 у полярних областях спостерігаються максимуми відповідного параметру, в напрямку головного розповсюдження хвилі та під кутами 45° до площини X_1X_2 – мінімуми. Величина максимальної різниці між «швидкою» та «повільною» поперечними модами не перевищує 0,15 км/с (при вмісті слюди 6 %). Кількість екстремумів в порівнянні з моделлю 2 збільшується вдвічі та складає 22. Явище розщеплення поперечних хвиль незначне та характеризує модель 3 як низькоанізотропну. Існує, принаймні, шість особливих напрямків, де ефект розщеплення поперечної хвилі майже відсутній ($\Delta v_s \rightarrow 0$). Коефіцієнт диференціальної пружної анізотропії A_d змінюється в незначних межах та характеризує модель як низькоанізотропну $A_d < 5\%$. На стереопроєкції вказівної поверхні даного параметру чітко виділяються два мінімуми зі значеннями, що близькі до нуля. Вздовж них особливості розповсюдження пружних хвиль мало чим відрізняються від ізотропного середовища.

Акустична симетрія текстури **моделі 4** планальна ромбічна ($\mu_{11}^* < \mu_{22}^* < \mu_{33}^*$). Інтегральний коефіцієнт акустичної анізотропії A_μ суттєво зменшується до величини 1,83 % та характеризує модель як низькоанізотропну. Пружна симетрія текстури моделі 4 ромбічна ($C_{11}^* < C_{22}^* < C_{33}^*$; $C_{44}^* < C_{55}^* > C_{66}^*$). Швидкість квазіпоздовжньої хвилі зменшується істотно її максимальне значення складає 4100 м/с (рис. 2, г). Кількість екстремумів зростає до дев'яти. Центральний максимум цього пружного параметру просторово співпадає з мінімумом коефіцієнта диференціальної пружної анізотропії, що близький до нуля. Ефект розщеплення квазіпоперечної хвилі незначний і не перевищує 250 м/с. Явище розщеплення відносно помірне. Розглянуто модель можна охарактеризувати як низькоанізотропну.

За результатами математичного моделювання **моделі 5** встановлено, що її акустична симетрія текстури змінюється від планальної поперечно-ізотропної ($\mu_{11}^* < \mu_{22}^* \approx \mu_{33}^*$) при одновідсотковому вмісті каолініту до аксіальної ромбічної ($\mu_{11}^* < \mu_{22}^* > \mu_{33}^*$), коли концентрація глинистого матеріалу досягає 5 % (табл. 2). Пружна симетрія текстури ромбічна ($C_{11}^* < C_{22}^* > C_{33}^*$; $C_{44}^* < C_{55}^* >$

C_{66}^*) як для низько глинистої моделі, так і для моделі з підвищеним вмістом каолініту ($C_{11}^* < C_{22}^* < C_{33}^*$; $C_{44}^* < C_{55}^* < C_{66}^*$). Наявність та підвищений вміст каолініту (10 %) для тріщинно-порового кварцового пісковику істотно змінюють поведінку параметрів пружної анізотропії. На стереопроєкції вказівної поверхні квазіпопоздовжньої хвилі v_p (рис. 2, д) чітко виділяються 9 екстремумів, сім з яких витягнуті вздовж осі X_2 , що вказує на лінійний характер текстури моделі. Подібне розташування екстремумів характерне і для інших параметрів пружної анізотропії. Різниця між «швидкою» та «повільною» квазіпоперечними хвилями змінюється від 40 до 300 м/с, а коефіцієнт диференціальної пружної анізотропії A_d не перевищує 7,5 %, що характеризує представлену модель як середньоанізотропну. На стереопроєкції вказівної поверхні різниці між швидкостями «швидкої» та «повільної» поперечних хвиль чітко виділяються два мінімуми, де значення відповідного параметру близьке до нуля. В цих особливих напрямках ефект розщеплення хвилі поперечної поляризації майже відсутній.

Наявність в моделі 6 каверн та мікротріщин суттєво змінює характер акустичної та пружної анізотропії моделі. За результатами математичного моделювання ефективних акустичних і пружних сталей моделі 6 встановлено, що акустична симетрія текстури змінюється від планальної ромбічної ($\mu_{11}^* < \mu_{22}^* < \mu_{33}^*$) при концентрації видовжених мікротріщин 0,2 % до аксіальної поперечно-

ізотропної ($\mu_{11}^* < \mu_{22}^* > \mu_{33}^*$) при 0,6 % мікротріщин, а при збільшенні останніх до 1 % до планальної ромбічної ($\mu_{11}^* < \mu_{22}^* > \mu_{33}^*$). Пружна симетрія текстури ромбічна ($C_{11}^* < C_{22}^* > C_{33}^*$; $C_{44}^* < C_{55}^* > C_{66}^*$). Наявність каверн та мікротріщин ускладнює характер пружної анізотропії. Це характеризується появою додаткових екстремумів для всіх без винятку параметрів пружної анізотропії та їхнім більш контрастним проявом. Вказівна поверхня швидкості квазіпопоздовжньої хвилі v_p (рис. 2, е) характеризується 9-ма екстремумами, вздовж яких розповсюджуються пружні хвилі. Діапазон зміни швидкості незначний від 3590 м/с до 3860 м/с. Швидкості розповсюдження головної хвилі мало відрізняються від моделі 5. Як і для попередніх моделей 4 та 5 просторове розташування екстремумів інших параметрів анізотропії подібне, проте ускладнено додатковими екстремумами. Для різниці між швидкостями «швидкої» та «повільної» квазіпоперечних хвиль їх кількість складає десять, а для коефіцієнта диференціальної пружної анізотропії – 18. Параметр Δv_s змінюється в межах 20–300 м/с, що вказує на помірні ефекти розщеплення квазіпоперечної хвилі. Диференціальний коефіцієнт пружної анізотропії A_d не перевищує максимального значення в 8 %. Представлену модель за параметрами акустичної та пружної анізотропії можна вважати середньоанізотропною зі сланцюватою текстурою.

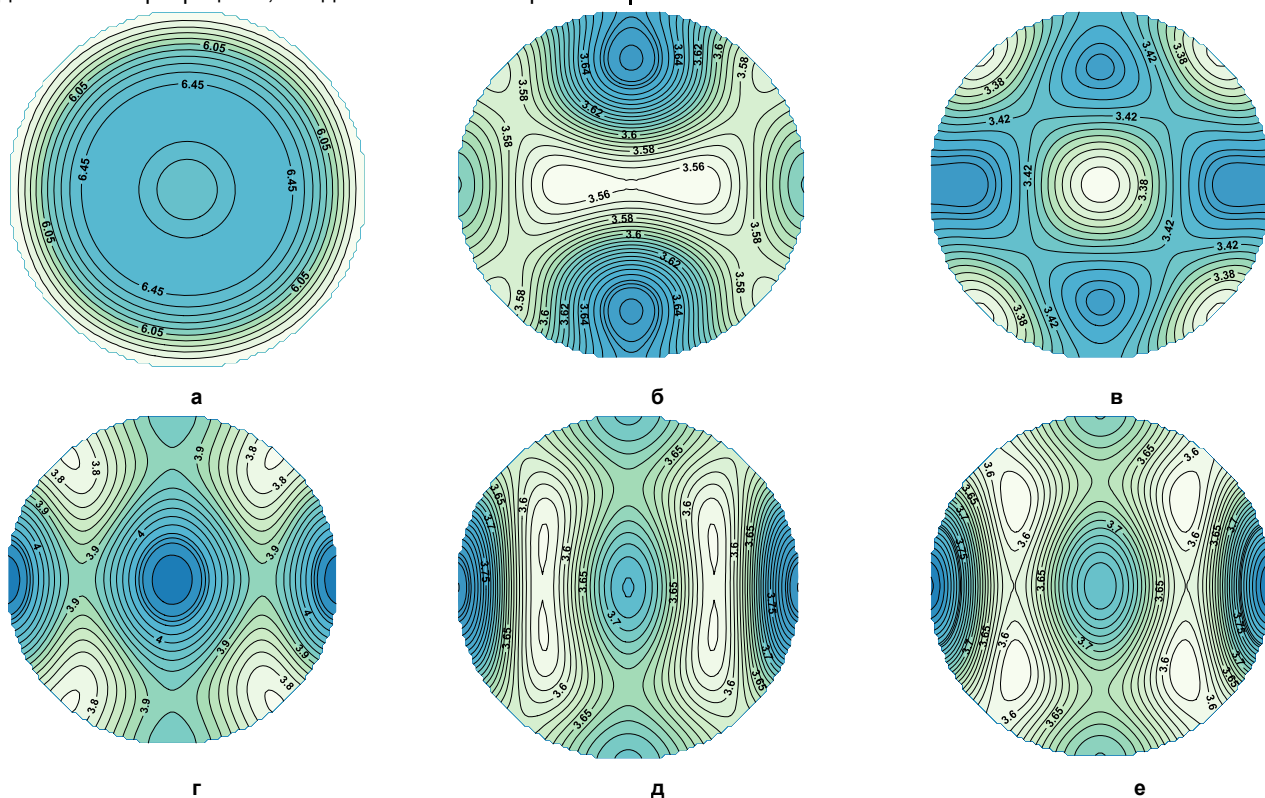


Рис. 2 Стереопроєкції ізоліній значень швидкості повздовжньої хвилі для моделей пісковику Рунувщинської площі: а – 11, б – 220, в – 33, г – 4, д – 510, е – 610

Висновки. За результатами математичного моделювання акустичних і пружних параметрів найбільш типових пісковику-колекторів Рунувщинської площі можна зробити наступні висновки.

Анізотропія акустичних і пружних властивостей розглянутих пісковику може бути зумовлена різноманітними факторами, а саме:

- орієнтацією пустот (первинних пор, вторинних тріщин та каверн), їх концентрацією та форматами;
- мінеральним складом, формою та орієнтацією породотвірних мінералів;

- тонкою шаруватістю порід.

Вклад кожного з зазначених факторів у кожному конкретному випадку є різним, і в реальних геологічних породах вони проявляються в різноманітних співвідношеннях та можуть бути прослідковані за акустичними даними.

Акустична симетрія текстури більшості розглянутих моделей планальна поперечно-ізотропна або аксіальна ромбічна. Останній тип акустичної симетрії притаманний пісковику з вмістом слюд, каолініту, тріщинним та кавернозним пісковику.

Планальний тип симетрії може свідчити про наявність однонаправлених напруг стиснення. Аксиальний тип симетрії – про наявність однонаправлених напруг розтягу. Ускладнення симетрії до ромбічної може вказувати на неодноразові цикли стиснення – розтягнення.

Максимальні значення диференціального коефіцієнта пружної анізотропії A_d близькі до значень коефіцієнта інтегральної акустичної анізотропії A_μ , проте змінюються в більш широких межах.

Для майже половини моделей пісковиків можна виділити на стереопроєкціях вказівної поверхні диференціального коефіцієнта пружної анізотропії особливі напрямки, де значення цього параметра дорівнює нулю або близьке до нього. В цих напрямках розповсюджуються пружні хвилі за законами ізотропного середовища.

Симетрія тензора пружних сталей накладає жорсткі обмеження на всі без винятку параметри пружної анізотропії.

Форма пустот істотно впливає на параметри акустичної та пружної анізотропії. Однозначно встановлено, що тріщинуватість має більший вплив на ефективні акустичні та пружні параметри породи, ніж кавернозність.

Параметри акустичної та пружної анізотропії є індикаторами при дослідженнях однотипних за літологією порід з різними типами мінеральних включень та структури пустотного простору.

Розроблені моделі, безсумнівно, можуть бути використані при інтерпретації петрофізичних та геофізичних матеріалів для вивчення зміни структури пустотного простору, типу та концентрації породотвірних мінералів в породи.

Математичне моделювання пружних і акустичних параметрів з врахуванням їх анізотропії є важливим етапом при обґрунтуванні математичних моделей типу "кern"-кern та "кern"-геофізика", які використовуються при інтерпретації геофізичних даних для пошуків і розвідки нафто-, газо- та водонасичених порід-колекторів і можуть бути використані для складання банку даних математичних моделей складно-будованих порід досліджуваних регіонів.

Список використаної літератури

1. Александров К.С. Анизотропия упругих свойств минералов и горных пород / К.С. Александров, Г.Т. Продайвода. – Новосибирск: Изд. СО РАН, 2000. – 354 с.
2. Безродна І. Математичне моделювання впливу мінерального скелету та пористості на параметри пружної анізотропії складнобудованих теригенних порід-колекторів Волино-Поділля / І. Безродна, Д. Безродний, Р. Голяка // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2016. – №73. – С. 27-32. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.73.04>.

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

4. Комплексні аналітичні лабораторні дослідження кернів із свердловин Руновщинської ділянки: звіт з НДР / С.А. Вижва, І.І. Оницьук, І. М. Безродна та ін. – Київ, 2017. – 601 с.

5. A micromechanical model for the elasto-viscoplastic and damage behavior of a cohesive geomaterial / A. Guéry, F. Cormery, K. Su et al. // PhysChem Earth. – 2008. – №33. – С. 416–421.

6. An associated elastic-viscoplastic constitutive model for sandstone involving shear-induced volumetric deformation / M. Weng, L. Tsai, Y. Hsieh, F. Jeng // Int J Rock Mech Min Sci. – 2010. – №47. – С. 1263–1273.

7. Atkinson B. K. Subcritical crack propagation in rocks: theory, experimental results and applications / B.K. Atkinson // J Struct Geol. – 1982. – №4. – С. 41–56.

8. Grgic D. Modelling of the short and long-term behavior of rocks of Lorraine (France) ferrous formation: PhD Thesis / D. Grgic. – INPL, Nancy (in French), 2001.

9. Wojtacki K. Computing the elastic properties of sandstone submitted to progressive dissolution / K. Wojtacki, L. Daridon, Y. Monerie // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. – Montpellier, France. – 2017. – P. 16-25.

References

1. Aleksandrov, K.S., Prodaivoda, G.T. (2000). Anizotropiia uprugikh svoystv mineralov i gornykh porod. Novosibirsk: Izd. SO RAN, 354 p. [in Russian].

2. Bezrodna, I., Bezrodnyi, D., Holiaka, R. (2016). Mathematical modelling of influence of the mineral composition and porosity on elastic anisotropic parameters of complex sedimentary rocks of Volyn-Podolia area. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 73, 27-32. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.73.04>. [in Ukrainian].

3. Prodaivoda, G.T., Vyzhva, S.A., Bezrodna, I.M., Prodaivoda, T.H. (2011). Heofizychni metody otsinky produktyvnosti kolektoriv nafty i hazu. K.: VPTs "Kyivskiy universytet", 367 p. [in Ukrainian].

4. Vyzhva, S.A., Onyshchuk, I.I., Bezrodna, I.M. et al. (2017). Kompleksni analitichni laboratorni doslidzhennya kerniv iz sverdlavyn Runovshchinskoyi dilyanky: zvit z NDR. Kyiv, 601 p. [in Ukrainian].

5. Guéry, A., Cormery, F., Su, K., Shao, J.F., Kondo, D. (2008). A micromechanical model for the elasto-viscoplastic and damage behavior of a cohesive geomaterial. PhysChem Earth., 33 (1), 416–421.

6. Weng, M.C., Tsai, L.S., Hsieh, Y.M., Jeng, F.S. (2010). An associated elastic-viscoplastic constitutive model for sandstone involving shear-induced volumetric deformation. Int J Rock Mech Min Sci., 47(8), 1263–1273.

7. Atkinson, B.K. (1982). Subcritical crack propagation in rocks: Theory, experimental results and applications. J Struct Geol., 4, 41–56.

8. Grgic, D. (2001). Modelling of the short and long-term behavior of rocks of Lorraine (France) ferrous formation. Ph.D. Thesis. INPL, Nancy.

9. Wojtacki, K., Daridon, L., Monerie, Y. (2017). Computing the elastic properties of sandstone submitted to progressive dissolution / International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. Montpellier, France, 16-25.

Надійшла до редколегії 11.05.17

I. Bezrodna, Cand. Sci.(Geol.), Assoc. Director
E-mail: bezin3@ukr.net,
D. Bezrodnyi, Cand. Sci.(Geol.), Assoc. Prof.
E-mail: manific2@ukr.net,
O. Kozionova, Lead Engineer
Taras Shevchenko National University of Kyiv
Institute of Geology, 90 Vasykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine

ANALYSIS OF IMPACT OF MINERAL MATRIX OF RUNOVSHCHINSKA AREA RESERVOIR ROCKS ON THE ELASTIC AND ACOUSTIC PARAMETERS (BASED ON THE RESULTS OF MATHEMATICAL MODELLING)

Purpose of the work consists in the analysis of impact of rocks mineral matrix on the parameters of their elastic and acoustic anisotropy during the investigations of models of terrigenous reservoir rocks of Runovshchinska area.

Methods of conditional moment functions using Mori-Tanaka computational pattern and least squares method were used to solve the problem. Authors developed 6 mathematical models of reservoir rocks of the region, based on the results of petrophysical studies carried out at the Institute of geology and authors' personal investigations.

Based on the results of modeling for the model of pure quartz sandstone it was determined that main mineral of the matrix – quartz, – which determines almost all elastic and acoustic properties of the model, has dominant influence on the rock symmetry type. In case of changes in the aspect ratio, appearance of other minerals (mica, kaolinite, calcite, plagioclase, feldspar) and secondary elongated voids in the following models and with increase of the voids concentration, the typical symmetry type is mainly orthorhombic and transversely-isotropic.

Acoustic symmetry of texture of the prevailing part of investigated models is planar transversely isotropic or axial orthorhombic. The last type of the acoustic symmetry is common for the sandstones that contain mica or kaolinite, fractured and cavernous sandstones. Planar symmetry type can indicate the presence of unidirectional compression stress. Axial symmetry type indicates the presence of unidirectional tensional stress. Complication of symmetry to the orthorhombic can be considered as the evidence of multiple compressions and tensions.

Maximum values of differential coefficient of acoustic anisotropy (up to 10%) are close to the values of integral coefficient of acoustic anisotropy, but they vary in wider range. Specific directions where the value of this parameter are equal or close to zero can be found on the stereoprojections of indicating surface of differential coefficient of acoustic anisotropy. Elastic waves propagate accordingly to the laws for the isotropic medium along these directions.

Besides mineral composition the shape of voids substantially influences the parameters of acoustic and elastic anisotropy. Fractures have definitely higher impact on the investigated parameters than caverns.

Parameters of acoustic and elastic anisotropy are the indicators for the investigations of the same-type rocks with different parameters of mineral inclusions and void space structure.

Developed models undoubtedly may be used during the interpretation of petrophysical and geophysical data to study the changes of the void space structure, types and concentration of rock-forming minerals in the rock.

Keywords: mathematical modelling, elastic anisotropy, sandstones of complex structure.

И. Безродная, канд. геол. наук, зам. директора

E-mail: bezin3@ukr.net,

Д. Безродный, канд. геол. наук, доц.

E-mail: manific2@ukr.net,

О. Козионова, вед. инженер

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко

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

АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СКЕЛЕТА ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ РУНОВЩИНСКОЙ ПЛОЩАДИ НА УПРУГИЕ И АКУСТИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ (РЕЗУЛЬТАТЫ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Цель работы – анализ влияния минерального скелета пород на параметры их упругой и акустической анизотропии при исследовании моделей терригенных пород-коллекторов Рунувщинской площади.

Задача решалась на основе методов условных моментных функций с использованием расчетной схемы Мори-Танака и метода наименьших квадратов. Авторами разработаны 6 математических моделей пород-коллекторов региона, в основу которых положены результаты петрографических исследований, выполненных в УНИ "Институт геологии", а также личные наработки авторов.

Исходя из результатов моделирования для модели чистого кварцевого песчаника, решающее влияние на тип симметрии породы имеет основной минерал матрицы – кварц, который и определяет практически все упругие и акустические свойства модели. При изменении форматов пустот и появлении в моделях других минералов (слюд, каолинита, кальцита, плагиоклаза, полевого шпата) и вторичных вытянутых пустот, а также при увеличении концентраций пустот, характерный тип симметрии – преимущественно ромбический и поперечно-изотропный.

Акустическая симметрия текстуры большинства рассмотренных моделей планарная поперечно-изотропная или аксиальная ромбическая. Последний тип симметрии присущ песчаникам с содержанием слюд, каолинита, а также трещинным и кавернозным песчаникам. Планарный тип симметрии может свидетельствовать о наличии однонаправленных напряжений сжатия. Осевой тип – о наличии однонаправленных напряжений растяжения. Усложнение симметрии до ромбической может указывать на неоднократные циклы сжатия – растяжения.

Максимальные значения дифференциального коэффициента упругой анизотропии (до 10%) близки к значениям коэффициента интегральной акустической анизотропии, однако меняются в более широких пределах. Практически для половины моделей песчаников на стереопроекциях указательных поверхностей дифференциального коэффициента упругой анизотропии можно выделить особые направления, где значения этого параметра равны нулю или близки к нему. В этих направлениях распространяются упругие волны по законам изотропной среды.

Кроме минерального состава, существенно влияет на параметры акустической и упругой анизотропии форма пустот. Однозначно, трещиноватость имеет большее влияние на исследуемые параметры породы, чем кавернозность.

Параметры акустической и упругой анизотропии являются индикаторами при исследованиях однопородных пород с различными типами минеральных включений и структуры пустотного пространства.

Разработанные модели, несомненно, могут быть использованы при интерпретации петрофизических и геофизических материалов для изучения изменения структуры пустотного пространства, типа и концентрации породообразующих минералов в породе.

Ключевые слова: математическое моделирование, упругая анизотропия, сложнопостроенные песчанники.

ГЕОЛОГИЯ РОДОВИЩ КОРИСНЫХ КОПАЛИН

УДК 551.7:553.041(477.7)

В. Михайлов, д-р геол. наук, проф., директор
E-mail: vladvam@gmail.com
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко
УНИ "Институт геологии"
ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

СОПОСТАВИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАЙКОПСКОЙ СЕРИИ
КАСПИЙСКО-ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА

(Рекомендовано членом редакционной коллегии д-ром геол. наук, проф. В.В. Огарем)

Рассмотрены особенности геологического строения и состава майкопской серии южного обрамления Восточноевропейской платформы. Детально описаны разрезы майкопской серии в Причерноморско-Крымском регионе, в том числе на северо-западном шельфе Черного моря (скв. Архангельская-21, Голицына-1, 6, 7, 9, 12, 28); в центральной части Крымского полуострова (скв. Джанкойская-1); на Керченском полуострове (скв. Фонтановская-6, 12); на шельфе Азовского моря (скв. Южноказантильская-3); на Прикерченской части шельфа Черного моря (скв. Субботина-1). Приведена сопоставительная характеристика майкопской серии в таких регионах: Керченско-Таманский прогиб, восточная часть Черного моря, Индоло-Кубанский прогиб, Западное, Центральное и Восточное Предкавказье, Средний Каспий, Западный Азербайджан, Юго-Каспийская впадина.

Олигоцен-миоценовая майкопская серия широко развита на южном обрамлении Восточноевропейской платформы, представлена толщей серых и темно-серых слабоизвестковистых аргиллитов, иногда с прослоями алевролитов, песчаников, мелкозернистых песков, обогащенных органическим веществом (от 0,69 до 10,23 %), $S_{орг.}$ (2,20–16,70 %), пористость которых меняется в широких пределах – от 0,3 до 31,7 %. К ней приурочены многочисленные месторождения углеводородов, а также фосфор-редкоземельно-урановые месторождения. В разрезе серии преобладают аргиллиты, количество песчано-алевритового материала не превышает 20 %, но именно песчаники, алевролиты и пески, слои которых имеют мощность от 10 до 100 м, являются породами-коллекторами традиционных месторождений углеводородов. Пачки глин мощностью 15–100 м, которые их разделяют, играют роль покрывшек. В целом майкопская песчано-глинистая серия является региональным экраном для коллекторов, приуроченных к залегающим ниже образованиям.

Распределение обогащенных $S_{орг.}$ литотипов в разрезе майкопской серии имеет неравномерный характер и обусловлено в первую очередь палеоокеанографическими факторами осадконакопления. Можно прогнозировать несколько возрастных уровней формирования осадков, обогащенных $S_{орг.}$. Они формируют пачки мощностью от 20 до 100 м, залегающие на глубинах от 300 до 1500 м. Однако степень термического преобразования пород крайне низкая, органическое вещество (ОВ) майкопской серии, как правило, является незрелым, имеет относительно небольшие температуры пиролиза (418–423 °C), что свидетельствует о неглубоком погружении вмещающих пород (до 1,5–2,0 км), тогда как ГЗН размещается на глубинах 3–6 км.

Ключевые слова: олигоцен, миоцен, майкопская серия, углеводороды.

Постановка проблемы. В разрезах южного обрамления Восточноевропейской платформы особую роль играют олигоцен-миоценовые образования майкопской серии – сложно построенного комплекса существенно глинистых пород мощностью до 4–5 км, который рассматривается как региональная нефтегенерирующая толща. Поэтому особенности ее состава и строения, вещественный состав, петрофизические и геохимические особенности слагающих ее пород, нефтегазогенерационный потенциал вызывают огромный интерес. Этим обуславливается актуальность изучения майкопской серии. Этой статьей мы открываем цикл публикаций, посвященных изучению состава, строения, происхождения и продуктивности майкопской серии.

Анализ последних исследований и публикаций.

Природные углеводороды были известны на юге Украины еще в IV в. до нашей эры, во времена Боспорского царства. В XX в. начались систематические работы по оценке нефтегазоносности региона с изучением стратиграфии, тектоники, с комплексным применением геофизических методов исследований, в том числе и майкопской серии, с которой связан ряд нефтегазоносных залежей в Черном и Азовском морях, Равнинном Крыму, на Керченском полуострове. Промышленное значение имеет газоносность Джанкойского, Стрелкового, Мошкарковского, Южносивашского, Межводненского и других месторождений. На Керченском полуострове установлена промышленная нефтеносность серии (Владиславовское и Мошкардовское месторождения). Состав и структура майкопской серии изучалась многочисленными исследователями. Было установлено, что структура серии отличается очень неравномерным развитием алевролитовых и песчаных горизонтов в разрезе, что указывает на периодичность активизации терригенного сброса и существование нескольких источников питания [5, 10, 11, 20, 31]. Исследования стратиграфии майкопской серии продолжались не одно десятилетие [2, 3, 17, 21], но до сих пор существуют определенные

проблемы в создании ее единой унифицированной корреляционной схемы. Важным поступательным шагом в решении этих вопросов стали фундаментальные исследования [6, 29], которые позволили разработать аргументированное стратиграфическое расчленение отложений майкопа в пределах северо-западного шельфа Черного моря и смежных участков суши.

Выделение нерешенных ранее частей общей проблемы. Майкопская серия достаточно детально описана в пределах разных регионов южного обрамления Восточноевропейской платформы [1, 14, 15, 16, 19, 24–28, 32, 33, 35–37], однако, отсутствует обобщенное описание серии с характеристикой ее особенностей и нефтегазоносности от региона к региону. Кроме того, практически не исследован нефтегенерационный потенциал серии в отношении нетрадиционных источников углеводородов, в частности, сланцевой нефти [18, 23, 34]. Это и является основными задачами настоящей статьи.

Особенности строения майкопской серии в Черноморско-Крымском регионе. Майкопские образования в Черноморско-Крымском регионе имеют значительное пространственное распространение, отсутствуют только на локальных участках в Добрудже, Горном Крыму, сводчатой зоне Центрально-Крымского мегаподнятия (рис. 1, 2). Наиболее полные их разрезы вскрыты на Керченском полуострове (мощность 4000 м и более) и в пределах северо-западного шельфа Черного моря (более 1600 м). В Западном и Северном Причерноморье, Равнинном Крыму, центральных и северных частях Азовского моря мощность майкопа не превышает 300–400 м. В пределах глубоководной части Черного моря разрез майкопа изучен только геофизическими методами, его мощность здесь превышает 5000 м. На поверхность эти образования выходят субширотной полосой в предгорных районах (г. Белогорск – с. Насыпное) и на Керченском полуострове.

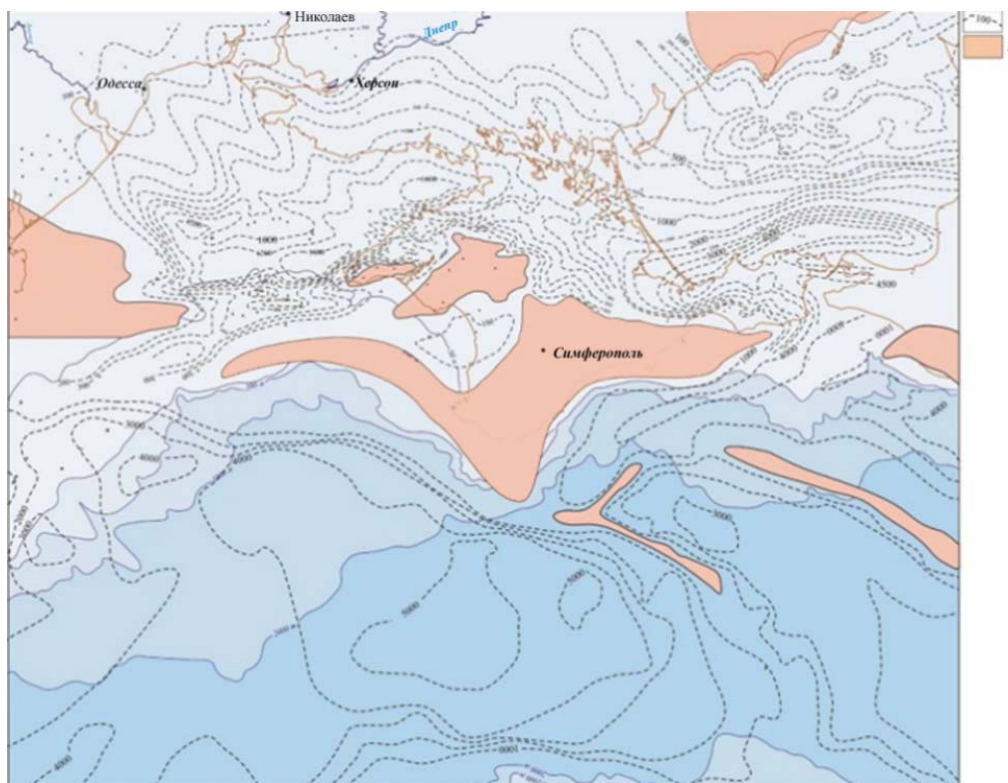


Рис. 1. Схема распространения олигоцен-нижнемиоценовых отложений Азово-Черноморского региона [23]:

- 1 – изопохиты олигоцен-нижнемиоценовых отложений (м);
2 – область размыва

Майкопская серия представлена однообразной толщей олигоцен-нижнемиоценовых серых, темно-серых слабоизвестковистых аргиллитов, иногда с прослоями алевролитов, песчаников, мелкозернистых песков. Отложения серии распространены в Каркинитско-Северокрымском прогибе (Северо-Западный Крым), где имеют мощность 900–1100 м и в Индоло-Кубанском прогибе (Керченский полуостров) – 3000–4000 м. В разрезе серии преобладают аргиллиты, количество песчано-алевритового материала не превышает 20 %, но именно песчаники, алевролиты и пески, слои которых имеют мощность от 10 до 100 м, являются породами-коллекторами. Пачки глин мощностью 15–100 м, которые их разделяют, играют роль покрышек. В целом майкопская песчано-глинистая серия является региональным экраном для коллекторов, приуроченных к залегающим ниже образованиям.

Почти везде майкопская серия несогласно залегает на подстилающих отложениях. В Преддобруджинском прогибе она представлена песчанистыми глинами, алевролитами и песчаниками (до 150 м). В Южноукраинской моноклинали майкопские отложения широко распространены, залегают с размывом на отложениях верхнего эоцена. Сложены они песчанистыми глинами, алевролитами и песчаниками. Полнота разрезов увеличивается в юго-восточном направлении. Общая мощность

отложений – до 500 м. Мощность глинистых пачек – до 30 м, в среднем – 5–15 м.

Отложения майкопской серии широко распространены на северо-западном шельфе Черного моря и отсутствуют только в юго-западной части (Килийское поднятие и вал Губкина). Их мощность увеличивается с севера на юг к центральной части Каркинитско-Северо-Крымского прогиба, далее на Каламитском валу она сокращается, затем возрастает на его южном склоне, и опять уменьшается в сторону Северо-Эвксинского разлома (рис. 3). Основные перспективы нефтегазоносности серии связаны с районами Каркинитского залива, Михайловской мульды и территории северо-восточнее вала Губкина, где отмечаются мощные песчано-алевритовые коллекторы с хорошими емкостными и фильтрационными свойствами. Здесь известны такие перспективные структуры, как Архангельская, Прибойная, Западно-Черноморская, которые и являются первоочередными объектами поисков залежей УВ в майкопских отложениях [24]. Кроме этого, здесь возможно развитие неантиклинальных литологических ловушек, которые могут быть связаны с зоной выклинивания песчано-алевритовых пачек в толще майкопских глин на склонах Каламитского вала и в районе Каркинитского залива.

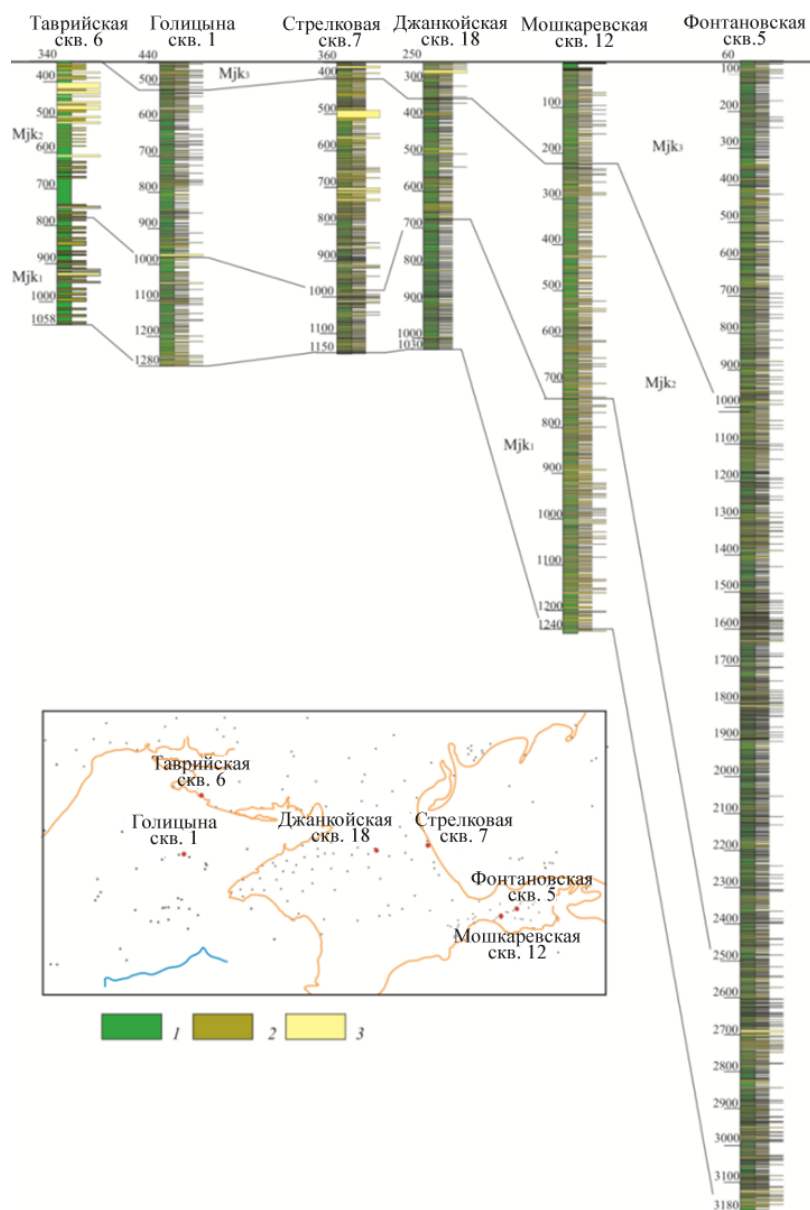


Рис. 2. Разрезы олигоцена-нижнего миоцена Причерноморско-Крымского региона [23]:
1 – аргиллиты; 2 – алевролиты; 3 – песчаники

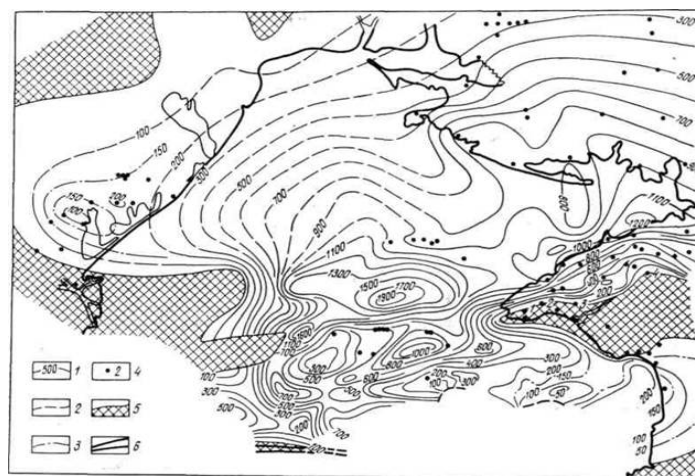


Рис. 3. Схематическая карта мощности майкопских отложений северо-западного шельфа Черного моря и прилегающих территорий [24]:

Изопахиты майкопских отложений, м: 1 – установленные, 2 – предполагаемые, 3 – промежуточные; 4 – номера проб;
5 – участки отсутствия майкопских отложений; 6 – Северо-Эвксинский разлом

Наиболее полный разрез майкопских отложений наблюдается на Керченском полуострове. Он представлен сравнительно однообразной толщей морских глинисто-песчаных пород суммарной мощностью более 4000 м. Нижнемайкопские отложения почти всегда более глинистые, среднемайкопские – более песчаные, верхнемайкопские – песчано-глинистые.

Для майкопского комплекса на Керченском полуострове характерны наиболее полные и мощные разрезы (скв. Булганакская-1, мощность – 3724 м). В этом районе отложения представлены известковистыми глинами планорбелового региона (до 500 м), которые сопоставляются с хадумскими отложениями Северного Кавказа. Выше залегают среднемайкопские песчаные глины с прослоями и пачками песчаников, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Верхний майкоп представлен мощной толщей безкарбонатных глин, которая частично размыта.

В Равнинном Крыму майкопская серия представлена мощной толщей в разной степени опесчаненных глинистых пород с прослоями и пачками песчаников. По полноте разреза и ступени песчаности глин выделяются несколько структурно-фациальных зон. Общая мощность отложений – до 1500 м. В породах майкопской серии на территории равнинного Крыма содержание $C_{орг}$ составляет 0,2–1,8%.

Основными компонентами майкопа являются безкарбонатные и слабокарбонатные глины с подчиненными слоями мелко-среднезернистых песчаников и алевролитов – фации открытого шельфа и глубоководных морских впадин. Они залегают со стратиграфическим и угловым несогласием на отложениях от палеозоя до эоцена включительно, перекрываются тоже несогласно тортоновскими карбонатными отложениями. В разрезе толщи по результатам палеонтологических исследований выделяются: планорбеловый (нижний майкоп), молочанский и керлеутский (средний майкоп), кавказский и батисфоновый регионалы (верхний майкоп). Все границы достаточно четкие и выделяются как по геофизическим, так и по литологическим и палеонтологическим признакам.

Рассмотрим, как меняется состав и мощность серии в пределах континентальной части майкопского прогиба [23].

Наиболее широко майкопская серия развита на **Керченском полуострове**, где она согласно перекрывает эоценовые темно-серые глины и представлена существенно глинистыми отложениями олигоцена-нижнего миоцена, которые подразделяются на ряд горизонтов. К олигоцену относятся следующие подразделения (снизу):

- дюрменский – глины темно-серые плотные слабоизвестковистые тонкослоистые с прослоями прочного песчаника и конкрециями сидеритов – 110–241 м;
- планорбеловый – глины серые плотные слабопесчаные с прослоями известковистых глин и конкрециями сидеритов – 100–906 м;
- остракодовый – глины серые, буровато-темно-серые сильноизвестковистые слоистые слабопесчаные с конкрециями сидеритов – 200–813 м;
- керлеутский, нижний подгоризонт – глины монтмориллонит-гидрослюдистые серые, темно-серые плотные слоистые, иногда с конкрециями сидерита – 538–630 м;
- керлеутский, верхний подгоризонт – глины серые, темно-серые плотные слоистые с прослоями песчаных глин и песка тонкозернистого зеленовато-серого слоистого – 920–2230 м.

К нижнему миоцену относятся горизонты:

- батисфоновый, нижний подгоризонт – глины монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистые темно-серые, оливково-серые песчаные с линзами и прослоями песка кварцевого тонкозернистого с редкими конкрециями сидерита – 300–400 м;
- батисфоновый, средний подгоризонт – глины монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистые темно-серые до черных с прослоями песка и песчаника кварцевого тонкозернистого с конкрециями сидерита – 250–300 м;
- батисфоновый, верхний подгоризонт – глины монтмориллонит-каолинит-гидрослюдистые сиреневые, темно-фиолетовые плотные с тонкими прослоями песка кварцевого, тонкозернистого, с редкими конкрециями сидерита – 170–250 м;
- королевский – глины гидрослюдисто-монтмориллонитовые темно-серые алевролитовые с редкими прослоями песка серого тонкозернистого слюдяного с редкими конкрециями сидерита – 50–400 м.

Химический состав глинистых пород майкопской серии приведен в табл. 1.

Таблица 1. Химический состав глинистых пород майкопской серии (%) [23]

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	P ₂ O ₅	SO ₃	Bnp	Сума
1	52,12	0,85	18,23	11,28	1,58	0,11	0,18	0,20	1,99	10,27	96,81
2	59,42	0,45	15,29	8,65	1,78	2,49	0,11	0,20	0,75	11,05	100,11
3	67,40	0,40	8,04	12,71	1,49	2,35	2,00	0,06	0,38	5,52	100,35

1 – планорбеловый горизонт; 2 – верхний подгоризонт керлеутского горизонта; 3 – средний подгоризонт батисфонового горизонта

По мнению [7], при прогнозировании нефтегазовых месторождений Керченского полуострова надо учитывать складчато-надвиговый характер тектоники, где выделяются три крупные тектонические пластины (Феодосийско-Горностаевская, Мошкаротско-Сокольская и Насирско-Актаская) и наличие многоэтажного глиняного диапиризма, который формировал локальные ловушки углеводородов.

В центральной части Крымского полуострова, в районе Симферополь-Октябрьское-Белогорск (лист L-36-XXIX), отложения майкопской серии известны в Предгорной, Индольской, Северо-Восточной и Сивашской структурно-формационных зонах (СФЗ) [13].

В Предгорной СФЗ разрез серии сокращен, ее мощность не превышает 290 м, она представлена только олигоценовой частью разреза, где выделяются стратиграфические подразделения (снизу):

- планорбеловая свита, нижняя подсвита – глины известковистые – 50 м;

- планорбеловая свита, верхняя подсвита – глины слабоизвестковистые – 100 м;

- молочанская свита – глины известковистые и аргиллиты – 100 м;

- пачка глин – глины серые – 40 м.

В Индольской СФЗ разрез серии более полный, ее мощность достигает 1480 м, она представлена как олигоценовой, так и неогеновой частями (снизу):

олигоцен:

- планорбеловая свита, нижняя подсвита – глины темно-серые алевролитовые известковистые, по простиранию сменяются переслаиванием глин и алевролитов дюрменской свиты – 100 м;

- планорбеловая свита, верхняя подсвита – глины алевролитовые, которые по простиранию сменяются глинами с прослоями песков, алевролитов, сидеритов индольской свиты – 200–300 м;

- молочанская свита – глины светло-серые, известковистые и алевролиты – 200 м;

■ керлеутская свита, нижняя подсвита – глины песчанистые – 250 м;

■ керлеутская свита, верхняя подсвита – глины с прослоями и линзами песчаников, алевролитов, сидеритов – 450 м;

миоцен:

■ арабатская свита – глины алевроитистые – 100 м;

■ королевская свита – глины известковистые – 80 м.

В Северо-Восточной СФЗ мощность серии снижается до 900 м, она представлена преимущественно олигоценной частью разреза (снизу):

■ дюрменская свита – глины с прослоями алевролитов – 200 м;

■ планорбеловая свита, верхняя подсвита – глины, иногда песчаники – 200 м;

■ молочанская свита – глины известковистые и алевролиты – 200 м;

■ керлеутская свита, нижняя подсвита – глины – 100 м;

■ керлеутская свита, верхняя подсвита – глины с прослоями песчаников и сидеритов – 100 м;

■ батисифоновая свита (неоген) – глины, алевролиты, пески – 100 м.

В Сивашской СФЗ мощность серии не превышает 420 м, она представлена только олигоценной частью разреза (снизу):

■ планорбеловая свита, нижняя подсвита – глины слабоизвестковистые – 80 м;

■ планорбеловая свита, верхняя подсвита – глины слабоизвестковистые – 100 м;

■ молочанская свита – глины известковистые и алевролиты – 200 м;

■ пачка глин – глины серые с прослоями алевролитов – 40 м.

В западной части Крымского полуострова отложения майкопской серии представлены полосой, которая на западе разветвляется на две ветви: одна (северо-западная) направляется в район Тарханкутского полуострова, другая (юго-западная) – в район Евпатории. Мощность и общий стратиграфический объем серии здесь значительно редуцированы как за счет сокращения мощности отдельных стратон, так и за счет выпадения из разреза верхних, миоценовых горизонтов серии. На юго-западе, в районе Евпатории, Николаевки, Песчаного выхода майкопской серии широкой полосой подходят к побережью Черного моря, они представлены такими подразделениями олигодена (снизу) [12]:

■ планорбеловая свита (нижняя и верхняя под-свиты) – серые, темно-серые алевроитистые и карбонатные глины – до 280 м;

■ молочанская свита – светло-серые карбонатные глины и алевролиты – до 560 м;

■ пачка глин – глины серые, карбонатные, с прослоями алевролитов – до 40 м.

На северо-западном шельфе Черного моря выделяются такие свиты: нижне- и верхнепланорбеловые, нижнекерлеутская (верхний олигоцен), верхнекерлеутская и ильичевская (нижний миоцен). По данным Г.В. Ключиной [17], Н.Н. Цыхоцкой и др. [31], выделяются три типа обломочных отложений, которые соответствуют трем палеогеографическим зонам северо-западного шельфа Черного моря:

■ склона – район Каркинитского прогиба, где мощность майкопской серии достигает 2000 м; месторождения газа и газоконденсата (Голицыновское, Южно-Голицыновское, Шмидтовское, Архангельское, Крымское) связаны с

пачками алевролитов и глауконитовых песчаников с прослоями и линзами сидерита в тонкослоистой толще глин;

■ подводного конуса выноса – район поднятий Безымянного, Гамбурцева и Одесского, где мощность майкопской серии сокращается до 300 м;

■ внешнего шельфа – район краевого уступа (400 м).

Перспективы нефтегазоносности майкопской серии. Для определения перспектив нефтегазоносности отложений майкопской серии, в том числе в отношении нетрадиционных источников углеводородов, проведено изучение ее разрезов и керн скважин в пределах следующих районов:

– северо-западный шельф Черного моря – скв. Архангельская-21, Голицына-1, 6, 7, 9, 12, 28;

– центральная часть Крымского полуострова – скв. Джанкойская-1;

– Керченский полуостров – скв. Фонтановская-6, 12;

– шельф Азовского моря – скв. Южноказантипская-3;

– Прикерченская часть шельфа Черного моря – скв. Субботина-1.

В скважине Архангельская-21 на интервале 680–900 м (более 220 м) развиты аргиллиты и алевролиты майкопа с содержанием $C_{орг}$ 2,26–3,84%, ТОС 1,90–4,78%, но с низкой степенью термальной переработки ($R_o = 0,42–0,43$). По результатам газового анализа в составе газов из керна скважины Архангельская-21 преобладают метан CH_4 (56,49%), азот N_2 (36,62%) и кислород O_2 (8,59%); в количестве 0,01–0,11 присутствуют этан C_2H_6 , пропан C_3H_8 , изобутан C_4H_{10} , I-бутан C_4H_{10} , гексан, CO_2 ; в небольших количествах (менее 0,001%) присутствуют изопентан C_5H_{12} и I-пентан C_5H_{12} .

Скважинами Голицына-1, 6, 7, 9, 12, 28 вскрыто разрез майкопской серии (более 373 м) в пределах Голицынской структуры, которая имеет сложное складчато-глыбовое строение, по поверхности палеогеновых отложений является субширотной асимметричной антиклиналью, осложненной несколькими поднятиями, которые формируют Восточный и Западный своды. Он представлен аргиллитами пелитоморфными глинисто-гидрослюдистыми с глауконитом (рис. 4, а); алевроаргиллитами; мергелями; мацералы представлены витринитом и колодетринитом (рис. 4, б, в).

Содержание $C_{орг}$ составляет 2,20–4,42%; ТОС – 0,84–1,64%. По результатам газового анализа в составе газов из керна скважины Голицына-28 преобладают метан CH_4 (93,22%), азот N_2 (4,77%) и кислород O_2 (1,04%); в количестве 0,11–0,63% присутствуют этан C_2H_6 , пропан C_3H_8 , CO_2 ; в небольших количествах (0,02%) присутствуют изобутан C_4H_{10} , I-бутан C_4H_{10} ; изопентан C_5H_{12} и I-пентан C_5H_{12} не обнаружены.

По результатам переинтерпретации данных геофизических исследований скважин (ГИС) выделены перспективные интервалы по скважинам: Голицынская-28 – 670–845 м; Голицына-1 – 922–1140, 1140–1438, 1650–1920 м; Голицына-9 – 400–1270 м; Голицына-12 – 600–940, 1100–1290, 1530–1750 м.

Разрез майкопской серии в скв. Джанкойская-1 в центральной части Крымского полуострова представлен переслаиванием алевролитов, аргиллитов, мергелей, песчаников. Содержание $C_{орг}$ изменяется от 4,32 до 16,70%, ТОС – от 5,09 до 10,23%, но степень термальной переработки пород незначительна ($R_o = 0,36–0,57$).



Рис. 4. Керн (а) и аншлифы (б, в) скважины Голицына-9, инт. 2100 м:

б – аншлиф 164 ГЛ: колодетринит, антрацит; в – аншлиф 164 ГЛ: пирит инкрустирует витродетринит

На Керченском полуострове в разрезе скв. Фонтановская-6, 12 майкопская серия представлена аргиллитами и песчаниками (рис. 5, а), тип мацерал – колотеленин, витринит (рис. 5, б, в). Содержание $S_{орг}$ изменяется от 3,20 до 4,02%, ТОС – от 2,93 до 3,90%, степень термальной переработки пород незначительна ($R_o = 0,59–0,60$).

По результатам переинтерпретации данных ГИС выделены следующие перспективные интервалы: по скв. Фонтановская-6 – 2880–3290 м, по скв. Фонтановская-12 – 2850–3410 м.

В скв. Южноказантипская-2, 3 на шельфе Азовского моря разрез майкопской серии вскрыт на глубине 530–1100 м (скв. Южноказантипская-2) и 951–2600 м (скв. Южноказантипская-3). Он представлен глинами, аргиллитами, глинистыми алевролитами, алевролитами, с прослоями и горизонтами песчаников, мергелей, известняков, порой черного углистого материала (рис. 6, а). Мацералы представлены колодетринитом, витродетринитом, витринитом (рис. 6, б-д). Содержание $S_{орг}$ является достаточно большим, изменяется 3,52 до 7,36%, ТОС – от 4,48 до 7,64%, но степень термальной переработки пород незначительна ($R_o = 0,37–0,52$). По результатам газового анализа в составе газов из керн скважины Южноказантипская-3 преобладают метан CH_4 (91,30–97,40%), азот N_2 (0,37–3,73%), этан C_2H_6 (1,83–3,43%), пропан C_3H_8 (0,10–1,29%); в количестве 0,10–0,29% присутствуют

CO_2 , изобутан C_4H_{10} , I-бутан C_4H_{10} ; в небольших количествах (0,01–0,10%) присутствуют изопентан C_5H_{12} , I-пентан C_5H_{12} и кислород O_2 (1,04%).

По результатам переинтерпретации данных ГИС выделены следующие перспективные интервалы: по скв. Южноказантипская-2 – 1115–1390 м, по скв. Южноказантипская-3 – 1080–1340 м и 1660–2390 м.

В разрезе скв. Субботина-1–3 на территории месторождения Субботина Прикерченской части шельфа Черного моря майкопские отложения мощностью до 2159 м представлены глинами темно-серыми плотными, жирными на ощупь; аргиллитами темно-серыми плотными слабослюдистыми трещиноватыми, в трещинах отмечаются маслянистые пятна и капли зеленовато-коричневой нефти; песчаниками серыми и темно-серыми мелкозернистыми кварцевыми с глинистым цементом. Тип мацерал – витродетринит и колодетринит, часто в ассоциации с глобулярным пиритом (рис. 7, а, б). Содержание $S_{орг}$ высокое – 3,56–7,18%, ТОС – 5,78–6,51%, но термальная способность пород невысока ($R_o = 0,50–0,59$).

Притоки нефти здесь получены из алевроито-песчаных пород олигоцена (дебиты нефти 5,8–84,9 м³/сутки, газа – 71,2 тыс. м³/сут), предполагается их наличие и в отложениях майкопской серии, где также выделены интервалы с повышенными газопоказателями от 0,1 до 6,0%.

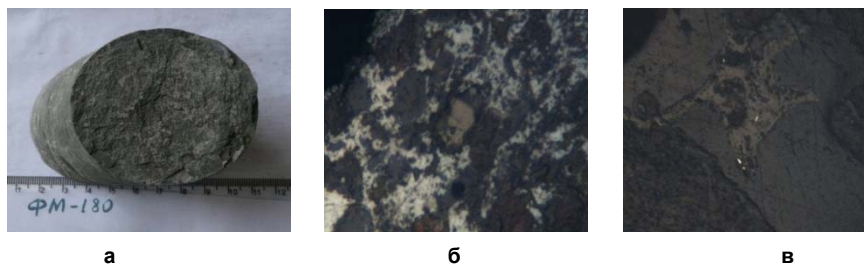


Рис. 5. Керн (а) и аншлифы (б, в) скв. Фонтановская-6, инт. 397 м:

б – аншлиф 180 ФН: витринит в гематитовом цементе аргиллита, в – аншлиф 179 ФН: колотеленин с пиритом

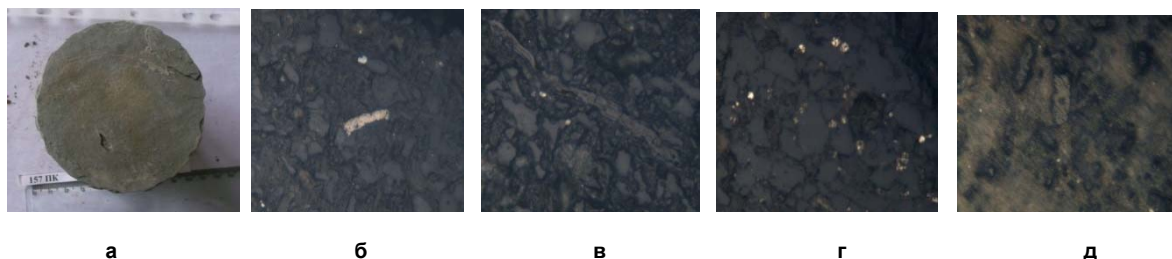


Рис. 6. Керн (а) и аншлифы (б-г) скважины Южноказантипская -3, инт. 2590 м:

б – аншлиф 157 ПК: колодетринит: антрацит в ассоциации с гематитом; в – аншлиф 157 ПК: витродетринит в ассоциации с пиритом; г – аншлиф 157 ПК: глобулярный пирит; д – аншлиф 159 ПК: витринит



Рис. 7. Аншлифы (скв. Субботина): а – 178 СВ: колодетринит в ассоциации с глобулярным пиритом; б – 178 СВ: витродетринит в ассоциации с глобулярным пиритом

Сопоставительная характеристика майкопской серии. Отложения майкопской серии олигоцена-раннего миоцена широко распространены на юге Восточно-европейской платформы и на Кавказе. К ней приурочены многочисленные месторождения углеводородов, сульфидно-ураново-редкоземельная минерализация (Мангышлак, Эргени). Этому стратиграфическому уровню также отвечает формирования месторождений марганца (Никополь, Чиатури). Серия характеризуется преимущественно глинистым составом, она формировалась в условиях большого внутриконтинентального бассейна – Восточного океана Паратетиса, который включал акватории Черного, Азовского, Каспийского, Аральского морей, Кавказ, Закавказье, южную часть Урала, север Казахстана. Олигоцен-ранний миоцен является глобальной эпохой углеродного накопления, в частности, этому уровню в Карпатах отвечает формирование обогащенной ОР менилитовой свиты.

Приведем краткую сравнительную характеристику серии в таких регионах: Керченско-Таманский прогиб, восточная часть Черного моря, Индоло-Кубанский прогиб, Западное, Центральное и Восточное Предкавказье, Средний Каспий, Западный Азербайджан, Юго-Каспийская впадина.

Керченско-Таманский прогиб является впадиной, наложенной на мегаантиклинории Крыма и Кавказа. В его разрезе преобладают отложения олигоцена и неогена общей мощностью до 6 км, характерно диапировое строение антиклинальных складок и грязевой вулканизм. Майкопская серия имеет трёхчленное строение и делится на три части: нижнюю (нижний-средний олигоцен), среднюю (верхний олигоцен) и верхнюю (нижний миоцен). В ее составе преобладают глины с прослоями песков и алевролитов, с большим количеством углистого детрита. Накопление осадков происходило в глубоководном бассейне со следами сероводородного заражения. Майкопская серия является основной нефтегазоматеринской свитой кайнозойского разреза региона, хотя из 15 известных в прогибе месторождений нефти и газа всего 4 непосредственно связанные с майкопской серией.

В восточной части Черного моря олигоцен-раннемиоценовые отложения (майкопская серия) широко распространены в ряде прогибов, где их мощность может достигать 4000–5000 м: в Западно- и Восточно-Черноморских бассейнах, прогибах Сорокина, Керченско-Таманском, Туапсинском, Гурийском, Сочи-Адлерской

депрессии (рис. 8) [19]. Майкопская серия сложена мощной толщей серых и шоколадно-бурых глин, обогащенных органическим веществом, с сидеритовыми конкрециями и прослоями алевролитов и песчаников. Характерной особенностью майкопской серии в этом регионе являются диапировые складки, особенно в районах с максимальной мощностью осадков.

В восточной части Черного моря выделяются два нефтегазоносных бассейна (НГБ): Азово-Кубанский и Восточно-Черноморский. В Азово-Кубанском НГБ нефтяные залежи, связанные с отложениями майкопа, приурочены к Индоло-Кубанскому прогибу. В Восточно-Черноморском НГБ, который занимает территорию восточной части Черного моря, Сочинского побережья, Западной Грузии, северных отрогов Понтийских гор Турции, открыты небольшие нефтяные и газовые месторождения: на суше – газосное Дообское, нефтяные Прасковейское, Супсинское, Шромисубани-Цхалцминда, Восточное Чаладиди, Окуми, а в море – нефтяное Субботина.

Нередки выходы жидкой нефти на морском дне в районах развития грязевого вулканизма, которые известны в пределах Туапсинского прогиба (грязевые вулканы Нефтяной и Манганари), Гурийского прогиба (г. Иберия и Печоры), нефтяные сипы Колхети и Ризе [19].

По данным Д.В. Надежкина [19], майкопские отложения в пределах Черноморского бассейна содержат гумусово-сапропелевое органическое вещество с преобладанием сапропелевой составляющей (кероген II-III типа с преобладанием II), что является благоприятным для образования как нефти, так и газа. Наблюдаются изменения в составе ОВ по разрезу. Так, в прогибе Сорокина нижняя, олигоценовая часть разреза майкопской серии характеризуется высоким содержанием сапропелевого ОВ и повышенным нефтематеринским потенциалом, а миоценовая верхняя – повышенным содержанием гумусового ОВ и газоматеринского потенциала. По содержанию ОВ и генерационному потенциалу майкопские отложения значительно отличаются (табл. 2).

Стратотипический район майкопской серии расположен в Западном Предкавказье, южнее г. Майкопа, где серия объединяет свиты, выделенные по р. Белой и на г. Восковой. Состав и строение серии меняется в основных структурно-формационных зонах (СФЗ) региона: Западно-Предкавказской, Западно-Кавказской и Центрально-Предкавказской [8, 9].

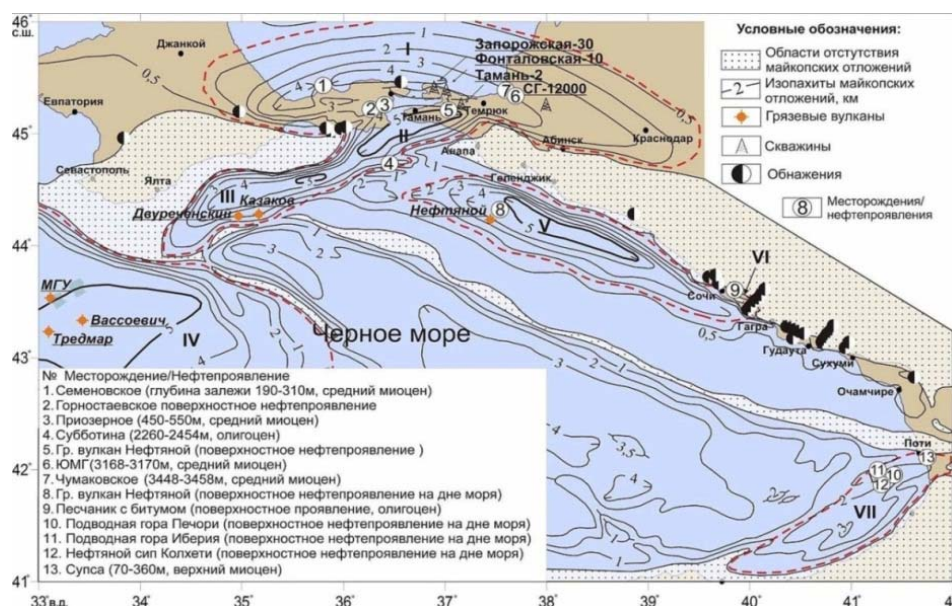


Рис. 8. Размещение майкопской серии в восточной части Черноморского бассейна [19]:
 I – Индоло-Кубанский прогиб; II – Керченско-Таманский прогиб; III – прогиб Сорокина; IV – Западночерноморский бассейн;
 V – Туапсинский прогиб; VI – Сочи-Адлерская депрессия; VII – Гурийский прогиб

Таблица 2. Содержание $C_{орг.}$ и значения генерационного потенциала в майкопских отложениях [19]

Район	$C_{орг.}, \%$	$S_1 + S_2$, кг УВ/т породы
Западночерноморский бассейн	0,6–9,3	0,17–17,92
Прогиб Сорокина	0,29–6,49	0,29–12,87
Туапсинский прогиб	0,5–12,4	0,5–12,4
Керченско-Таманский прогиб	0,3–7	0,2–19,0
Западнокубанский прогиб	0,1–9,3 (среднее 1,46)	0,06–20,0 (среднее 1,36)
Сочи-Адлерская депрессия	0,67–1,81	0,7–5,3
Рионская впадина	0,33–2,92 (среднее 1,08)	

В Западно-Предкавказской СФЗ майкопская серия объединяет нерасчлененные хадумскую, баталпашинскую, алкунскую, воскоггорскую и глинисто-сидеритовую свиты общей мощностью от 530 до 900 м, сложенные преимущественно известковистыми глинами (в нижней части, в хадумской свите – известковистыми) с прослоями алевролитов и редкими включениями конкреций сидеритов, реже – мергельных конкреций.

В Западно-Кубанской подзоне Западно-Предкавказской СФЗ общая мощность нерасчлененной майкопской серии, представленной преимущественно известковистыми глинами (в нижней части с прослоями известковистых глин) с прослоями алевролитов, песков и песчаников в средней части разреза и редкими включениями конкреций сидеритов, возрастает 2700–3000 м в центральной части подзоны. Иногда в нижней части майкопской серии здесь отмечаются линзовидные горизонты олистостромов, состоящих из окатанных и неокатанных обломков и глыб (до 1,5 м) палеогеновых и, реже, верхнемеловых (?) мергелей, известняков, песчаников, алевролитов, плотных глин, сцементированных перемьями глинами.

В Западно-Кавказской зоне и Лабинской подзоне Центрально-Предкавказской зоны в олигоценовой части разреза майкопской серии выделяют хадумскую (до 215 м) и баталпашинскую (до 160 м) свиты, сложенные преимущественно известковистыми глинами (в нижней части хадумской свиты известковистыми), в баталпашинской свите – с прослоями бентонитовых глин и конкрециями сидеритов, иногда с прослоями песчаников и алевролитов (в СВ части территории), единичными прослоями мергелей.

В Западно-Кавказской зоне эти отложения перекрываются миоценовыми известковистыми и известковистыми глинами, местами алевролитистыми, с прослоями глинистых алевролитов, иногда с конкрециями сидеритов алкунской, воскоггорской и глинисто-сидеритовой свит. В нижней части последних в бассейне р. Курджипс описаны линзы олистостромов мощностью до 60 м, состоящие из обломков верхнемеловых и палеогеновых известняков и мергелей, сцементированных перемьями известковистыми глинами. Общая мощность миоценовой части разреза майкопской серии здесь колеблется от 140 м в западной части зоны до 480 м в восточной части.

В Лабинской подзоне Центрально-Предкавказской зоны баталпашинская свита перекрыта алевролитами с прослоями кварцевых песков, песчаников, линзами гравелитов якунькинской свиты хаттского яруса олигоцена мощностью до 104 м, на которых залегают глинисто-алевролитовые (снизу) и алевроито-песчанитые (сверху) образования каладжинской свиты миоцена мощностью до 480 м, вмещающие проявления марганцевых руд в бассейне р. Губс. Завершает разрез майкопской серии рицевская свита (75-110 м), представленная известковистыми глинами с редкими тонкими (до 0,5 см) прослоями алевролитов.

В составе Западно-Предкавказской газонефтеносной области Северо-Кавказско-Мангышлакской нефтегазоносной провинции выделяются Майкопский газонефтеносный и Восточно-Кубанский газонефтеносный районы, где известны газово-газоконденсатные Тульское, Северо-Тульское, Кузнецовское месторождения и Баракаевское нефтегазовое, приуроченные к отложениям юры, мела и, частично, олигоцен-миоцена [8, 9].

В составе Западно-Кубанской нефтегазовой области на территории Прикубанско-Морозовского нефтегазового района известны газовые месторождения (Элитное, Славянское, Оросительное, Красноармейское), а в Шапсутско-Апшеронском нефтегазоносном районе, на южном борту Западно-Кубанского краевого прогиба – нефтяные (Абинское, Шептальское, Северо-Новодмитриевское, Южно-Карское, Июльская долина, Ильское Новое, Северское Южное, Чибий, Илич, Старокалужское), газонефтяные (Северо-Крымское, Крымское, Абино-Украинское, Украинское, Северо-Ахтырское, Левкинское, Ахтырско-Бугундырское, Азовское, Зыбза-Глубокий Яр, Холмское, Ильское Восточное, Свободненское), нефтегазоконденсатные (Анастасиевско-Троицкое, Восточно-Северское, Новодмитриевское, Калужское) и газоконденсатные (Северо-Западно-Афипское) месторождения, приуроченные к различным стратиграфическим уровням палеоцена, миоцена, в том числе майкопской серии (Северское Южное, Чибий, Левкинское, Ахтырско-Бугундырское, Азовское, Зыбза-Глубокий Яр, Холмское, Ильское Восточное, Свободненское, Восточно-Северское, Новодмитриевское, Калужское) [8, 9].

В Центральном и Восточном Предкавказье майкопская серия расчленена на три формации: нижнемайкопскую (хадумскую) морскую, среднемайкопскую клиноформную, сформированную в результате заполнения бассейна с востока на запад, и верхнемайкопскую клиноформную, сформированную при заполнении бассейна с севера на юг [15]. Генерация нефти происходит в нижнемайкопских глинистых природных резервуарах, в нижележащих эоценовых и верхнемеловых карбонатных природных резервуарах и в нижнемеловых гранулярных коллекторах, а газа – как в нижнемайкопских, так и в средне- и верхнемайкопских клиноформных комплексах.

Отложения нижнего майкопа соответствуют хадумскому и баталпашинскому горизонтам, септариевой свите, сложенным тонким переслаиванием алевроитового и глинистого материала; среднего – средним сейсмогеологическим комплексом, сложенным серой глиной с зеленоватым оттенком (150–850 м); верхнего – ольгинской свитой (200–850 м), сложенной светлоокрашенными глинами с редкими конкрециями сидеритов и песчаными пластами в верхней части разреза.

В Центральном Предкавказье майкопская серия в виде системы клиноформ заполняет большие прогибы в Азово-Кубанском и Терско-Каспийском бассейнах [14, 15]. Нижний майкоп образует самостоятельную формацию открытого моря, которая отличается от среднего и верхнего майкопа. В низах майкопа здесь последовательно залегают такие горизонты (снизу):

- хадумский – тонкое переслаивание глин и алевроитов – 68–115 м;
- баталпашинский горизонт и септариевая свита – глины с зеленоватым оттенком плотные некарбонатные слабослюдистые с включениями кристаллического пирита и сидерита – 200–1000 м.

По мнению М.Л. Евдокимовой [15], осадочный чехол Центрального Предкавказья представляет собой открытую гидравлическую систему (вследствие интенсивной трещиноватости и нарушения системами разломов) и является зоной преимущественно газонакопления. В отличие от Центрального, в Восточном Предкавказье нижний майкоп сложен резко недоуплотненными глинистыми породами, которые соответствуют закрытой системе, что объясняет преобладание нефтеносности Восточного Предкавказья.

По данным А.К. Баженовой и др. [30], содержание $C_{орг.}$ в майкопской серии значительно меняется в различных регионах. На большей части площади она относится к доманикоидным образованиям ($C_{орг.}$ 0,4–2,5%) и к собственно доманикитам ($C_{орг.}$ более 5%); самые боль-

шие концентрации $C_{орг.}$ (8–18%) наблюдаются в разрезах Чернолесской впадины и Прикумской зоны поднятий, в Восточном Предкавказье и Северном Азербайджане, наоборот, небольшие концентрации $C_{орг.}$ (до 1%) характерны для разрезов Терско-Каспийского прогиба.

Разновидности со значительной концентрацией $C_{орг.}$, как правило, обогащены ураном, фосфором, ванадием, редкоземельными элементами. Месторождения этих элементов приурочены к слоям, обогащенным костным детритом, образование которых связывается с массовым вымиранием за счет резкого подъема сероводородных вод из глубин бассейна. Формирование высокоуглеродистых толщ, очевидно, связано с аноксидными условиями сероводородного заражения водных толщ.

Олигоцен-раннемиоценовый майкопский бассейн СВ Перитетиса, который существовал порядка 18 млн лет, является одним из представителей аноксидных бассейнов, благоприятных для накопления ОВ [4]. Длительное существование аноксидных обстановок обусловили накопление ОВ в основном в относительно небольших количествах (2–3% $C_{орг.}$) с отдельными уровнями, где содержания $C_{орг.}$ достигают 10%. Формирование таких горизонтов связывается с быстрыми трансгрессиями, сопровождавшимися резким ростом продуктивности фитопланктона. Таким образом, для майкопского бассейна благоприятными факторами накопления ОВ были как длительные аноксидные условия, так и эпизодический рост биопродуктивности.

В разрезе палеогеновых и нижнемиоценовых отложений Северо-Восточного Кавказа предложено выделять фораминиферовую серию (карбонатная толща палеоцен-эоцена), хадумский горизонт (нижний олигоцен и низы верхнего) и майкопскую серию (терригенные образования верхнего олигоцена-нижнего миоцена) [32]. Последняя разделяется на миатлинскую, нижнеглинистую, муцидакальскую свиты (нижний майкоп, олигоцен), свиты рики и зурамакентскую (верхний майкоп, миоцен). Особенностью майкопской серии Северо-Восточного Кавказа является широкое развитие олистостромовых горизонтов в нижних частях ее разрезов (миатлинская свита).

В Восточном Предкавказье майкопская серия, которая является основной нефтематеринской и нефтегазовещающей толщей, расчленяется на шесть горизонтов (сверху): зурамакентский, рики, муцидакальский, нижнеглинистый, миатлинский, хадумский [28, 32]. В породах серии в Дагестане установлен значительный объем керогена, что обуславливает их перспективность [22].

Олигоцен-миоценовый майкопский комплекс Предкавказья и Среднего Каспия (мощностью от 50 до 2300 м) сложен крупными клиноформными осадочными телами, возникшими за счет поступления обломочного материала по двум основным направлениям: с северо-востока, что привело к формированию единого конуса в Среднем Каспии и Восточном Предкавказье, и с юго-востока, что определило формирование клиноформ в районе Казахского залива [25]. Клиноформы часто сопряжены с неструктурными ловушками углеводородов. Повышенными коллекторскими свойствами обычно обладают дистальные части шельфовых слоев клиноформ, расположенные рядом с бровкой шельфа. В этой связи перспективными являются отложения майкопа северного склона Терско-Каспийского прогиба, где в шельфовых частях клиноформ могут быть обнаружены литологические залежи.

В Западном Азербайджане на основании изучения комплекса микрофауны проведено детальное расчленение майкопской серии Гянджинского нефтегазоносного района (НГР) и ее сопоставление со стратонами сопредельных регионов (табл. 3, 4) [33]. Формирование майкопской серии было приурочено к береговой линии палеобассейна, обрамляющего поднятие Малого Кавказа, со сложными очертаниями, что обусловило неравномерное распределение песчано-алевритовых осадков по латерали. В течение олигоцена-раннего миоцена осадочные

породы майкопской серии формировались в условиях Предмалокавказской бортовой моноклинали с прилегающими к ней системами антиклинальных структурных выступов и синклинальных заливов с характерным антикавказским субмеридиональным простиранием [33]. В это

время усилилось поднятие Малого Кавказа, что привело к чередованию в разрезе майкопской серии песчаниково-глинистых и глинистых пачек и формирования комплекса пород значительной мощности (до 1500 м).

Таблица 3. Корреляция отложений майкопской серии [33]

Азербайджан	Юг России		Украина	Грузия
	Центральное Предкавказье	Восточное Предкавказье	Причерноморская впадина	Картлийская депрессия
Майкопская серия	Рицевская свита	Зурамакенская свита		Коцахур
	Ольгинская свита	Сулакская свита	Чернобаевская свита	Сакараул
			Горностевская свита	Упличихская свита
	Караджалинская свита	Ассинская свита		
	Зеленчукская свита		Асканийская свита	
	Алкунская свита	Алкунская свита		
	Баталпашинская свита	Аргунская свита	Серогозская свита	
		Муцидакальтская свита		
		Нижняя глинистая свита	Молочанская свита	
		Миатлинская свита		
Хадумская свита		Хадумская свита	Никопольская подсвита	Авчальская свита
			Слои с Urbnisia	
			Манглисская свита	

Таблица 4. Расчленение майкопской серии Западного Азербайджана [33]

Система	Отдел	Ярусы, регионарусы	Серия	Микрофаунистические зоны (по Эфендиевой и др.)	
Неоген	Миоцен	Коцахурский	Майкопская	Слои с <i>Saccamina zuramakensis</i>	
		Сакараульский		<i>Neobulimina elongata leninabadensis</i>	
		Кавказский		Нехарактерная микрофауна	
Палеоцен	Олигоцен	Хаттский		<i>Bolivina ex gr. plicatella</i>	
		Рюпельский		<i>Virgulinella poiliensis</i>	
				Малочисленная микрофауна	
				<i>Nonion dendriticus</i>	
					<i>Caucasina schischkynskae oligocenica</i>
					Мелкие <i>Globigerina</i>

Кроме месторождений углеводородов, с майкопской серией связаны также фосфор-редкоземельно-урановые и фосфор-редкометалльно-урановые месторождения Мангышлак-Эргени-Адыгейского урановорудного пояса, который протягивается вдоль фронтальной части Кавказа на расстояние более 1000 км от Азовского до Каспийского моря (рис. 9).

Так, в Эргенийском ураново-редкометалльном районе в Калмыкии известны месторождения, образованные скоплениями костей рыб с повышенными концентрациями U, P, TR, Sc, Y, Re и др. [16]. Рудные залежи приурочены к глинам продуктивной калмыцкой свиты, которая является

частью майкопской серии. Рудоносный горизонт мощностью 300-400 м сложен темными неизвестковистыми глинами с прослоями костного детрита рыб. Предполагается, что образование таких скоплений может быть связано с сероводородным заражением придонных вод, цветением морских вод, сезонным отмиранием рыб и т.д. По мнению С.Ю. Енгальцева [16], наиболее вероятным является механизм их возникновения за счет подводной вулканической деятельности, которая предопределяла многократные катастрофические эпизоды вымирания рыбных сообществ, в том числе и за счет газово-флюидных разгрузок в осадочный бассейн.



Рис. 9. Северо-западная часть Мангышлак-Эргени-Адыгейского урановорудного пояса [16]:

- 1 – Мангышлак-Эргени-Адыгейский урановорудный пояс с комплексными фосфор-редкоземельно-урановыми рудами;
 2 – рудные районы: I – Эргенийский, II – Мангышлакский;
 3 – месторождения фосфор-редкометалльно-урановых руд за пределами рудных районов

Выводы. Оligocen-нижнемиоценовая майкопская серия широко распространена в южном обрамлении Восточноевропейской платформы, где представлена мощной толщей глин и аргиллитов с прослоями алевролитов и песчаников, обогащенных органическим веществом (от 0,69 до 10,23%), $C_{орг.}$ (2,20–16,70%), пористость которых меняется в широких пределах – от 0,3 до 31,7%. К ней приурочены многочисленные месторождения углеводородов, а также фосфор-редкоземельно-урановые и фосфор-редкометалло-урановые месторождения.

По содержанию ОВ и генерационному потенциалу майкопские отложения значительно отличаются в разных частях Черноморского бассейна. Распределение обогащенных $C_{орг.}$ литотипов в разрезе майкопской серии имеет неравномерный характер и обусловлено в первую очередь палеоокеанографическими факторами осадконакопления. По мнению многих исследователей накопление серии происходило в бассейнах типа эстуариев. Они представляли собой важные геохимические барьеры, где осаждалось до 60–80% растворенных в пресных водах органических и неорганических компонентов, что приводило к резкому росту биопродуктивности вод эстуариев.

Вследствие изменений гидродинамического режима бассейна в ходе трансгрессии солёность увеличивалась, что вызывало массовую гибель стеногалинных организмов. Последнее, а также интенсивный сброс органического материала (детрит, растворенные соединения) из прибрежных участков и вызывали возникновение аноксидных сред в придонных слоях воды и формирование обогащенных $C_{орг.}$ осадков. Наибольшие массы осадков, обогащенных органикой, формировались в своеобразных седиментационных ловушках шельфовых

иловых впадин, в частности, в осевой зоне Каркинитско-Северокрымского прогиба, где мощность майкопских отложений максимальна для региона и местами превышает 1500 м. Исходя из ритмичности развития в разрезе кластогенных литотипов майкопской серии, которые фиксируют возрастные интервалы максимального аллювиального влияния, а также учитывая цикличность изменений солёности водоемов, можно прогнозировать несколько возрастных уровней формирования осадков, обогащенных $C_{орг.}$ (рис. 10). Они формируют пачки мощностью от 20 до 100 м, залегающие на глубинах от 300 до 1500 м. Литологически структура их разреза однородна – монолитная толща аргиллитов с многочисленными миллиметровыми прослоями и одиночными пачками (0,2–1,5 м) алевролитов.

Однако степень термического преобразования пород крайне низкая: степень отражательной способности витринита практически повсеместно не превышает 0,36–0,60 (протокатагенез), только в редких случаях достигая 0,84 (инт. 2100 м в скв. Голицына-9), иногда – 1,64 (инт. 922–1438 м в скв. Голицына-1). По данным многочисленных исследователей, ОВ майкопской серии, как правило, является незрелым, имеет относительно небольшие температуры пиролиза (418–423°C), что свидетельствует о неглубоком погружении вмещающих пород (до 1,5–2,0 км), тогда как ГЗН размещается на глубинах 3–6 км.

В дальнейших статьях серии планируется рассмотреть геохимические и петрофизические особенности пород майкопской серии, а также вопросы ее нефтегазогенерационного потенциала.

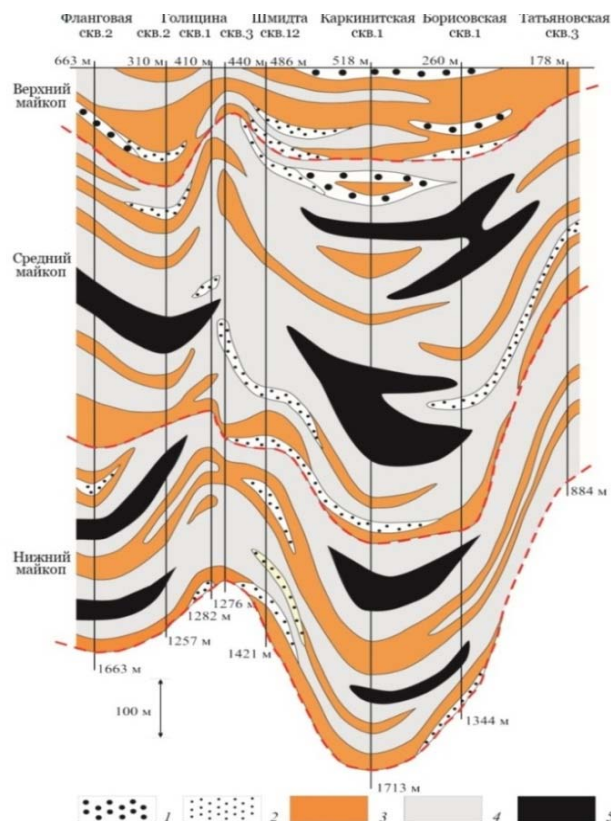


Рис. 10. Седиментолого-палеоокеанографический разрез. Майкопские отложения. Северочерноморский шельф [23]:
1–3 – кластогенные аккумулятивные тела; шельфовые илы; 4 – с фоновым содержанием ОВ; 5 – с повышенным содержанием ОВ

Список использованной литературы

1. Афанасенков А.П. Геологическое строение и углеводородный потенциал Восточно-Черноморского региона / А.П. Афанасенков, А.Н. Никишин, А.Н. Обухов. – М.: Науч. мир, 2007. – 172 с.
2. Барг И.М. Стратиграфия и геологическое развитие равнинного Крыма в миоцене / И.М. Барг, Т.А. Иванова // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2000. – Т. 8, № 3. – С. 83–93.

3. Белуженко Е.В. Стратиграфия олигоцен-нижнемиоценовых (Майкопских) отложений Северо-Западного Кавказа / Е.В. Белуженко // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. – 2010. – Т. 85, вып. 4.
4. Гаврилов Ю.О. Накопление органического вещества в аноксидических бассейнах мезозоя-кайнозоя Северо-Восточного Перитетиса /

- Ю.О. Гаврилов, Е.А. Щербинина // Геология и полезные ископаемые Кавказа. Сб. научн. статей. – Махачкала: ДИНЕМ, 2011. – Вып. № 57. – С. 47–51.
5. Геологічна палеоокеанографія океану Tethys / Ю.Н. Синьковський, К.Г. Григорчук, В.П. Гнідець, Ю.В. Колтун. – К.: Наук. думка, 2004. – 171 с.
6. Геолого-структурно-термоатмогеохімічне обґрунтування нафтогазоносності Азово-Чорноморської акваторії / П.Ф. Гожик, І.Д. Багрий, З.Я. Войцицький та ін. – К.: Логос, 2010. – 419 с.
7. Герасимов М.Е. Результаты геофизических исследований в районе строительства Крымской АЭС / М.Е. Герасимов // Докл. АН УССР. Сер. 5. Геол., хим. и биол. науки. – 1989. – № 10. – С. 6–11.
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Кавказская. Лист L-37-XXVII. Объяснительная записка. – С-Пб., 2004.
9. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Кавказская. Лист L-37-XXXV. Объяснительная записка. – С-Пб., 2004.
10. Григорчук К. Літологія і седиментогенез майкопських відкладів Каркінитсько-Північнокримського прогину. Літологічні комплекси і седиментарна циклічність майкопських відкладів / К. Григорчук, В. Гнідець, Л. Баландюк // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2009. – № 1 (146) – С. 69–78.
11. Григорчук К. Літологія і седиментогенез майкопських відкладів Каркінитсько-Північнокримського прогину. Ранній майкоп. Геологічна палеоокеанографія та седиментолітогенез / К. Григорчук, В. Гнідець, Л. Баландюк // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2009. – № 2 (147). – С. 71–83.
12. Державна геологічна карта України. М-6 1:200 000. Сер. Кримська. Арк. L-36-XXVIII (Євпаторія), L-36-XXXIV (Севастополь). Пояснювальна записка. – К.: Південкогеоцентр, 2006. – 175 с.
13. Державна геологічна карта України. М-6 1:200 000. Кримська серія. Аркуші L-36-XXIX (Сімферополь), L-36-XXXV (Ялта). Пояснювальна записка. – К.: Південкогеоцентр, 2008. – 143 с.
14. Дистанова Л.Р. Геохимия органического вещества эоценовых отложений (на примере кумской свиты Крымско-кавказского региона): автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук. / Л.Р. Дистанова. – М., 2007.
15. Евдокимова М.Л. Условия формирования и нефтегазоносность Майкопской серии Центрального и Восточного Предкавказья: автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук / М.Л. Евдокимова. – М., 2004.
16. Енгальчев С.Ю. Скопления костного детрита рыб в глинах майкопской серии в Калмыкии как индикатор сингенетических подводных газовой-флюидных разгрузок [Электронный ресурс] / С.Ю. Енгальчев. – Режим доступа: http://geo.komisc.ru/public/collect/2011/MIL/pdf/MIL_294-295.pdf
17. Ключина Г. В. Літологічні особливості уламкових порід майкопської серії північно-західного шельфу Чорного моря / Г. В. Ключина // Літологія, геологія морів та океанів. Зб. наук. праць ІГН. – К.: ІГН, 2009. – Вип. 2 (83).
18. Михайлов В.А. Пошуки та оцінка нетрадиційних родовищ вуглеводнів в Україні / В.А. Михайлов // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2016. – № 2 (73). – С. 38–45.
19. Надежкин Д.В. Нефтемаатеринские свойства майкопских отложений и их роль в нефтегазоносности восточной части Черного моря: автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук / Д.В. Надежкин. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2011.
20. Наукові і практичні основи пошуків родовищ вуглеводнів в українському секторі Чорного моря. Прикерченський шельф / П.Ф. Гожик, М.І. Євдошук, С.А. Ставицький та ін. – К.: Логос, 2011. – 440 с.
21. Науменко А.Д. Новые черты геологического строения керлеутских (майкопских) отложений Керченского сегмента Азовского и Черного морей / А.Д. Науменко, М.А. Науменко, П.М. Коржнев // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2010. – № 4. – С. 40–49.
22. Нестеров И.И. Нефть и горючие газы – возобновляемые источники энергии / И.И. Нестеров // Отечественная геология. – 2007. – № 2. – С. 73–82.
23. Нетрадиційні джерела вуглеводнів України. Кн. III. Південний нафтогазоносний регіон / В.А. Михайлов, І.М. Куровець, Ю.Н. Синьковський та ін. – К.: ВПЦ "Київський університет", 2014. – 222 с.
24. Окуловский С.Н. Майкопские отложения северо-западного шельфа Черного моря [Электронный ресурс] / С.Н. Окуловский. – Режим доступа: <http://geolib.ru/OilGasGeo/1987/10/Stat/stat09.html>
25. Патица И.С. Геологическое строение майкопских отложений Каспийского сектора Восточного Паратетиса по результатам сейсмографических исследований: автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук. / И.С. Патица. – М., 2013.
26. Петриченко Ю.А. Геохимическая характеристика органического вещества майкопской серии Керченско-Таманского прогиба / Ю.А. Петриченко // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2000. – № 6. – С. 64–66.
27. Петриченко Ю.А. Нефтемаатеринский потенциал отложений майкопской серии Индоло-Кубанского прогиба: автореф. дис. ... канд. геол.-минералог. наук / Ю.А. Петриченко. – М., 2001.
28. Сабанаев К.А., Черкашин В.И. Олигоцен-нижнемиоценовый комплекс – мощный резерв увеличения нефтедобычи в Восточном Предкавказье (на примере предгорного Дагестана) / К.А. Сабанаев, В.И. Черкашин // Вестн. Дагестан. науч. центра. – 2009. – № 35. – С. 5–10.
29. Стратиграфия мезокайнозойских отложений північно-західного шельфу Чорного моря / П.Ф. Гожик, П.В. Маслун, Л.Ф. Плотнікова та ін. – К.: Логос, 2006. – 171 с.
30. Условия осадконакопления в восточном океане Паратетис в олигоцен-раннем миоцене / О.К. Баженова, Н.П. Фадеева, М.Л. Сент-Жермес, Е.Е. Тихомирова // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. – 2003. – № 6. – С. 12–19.
31. Цихоцька Н.Н. Літолого-фаціальна характеристика порід майкопської серії північно-західного шельфу Чорного моря / Н.Н. Цихоцька, І.І. Пустовойт, М.Д. Крочак // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1986. – № 12. – С. 21–24.
32. Шарафутдинов В.Ф. Геологическое строение и закономерности развития майкопских отложений Северо-Восточного Кавказа в связи с нефтегазоносностью: дис. ... д-ра геол.-минералог. наук / В.Ф. Шарафутдинов. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2003. – 366 с.
33. Эфендиева М.А. Микрофаунистические зоны олигоцен-нижнего миоцена Западного Азербайджана [Электронный ресурс] / М.А. Эфендиева. – Режим доступа: <http://sun.tsu.ru/mminfo/000063105/335/image/335-177.pdf>
34. Эфендиева М.А. Майкопская серия как один из нетрадиционных источников углеводородов Азербайджана / М.А. Эфендиева, И.С. Гулиев // Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Тр. VII Всесоюз. литологического совещания, 28–31 октября 2013 г. – 2013.
35. Hudson S.M. Stratigraphy and geochemical characterization of the Oligocene-Miocene Maikop Series: implications for the paleogeography of Eastern Azerbaijan / S.M. Hudson, C.L. Johnson, M.A. Efendiyeva, H.D. Rowe, A.A. Feyzullayev, C.S. Aliyev // Tectonophysics. 2008. – V. 451, Issues 1–4. – P. 40–55.
36. Saint-Germes M.L. Sedimentology and organic geochemistry of Maikop Series / M.L. Saint-Germes, O.K. Bazhenova, N.P. Fadeeva, F. Baudin // Peri-Tethys Programme, Report of Project 95-75, May 1996. – Lomonosov State University, Moscow, Russia and CNRS-URA 1761 and UPMC, Paris, France. – 1996. – P. 1–40.
37. The modern integrated approach to study the deposits of the Maikop Series / M. Efendiyeva, C. Johnson, A. Feyzullayev, C. Aliyev // Geologic Problems Solving with Microfossils II. An International Conference in Memory of Brian O'Neill, University of Houston, USA, March 14–19, 2009. – 2009. – P. 29.

References

- Afanasev, A.P., Nikishin, A.N., Obukhov, A.N. (2007). Geologic structure and hydrocarbon potential of the Eastern Black Sea region. M.: Sci. World, 172 p. [in Russian].
- Barg, I.M., Ivanova, T.A. (2000). Stratigraphy and geological evolution of Plain Crimea in Miocene. Stratigraphy. Geological Correlation, 8, 3, 83–93. [in Russian].
- Beluzhenko, E.V. (2010). Stratigraphy of Oligocene–Lower Miocene (Maikop) sediments of the North-West Caucasus. Bull. Moscow Society of Naturalists. Dep. Geol., 85, 4. [in Russian].
- Gavrilov, Yu.O., Shcherbinina, E.A. (2011). The accumulation of organic matter in anoxic pools of Mesozoic–Cenozoic Northeastern Peritethys // Geology and Mineral Resources of the Caucasus. Coll. Sci. Articles. Makhachkala: DINEM, 2011, 57, 47–51. [in Russian].
- Sinkovsky, Yu.N., Grigoruk, K.G., Gnides, V.P., Koltun, Yu.V. (2004). Geological paleoceanology of the ocean Tethys. K.: Science Dumka, 171 p. [in Ukrainian].
- Gozhik, P.F., Bagriy, I.D., Voytsitsky, Z.Ya. et al. (2010). Geological and structural-thermoatmochemical study oil and gas potential of the Azov-Black Sea pool. K.: Logos, 419 p. [in Ukrainian].
- Gerasimov, M.E. (1989). The results of geophysical research in the area of the Crimean nuclear power plant // Dokl. Ukrainian Academy of Sciences. Ser. 5. Geol., Chem. and biol. science, 10, 6–11. [in Russian].
- State geological map of the Russian Federation of the scale 1:200 000. A series of Caucasus. (2004). Sheet L-37-XXVII. Explanatory note. Saint-Petersburg. [in Russian].
- State geological map of the Russian Federation, scale 1:200 000. A series of Caucasus. (2004). Sheet L-37-XXXV. Explanatory note. Saint-Petersburg. [in Russian].
- Grigoruk, K. Hnides, V., Balandyuk, L. (2009). Lithology and sedimentation of Maikop deposits of Karkinitzky-North Crimea deflection. Art. 1. Lithological complexes and sedimentation cyclicity of Maikop deposits. Geology and Geochemistry of Combustible Minerals, 1 (146), 69–78. [in Ukrainian].
- Grigoruk, K. Hnides, V., Balandyuk, L. (2009). Lithology and sedimentation of Maikop deposits of Karkinitzky-North Crimea deflection. Art. 2. Early Maikop. Geological paleoceanology and sedimentology. Geology and Geochemistry of Combustible Minerals, 2 (147), 71–83. [in Ukrainian].
- State geological map of Ukraine. Scale 1:200 000. Crimean series. (2006). Sheets L-36-XXVIII (Yevpatoria), L-36-XXXIV (Sevastopol). Explanatory note. K.: Pivdenkoheocenter, 175 p. [in Ukrainian].
- State geological map of Ukraine. Scale 1:200 000. Crimean series. (2008). Sheets L-36-XXIX (Simferopol), L-36-XXXV (Yalta). Explanatory note. – K.: Pivdenkoheocenter, 143 p. [in Ukrainian].
- Distanova, L.R. (2007). Geochemistry of Eocene sediments organic matter (on example, Kumska Formation, Crimea-Caucasus). Theses of dis. ... cand. geol.-mineral. sciences. M. [in Russian].
- Evdokimova M.L. (2004). Conditions of formation and oil and gas potential of the Maikop series of Central and East Precaucasia. Theses of dis. ... cand. geol.-mineral. sciences. M. [in Russian].
- Engalchev S.Yu. (2011). Accumulations of fish bone detritus in Maikop series clays in Kalmykia as an indicator syngenetic underwater gas-fluid discharges. [Electronic source]. Access mode: http://geo.komisc.ru/public/collect/2011/MIL/pdf/MIL_294-295.pdf [in Russian].
- Klyushina G.V. (2009). Lithological features of Maikop series clastic rocks from north-western Black Sea shelf. Lithology, geology seas and oceans. Coll. Science. IGN works. K.: IGN, 2 (83). [in Ukrainian].
- Mykhailov V.A. (2016). The research and evaluation of unconventional hydrocarbon deposits in Ukraine. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology., 2 (73), 38–45. [in Ukrainian].

19. Nadezhkin D.V. (2011). Oil source properties of Maikop deposits and their role in the oil and gas potential of the Eastern part of the Black Sea. Theses of dis. ... cand. geol.-mineral. sciences. M.: MGU. [in Russian].
20. Hozhyk, P.F., Yevdoschuk, M.I., Stavitsky, E.A. et al. (2011). Scientific and practical bases of hydrocarbon deposits research in the Ukrainian sector of the Black Sea. Kerch shelf. K.: Logos, 440 p. [in Russian].
21. Naumenko, A.D., Naumenko, M.A., Korzhnev, P.M. (2010). New features of the geological structure of Kerleutsky (Maikop) deposits of the Black Sea Kerch segment. Geology and mineral resources of the Oceans, 4, 40–49. [in Russian].
22. Nesterov, I.I. (2007). Oil and combustible gases – renewable energy sources. Parents geology, 2, 73–82. [in Russian].
23. Mykhailov, V.A., Kurovets, I.M., Sinkovsky, Yu.N. et al. (2014). Unconventional sources of hydrocarbons of Ukraine. Book 3. South oil-gas-bearing Region. K.: "Kiev University", 222 p. [in Ukrainian].
24. Okulovsky, S.N. Maikop deposits of the Black Sea north-western shelf. [Electronic source]. Access mode: <http://geolib.ru/OilGasGeo/1987/10/Stat/stat09.html> [in Russian].
25. Patina, I.S. (2013). The geological structure of the Maikop deposits of the Caspian sector of Eastern Paratethys on the results of research seismostratigraphic. Theses. dis. ... cand. geol.-mineral. sciences. M. [in Russian].
26. Petrychenko, Yu.A. (2000). Geochemical characterization of the organic matter of the Maikop series of the Kerch-Taman trough. Vestn. Mosk. Univ. Ser. 4. Geology, 6, 64–66. [in Russian].
27. Petrychenko, Yu.A. (2001). Oil source potential of the deposits of the Indol-Kuban basin Maikop series. Theses. dis. ... cand. geol.-mineral. sciences. M. [in Russian].
28. Sabanaev, K.A., Cherkashin, V.I. (2009). Oligocene-Lower Miocene complex – a powerful reserve of oil production increase in East Pre-Caucasian (on example foothill Dagestan). Vestnik Dagestan scientific center, 35, 5–10. [in Russian].
29. Hozhyk, P.F., Maslun, P.V., Plotnikova, L.F. et al. (2006). Stratigraphy of Meso-Cenozoic deposits of the northwestern Black Sea shelf. K.: Logos, 171 p. [in Ukrainian].

30. Bazhenova, O.K., Fadeeva, N.P., Saint-Zhermes, M.L., Tikhomirova, E.E. (2003). Terms and conditions of sedimentation in the eastern ocean Paratethys in the Oligocene-Early Miocene. Vestn. Moscow State University. Ser. 4. Geology, 6, 12–19. [in Russian].
31. Tsihotska, N.N., Pustovoyt, I.I., Krochak, M.D. (1986). Lithofacies characteristic Maikop series rocks of the northwestern Black Sea shelf. Dop. Ac.Sc. USSR. Ser. B, 12, 21–24. [in Ukrainian].
32. Sharafutdinov, V.F. (2003). Geologic structure and laws of development of the North-Eastern Caucasus Maikop in connection with oil-gas bearing. Dis. ... Dr. geol.-mineral. sciences. Moscow: MGU, 366 p. [in Russian].
33. Efendiyeva, M.A. Mikrofauna zone of Western Azerbaijan Oligocene-Early Miocene [Electronic source]. – Access mode: <http://sun.tsu.ru/mminfo/000063105/335/image/335-177.pdf> [in Russian].
34. Efendiyeva, M.A., Guliyev, I.S. (2013). Maikop series as one of the unconventional sources of hydrocarbons in Azerbaijan. Sedimentary basins, sedimentation and postsedimentation processes in geological history. VII Lithological meeting of 28–31 October 2013. [in Russian].
35. Hudson, S.M., Johnson, C.L., Efendiyeva, M.A., Rowe, H.D., Feyzullayev, A.A., Aliyev, C.S. (2008). Stratigraphy and geochemical characterization of the Oligocene-Miocene Maikop Series: implications for the paleogeography of Eastern Azerbaijan. Tectonophysics, 451, Issues 1–4, 40–55.
36. Saint-Germes, M.L., Bazhenova, O.K., Fadeeva, N.P., Baudin, F. (1996). Sedimentology and organic geochemistry of Maikop series. Peritethys Programme. Report of Project 95–75, May 1996. Lomonosov State University, Moscow, Russia and CNRS-URA 1761 and UPMC, Paris, France, 1–40.
37. Efendiyeva M., Johnson C., Feyzullaev A., Aliyev C. (2009). The modern integrated approach to study the deposits of the Maikop Series. Geologic Problems Solving with Microfossils II. An International Conference in Memory of Brian O'Neill. University of Houston, USA, March 14–19, 2009, 29.

Надійшла до редколегії 19.01.17

V. Mykhailov, Dr. Sci. (Geol.), Prof., Director
E-mail: vladvam@gmail.com
Taras Shevchenko National University of Kyiv
Institute of Geology, 90 Vasylkivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine

COMPARATIVE CHARACTERISTICS OF MAIKOP SERIES OF CASPIAN-BLACK SEA REGION

The features of the geological structure and composition of the Maikop series of the southern margin of the East European platform are considered in the paper. The sections of the Maikop series of Black Sea and the Crimean region, including the north-western shelf of the Black Sea (wells Arkhangelsk-21, Golitsyn-1, 6, 7, 9, 12, 28); the central part of the Crimean peninsula (Dzhankojsky-1); the Kerch Peninsula (Fontanovskaya-6, 12); the shelf of Azov Sea (Yuzhnokazantipskaya-3); Prykerchenska part of Black Sea shelf (Subbotina-1) are described. Comparative characteristic of the Maikop series in such regions: the Kerch-Taman trough, the eastern part of the Black Sea, the Indol-Kuban Trough, West, Central and East Caucasus, the Middle Caspian, West Azerbaijan, South-Caspian depression are given.

Oligocene-Miocene Maikop series is widely distributed in the south of East European platform. It is represented by series of gray and dark gray mudstone weakly calcareous argillites, sometimes interbedded with siltstone, sandstone, fine-grained sands, rich in organic matter (from 0,69 to 10,23 %), C_{org} (2,20–16,70 %), the porosity of which varies widely – from 0,3 to 31,7 %. They are associated with numerous deposits of hydrocarbons, as well as phosphorus, rare earth-uranium deposits. The section of the series is dominated by argillites, where the amount of sand and silt material does not exceed 20 %, but sandstone, siltstone and sand layers that are from 10 to 100 m in width, are treated as reservoir rocks for traditional hydrocarbon deposits. Patch of clays that is 15–100 meters thick and separate them, serve as caprock. As a whole, Maikop sandy clay series is the regional screen for collectors confined to the formations occurred below.

Distribution C_{org} enriched lithotypes in the Maikop section is of uneven nature and is primarily influenced by paleoceanographic sedimentation factors. It is possible to predict the formation of several age levels of sedimentations with enrichment in C_{org} . They form rock series ranging from 20 to 100 m in thickness and, occurrence depths from 300 to 1,500 m. However, the degree of thermal transformation of rocks is extremely low. Organic matter of Maikop series is typically immature and, shows relatively high temperatures of pyrolysis (418–423 °C) that indicates, on low depth, subsidence of host rocks (up to 1,5–2,0 km), while the main zone of oil formation is located at depths of 3–6 km.

Keywords: Oligocene, Miocene, Maikop series, hydrocarbons.

V. Михайлов, д-р геол. наук, проф., директор
E-mail: vladvam@gmail.com
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, Україна

ПОРІВНЯЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА МАЙКОПСЬКОЇ СЕРІЇ КАСПІЙСЬКО-ЧОРНОМОРСЬКОГО РЕГІОНУ

Розглянуто особливості геологічної будови і складу майкопської серії південного обрамлення Східноєвропейської платформи. Детально описані розрізи майкопської серії в Причорноморсько-Кримському регіоні, у тому числі: на північно-західному шельфі Чорного моря (св. Архангельська-21, Голіцина-1, 6, 7, 9, 12, 28); в центральній частині Кримського півострова (св. Джанкойська-1); на Керченському півострові (св. Фонтанівська-6, 12); на шельфі Азовського моря (св. Південноказантпська-3); на Прикерченській частині шельфу Чорного моря (св. Суботіна-1). Наведено порівняльну характеристику майкопської серії в таких регіонах: Керченсько-Таманський прогин, східна частина Чорного моря, Індоло-Кубанський прогин, Західне, Центральне і Східне Передкавказзя, Середній Каспій, Західний Азербайджан, Південно-Каспійська западина.

Олігоцен-міоценова майкопська серія широко розвинена на південному обрамленні Східноєвропейської платформи, представлена товщею сірих і темно-сірих слабкоалевритових аргілітів, іноді з прошарками алевролітів, пісковиків, дрібнозернистих пісків, збагачених органічною речовиною (від 0,69 до 10,23 %), C_{org} (2,20–16,70 %), пористість яких змінюється в широких межах – від 0,3 до 31,7 %. До неї приурочені чисельні родовища вуглеводнів, а також фосфор-рідкісноземельно-уранові родовища. У розрізі серії переважають аргіліти, кількість піщано-алевритового матеріалу не перевищує 20 %, але саме пісковики, алевроліти і піски, шари яких мають потужність від 10 до 100 м, є породами-колекторами традиційних родовищ вуглеводнів. Пачки глин товщиною 15–100 м, які їх розділяють, відіграють роль покрішок. У цілому майкопська піщано-глиниста серія є регіональним екраном для колекторів, що приурочені до нижчеозначених утворень.

Розподіл збагачених C_{org} літотипів в розрізі майкопської серії має нерівномірний характер і зумовлений, в першу чергу, палеоокеанографічними факторами накопичення осади. Можна прогнозувати кілька вікових рівнів формування осади збагачених C_{org} . Вони формують пачки потужністю від 20 до 100 м, що залягають на глибинах від 300 до 1500 м. Однак ступінь термічного перетворення порід вкрай низька, органічна речовина майкопської серії, як правило, є незрілою і має відносно невеликі температури піролізу (418–423 °C), що свідчить про неглибоке занурення вмісних порід (до 1,5–2,0 км), тоді як ГЗН розміщується на глибинах 3–6 км.

Ключові слова: олігоцен, міоцен, майкопська серія, вуглеводні.

УДК 553(574)

В. Портнов, д-р техн. наук, проф.

E-mail: vs_portnov@mail.ru,

Е. Мусина, докторант

E-mail: sea_kitten_1@mail.ru,

М. Пономарева, канд. техн. наук, доц.

E-mail: mv_ponomareva18@mail.ru

Карагандинский Государственный Технический Университет (КарГТУ)

Бульвар Мира, 56, г. Караганда, 100027, Казахстан,

Н. Рева, канд. физ.-мат. наук, доц.

E-mail: mvreva@gmail.com

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко

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

РЕДКОЗЕМЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ УЧАСТКА ‘РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЙ-ВОСТОК-1’ (ИРТЫШСКАЯ ЗОНА СМЯТИЯ)

(Рекомендовано членом редакционной коллегии д-ром геол. наук, доц. С.Е. Шнюковым)

Редкие металлы и земли весьма востребованы в высокотехнологичных отраслях промышленности. Изучение их пространственного распределения, минералогии, коммерческой значимости является актуальной задачей.

Выявлен совершенно новый генетический тип редкоземельного сырья в Восточном Казахстане. При изучении метаморфических пород Иртышской зоны смятия установлены гранатовые сланцы, содержащие в ядрах каждого зерна граната фосфаты редких земель. Они относятся к цериевой и иттриевой группам, а главные минералы-носители монацит и ксенотим содержат до 32% и 42% церия и иттрия, соответственно. По сути, эти породы представляют собой россыпи, метаморфизованные в ордовике при условиях высоких и ультравысоких давлений. Цель работы заключается в изучении Иртышской зоны смятия и исследовании нового генетического типа редкоземельного сырья в Восточном Казахстане; изучении его пространственных, возрастных и генетических связей; проведении технологических испытаний для редкоземельного минерального сырья с целью оценки его коммерческого значения и перспектив освоения.

Главным носителем редкоземельной минерализации является монацит, который представлен свободной фазой в породах и минералом-узником в гранате. Красный и черный гранат, а также его промежуточные цветовые формы, одинаковы по составу минералов-узников, которые представлены монацитом (главным), титано-гематитом, ксенотимом, тантало-ниобатами (в гнейсо-гранитах) и сложными, еще не полностью изученными, редкоземельными формами в красном гранате. Гранат представлен в двух контрастных формах: красный и розовый альмандин-спессартин с содержанием пирропа не более 5% и пиральспит с содержанием пирропа 16-18%. Проведенные технологические испытания редкоземельного сырья нового генетического типа дают все основания считать его достаточно перспективным для промышленного освоения.

Ключевые слова: фации, сырье, пробы, микровключения, монацит, циркон, изотопный состав, возраст.

Постановка проблемы в общем виде и ее связь с важными научными и практическими задачами. Редкие металлы и земли востребованы в высокотехнологичных отраслях промышленности, поэтому изучение их пространственного распределения, минералогии, коммерческой значимости является актуальной задачей.

В последние годы академиком НАН РК П.В. Ермоловым выявлен совершенно новый генетический тип редкоземельного сырья в Восточном Казахстане [2-4]. Им при изучении метаморфических пород Иртышской зоны смятия установлены гранатовые сланцы, содержащие в ядрах каждого зерна граната фосфаты редких земель. Они относятся к цериевой и иттриевой группам, а главные минералы-носители монацит и ксенотим содержат до 32% и 42% церия и иттрия, соответственно. По сути, эти породы представляют собой россыпи, метаморфизованные в ордовике при высоких и ультравысоких давлениях.

Анализ последних исследований и публикаций.

При выделении из сланцевого комплекса циркона для изотопных датировок было замечено присутствие в гранате обильных черных микровключений, природа которых на основе визуальных заключений объяснялась наличием графита [4]. Для выяснения этого вопроса из граната был изготовлен препарат для микроскопа, с помощью которого установлено присутствие минералов цериевой и иттриевой групп редких земель. Вначале их отнесли к аксессуарным минералам и в этом ранге они впервые были описаны в монографии П.В. Ермолова [2]. Однако постоянная встречаемость такого граната в сланцевом комплексе послужила основанием для проведения более тщательных геолого-минералогических и технологических исследований с целью оценки коммерческой перспективности данной минерализации. В связи с этим, в 2014 году были отобраны соответствующие пробы для изучения данного вопроса [4].

Выделение нерешенных ранее частей общей проблемы. В Казахстане известны три генетических типа редкоземельных месторождений: метасоматический, россыпной и коры выветривания. Примером метасоматических месторождений служит Верхнеэспинское в Восточном Казахстане. Оно связано с щелочным метасоматозом в контакте осадочных пород с рибекитовыми гранитами. Главным минералом-носителем является гагаринит (NaCaYF_6). Редкие земли участвуют в строении его решетки, поэтому технология освоения месторождения, несмотря на то, что оно разведано в 60-х годах прошлого столетия, до настоящего времени не разработана [6].

Россыпные месторождения развиты в западной части Зайсанской впадины. Основное промышленное значение имеет ильменитовая составляющая, востребованная Усть-Каменогорским титано-магниевым комбинатом. Примесь монацита в россыпях используется попутно Ульяновским машиностроительным заводом.

Коры выветривания имеют повсеместное распространение на огромной территории от Кокшетау до Аральского моря по широте и от Тургая на западе до Прибалхашья на востоке. Они залегают на позднемезозойском пенеплене. В составе неоген-палеогеновых глин и песков присутствуют слои, обогащенные редкими землями. На отдельных участках коры выветривания изучены разведкой и подсчитаны запасы редкоземельного сырья. Редкие земли заключены в монаците. Их форма нахождения изучена недостаточно и технология извлечения не разработана.

Формулировка целей (постановка задачи). Выполненные исследования были призваны решить следующие задачи: изучить сланцы в первичном залегании и их состав; определить главный минерал-носитель редкоземельной минерализации и выяснить какой фазой он

представлен; описать состав главных минералов-носителей и определить условия их образования; оценить перспективность редкоземельного минерального сырья нового генетического типа относительно возможности его промышленного освоения; определить направление дальнейшего изучения редкоземельной минерализации в плейчатых сланцах Иртышской зоны смятия.

Изложение основного материала исследований.

Участок "Редкоземельный-Восток-1" расположен в северо-западной части Иртышской зоны смятия. Его положение показано на рисунке 1.

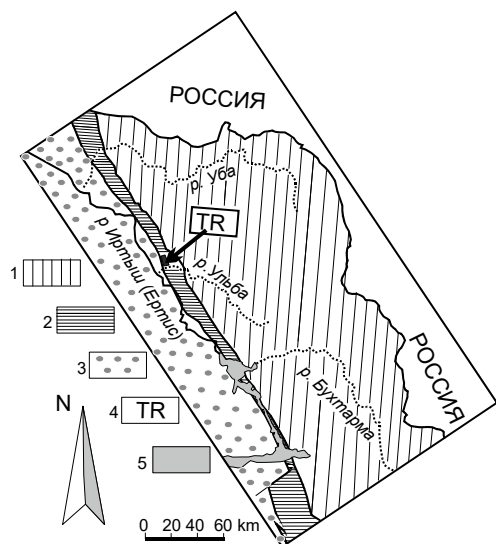


Рис. 1. Геологическая позиция участка "Редкоземельный-Восток-1" в региональных структурах Казахстана:

- 1 – Рудноалтайский полиметаллический пояс; 2 – Иртышская зона смятия; 3 – Калба-Нарымский редкометалльный пояс;
- 4 – положение участка "Редкоземельный-Восток-1" в Иртышской зоне смятия; 5 – Бухтарминское водохранилище

Тектоническая позиция самой Иртышской зоны разными коллективами геологов оценивается неоднозначно. В.П. Нехорошев, который стоял у истоков тектонического районирования Восточного Казахстана [7, 8], выделял в регионе две структурно-фациальные зоны: Рудноалтайскую (на рис. 1 справа) и Калба-Нарымскую (на рис. 1 слева). В составе Калба-Нарымской фациальной зоны была выделена Иртышская зона смятия (на рис. 1 в центре). В 60-70-х годах прошлого века в связи с активным развитием геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 коллективом геологов ИГН им. К.И. Сатпаева [5] и Алтайской геологосъемочной экспедицией Иртышская зона смятия была выделена в самостоятельную структурно-фациальную зону. Необходимо отметить, что тектоническое районирование того времени базировалось на принципах геосинклинальной концепции.

Новая концепция плитной тектоники, которая получила распространение в Казахстане с конца XX века, давала принципиально иное объяснение генезиса прежних структурно-фациальных зон и оперировала геоблоками земной коры, получившими название террейнов. С позиций плитной тектоники самостоятельными террейнами могут служить только Рудноалтайский и Калба-Нарымский геоблоки, а Иртышская зона смятия, имеющая в целом чешуйчатую структуру, представляет собой совокупность многих мелких разновозрастных блоков, собранных в структуру типа тектонического горста, образованного вследствие аккреции (нагромождения). По составу в Иртышской зоне смятия резко преобладают метаседиментные породы, поэтому принадлежность ее

к Калба-Нарымскому террейну, также сложенному преимущественно осадочными породами, становится более корректной, чем к Рудноалтайскому.

В пределах Иртышской зоны господствующее развитие имеют метаморфические комплексы высокого и умеренного давлений в диапазоне температурных фаций от низов зеленосланцевой до высокотемпературной амфиболитовой, с признаками присутствия в последней реликтовых парагенезисов гранулитовой фации. Эти метаморфические комплексы имеют возрастной диапазон от докембрия до девона и доля их в строении Иртышской зоны достигает 90–95%.

С.П. Гаврилова в результате изучения Иртышской зоны пришла к заключению [1], что в ее строении принимают участие три метаморфических комплекса: известково-глиноземистый умеренных давлений андалузит-силлиманитового типа, кремнисто-глиноземистый высоких давлений дистен-силлиманитового типа и гетерогенный зеленосланцевый. Первый комплекс прослеживается вдоль северо-восточного фланга зоны на всем ее протяжении, второй характерен только для северо-западной части зоны, а третий обрамляет два первых с северо-востока и с юго-запада вдоль границ Иртышской зоны с Рудноалтайской и Калба-Нарымской зонами соответственно.

Геологическая карта участка обнаруженной редкоземельной минерализации показана на рисунке 2. Вся его территория сложена метаморфическими породами, среди которых различаются три комплекса: высокотемпературный комплекс кристаллических сланцев, гнейсов и мигматитов умеренных давлений (1-4 на рис. 2), низкотемпературный комплекс плейчатых кристаллических сланцев высокого давления (5 и 7 на рис. 2) и комплекс плейчатых двуслюдяных гнейсо-гранитов (6 на рис. 2).

Основу зеленосланцевого комплекса составляют известковистые альбит-эпидот-актинолитовые кристаллические сланцы, подчиненное распространение имеют биотитовые и мусковит-хлоритовые кристаллические сланцы. Условия метаморфизма отвечают средне- и высокотемпературной субфациям зеленосланцевой фации. Присутствие в некоторых зеленых сланцах граната дает основание допустить, что часть их – диафториты по более глубоко метаморфизованным кристаллическим сланцам.

Контакт зеленосланцевого комплекса с гетерогенной толщей обычно закрыт, но на правом берегу р. Иртыш в 3 км ниже с. Предгорное он обнажен полностью. Последовательность пород здесь с юго-запада на северо-восток такая: слоистый метаморфический комплекс андалузит-силлиманитового типа, тонкоплекчатый зеленосланцевый комплекс – 80 м, слоистый песчанико-черносланцевый комплекс – 300 м, бесструктурный зеленосланцевый комплекс. Сочленения перечисленных комплексов между собой резкие в интервале 1–5 м; на контакте проявлены тектониты.

Возраст пород зеленосланцевого комплекса на большей части рассматриваемой территории, полученный на основе сборов фауны в известняках и данных спорово-пыльцевого анализа в зеленых сланцах, датируется средним девонem. На правом берегу р. Ульба в чешуе зеленых сланцев определены спорово-пыльцевые комплексы СЗ–Р₁, а в зеленых сланцах непосредственно юго-восточнее рассматриваемой территории М.С. Козловым найдена силурийская фауна. Ознакомиться с геологией на всех участках, где в зеленых сланцах собрана фауна, нам пока не представилось возможным. На горе Орлова в северо-западной части зоны известняк с прослоями неметаморфизованных мергелей и с

эйфельской фауной залегает в плоскости надвига зеленосланцевого комплекса на структуры Рудного Алтая. По степени метаморфизма известняк резко отличается от пород зеленосланцевого комплекса и является чужеродным тектоническим отторжением. Укажем также, что в чешуе зеленых сланцев на правом берегу р. Ульба, залегающей тектонически на неметаморфизованных породах верхнего палеозоя и охарактеризованной спорово-пыльцевым комплексом Сз–Р₁, найдены и девонские микрофитоциты (данные М.Ф. Микунова). Таким образом, противоречивые факты не позволяют считать окончательно решенным вопрос о возрасте зеленосланцевого комплекса. Не исключено, что в его составе присутствуют также нижнепалеозойские образования.

Низкотемпературные плейчатые кристаллические сланцы высоких давлений слагают тектоническую чешую в Овечьем логу. Породы сложены однородными кианит (фибrolит)-гранат-биотит-кварцевыми (±ставролит) сланцами. В юго-западном направлении она сменяется гнейсогранитами, после которых обнажаются полевошпат-

гранат-ставролит-слюдистые сланцы. В северо-восточном направлении через разлом чешуя высокобарических пород сменяется рассланцованным комплексом регионально-метаморфизованных пород.

Сланцы имеют кремнисто-глиноземистый состав: SiO₂=78,24 – 77,96 мас. %, слабо обогащены железом и истощены щелочами. По составу они похожи на метаморфизованные осадочные породы, образованные размывом кремнекислых гранитов и вулканитов.

Структура плейчатых сланцев лепидогранобластовая, текстура – параллельная сланцеватая. Порода состоит из биотита и мусковита, среди которых встречаются отдельные зерна граната, апатита, турмалина и монацита (рис. 3).

Из породы выделены зерна циркона, которые были изучены на ионном микрозонде SHRIMP. Катодолюминесцентные изображения циркона приведены на рисунке 4, а результаты изотопного изучения – в таблице 1. Конкордия, представленная на рис. 5, показывает одну основную точку – 453,4 млн. лет (поздний ордовик).

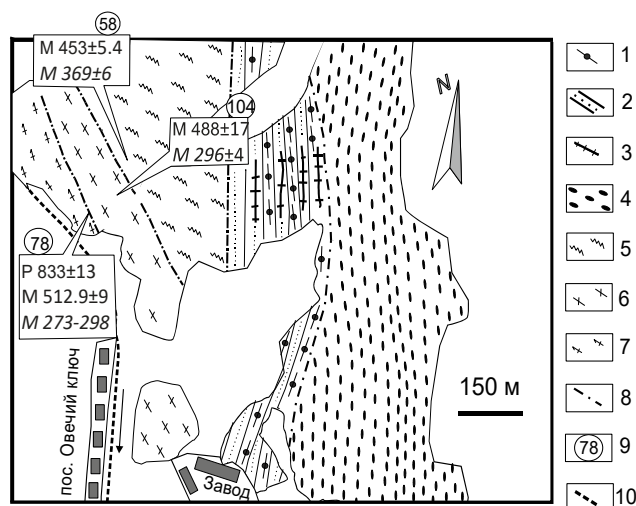


Рис. 2. Геологическая карта участка "Редкоземельный-Восток-1":

- 1-4 – гнейсы, мигматиты и кристаллические сланцы высокотемпературной ступени амфиболитовой фации метаморфизма умеренных давлений (1 – биотит-полевошпат-гранат-силлиманит-кварцевые мигматиты, 2 – плагиоклаз-ортоклаз-диопсид±кварц±амфибол±гроссуляра±сфеновые кристаллические сланцы, 3 – межслоевые мигматиты гранитного состава, 4 – зоны катаклаза по гнейсам и мигматитам с формированием фрагментов от будин метровых размеров до милонитов и бластомилонитов); 5-7 – кристаллические сланцы и гранито-гнейсы высоких давлений (5 – полевошпат-кварц двуслюдяные±гранат±кианит плейчатые кристаллические сланцы, 6 – двуслюдяные±гранат±кианит плейчатые гранито-гнейсы, 7 – полевошпат-кварц-биотит-ставролитовые кристаллические сланцы); 8 – зоны катаклаза вплоть до филонитов, маркирующие разломы; 9 – точки отбора проб для выделения циркона и результаты его датирования уран-свинцовым методом; 10 – ручей Овечий ключ

Таблица 1. Результаты изучения изотопного состава и возраста циркона из сланцев

Spot	% ²⁰⁶ Pb	ppm U	ppm Th	²³² Th/ ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age	% Discordant
58.4.1	0,00	559	82	0,15	28,0	366±9	409±61	12
58.3.1	0,15	522	60	0,12	26,6	371±9	355±63	-4
58.7.1	4,88	700	431	0,64	45,1	443±11	589±260	33
58.1.2	0,80	734	872	1,23	45,5	446±11	355±130	-21
58.9.1	3,96	194	99	0,53	12,5	449±13	527±410	18
58.1.1	0,54	479	447	0,96	29,9	449±11	401±110	-11
58.6.1	0,74	521	281	0,56	32,6	450±11	323±140	-28
58.5.1	0,18	771	553	0,74	48,6	456±11	505±58	11
58.6.2	0,52	536	232	0,45	34,0	457±11	432±110	-5
58.8.1	6,82	1797	2506	1,44	124,0	464±11	573±290	24
58.2.1	0,15	250	402	1,66	16,3	472±11	392±92	-17

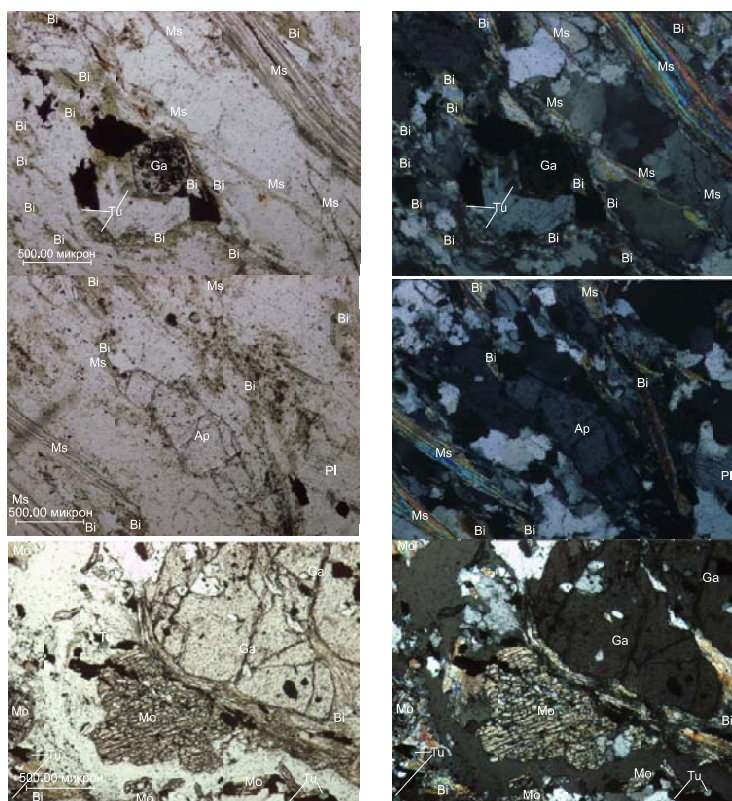


Рис. 3. Петрографический состав сланцев образцов № 2/2, 3/2, 4/2 (слева в обычном свете, справа в поляризованном): увеличение $\times 9$, линейный масштаб указан в левом углу нижней линии; обозначения: Ms – мусковит, Bi – биотит, Ap – апатит, Ga – гранат, Tu – турмалин, Mo – монацит

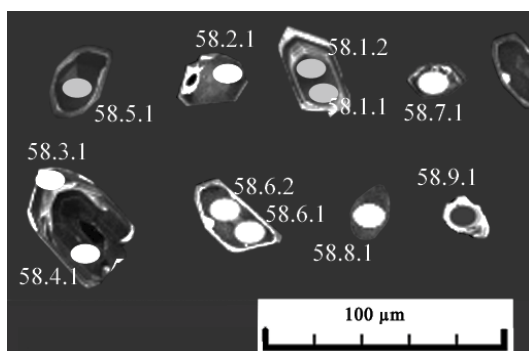


Рис. 4. Католюминесцентные изображения циркона из сланцев

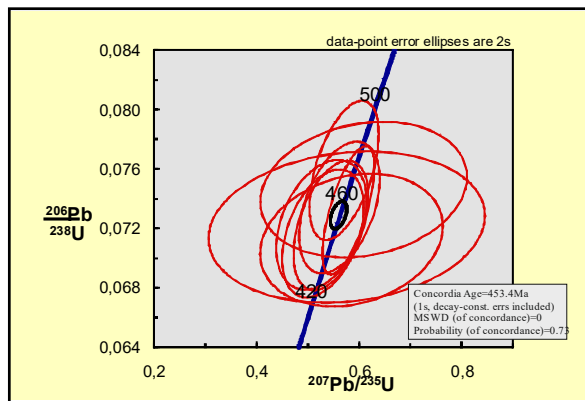


Рис. 5. Возраст циркона из сланцев

Выводы и перспективы дальнейших исследований. Сланцы в первичном залегании имели состав аркоза и вакки (глинистого аркоза). В седиментогенезе основным

переносчиком редких земель выступают глинистые цепочки минералов. Кварц и акцессории добавляют лишь несколько процентов к общему балансу. Провинцией размыва протолита служили породы, богатые кварцем и бедные изверженными магматическими породами. Сочетание перечисленных показателей также убедительно аргументирует причины бедности сланцев относительно редкоземельной минерализации.

Главным носителем редкоземельной минерализации является монацит, который представлен свободной фазой в породах и минералом-узником в гранате. Красный и черный гранат, а также его промежуточные цветовые формы, одинаковы по составу минералов-узников: монацит, титано-гематит, ксенотим, тантало-ниобаты и сложные редкоземельные формы в красном гранате, полнота изученности которых далеко не исчерпана.

Гранат представлен в двух контрастных формах: красный и розовый альмандин-спессартин с содержанием пироба не более 5% и пиральспит с содержанием пироба 16-18%. Первый является низкотемпературной магматической формой в гранит-гнейсах и низкотемпературной, существенно спессартиновой формой в сланцах, образованной на стадии регрессивного метаморфизма (диафтореза). Второй (черный) гранат с большой долей уверенности является детритовым, на что указывает обилие в породе окатанных зерен микрогнейсовой структуры и несоответствие состава по пиробу – главному минеральному парегенезису сланцев [3].

Важным достоинством минерального сырья является легкая обогащаемость исходного материала. Об этом свидетельствуют технологические испытания, проведенные гравитационным обогащением и магнитной сепарацией при измельчении исходной породы до 1 мм. Возможные потери минералов, в виде сростков в отходных хвостах, не оценивались. Полученное извлечение полезного компонента составило 28%, что на данной стадии можно считать удовлетворительным. При использовании таких технологических приемов как выщелачивание, флотация,

электромагнитная сепарация позволит достичь его извлечения в объеме 50% и более. Все это дает основание считать новый генетический тип редкоземельного минерального сырья на участке "Редкоземельный-Восток-1" Иртышской зоны смятия таким, что имеет реальный промышленный интерес.

Список использованной литературы

1. Гаврилова С. П. Парагенетический анализ метаморфических образований северо-западной части Иртышской зоны смятия / С. П. Гаврилова // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1959. – № 12. – С. 8-17.
2. Ермолов П.В. Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана / П.В. Ермолов. – Караганда: Издательско-полиграфический центр Казахстанско-Российского Университета, 2013. – 203 с.
3. Ермолов П.В. Гранат как носитель редкоземельной минерализации в Иртышской зоне смятия в Восточном Казахстане / П.В. Ермолов, Г.К. Бекенова, Е.В. Мусина, В.Л. Левин // Минералогия. – 2016. – № 2. – С. 53-59.
4. Ермолов П.В. Редкоземельное оруденение коммерческого значения в метаморфическом комплексе Иртышской зоны смятия / П.В. Ермолов, Б.П. Хасен, Е.В. Мусина // Геология и охрана недр. – 2015. – №1(54). – С. 2-8.
5. Иванкин П.Ф. Рудные формации Рудного Алтая / П.Ф. Иванкин, П.П. Иншин, В.С. Кузубный. – Алма-Ата: Гылым, 1961. – 286 с.
6. Михайлов В.А. Редкоземельные руды мира / В.А. Михайлов. – Киев: ИПЦ "Киевский университет", 2010. – 223 с.

V. Portnov, Dr. Sci. (Tech.), Prof.

E-mail: vs_portnov@mail.ru. +7 7212- 56-78-62,

E. Mussina, Doctoral Student

E-mail: sea_kitten_1@mail.ru,

M. Ponomareva, PhD (Tech.), Assoc. Prof.

E-mail: mv_ponomareva18@mail.ru

Karaganda State Technical University (KSTU)

56 Bulvar Mira, Karaganda, Kazakhstan,

M. Reva, PhD (Phys.-Math.), Assoc. Prof.

E-mail: mvreva@gmail.com

Taras Schevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology

90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine

7. Нехорошев В.П. Геология Алтая / В.П. Нехорошев. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 258 с.

8. Нехорошев В. П. Тектоника Алтая / В. П. Нехорошев. – М.: Недра, 1966.

References

1. Gavrilova, S.P. (1959). Paragenetic analysis of metamorphic formations of the north-western part of the Irtysh zone crumple / *Proceedings of the higher educational institutions. Geology and Exploration*, 12, 8-17. [in Russian].
2. Ermolov, P.V. (2013). Actual problems of iso-topnoy Geology and Metallogeny of Kazakhstan. Publishing and printing center of the Kazakh-Russian University. Karaganda, 203 p. [in Russian].
3. Ermolov, P.V., Bekenova, G.K., Mussina, E.V., Levin V.L. (2016). Pomegranate as a carrier of rare-land salinity in the Irtysh zone crumple in East Kazakhstan. *Mineralogy*, 2, 53- 59. [in Russian].
4. Ermolov, P.V., Hasen, B.P., Mussina, E.V. (2015). The rare earth mineralization commer-sky values in the metamorphic complex Irtysh crumple zones. *Geology and protection of mineral resources*, 1 (54), 2-8. [in Russian].
5. Ivankin, P.F., Inshin, P.P., Kuzeby, V.S. (1961). Ore formation Rudny Altai. , Alma-Ata: Gylym, 286 p. [in Russian].
6. Mikhailov, V.A. (2010). Rare earth ore of the world. Kiev: "Kiev University", 223 p. [in Russian].
7. Nekhoroshev, V.P. (1958). Geology Altai. Moscow. Gosgeoltekhizdat, 258 p. [in Russian].
8. Nekhoroshev, V.P. (1966). Tectonics Altai. Moscow. Nedra. [in Russian].

Надійшла до редколегії 24.10.16

RARE EARTH MINERALIZATION OF HIGH-PRESSURE SHALES OF THE SITE "RARE-EARTH-EAST-1" (IRTYSH AREA CRUMPLED ZONE)

Rare earth metals are in high demand in high-tech industries, so the study of their spatial distribution, mineralogy and commercial importance is of the urgent task.

A whole new genetic type of rare earth raw materials was detected in Eastern Kazakhstan. In the study of metamorphic rocks Irtysh crumpled zones of the garnet schists, the nucleus of each grain containing phosphate-garnet rare earths, were identified. They relate to cerium and the sodium groups and the main carrier minerals monazite and xenotime contain up to 32% and 42% of cerium and yttrium, respectively. In fact, these rocks are deposits, metamorphosed in the Ordovician period under high and ultra-high pressure. The aim is to explore the Irtysh crumpled zone and study new genetic type of rare earth raw materials in Eastern Kazakhstan, study spatial age and genetic relations; assess its commercial value and development prospects; develop and implement the technological scheme of commercialization of rare earth minerals.

The main carrier of the rare-earth mineralization is monazite, which is represented by the free phase in rocks and minerals in garnet-captive mineral. Red and black garnet, as well as its intermediate color forms, identical in composition to captive minerals: monazite (main), titanium and hematite, xenotime, tantalum-niobates (in gneiss-granites) and the complex not yet fully studied rare earth forms in red garnet are identified. Garnet is available in two contrasting forms: red and pink spessartite (with not more than 5% of pyrope) and pyrospite (containing 16-18% of pyrope). Technical tests of rare genetic material of a new type give grounds to consider it to be sufficiently promising for industrial development.

Keywords: facies, raw materials, samples, micro-inclusions, monazite, zircon, isotopic composition, age.

V. Портнов, д-р техн. наук, проф.

E-mail: vs_portnov@mail.ru,

Е. Мусина, докторант

E-mail: sea_kitten_1@mail.ru,

М. Пономарева, канд. техн. наук, доц.

E-mail: mv_ponomareva18@mail.ru,

Карагандинський державний технічний університет (КарДТУ),

Бульвар Миру, 56, м. Караганда, 100027, Казахстан,

М. Рева, канд. фіз.-мат. наук, доц.

E-mail: mvreva@gmail.com

Київський національний університет імені Тараса Шевченка, ННІ "Інститут геології"

вул. Васильківська, 90, Київ, 03022, Україна

РІДКОЗЕМЕЛЬНА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ ВИСОКОБАРИЧНИХ СЛАНЦІВ ДІЛЯНКИ "РІДКОЗЕМЕЛЬНА-СХІД-1" (ІРТІШСЬКА ЗОНА ЗМІНАННЯ)

Рідкісні метали і землі досить затребувані у високотехнологічних галузях промисловості, тому вивчення їх просторового розподілу, мінералогії, комерційного значення є актуальним завданням. У Східному Казахстані виявлено абсолютно новий генетичний тип рідкоземельної сировини. При вивченні метаморфічних порід Іртишської зони зминання виявлені гранатові сланці, з присутністю в ядрах кожного зерна гранату фосфатів рідкісних земель. Вони відносяться до церієвої й ітрієвої груп, головними мінералами-носіями є монацит і ксенотим, які містять до 32% і 42% церію й ітрію, відповідно. По суті ці породи являють собою розсипи, метаморфізовані в ордовіку в умовах високих і ультрависоких тисків. Мета роботи полягала у вивченні Іртишської зони зминання і дослідженні нового генетичного типу рідкоземельної сировини в Східному Казахстані; вивченні його просторових, вікових і генетичних зв'язків; проведенні технологічних випробувань для рідкоземельної сировини з метою оцінки її комерційного значення та перспектив промислового освоєння.

Головним носієм рідкоземельної мінералізації є монацит, який представлений вільною фазою в породах і є мінералом-в'язнем у гранаті. Червоний і чорний гранат, а також його проміжні кольорні форми, є однакови за складом мінералів-в'язнів, які представлені монацитом (головний), титано-гематитом, ксенотимом, тантало-ніобатами (в гнейсо-гранітах) і складними ще не повністю вивченими рідкоземельними формами в червоному гранаті. Гранат представлений у двох контрастних формах: червоний і рожевий альмандин-спессартин із вмістом піропу не більше 5% і піральспіт із вмістом піропу 16-18%. Проведені технологічні випробування рідкоземельної сировини нового генетичного типу дають підстави вважати її достатньо перспективною для промислового освоєння.

Ключові слова: фації, сировина, проби, мікрровключення, монацит, циркон, ізотопний склад, вік.

УДК 549 : 553.31 (477.63)

О. Демченко, асп.
E-mail: demchenkooleg121@gmail.com,
В. Евтехов, д-р геол.-минералог. наук, проф., зав. Кафедры
E-mail: evtekhov@gmail.com,
Е. Георгиева, ст. преподаватель
E-mail: hgeorg7@mail.ru
Криворожский национальный университет,
ул. Пушкина, 37, г. Кривой Рог, 50002, Украина

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ БОГАТЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД – ОДНОГО ИЗ КОМПОНЕНТОВ КРУПНОЗЕРНИСТОГО ОТСЕВА ДРОБИЛЬНО-СОРТИРОВОЧНЫХ ФАБРИК КРИВОРОЖСКОГО БАСЕЙНА

(Рекомендовано членом редакционной коллегии д-ром геол. наук, доц. С.Е. Шнюковым)

Залежи богатых железных руд Криворожского бассейна разрабатываются шахтами, глубина ведения работ составляет 1200-1500 м. В связи со сложностью конфигурации рудных залежей и недостаточной эффективностью технологии извлечения руд, в состав рудной массы попадают обломки вмещающих горных пород, преимущественно, гематитовых кварцитов и сланцев. Это приводит к тому, что общее содержание железа в добываемой рудной массе (52-54 мас.%) значительно ниже среднего значения этого показателя для руд оконтуренных и подготовленных к эксплуатации залежей (около 57 мас.%).

Для повышения качества товарной агломерационной руды, увеличения содержания железа в ее составе используется технология трехстадийного дробления и трехстадийного грохочения добытой рудной массы, реализованная на дробильно-сортировочных фабриках (ДСФ) всех семи шахт бассейна. Мелкозернистый продукт ДСФ с содержанием железа 57-60 мас.% реализуется на мировом рынке железорудного сырья. Крупнозернистые отходы ДСФ с общим содержанием железа 40-46 мас.% (средний показатель около 42 мас.%) складываются.

Отсев ДСФ разных шахт состоит из следующих компонентов: руда богатая гематитовая (7-10 мас.%), кварциты гематитовые обогащенные (5-7%), кварциты гематитовые рядовые (77-85%). Малорудные и безрудные компоненты отсева представлены некондиционными гематитовыми кварцитами (1-2%), разного состава сланцами (0,5-1%), мономинеральными кварцитами и жильным кварцем (около 0,5%). Изредка отмечаются обломки диабазов, амфиболитов, гранитов. Приоритетным по содержанию железа компонентом отсева являются частицы богатых железных руд, представленных четырьмя минеральными разновидностями: 1) железнослюдко-мартитовыми, мартитовыми; 2) дисперсногематит-мартитовыми; 3) мартит-дисперсногематитовыми; 4) дисперсногематитовыми, каолинит-дисперсногематитовыми. Содержание железа закономерно снижается в этом ряду руд и в среднем составляет, соответственно, 64,83; 58,11; 55,65; 50,96 мас.%.

Главным рудообразующим минералом отсева является гематит, количество которого изменяется от 72 (каолинит-дисперсногематитовые руды) до 92 мас.% (железнослюдко-мартитовые, мартитовые руды). Второстепенное значение имеют кварц (6-16 мас.%) и каолинит (0-10 мас.%). В незначительном количестве присутствуют другие реликтовые и новообразованные силикаты (до 0,2 мас.%), а также карбонаты (до 0,3 мас.%), гетит (до 0,2 мас.%). Присутствие тонкодисперсных минеральных фаз (дисперсный гематит, каолинит) было определено с использованием рентгеноструктурного анализа.

Результаты исследований являются основой для разработки технологии машинной рудоразборки крупнозернистого отсева ДСФ с целью выделения кондиционной рудной составляющей, которая по содержанию железа (60-62 мас.%) соответствует высококачественной товарной агломерационной руде.

Ключевые слова: железисто-кремнистая формация, Криворожский бассейн, богатые железные руды, использование отходов обогащения руд.

Введение. Залежи богатых железных руд Криворожского бассейна разрабатываются шахтами, глубина ведения добычных работ составляет 1200-1500 м. В связи со сложностью конфигурации рудных залежей и недостаточной эффективностью технологии извлечения руд в состав рудной массы попадают обломки вмещающих пород, преимущественно, гематитовых кварцитов и сланцев. В связи с этим общее содержание железа в составе добываемой рудной массы (52-54 мас.%) значительно ниже среднего содержания этого же показателя в рудах оконтуренных и подготовленных к эксплуатации залежей (57-58 мас.%).

Для повышения качества товарной агломерационной руды, увеличения содержания в ее составе железа, используется технология трехстадийного дробления и трехстадийного грохочения добытой рудной массы, реализованная на дробильно-сортировочных фабриках (ДСФ) всех семи шахт бассейна. Мелкозернистый продукт ДСФ с содержанием железа 55-60 мас.% реализуется на мировом рынке железорудного сырья. Крупнозернистые отходы ДСФ с общим содержанием железа 40-46 мас.% (средний показатель около 42 мас.%) складываются. К настоящему времени накоплено, по разным оценкам, от 15 до 20 млн т этого вида вторичного железорудного сырья, ежегодно этот показатель увеличивается на 1,5-2 млн т. С целью его утилизации ведутся минералогические и технологические исследования, направленные на разработку эффективной технологии производства из отсева высококачественных полезных конечных продуктов: агломерационной руды с содержанием железа 60-61 мас.%, аглоконцентрата (62-63 мас.%), рядового концентрата (64-66 мас.%) и высококачественного концентрата (67-69 мас.%).

Разработка технологии повторного обогащения отсева ДСФ должна базироваться на результатах его детальных минералогических и петрографических исследований. Предварительные результаты показали, что отсев ДСФ разных шахт состоит из следующих компонентов: руда богатая гематитовая (7-10 мас.%), кварциты гематитовые обогащенные (5-7%), кварциты гематитовые рядовые (77-85%). Малорудные и безрудные компоненты отсева представлены некондиционными гематитовыми кварцитами (1-2%), разного состава сланцами (0,5-1%), мономинеральными кварцитами и жильным кварцем (около 0,5%). Изредка отмечаются обломки диабазов, амфиболитов, гранитов. Неполное извлечение частиц богатых руд из добытой рудной массы, с чем связано их присутствие в составе крупнозернистого отсева ДСФ, объясняется неоптимальностью работы дробильного оборудования [4].

Приоритетным по содержанию железа компонентом отсева являются частицы богатых железных руд. Они представлены четырьмя минеральными разновидностями: 1) железнослюдко-мартитовыми, мартитовыми ("синьками"); 2) дисперсногематит-мартитовыми ("краско-синьками"); 3) мартит-дисперсногематитовыми ("синько-красками"); 4) дисперсногематитовыми, каолинит-дисперсногематитовыми ("красками") (рис. 1). Изучению минерального состава богатых руд Кривбасса посвящены работы многих авторов [1-3, 5, 6]. Наиболее детально исследована железнослюдко-мартитовая составляющая руд. Природа, минеральный и химический состав дисперсногематитовой составляющей были изучены слабее и вызывали споры [1-3, 5-7]. За прошедшие 30-40 лет глубина ведения добычных работ значительно возросла, ми-

неральный состав добываемых руд (в том числе дисперсногематитовых), в связи с проявлением вертикальной минералогической зональности рудных залежей, существенно изменился.

Целью работы было уточнение существующих представлений о минеральном составе руд названных выше четырех минеральных разновидностей, обломки которых присутствуют в составе крупнозернистого отсева ДСФ.



Рис. 1. Основные минеральные разновидности богатых руд входящих в состав отсева ДСФ:
а – мартитовая ("синька"); б – дисперсногематит-мартитовая ("краско-синька"); в – мартит-дисперсногематитовая ("синько-краска"); г – каолинит-дисперсногематитовая ("краска").

Исходный материал. В качестве исходного материала использовался крупнозернистый отсев ДСФ шахты "Заря-Октябрьская". Выбор определялся центральным положением шахты в границах Саксаганского железорудного района Кривбасса, в границах которого в настоящее время ведется добыча богатых железных руд. Отбор материала исходной пробы проводился на складе крупнозернистого отсева ДСФ шахты. Размер частиц составлял -100+20 мм. Использовался стандартный метод "двадцати пяти точек". Производилась зачистка внешнего слоя заскладированного материала на глубину до 50 см, затем отбирались рядовые пробы массой около 40 кг. Рядовые пробы отсева были скомпонованы в объединенную пробу, масса которой составила 1075 кг.

Результаты исследований и их обсуждение. Материал объединенной пробы был усреднен стандартным методом "тройного кольца-конуса", затем усредненный материал ("третий конус") был отквартрован, четвертая часть его массы (около 270 кг) была подвергнута дроблению до крупности частиц -10+0 мм. Из продуктов дробления после их усреднения была отобрана

навеска массой 10 кг для выполнения сокращенного фазового анализа, который проводился в химической лаборатории Государственной инспекции ГИК Южруда. Общее содержание железа ($Fe_{общ.}$) в составе материала объединенной пробы отсева составило 42,64 мас.%, содержание железа, входящего в состав магнетита ($Fe_{магн.}$), – 0,89 мас.%.

Из оставшегося материала объединенной пробы были отобраны штучки всех названных выше четырех минеральных разновидностей руд. Для каждой из них были изготовлены по 25 прозрачных и 25 полированных шлифов. При проведении минералогических исследований применялись макроскопические и микроскопические (бинокулярный, петрографический, минералогический микроскопы) методы.

Результаты определений количества минералов, полученные в объемных процентах, были пересчитаны на массовые проценты (табл. 1) с учетом плотности минералов и средних показателей плотности руд четырех разновидностей.

Таблица 1. Среднее содержание (мас.%) рудообразующих и второстепенных минералов в составе богатых железных руд, частицы которых присутствуют в крупнозернистом отсева ДСФ

Минералы	Минеральные разновидности руд			
	1	2	3	4
гематит	91,52	81,35	78,29	71,86
в том числе:				
мартит	83,60	70,34	32,33	2,41
железная слюдка	7,40	1,13	0,11	0,00
дисперсный гематит	0,52	9,88	45,85	69,45
магнетит	0,91	1,23	0,99	0,60
гидроксиды железа	0,17	0,17	0,16	0,18
в том числе:				
гетит	0,15	0,14	0,11	0,11
лепидокрокит	0,02	0,01	0,01	0,00
дисперсный гетит	0,00	0,02	0,04	0,07
минералы группы кварца	6,45	14,68	13,21	15,83
в том числе:				
кварц реликтовый метаморфогенный	6,21	14,44	13,05	15,75
кварц новообразованный гипергенный	0,17	0,13	0,09	0,05
халцедон	0,05	0,07	0,04	0,02
опал	0,02	0,04	0,03	0,01
силикаты	0,15	1,59	6,18	10,22
в том числе:				
реликтовые метаморфогенные (хлорит, биотит, куммингтонит)	0,01	0,07	0,08	0,13
эпигенетические гипергенные (серпентин, тальк, хлорит, каолинит, селадонит, стильпномелан)	0,14	1,52	6,10	10,09
карбонаты в том числе:	0,27	0,28	0,29	0,19
реликтовые метаморфогенные (сидерит, сидероплезит, пистомезит)	0,03	0,09	0,14	0,07
эпигенетические гипергенные (кальцит, арагонит, доломит, ферродоломит)	0,24	0,19	0,15	0,12

Закінчення табл. 1

Минералы	Минеральные разновидности руд			
сульфиды	0,03	0,09	0,12	0,18
в том числе:				
пирит	0,02	0,07	0,08	0,13
марказит	0,01	0,01	0,02	0,02
мельниковит	0,00	0,01	0,02	0,01
галогениды (галит, сильвин)	0,38	0,41	0,43	0,48
сульфаты (гипс, алунит, барит, ярозит, копияпит, целестин)	0,02	0,06	0,13	0,19
апатит	0,10	0,12	0,15	0,19
акцессорные минералы (циркон, рутил, ильменит, турмалин)	0,00	0,02	0,05	0,08
Всего	100,00	100,00	100,00	100,00

Минеральные разновидности богатых руд: 1 – железнослюдко-мартитовые, мартитовые ("синьки"); 2 – дисперсногематит-мартитовые ("краско-синьки"); 3 – мартит-дисперсногематитовые ("синько-краски"); 4 – дисперсногематитовые, каолинит-дисперсногематитовые ("краски").

В соответствии с результатами минералогических исследований, главным минералом руд является гематит, представленный тремя морфологическими разновидностями: мартитом, железной слюдой и дисперсным гематитом (табл. 1). Второстепенное значение имеют кварц и каолинит. Кварц представлен двумя генетическими разновидностями: 1) реликтовый, сохранившийся при оруденении исходных железистых кварцитов; 2) новообразованный (цементационный) – продукт заполнения пор кварцем, реже халцедоном, опалом, которые выделялись из эпигенетических гипергенных растворов. Каолинит также присутствует в виде двух генетических разновидностей: 1) продукт разложения исходных глиноземсодержащих силикатов (хлорит, биотит и др.); 2) цементационный (в пустотах руд).

В незначительном количестве в составе руд присутствуют другие эпигенетические гипергенные минералы: карбонаты (кальцит, арагонит, доломит, ферродоломит), силикаты (серпентин, тальк, каолинит, хлорит, се-

ладонит, стильномелан и др.), сульфиды (пирит, марказит, мельниковит), апатит. Их количество закономерно уменьшается от высокопористых мартитовых, железнослюдко-мартитовых руд через дисперсногематит-мартитовые, мартит-дисперсногематитовые к слабопористым дисперсногематитовым, каолинит-дисперсногематитовым рудам.

Одной из наибольших проблем минералогических исследований богатых руд Кривбасса является идентификация дисперсных минералов (дисперсный гематит, каолинит) [1-3, 7], которые представлены микро- (размер менее 0,01 мм) и наночастицами (менее 0,001 мм). Для их диагностики авторы применили метод рентгеноструктурного анализа. Его результаты (рис. 2) показали, что дисперсногематитовая (суриковая, красковая) составляющая богатых руд представлена, главным образом, гематитом, кварцем и каолинитом. Эти данные использовались при количественных расчетах минерального состава руд (табл. 1).

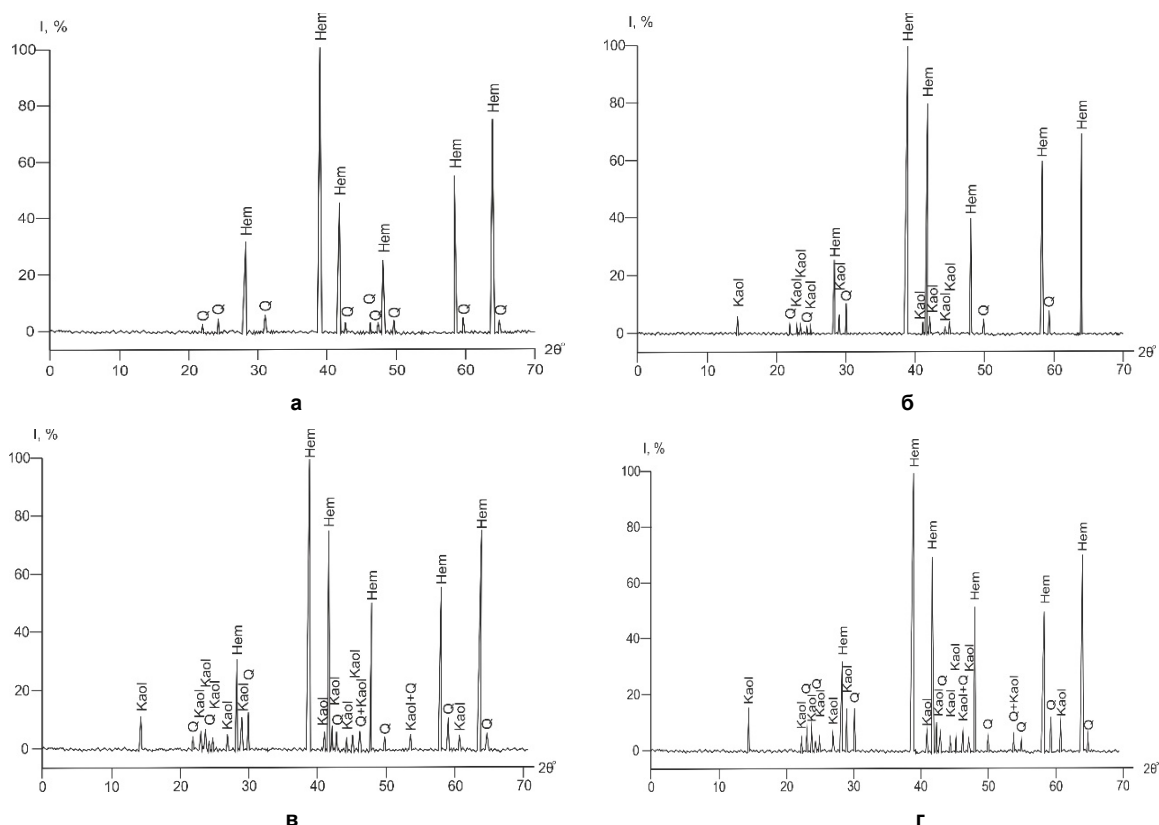


Рис. 2. Рентгенограммы основных минеральных разновидностей богатых руд:

а – железнослюдко-мартитовые, мартитовые ("синьки"); б – дисперсногематит-мартитовые ("краско-синьки"); в – мартит-дисперсногематитовые ("синько-краски"); г – дисперсногематитовые, каолинит-дисперсногематитовые ("краски")

Для оценки потенциала рудной составляющей изученного отсева методами макрокопической и микрокопической рудоразборки было определено количественное соотношение в его составе четырех минеральных разновидностей богатых руд: железослюдко-мартитовые, мартитовые – 64,1%; дисперсногематит-мартитовые – 21,3%; мартит-дисперсногематитовые –

8,8%; дисперсногематитовые, каолинит-дисперсногематитовые – 5,8%.

Часть материала каждой минеральной разновидности руд использовалась для компоновки навесок, которые были направлены на выполнение сокращенного фазового анализа (табл. 2).

Таблица 2. Результаты сокращенного фазового анализа богатых руд, частицы которых присутствуют в составе крупнозернистого отсева ДСФ

Минеральные разновидности руд	Содержание, мас.%	
	Fe _{общ.}	Fe _{магн.}
железослюдко-мартитовые, мартитовые ("синьки")	64,83	0,67
дисперсногематит-мартитовые ("краско-синьки")	58,11	0,85
мартит-дисперсногематитовые ("синько-краски")	55,65	0,73
дисперсногематитовые, каолинит-дисперсногематитовые ("краски")	50,96	0,42

С учетом количественного соотношения минеральных разновидностей богатых руд в составе отсева ДСФ и данных о содержании в них железа (табл. 2) было рассчитано средневзвешенное содержание железа в рудном материале, оно составило 61,78 мас. %.

Таким образом, выделив из крупнозернистого отсева присутствующую в его составе рудную составляющую с использованием методов гравитационного и магнитного обогащения, можно получить высококачественную агломерационную руду с содержанием железа 60-62 мас. %. Выход этого продукта, прогнозируемо, составит 150-200 тыс. т. По качественным показателям он будет соответствовать самым высоким требованиям мирового рынка железорудного сырья.

Выводы.

1. Богатые железные руды семи месторождений Криворожского бассейна разрабатываются подземным способом. Извлекаемая из недр рудная масса в связи с низким содержанием железа в ее составе (52-54 мас. %) подвергается обогащению на ДСФ шахт методом тройного дробления и грохочения. В результате содержание железа в производимом мелкозернистом (менее 20 мм) продукте – товарной агломерационной руде – повышается до 57-60 мас. %. Отходом обогащения является крупнозернистый (20-100 мм) отсев с содержанием железа 40-46 мас. % (средний показатель около 42 мас. %). На складах шахт накоплено 15-20 млн т отсева; ежегодно этот показатель увеличивается на 1,5-2 млн т.

2. В связи с неоптимальностью разделения рудной и нерудной составляющей в процессе обогащения, в составе крупнозернистого отсева присутствует до 10 мас. % богатой железной руды. Другими его компонентами являются: обогащенные гематитовые кварциты (5-7%), рядовые гематитовые кварциты (77-85%), малорудные гематитовые кварциты (1-2%), сланцы (0,5-1%), мономинеральные кварциты и жильный кварц (около 0,5%). Изредка отмечаются обломки диабазов, амфиболитов, гранитов.

3. Богатые руды представлены четырьмя минеральными разновидностями: железослюдко-мартитовыми, мартитовыми (среднее содержание железа около 65 мас. %), дисперсногематит-мартитовыми (около 58 мас. %), мартит-дисперсногематитовыми (около 56 мас. %), дисперсногематитовыми, каолинит-дисперсногематитовыми (около 51 мас. %). По данным количественных минералогических подсчетов, руды имеют практически биминеральный состав: суммарное содержание

гематита и кварца (для руд разного минерального состава) изменяется от 87 до 98 мас. %.

4. Извлечение из крупнозернистого отсева рудных частиц с использованием магнитной или гравитационной технологий позволит ежегодно дополнительно получать 150-200 тыс. т высококачественной агломерационной руды с содержанием железа 60-62 мас. %.

Список использованной литературы

- Белевцев Я.Н. Генезис железных руд Криворожского бассейна / Я.Н. Белевцев, Г.Г. Бура, Р.П. Дубинкина и др. – Киев: Изд. АН УССР, 1959. – 308 с.
- Белевцев Я.Н. Геология Криворожских железорудных месторождений. Т.2. / Я.Н. Белевцев, Г.В. Тохтуев, А.И. Стрыгин и др. – Киев: Изд. АН УССР, 1962. – 567 с.
- Белевцев Я.Н. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Генезис железных руд / Я.Н. Белевцев, В.М. Кравченко, Д.А. Кулик. – Киев: Наукова думка, 1991. – 215 с.
- Демченко О.С. Петрографічний склад відсіву дробарно-сортувальних фабрик Криворізького басейну / О.С. Демченко, В.Д. Євтехов // Сталій розвиток промисловості та суспільства: матеріали міжнародної науково-технічної конференції. Кривий Ріг, 20-23 травня 2015 р. – Кривий Ріг: Криворізький національний університет, 2015. – С. 62-66.
- Каниболоцкий П.М. Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна / П.М. Каниболоцкий. – Черновцы: Изд. АН УССР, 1946. – 312 с.
- Мартыненко Л.И. Роль гипергенных процессов в образовании руд Саксаганской полосы Кривого Рога / Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна / Л.И. Мартыненко. – Киев: Изд. АН УССР, 1955. – С. 100-113.
- Федорченко В.С. К вопросу о генезисе "красковых" руд Криворожского бассейна / В.С. Федорченко. – Минералогический сборник. – 1955. – №9. – С. 216-220.

References

- Belevtsev, Ya.N., Bura, G.G., Dubinkina, R.P. et al. (1959). Genesis of the Krivoy Rog basin iron ore. Kiev: Publishing House of Ukrainian Academy of Sciences, 308 p. [in Russian].
- Belevtsev, Ya.N., Tokhtuyev, G.V., Strygin, A.I. et al. (1962). Geology of Kryvyi Rih iron ore deposits. Kiev: Publishing House of Ukrainian Academy of Sciences, 2, 567 p. [in Russian].
- Belevtsev, Ya.N., Kravchenko, V.M., Kulik, D.A. (1991). Precambrian banded iron formations of the European part of the USSR. Genesis of iron ores. Kiev: Naukova Dumka, 215 p. [in Russian].
- Demchenko, O.S., Evtekhov, V.D. (2015). Petrographic composition of screenings from crushing and screening plants of the Kryvyi Rih basin. Sustainable development of industry and society. International scientific-technical conference proceedings. Kryvyi Rih, 20-23 May 2015. Kryvyi Rih: Kryvyi Rih national university, 62-66. [in Ukrainian].
- Kanibolotskyi, P.M. (1946). Petrogenesis of rocks and ores of the Kryvyi Rih iron ore basin. Chernivtsi: Publishing House of Ukrainian Academy of Sciences, 312 p. [in Russian].
- Martynenko, L.I. (1955). The role of supergene processes in the formation of the Saksagan band ores in Krivoy Rog. Geology and ore genesis of ores in the Krivoy Rog basin iron ore. Kyiv: Publishing. House of Ukrainian Academy of Sciences, 100-113. [in Russian].
- Fedorchenko, V.S. (1955). Concerning the genesis of "red dirt" ores in the Krivoy Rog basin. Mineralogical journal, 9, 216-220. [in Russian].

Надійшла до редколегії 17.01.17

O. Demchenko, PhD Student
E-mail: demchenkooleg121@gmail.com,
V. Evtekhov, Dr. Sci. (Geol.- Min.), Prof.
E-mail: evtekhov@gmail.com,
H. Georgiieva, Senior Lecturer
E-mail: hgeorg7@mail.ru
Kryvyi Rih National University,
37, Pushkin Str., Kryvyi Rih, 50002, Ukraine

MINERAL COMPOSITION OF HIGH-GRADE IRON ORES THAT ARE ONE OF THE COMPONENTS OF COARSE GRAINED SCREENINGS FROM CRUSHING AND SCREENING PLANTS IN THE KRYVYI RIH BASIN

The deposits of high-grade iron ores of Kryvyi Rih basin are exploited by mines, the depth of mining operations takes up to 1200-1500 m. Due to the complexity of the configuration of ore deposits and to the lack of efficiency of ore extraction technologies, debris of the surrounding rocks, mainly hematite quartzites and schists, get into the lode rock. In this regard, the total content of iron in produced ore mass (52-54 mass.%) is significantly lower than the average content of the same figure in the ores occurring within contoured and prepared for exploitation deposits (about 57 mass.%).

To improve the quality of marketable sinter ore, to increase the content of iron in its composition, the technology of three-stage crushing and three-stage screening for produced ore mass is used, which is implemented at the crushing and screening plants (CSP) of all seven mines of the basin. Fine-grained product of CSP with iron content up to 57-60 mass.% is sold on the global market of iron ore raw material. Coarse grained waste from CSP with a total iron content up to 40-46 mass.% (average index of about 42 mass.%) are stockpiled.

Screenings from different mines CSP consist of the following components: high-grade hematite ore (7-10 mass.%), enriched hematite quartzite (5-7%), ordinary hematite quartzites (77-85%). Low ore and barren components of screenings are substandard hematite quartzites (1-2%), schists of different composition (0.5-1%), monomineral quartzites and vein quartz (about 0.5%). Occasionally fragments of diabase, amphibolite, and granite can be observed. Particles of high-grade iron ores represented by four mineral varieties such as: 1) micaceous hematite-martite, martite; 2) dispersed hematite-martite; 3) martite-dispersed hematite; 4) dispersed hematite, kaolinite- dispersed hematite are the priority components of the screenings in terms of iron content. The iron content naturally decreases in the sequence of ores and is, in average, respectively, 64.83; 58.11; 55.65; 50.96 mass.%.

The main ore-forming mineral is hematite, the amount of which varies from 72 mass.% (dispersed hematite, kaolinite-dispersed hematite ores) to 92 mass.%. (micaceous hematite-martite, martite ores). Quartz (6-16 mass.%) and kaolinite (0-10 mass.%) are of secondary importance. Other relict and newly formed silicates are represented in small quantities (up to 0.2 mass.%) as well as carbonates (up to 0.3 mass.%), and goethite (up to 0.2 mass.%). The presence of finely dispersed mineral phases (dispersed hematite, kaolinite) was determined using X-ray analysis.

The research results are the basis for development of the technology for removing conditioned ore components with iron content 60-62 mass.% from CSP screenings by means of machine screening.

Key words: banded iron formation, Kryvyi Rih basin, high grade iron ore, using of waste ore dressing.

O. Демченко, асп.
E-mail: demchenkooleg121@gmail.com,
В. Євтехов, докт. геол.-мінералог. наук, проф., зав. Кафедри
E-mail: evtekhov@gmail.com,
Е. Георгієва, ст. викладач
E-mail: hgeorg7@mail.ru
Криворізький національний університет,
вул. Пушкіна, 37, м. Кривий Ріг, 50002, Україна

МІНЕРАЛЬНИЙ СКЛАД БАГАТИХ ЗАЛІЗНИХ РУД – ОДНОГО З КОМПОНЕНТІВ КРУПНОЗЕРНИСТОГО ВІДСІВУ ДРОБИЛЬНО-СОРТУВАЛЬНИХ ФАБРИК КРИВОРІЗЬКОГО БАСЕЙНУ

Поклади багатих залізних руд Криворізького басейну розробляються шахтами, глибина ведення видобувних робіт складає 1200-1500 м. У зв'язку зі складністю конфігурації рудних покладів і недостатньою ефективністю технології вилучення руд, до складу рудної маси потрапляють уламки вмісних гірських порід, переважно, гематитових кварцитів і сланців. З цим пов'язано те, що загальний вміст заліза у видобутій рудній масі (52-54 мас.%) значно нижчий середнього значення цього показника для руд оконтурених і підготовлених до експлуатації покладів (близько 57 мас.%).

Для підвищення якості товарної агломераційної руди, збільшення вмісту заліза в її складі використовується технологія тристадійного дроблення та тристадійного грохотіння видобутої рудної маси, реалізована на дробарно-сортувальних фабриках (ДСФ) всіх семи шахт басейну. Дрібнозернистий продукт ДСФ з вмістом заліза 57-60 мас.% реалізується на світовому ринку залізрудної сировини. Крупнозернисті відходи ДСФ із загальним вмістом заліза 40-46 мас.% (середній показник близько 42 мас.%) складаються.

Відсів ДСФ різних шахт складається з наступних компонентів: руда багата гематитом (7-10 мас.%), кварцити гематитові збагачені (5-7%), кварцити гематитові рядові (77-85%). Малорудні і безрудні компоненти відсіву представлені некондиційними гематитовими кварцитами (1-2%), різного складу сланцями (0,5-1%), мономінеральними кварцитами та жильним кварцем (близько 0,5%). Зрідка відзначаються уламки діабазів, амфіболітів, гранітів. Пріоритетним за вмістом заліза компонентом відсіву є частки багатих залізних руд, представлених чотирма мінеральними різновидами: 1) залізностудко-мартитові, мартитові; 2) дисперсногематит-мартитові; 3) мартит-дисперсногематитові; 4) дисперсногематитові, каолінит-дисперсногематитові. Вміст заліза закономірно знижується в цьому ряду руд і в середньому становить, відповідно, 64,83; 58,11; 55,65; 50,96 мас.%.

Головним рудоутворювальним мінералом відсіву є гематит, кількість якого змінюється від 72 (каолінит-дисперсногематитові руди) до 92 мас.% (залізностудко-мартитові, мартитові руди). Другорядне значення мають кварц (6-16 мас.%) і каолінит (0-10 мас.%). У незначній кількості присутні інші реліктові та новостворені силікати (до 0,2 мас.%), а також карбонати (до 0,3 мас.%), гетит (до 0,2 мас.%). Присутність тонкодисперсних мінеральних фаз (дисперсний гематит, каолінит) було визначено з використанням рентгено-структурного аналізу.

Результати досліджень є основою для розробки технології машинної рудорозборки крупнозернистого відсіву ДСФ з метою виділення кондиційної рудної складової, яка за вмістом заліза (60-62 мас.%) відповідає високоякісній товарній агломераційній руді.

Ключові слова: залізисто-кремниста формація, Криворізький басейн, багаті залізні руди, використання відходів збагачення руд.

УДК 553.22:553.24.068.7 (477.63)

М. Рузина, д-р геол. наук, проф.
E-mail: ruzinamarina@rambler.ru,
О. Терешкова, канд. геол. наук, доц.
E-mail: terolla@ukr.net,
Н. Билан, канд. геол. наук, доц.
E-mail: bilanatan@gmail.com,
И. Жильцова, канд. геол. наук, доц.
E-mail: zhilcova_i_v@rambler.ru

Государственное ВУЗ "Национальный горный университет"
пр. Д. Яворницкого, 19, г. Днепр, 49005, Украина

РОЛЬ ДИСЛОКАЦИОННОГО МЕТАМОРФИЗМА В ЭНДОГЕННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ В БЕЛОЗЕРСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЕ

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

Цель исследований – определение условий формирования эпигенетических рудных формаций в пределах Белозерской зеленокаменной структуры (БЗКС).

Методика исследований состояла в определении состава, строения и взаимоотношений геологических и рудных формаций, в изучении состава формаций гидротермальных метасоматитов.

Результаты. В гидротермальных метасоматитах лиственит-березитовой, грейзеновой и углеродистой формаций, пространственно совмещенных с михайловской свитой белозерской серии в пределах одноименной структуры, выявлена комплексная минерализация благородных металлов (БМ). Рассматриваемый тип минерализации обнаружен в разных стратиграфических комплексах на всей территории БЗКС, но наиболее интенсивно выражен в породах лежащего бока Южно-Белозерского месторождения. Аномальные зоны обладают пластиновидно-блоковой формой, залегают многоярусно и составляют параллельные группы (пучки) с крутым восточным падением и близким к согласному залеганием. Для вещественного состава оруденения благородных металлов характерны две особенности – преимущественная локализация в метасоматитах лиственит-березитовой формации и сложный многостадийный характер с пространственным совмещением четырех разновозрастных минеральных парагенезисов. Для условий гидротермального рудообразования в БЗКС характерно отсутствие не только генетической, но и парагенетической связи гидротермальных образований с магматизмом. В формировании структуры ведущая роль принадлежит дислокационному метаморфизму, который проявился после регионального и независимо от него. Рудоконтролирующими являются региональные и локальные разломные структуры – от положения БЗКС в узле пересечения четырех систем глубинных разломов до подчиненных им разломных, складчатых и будижа-структур. Пространственное совмещение разных по типу и возрасту процессов рудообразования связано с многократным проявлением тектонической активизации и со структурным положением мощной метабазитовой конкской серии под существенно терригенной белозерской серией. При этом флюидно-эксплозивные образования, выявленные в пределах переверзе-ской свиты белозерской серии, по морфологическим особенностям, минеральному составу и структуре проявляют аналогию с алмазоперспективными вишеритами Урала и алмазонасными филлитами Бразилии.

Научная новизна. Установлены факты, свидетельствующие о реальности проявлений дислокационного метаморфизма зон глубинных разломов и обосновывающие его рудообразующую роль в формировании комплекса эпигенетических рудных формаций.

Практическое значение. Результаты исследований позволяют прогнозировать возможность открытия нетрадиционных месторождений БМ в черносланцевых толщах и алмазоперспективных формаций некимберлитового генезиса.

Ключевые слова: дислокационный метаморфизм, рудные формации, флюидно-эксплозивные образования, благородные металлы.

Постановка проблемы и ее связь с важнейшими научными и практическими задачами.

В настоящее время термин "дислокационный метаморфизм" (ДМ), бесспорно, признан в ряду других типов метаморфизма, но общепринятого его понимания нет, что приводит к широкому толкованию в пределах двух крайних значений. Первое сводит роль ДМ только к тектоническим структурно-текстурным изменениям пород и тем самым отрицает существование такого типа метаморфизма. Второе – предельно широкое толкование объединяет комплекс деформационных и глубоких вещественных преобразований состава пород, при котором теряются различия между дислокационным, региональным и другими типами метаморфизма.

Согласно определению, принятому авторами статьи, ДМ – мощный преобразующий процесс зон глубинных разломов, для которого характерно многообразное сочетание деформационно-тектонических преобразований пород с обязательным появлением новообразованных минеральных фаз. В принятом определении дислокационный метаморфизм также является самостоятельным генератором дегидратационных гидротермальных растворов. В процессе многолетних исследований генезиса комплексной эпигенетической минерализации благородных металлов в Белозерской зеленокаменной структуре (БЗКС) установлены факты, свидетельствующие о реальности проявлений дислокационного метаморфизма зон глубинных разломов в пределах изучаемой структуры и обосновывающие его рудообразующую роль в формировании комплекса эпигенетических

рудных формаций – благородных металлов, тальк-магнетитовых проявлений, а также позволяющие прогнозировать алмазоперспективные формации некимберлитового генезиса, связанные с флюидно-эксплозивными образованиями.

Анализ исследований и публикаций, в которых предложено решение данной проблемы.

Термин "дислокационный метаморфизм" был предложен и обоснован Ч. Андреаттой, П. Рамдором и Г. Шнейдерхеном [10]. Впоследствии содержание термина было дополнено Я.Н. Белевцевым, В.А. Буряком, Е.И. Паталахой и другими авторами [4, 9], но наибольшее развитие он получил в работах В.И. Казанского [2]. По мнению В.В. Соболева, В.М. Кравченко и др. [13], принципиально важным отличием ДМ от других типов метаморфизма является влияние практически неучтенного преобразующего фактора – электромагнитных полей.

Согласно трактовке В.И. Казанского, основное отличие дислокационного метаморфизма от регионального и контактового состоит в том, что деформационные и вещественные преобразования при ДМ происходят в конкретной геотектонической обстановке глубинных разломов.

П.Ф. Иванкиным, Н.И. Назаровой и рядом других исследователей созданы схемы вертикальной структурно-морфологической и вещественной зональности метасоматических колонн, которые позволяют определять эрозионный срез и прогнозировать оруденение на глубину [7].

В настоящее время исследования процессов рудообразования в обстановке зон глубинных разломов особо актуа-

льны в связи с обнаружением новых, нетрадиционных, некимберлитовых источников алмазности, результаты изучения которых представлены в [1, 8, 12, 14].

Выделение нерешенных ранее положений общей проблемы, которым посвящена статья.

Целесообразность исследований обоснована неоднородностью трактовки термина "дислокационный метаморфизм". Результаты исследований авторов, представленные в данной статье, позволяют обосновать рудогенерирующую роль дислокационного метаморфизма зон глубинных разломов в формировании комплексных эпигенетических рудных формаций благородных металлов на примере изученной Белозерской структуры, а также позволяют прогнозировать возможность открытия в ней нетрадиционных, алмазоперспективных формаций некимберлитового генезиса.

Цель исследований состояла в определении условий формирования эпигенетических рудных формаций в пределах Белозерской зеленокаменной структуры. Основные задачи исследований состояли в определении состава, строения и взаимоотношений геологических и рудных формаций, в изучении состава формаций гидротермальных метасоматитов, с которыми связано комплексное оруденение благородных металлов, а также в обосновании роли дислокационного метаморфизма в формировании эндогенных рудных формаций в пределах изучаемой структуры.

Изложение основного материала. Белозерская зеленокаменная структура – одна из крупнейших структур, расположенных в пределах Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита: её ширина достигает 20 км, а протяженность в меридиональном направлении – 60 км. Западный и Северо-восточный блоки сложены различными свитами конкской серии, а юго-восточный – белозерской серией. Конкская серия залегает в основании разреза БЗКС и благодаря большой мощности (7-7,5 км), существенно вулканогенному составу и подстилающему структурному положению во многом определяет потенциальный состав кластогенных и гидротермальных компонентов, проявившихся в вышележащей – белозерской серии. Формационный и петрографический состав конкской серии в БЗКС соответствует её составу в остальных зеленокаменных структурах (ЗКС) Среднего Приднпровья. По формационному признаку серия разделена на 3 свиты. Две нижние, общей мощностью 2-2,5 км образуют западный блок ("Западный участок"), третья – верхняя, мощностью 5 км составляет северо-восточный блок. Нижняя – существенно амфиболитовая свита соответствует сурской свите схемы Национального стратиграфического комитета Украины (НСКУ) и сложена ортоамфиболитами с прослоями кристаллических сланцев основного состава. Средняя – железорудная свита также соответствует сурской свите схемы НСКУ и представлена переслаиванием пачек гранатсодержащих грюнерит-магнетитовых и роговообманково-магнетитовых кварцитов с парасланцами и с ортоамфиболитами, которые содержат прослой метабазитов. По всем признакам средняя свита представляет характерный железисто-кремнисто-метабазитовый тип железорудных формаций докембрия, который постоянно присутствует в составе зеленокаменных комплексов нижнего яруса всех ЗКС. Он известен под названием железорудной формации алгоманского типа. Верхняя свита слабо изучена.

Белозерская серия – основной объект исследований занимает южный блок БЗКС. На основании геохронологических данных установлено, что она имеет неогарейский возраст. П.Е. Винниченко была предложена трехчленная схема стратиграфического разделения белозерской серии (в составе михайловской, запорожской и переверзевской свит).

По результатам исследований, проведенных при участии авторов статьи, в гидротермальных метасоматитах лиственит-березитовой и углеродистой формации

[5, 11], пространственно совмещенных с михайловской свитой белозерской серии, выявлена комплексная минерализация из четырех благородных металлов (Au, Ag, Pt, Pd) и единичные рудопоявления благородных металлов. Рассматриваемый тип минерализации обнаружен в разных стратиграфических комплексах на всей территории БЗКС, но наиболее интенсивно он выражен и полнее всего изучен в породах лежащего бока Южно-Белозерского месторождения.

Аномальные зоны обладают пластиновидно-блоковой формой, залегают многоярусно и составляют параллельные группы (пучки) с крутым восточным падением и близким к согласному залеганием. Мощность семи вскрытых аномальных блоков – пластин составляет 25-375 м, а расстояние между ними – 70-150 м. В те же интервалы укладываются и размеры аномальных зон Северо-Белозерского месторождения. Протяженность блоков по простиранию не менее 1000-2500 м, возможно и большая. Пластиновидно-блоковый характер зон геохимических аномалий и вмещающих гидротермальных метасоматитов обусловлен такой же формой и размерами ведущих рудоконтролирующих структур 1-го ранга в виде параллельных зон вторичного расслаивания, которые пересекают всю БЗКС и составляют общую внутреннюю структуру узла пересечения глубинных разломов. Именно эта система параллельно-поясовых структур обусловила возможность пространственного совмещения разновозрастных продуктов гидротермально-метасоматического рудообразования.

Локальные рудовмещающие структуры для благородных металлов (БМ) не определены, их вероятные типы можно предполагать на основании структур месторождений-аналогов. В их числе наиболее благоприятны локальные раздувы мощности в зонах продольных складок, поперечные и флексурные изгибы с расслоением пород, рой кварцевых жил альпийского типа и участки переслаивания пород разной компетентности.

В дополнение следует подчеркнуть две особенности вещественного состава оруденения. Во-первых, размещение подавляющей части рудной минерализации в метасоматитах лиственит-березитовой формации, которые составляют 60% объема всех метасоматитов и образуют для остальных своеобразный петрографический фон. Во-вторых, её сложный, многостадийный характер с пространственным совмещением (наложением) четырех разновозрастных минеральных парагенезисов.

При этом для условий гидротермального рудообразования в БЗКС характерны следующие факты:

- отсутствие не только генетической, но и парагенетической связи гидротермальных образований с магматизмом и ведущая роль дислокационного метаморфизма, который проявился после регионального и независимо от него;
- определяющая рудоконтролирующая роль региональных и локальных разломных структур – от положения БЗКС в узле пересечения четырех систем глубинных разломов [5, 11] до подчиненных им также разломных, складчатых и будинаж-структур;
- структурное положение мощной метабазитовой конкской серии под существенно терригенной белозерской серией;
- многократное проявление тектонической активизации, с чем связано пространственное совмещение разных по типу и возрасту процессов рудообразования.

Дислокационному метаморфизму постоянно сопутствуют собственно пневматолитовые, гидротермальные метасоматические и секреторные изменения пород. Но, в отличие от регионального и контактового метаморфизма, деформационные и вещественные преобразования при ДМ происходят в конкретной геотектонической обстановке глубинных разломов. Именно по этой причине определение "дислокационный" вместо "динамический" представляется более конкретным и выразительным.

Ведущей причиной ДМ в этих условиях оказывается ориентированное сжатие – стресс и неоднократная смена режима сжатия растяжением. В итоге, по заключению В.И. Казанского и результатам исследований ряда авторов [3, 15, 16 и др.], дислокационный метаморфизм – это мощный преобразующий процесс, для которого характерно многообразное сочетание всегда преобладающих деформационно-тектонических преобразований пород с подчиненной, но обязательной ролью вещественных изменений. Геологическим местом проявления ДМ являются глубинные разломы. П.Ф. Иванкиным, Н.И. Назаровой созданы схемы вертикальной структурно-морфологической и вещественной зональности метасоматических колонн, которые позволяют определять эрозионный срез и прогнозировать оруденение на глубину [7].

Наиболее очевидным и ярким проявлением ДМ в роли рудообразующего фактора можно считать метаморфогенную усадку железистых кварцитов, подробно изученную в Криворожском бассейне и КМА [4]. Не менее важно, что это явление раскрывает суть ДМ и подтверждает правомерность его обособления.

В данном примере речь идет о благоприятном сочетании внутренних особенностей геологической среды и геодинамической обстановки. С одной стороны – это равномерное расслоение железорудной толщи на контрастные по физико-механическим свойствам слои и слойки, с другой – их деформация в условиях левостороннего сдвига под воздействием стресса, в 3-4 раза превышающего литостатическое сжатие пород. В результате на фоне незавершенного будинажа относительно жестких пластов микрослоистых железистых кварцитов в хрупких кварцевых слойках происходит микрогрануляция и растворение кварцевых зерен метаморфогенно-гидротермальными растворами. В то же время упруго-пластичные рудные кварц-магнетитовые и кварц-сидероплезитовые слойки сближаются, сохраняя структурные особенности. Вследствие потери 30-40% объема пород (эндогенная метасоматическая усадка по Д.С. Коржинскому), содержание железа возрастает с 28-36% до 52-56%, что соответствует его содержанию в рудных слойках. Такой процесс не имеет никакой связи с магматизмом, и его трудно объяснить иначе, чем прямым воздействием дислокационного метамор-

физма. В нашем случае описанное явление представляет особый интерес, поскольку оно в классическом виде проявилось внутри БЗКС.

Возникшие в результате метаморфогенной усадки железистых кварцитов сидероплезит- и кварц-магнетитовые богатые руды сохранились на Северо-Белозерском и Переверзевском месторождениях неокисленных магнетитовых кварцитов, где они защищены от гипергенного окисления зонами щелочного, либо карбонатного метасоматоза [11]. Однако только этим примером проявление ДМ в БЗКС не ограничивается, т.к. она имеет сложную деформационную историю благодаря размещению в узле пересечения неоднократно активизированных глубинных региональных разломов. Это установлено на основании выполненного анализа пространственных взаимоотношений зеленокаменных структур Среднеприднепровского мегаблока с шестью системами глубинных разломов шириной 9-12 км, которые ранее были выделены К.Ф. Тяпкиным [5].

Проявления ДМ внутри БЗКС прежде всего выражаются в типах и условиях формирования тектонических структур. В результате предшествующих исследований установлены и описаны основные формы разрывных, складчатых и будинаж-структур, определено их соподчинение, пространственные и возрастные взаимоотношения. Важно, что они совпадают с типами структур в зонах дислокационного метаморфизма – от пластиновидных блоков, однокрылых разломно-сдвиговых складок, шовных тектонов и будинаж-структур до микротектонических элементов. Аналогия геологической обстановки наблюдается и в составе пневматолитовых и гидротермальных метасоматитов. Сочетание отмеченных структурно-тектонических форм и комплекса формаций метасоматитов БЗКС позволяет определить уровень эрозионного среза вертикальной зональности региональных и глубинных разломов, пересекающихся в БЗКС (рис. 1). Судя по "расщепленной" пластинчато-поясовой форме метасоматических зон и преобладанию в них лиственит-березитов с сульфидной минерализацией, этот уровень соответствует в основном блоку от поверхности "зоне катаклазитов, милонитов и бластомилонитов с интенсивными проявлениями карбонатно-сульфидно-углеродистого метасоматоза и кварцевой флюидизации" на схеме П.Ф. Иванкина, т.е. интервалу 2-5 км от поверхности [7].

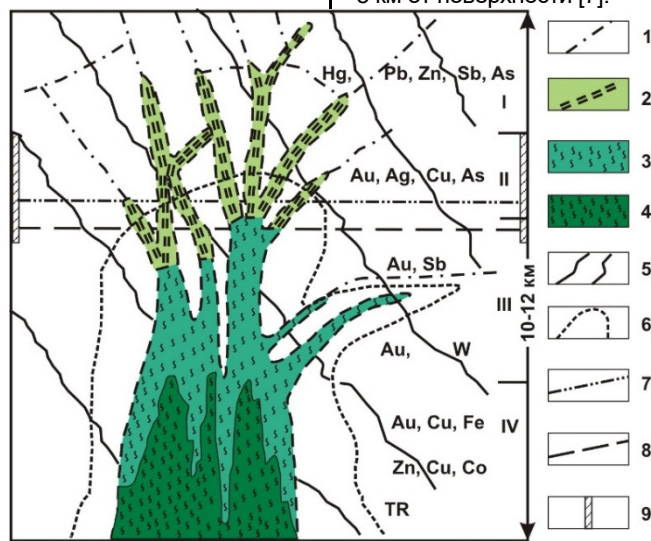


Рис. 1. Интервал распространения минерализации благородных металлов флюидолитов Белозерской ЗКС применительно к схеме вертикальной зональности глубинных разломов П.Ф. Иванкина [7]:

I-IV – структурно-вещественные ярусы; 1 – разрывные нарушения; 2 – зоны катаклазитов с углеродистым метасоматозом; 3 – зоны углеродистых филлонитов с анкеритом, кальцитом и сульфидами железа; 4 – зоны гнейсов и графитосодержащих кристаллических сланцев; 5 – слоистость пород фундамента; 6 – внешняя граница области "размягчения" пород вокруг глубинного разлома; 7 – уровень эрозионного среза фундамента БЗКС; 8 – нижняя граница вскрытия БЗКС горными выработками; 9 – интервал оптимального оруденения благородных металлов

Приведенные сведения о признаках проявления ДМ в БЗКС были дополнены авторами на микроскопическом – породном уровне, и охватывают весь интервал терригенной михайловской свиты мощностью около 1300 м. Прежде всего, следует отметить наличие филлонитов – тонкоперетертых сланцев по составу сходных с филлитовидными сланцами, а по своей генетической природе принадлежащих к милонитам. Среди филлонитов можно выделить несколько разновидностей, различающихся между собой по ряду структурно-текстурных признаков. Так, некоторые филлониты выделяются по наличию четко видимой под микроскопом сланцеватости, формирующей ряд линзочек, внутри которых наблюдается свой узор сланцеватости. Такая сланцеватость возникает при милонитизации тонкослоистых и тонкорассланцованных пород, которая расчленяет породу на мелкие линзовидные участки (рис. 2). У другой разновидности филлонитов на фоне тонкоперетертой основной массы выделяется система кливажных трещинок, выполненных углеродистым веществом, под углом к ранней сланцеватости пород. Данная разновидность по резуль-

татам исследований [11] отнесена к углеродистым метасоматитам. В пределах Украинского щита структурно-морфологические и генетические типы графита изучались В.И. Загнитко, В.Г. Яценко [6, 17]. Согласно изотопной классификации графитов Украинского щита по данным [17], диапазон вариаций $\delta^{13}\text{C}$ для контактово-реакционных образований и гидротермальных жил составляет 8–22‰. Подобные значения вполне согласуются с величинами изотопного состава свободного углерода в графите зон углеродистого метасоматоза, равными 11,7–17,8‰. Кроме того, в составе филлонитов отмечается появление турмалина в виде хорошо образованных кристалликов, ориентированных под углом к слоистости. Присутствие турмалина может свидетельствовать об участии летучих компонентов в процессах преобразования филлитов. Убедительным свидетельством вторичного рассланцевания и повторного скольжения вещества сланцев представляются многочисленные пленки притертых до зеркального блеска сульфидов железа (пирит, пирротин) на поверхностях сланцеватости.

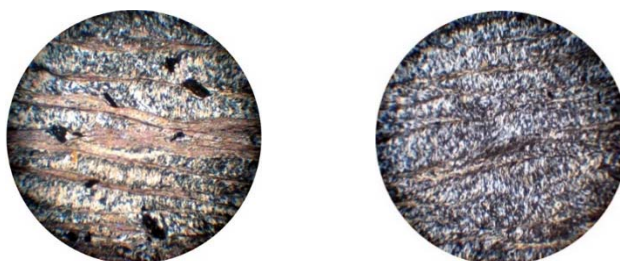


Рис. 2. Филлониты Белозерской ЗКС. Шлиф (свет проходящий, николи +, ув. 90*)

Менее интенсивно процесс проявился в сланцеватых песчаниках михайловской свиты белозерской серии, где на фоне тонкоперетертой основной породообразующей массы кварц-серицит-хлоритового состава выделяются округлые и линзовидные скопления гранулированного кварца, по всей видимости, принадлежащих к деформированной обломочной фракции этих пород. В метапесчаниках

следы проявления ДМ иногда фиксируются по линзовидной форме новообразованной биотита среди мелкозернистой кварц-хлорит-серицитовой массы.

В серицит-хлоритовых и хлоритовых сланцах преобладают пластические деформации в виде флексуобразных изгибов отдельных хлоритовых слоев, структур "снежного кома" и других. Наиболее многообразны структуры ДМ в метариодацитах (рис. 3).

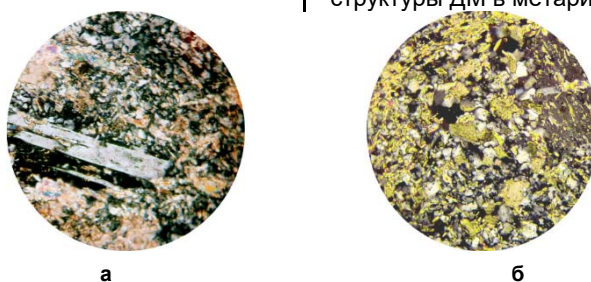


Рис. 3. Лиственит-березит по риолиту: а – с разноориентированными чешуйками серицита и реликтовой порфировой структурой кварц-плагиоклазовых вкрапленников; б – с сетчатым рисунком серицитовых новообразованных агрегатов. Шлифы (свет проходящий, николи +, ув. 90*)

Главное различие между михайловской и переверзевской свитами белозерской серии в Белозерской ЗКС характеризуется отсутствием полимиктовых метаконгломератов в пределах подавляющей части разреза михайловской свиты. В то же время эти породы, несмотря на небольшое количество (не более 2%) являются характерной особенностью переверзевской свиты, на что впервые обратил внимание П.Е. Виниченко.

В метаконгломератобрекциях переверзевской свиты авторами выявлены структурные и вещественные особенности, характерные для флюидолитов [11, 15]. Данные породы распространены в полосе меридионального простирания шириной до 5 км. Протяженность обсуждаемой полосы в меридиональном направлении оценивается расстоянием 9–11 км. В составе этой части разреза, среди кластогенных пород, зафиксировано не менее семи пачек

конгломерато-брекчий, переслаивающихся с метапесчаниками и сланцами. Видимая мощность пачек заключена в пределах от 80–100 м до 200–250 м. Поведение пачек и отдельных слоев по простиранию не изучено. Они имеют прерывистый линзовидный характер. Пачки конгломератосодержащих слоев проявляют тенденцию к выклиниванию в северном направлении.

Метаконгломерато-брекчии – породы грубообломочной текстуры, состоящие из обломков пород, скрепленных песчаным цементом. Они весьма неоднородны по составу, количеству, размерам и форме обломков, среди которых в порядке распространенности преобладают: кварциты, жильный кварц, железистые кварциты (карбонатные, силикатные, магнетит-карбонатные, магнетитовые), сланцы (кварц-хлоритовые, реже кварц-сери-

товые). В меньшем количестве отмечаются обломки нескольких разновидностей преимущественно кислых эффузивных пород и редко – богатых железных руд.

В перечне обломков обращают внимание три особенности: 1) в железистых кварцитах присутствует карбонат – сидероплезит, но нет грюнерита, т.е. они метаморфизованы в зеленосланцевой, а не амфиболитовой фации; 2) среди сланцев преобладают также слабометаморфизованные хлоритовые и даже кварц-серицитовые (филлитовидные) разновидности; 3) в обломках сосуществуют породы высокой и низкой крепости – кварциты и сланцы.

Форма сосуществующих обломков различна: угловатая, угловато-округлая, окатанная, нередко уплощенная – ориентированная вдоль слоистости. Размер обломков варьирует от 3-5 до 100-150 мм. Соотношение объема обломков и цемента непостоянно. Таким образом, для описываемых метапсифитов характерна очень плохая сортированность обломочной фракции по всем показателям: составу, форме, размерам и количеству. Цемент псифитовых обломков – метапесчаники. Состав их псаммитовой фракции богаче псифитовых обломков. Здесь чаще встречаются частицы эффузивных пород (альбитофиры) и сростки кварца с плагиоклазом. В полимиктовых метапесчаниках есть примесь гравийного материала с размером отдельных обломков до 2,5-10 мм. В количественном отношении в цементе псифитов преобладают кварцевые песчинки. Обломки жильного кварца отличаются наиболее со-

вершенной окатанной формой и большими размерами частиц. Вокруг них наблюдаются каемки обрастания (регенерация) из кварца и серицита.

Для дополнения опубликованных сведений о метаконгломератах нами детально исследованы сохранившиеся образцы керна из скважины № 313.

Среди окатанных обломков установлены фрагменты безрудных кварцитов и кварцевых метапесчаников. В слабоокатанных и угловатых обломках присутствуют агрегаты кварцевых зерен, жильного (часто гребенчатого) кварца, основных пород (возможно метабазальтов), реликты кислых вулканитов (метариолитов), изредка – обломки карбонатной и турмалиновой породы. Размер обломков – 1,7-25 мм.

Практически во всех шлифах, в значительном количестве встречена примесь пирокластического материала, как в составе обломочной фракции, так и в цементе. Пирокласты присутствуют в виде обломков кварца остроугольной (часто треугольной) и игольчатой форм, отдельные зерна кварца имеют оплавленные края. В некоторых шлифах были установлены элементы структур флюидолитов (рис. 4), что позволяет предполагать наличие флюидно-эксплозивных образований в толще пород переверзевской свиты и прогнозировать достаточно высокие металлогенические перспективы белозерской серии в отношении благородных металлов и алмазов некимберлитового генезиса.

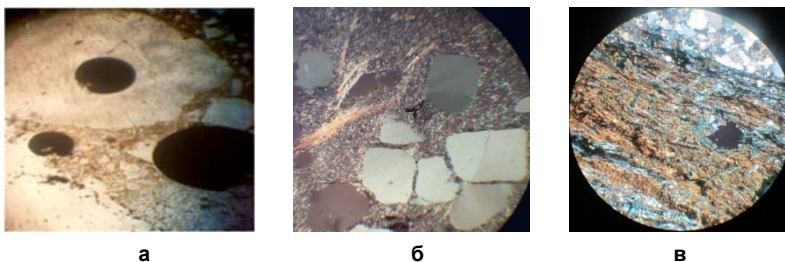


Рис. 4. Элементы структур флюидолитов (шлифы):

а – сфероиды пирита в метаконгломератобречкии переверзевской свиты, свет проходящий, николи II, ув. 90*;
б – структура "in situ" (взорванных на месте ксенолитов) у зерен кварца и элементы флюидальной структуры у серицитовых агрегатов; в – сетка новообразованного хлоритоида (стресс-минерала), николи +, ув. 90*

Для всех изученных шлифов из метаконгломератобречкии характерна вторичная сульфидизация и развитие агрегатов метасоматического хлоритоида, присутствующего как в цементе, так и "пронизывающего" агрегаты обломочных зерен. Зерна хлоритоида собраны в крестовидные и сноповидные, иногда – до "солнцеобразных" агрегаты. Не менее характерны параллельные прожилки пирита, кварца, секущие обломки и цемент. Они свидетельствуют, что в отношении эпигенетических преобразований породы переверзевской свиты находились в общих условиях с михайловской и запорожской свитами.

Следует отметить, что все перечисленные структурные и вещественные признаки совпадают с перечнем признаков и процессов в золоторудных зонах дислокационно-гидротермальных метаморфогенных месторождений Ленского, Мурунтаусского и других районов, сложенных углеродистыми и другими терригенно-сланцевыми формациями [11].

Таким образом, региональное положение БЗКС в узле разломов, её внутреннее строение и вещественные изменения пород позволяют считать эту структуру выразительным примером проявления всех сторон дислокационного метаморфизма и на этом основании привлекать его к объяснению генезиса руд.

В результате неоднократного проявления ДМ в пределах южного блока БЗКС, состоящего из существенно терригенной белозерской серии, в нем совмещено несколько метаморфогенных (дислокационно-метаморфических) рудных формаций разного состава, которые отличаются тремя разными путями концентрации рудного вещества: 1) выносом нерудных компонентов, 2) привносом рудных

компонентов в зону разлома из сопредельных по площади формаций; 3) также привносом рудных компонентов, но из глубоких горизонтов заключенных внутри разлома геологических формаций БЗКС.

Условия образования наиболее ранней формации богатых магнетитовых руд в результате дислокационно-метаморфической усадки железистых кварцитов подробно освещены в монографии Я.Н. Белевцева с соавторами [4]. В ней оценены основные термодинамические параметры этого варианта рудообразующей роли ДМ: температура порядка 473-623 К (200-350°C), литостатическое сжатие – $P_n = 5-2 \cdot 10^8$ Па (1,5-2 кбар), ориентированное сжатие (стресс) – P_c в два три раза превышает P_n и составляет 3-6 $\cdot 10^8$ Па (3,0-6,0 кбар), что является минимально необходимым давлением на твердый "скелет" породы, которое обеспечивает растворение кварцевых слоев.

Условия возникновения более поздней формации золота в грейзенизированных терригенных породах михайловской свиты, в т.ч. черных сланцах, которая по нашим данным связана с проникновением в разломные структуры гранитизирующих флюидов из внешних приразломных зон, детально рассмотрены в работах В.А. Буряка. Но с этой эпигенетической формацией БМ совмещено еще две последующих разных по глубинности формации метаморфогенно-гидротермального происхождения третьего типа: 1) основная по значению и распространенности мало-сульфидная золото-сульфидно-кварцевая в лиственит-белозерских, переходная от значительных к средним глубинам (1,5-5 км), и 2) второстепенная по значению – золото-серебряно-полиметаллическая, сформировавшаяся на малых глубинах (1-2 км).

В схеме Иванкина П.Ф. с дополнениями авторов для условий БЗКС (рис. 1) рассмотрены условия формирования основной формации, которые наилучшим образом характеризуют рудообразующую роль ДМ, происходящего в отличие от метасоматической усадки железистых кварцитов с привнесом рудного вещества, но из подстилающих пород.

Пути продвижения растворов обеспечены высокой проницаемостью пород всех геологических формаций БЗКС, благодаря их насыщенности разного ранга складчатыми, разрывными и будинаж-структурами.

Основной причиной вертикальной миграции растворов является изменчивая и неодинаковая по глубине морфометрия и геодинамическая обстановка зоны разлома (рис. 1). Зона преобразований внутри разлома расширяется и охватывает большие объемы пластически деформированных пород конкской серии, составляющих огромный резервуар отделения воды, углекислоты, выноса золота и других БМ. В верхней части она сужается благодаря разделению на обособленные полосы. Поэтому растворы, стремящиеся вверх – в область пониженного давления, концентрируются. Отложение металлов происходит в верхней зоне пород с хрупкой деформацией, где существуют полые и разуплотненные вместилища для жильного материала и руд. Естественно, такая схема не исключает притока мантийных веществ, что предполагается глубинной природой разломов 1-го ранга. Процесс рудообразования в условиях ДМ развивался на фоне падения температуры от нижних к верхним системам разломных структур.

Интенсивное отделение от пород воды, углекислоты и БМ происходило в интервале температур от 833-723 К (560-450°C) до 648-623 К (375-350°C) при гидростатическом давлении $5\cdot 10^8$ Па (5–4 кбар), а внутри флюида – $4,5\cdot 10^8$ Па (4–6 кбар). Осаждение БМ начиналось при 613 К (340°C) и давлении $3\cdot 10^8$ Па (3–2 кбар) и достигало максимальной степени проявления в интервале 523-453 К (250-180°C) при давлении $1,5\cdot 10^8$ Па (1,5–0,5 кбар) – в момент вскипания раствора внутри рудовмещающих структур. Реакция гидротермальных растворов в зоне их генерации среди пород конкской серии была, вероятно, щелочной; в период транспортировки и предрудного выщелачивания пород, по мере насыщения углекислотой, – кислой; в зоне рудоотложения она менялась на нейтральную слабощелочную за счет нейтрализации компонентами вмещающих пород. На всем пути миграции преобладали отрицательные значения Eh. Восстановительные свойства растворов непрерывно возрастали к зоне рудоотложения и достигали максимума внутри неё благодаря притоку газово-восстановителей скорее всего мантийного происхождения.

Основная форма переноса золота, серебра, платины и палладия на ранних стадиях их миграции – хлоридные комплексы типа AuCl_2 , AuCl_4 , PtCl_4 , PdCl_4 , которые уступали свое место на поздних стадиях рудообразования сульфидным комплексам типа $\text{Au}(\text{HS})_2$ и $\text{Au}_2\text{S}(\text{HS})_2$. Осаждение БМ вызвано разрушением комплексов при нейтрализации растворов под влиянием серы, железа и других элементов вмещающих пород формаций белозерской серии, а также снижения растворимости в условиях падающих температур и давления. Приведенная генетическая схема и оценка рудообразующей роли дислокационного метаморфизма в БЗКС подтверждают реальность ДМ и позволяет использовать его при определении перспектив эпигенетической группы полезных ископаемых.

При этом флюидно-эксплозивные образования, выявленные в пределах переверзевской свиты белозерской серии, по морфологическим особенностям, минеральному составу и структуре проявляют аналогию с алмазоперспективными вишеритами Урала и алмазосными филлитами Бразилии (район Дамантина) [8]. На микроскопическом породном уровне структурными признаками вышеуказанных флюидно-эксплозивных образований являются дробление и пространственное

"растаскивание" ксенолитов, наличие структур "in situ", элементов галтовки минеральных зерен, наличие теневых структур, зональных метакристаллов. Наличие флюидно-эксплозивных образований в пределах Белозерской ЗКС позволяет предполагать возможность открытия здесь нетрадиционных алмазоперспективных формаций некимберлитового генезиса.

Выводы. Таким образом, ведущая роль дислокационного метаморфизма в эндогенном эпигенетическом рудообразовании БЗКС подтверждается:

- положением БЗКС в узле пересечения четырех систем региональных разломов, обусловивших продолжительный режим эндогенной активности;
- сопряжением рудной минерализации и метасоматитов со складчато-разломными структурами разного иерархического уровня;
- признаками микродеформаций пород с появлением новообразованных минеральных фаз (графит);
- прямым свидетельством проявлений дислокационного метаморфизма в виде эндогенной усадки железистых кварцитов;
- аналогией структурно-геологических особенностей эндогенного оруденения БЗКС месторождениям аналогичных рудных формаций в других хорошо изученных регионах (Хомстейк, Морро-Велью и др.).

Список использованной литературы

1. Алмазосные формации и структуры юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Опыт минерагении алмаза / Г. М. Яценко, Д. С. Гурский, Е. М. Слишко и др. – Киев: УкрГГРИ, 2002. – С. 3-15.
2. Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов // Сб. статей под ред. В. И. Казанского. – М.: Наука, 1985. – 168 с.
3. Гинтов О. Б. Зоны разломов Украинского щита. Влияние процессов разломообразования на формирование структур земной коры / О. Б. Гинтов // Геофизический журнал. – 2004. – Т. 26, №3. – С. 3-24.
4. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР. Генезис железных руд / Я. Н. Белевцев, В. М. Кравченко, Д. А. Кулик и др. – К.: Наукова думка, 1985. – 216 с.
5. Жильцова И.В. Закономерности распределения гидротермальных золоторудных формаций Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита относительно систем глубинных разломов / И. В. Жильцова, М. В. Рузина, В. К. Свистун. – Днепропетровск: Державний ВНЗ "НГУ", 2015. – 131 с.
6. Загитко В. Н. Изотопный состав графита в породах Украинского щита / В. Н. Загитко, И. П. Луговая // Минералогический журнал. – 1986. – Т. 8, №1. – С. 44-56.
7. Иванкин П. Ф. Флюидно-магматогенные колонны глубинных разломов и прогноз оруденения. Глубинные условия эндогенного рудообразования / П. Ф. Иванкин. – М.: Наука, 1986. – 271 с.
8. Минерагения платформенного магматизма (траппы, карбонаты, кимберлиты) / С. В. Белов, А. В. Лапин, А. В. Толстов, А. А. Фролов. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. – 537 с.
9. Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия / Е. И. Паталаха. – Алма-Ата: Наука, 1970. – 215 с.
10. Рудные регенерированные месторождения : сб. ст. / Под ред. В. И. Смирнова. – М.: изд-во ИЛ, 1957. – 251 с.
11. Рузина М. В. Метасоматические формации Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита (закономерности распространения, петрология и рудоносность) / М. В. Рузина. – Днепропетровск: Национальный горный университет, 2010. – 158 с.
12. Рыбальченко А. Я. Теоретические основы прогнозирования и поисков коренных месторождений алмазов туффизитового типа / А. Я. Рыбальченко, Т. М. Рыбальченко, В. И. Силаев // Известия Коми научного центра УрО РАН. – Сыктывкар, 2011. – Вып. 1(5). – С. 54-66.
13. Соболев В. В. Минеральные фазы дислокационного метаморфизма / В. В. Соболев, В. М. Кравченко, О. В. Орлинская // Вестник Воронежского университета. Геология. – 2002. – №1. – С. 133-139.
14. Флюидно-эксплозивные образования в осадочных комплексах / А. П. Казак, Н. Н. Копылова, Е. В. Толмачёва и др. – СПб.: [Б.и.], 2008. – 38 с.
15. Формационный, фациальный состав и рудоносность белозерской серии докембрия Украинского щита в зеленокаменных структурах Среднего Приднпровья / М. В. Рузина, О. А. Терешкова, В. Н. Иванов, А. Я. Смирнов // Наук. вісник НГУ. – 2013. – № 5 – С. 17-23.
16. Шевчук В.В. Загальна геотектоніка з основами геодинаміки / В. В. Шевчук, В. А. Михайлов. – К.: ВПЦ, "Київський університет", 2005. – 328 с.
17. Яценко В. Г. Геология, минералогия и генезис графита Украинского щита / Яценко В. Г. – Монография, К., Логос, 2008. – 127 с.

References

1. Yatsenko, G.M., Gurskiy D.S., Sliyko E.M., Geyko, Yu.V., Prihodko, V.L., Rosikhina, A.I., Drozdetskiy, V.V., Yatsenko, V.G. (2002). Diamondiferous formations and structures of the south-west margin of the East European Platform. History of diamond minerageny. Kiev, UkrGGRI, 3-15. [in Russian].
2. Internal structure of the ore-bearing Pre-Cambrian faults. (1985). Ed. Kazanskiy, V.I. Moscow: Nauka, 168 p. [in Russian].

3. Gintov, O.B. (2004). Deep faults zones of the Ukrainian Shield. Influence of deep fault formation processes on formation of the earth crust structures. *Geophysical Journal*, 26(3), 3-24. [in Russian].
4. Belevtsev, Ya.N., Kravchenko, V.M., Kulik, D.A. et al. (1985). Precambrian Banded Iron Formations in the European Part of the USSR. Genesis of Iron Ores. Kiev: Naukova Dumka, 216 p. [in Russian].
5. Zhiltsova, I.V., Ruzina, M.V., Svistun, V.K. (2015). The regularities of distribution of hydrothermal gold-bearing formations in the Middle Pridnipro megablock within the Ukrainian Shield in relation to deep faults systems. Dnipropetrovsk: State HEI "NMU", 131 p. [in Russian].
6. Zagnitko, V.N., Lugovaya, I.P. (1986). Isotopic composition of graphite in rocks of the Ukrainian Shield. *Mineralogical Journal*, 8 (1), 44-56. [in Russian].
7. Ivankin, P.F. (1986). Fluid-magmatogene columns of deep faults and prospects for mineralization. Subsurface conditions of endogenous ore formation. Moscow: Nauka, 271 p. [in Russian].
8. Belov, S.V., Lapin, A.V., Tolstov, A.V., Frolov, A.A. (2008). Mineralogy of platform magmatism (traps, carbonatites, kimberlites). Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, 537 p. [in Russian].
9. Patalaha, Ye.I. (1970). Formation mechanism of flow structures in compression zones. *Alma-Ata: Nauka*, 215 p. [in Russian].
10. Smirnov, V.I. (1957). Ore regenerated deposits. Moscow: Izd-vo IL, 251 p. [in Russian].

M. Ruzina, Dr. Sci. (Geol.), Prof.
E-mail: ruzinamarina@rambler.ru,
O. Tereshkova, Cand. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.
E-mail: terolla@ukr.net,
N. Bilan, Cand. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.
E-mail: bilanatan@gmail.com,
I. Zhiltsova, Cand. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.
E-mail: zhiltsova_i_v@rambler.ru
State Higher Educational Institution "National Mining University"
19 D. Yavornitsky Ave., Dnipro, 49005, Ukraine

11. Ruzina, M.V. (2010). Metasomatic formations of the Middle Pridnipro megablock in the Ukrainian Shield (the regularities of distribution, petrology, and presence of ore). Dnipropetrovsk: National Mining University, 158 p. [in Russian].
12. Rybalchenko, A.Ya., Rybalchenko, T.M., Silaev, V.I. (2011). Theoretical basis for forecasting and exploration of primary diamond deposits of tuffite type. *Proceedings of Komi Scientific Centre of the Ural branch of the Russian Academy of Sciences*, 1(5), 54-66. [in Russian].
13. Sobolev, V.V., Kravchenko, V.M., Orlinskaya, O.V. (2002). Mineral phases of dislocation metamorphism. *Proceedings of Voronezh State University. Geology*, 1, 133-139. [in Russian].
14. Kazak, A.P., Kopylova, N.N., Tolmacheva, E.V. et al. (2008). Fluid-explosive units in sedimentary complexes. SPb.: B.I., 38 p. [in Russian].
15. Ruzina, M.V., Tereshkova O.A., Ivanov, V.N., Smirnov, A.Ya. (2013). Formational and facial composition and ore-bearing of belozerskaya series of Pre-Cambrian of Ukrainian Shield in green-stone structures of Middle Pridnipro. *Scientific Bulletin of NMU*, 5, 17-23. [in Russian].
16. Shevchuk, V.V., Mykhailov V.A. (2005). General geotectonics on the basis of geodynamics. Kiev: PPC "Kiev university", 328 p.
17. Yatsenko, V.G. (2008). Geology, mineralogy and genesis of graphite of the Ukrainian Shield. Kiev: Logos, 127 p.

Надійшла до редколегії 16.11.16

ROLE OF DISLOCATION METAMORPHISM IN ENDOGENIC ORE-FORMING PROCESSES WITHIN THE BELOZERSKA GREENSTONE STRUCTURE

The purpose of the paper is to define the genesis of epigenetic ore formations within the Belozerska greenstone structure (BGS).

Methodology included determination of composition, structure, and relationship of geological and ore formations, and the study of composition of the formations of hydrothermal metasomatites. Analyzed type of mineralization has been revealed in different stratigraphic complexes throughout the entire territory of BGS, but most intensively it has been represented in footwall rocks of the South-Belozersk deposit. Anomalous zones have plate-shaped and block form, occur in multiple layers and parallel groups (bundles) with heavy pitch to the east and close to concordant bedding.

Results. The complex mineralization of precious metals (PM) related to the hydrothermal metasomatic formations (listvenite-beresite, greisen and carbon formations) was identified within the Mykhailivka suite of Belozerska series. The material composition of the precious metal mineralization is characterized by two features – the predominant localization in the metasomatic listvenite-beresite formation and complex multi-stage nature of spatial combining four mineral assemblages of different age. The absence of not only genetic, but also hydrothermal paragenetic relation with magmatism is characteristic for the conditions of the hydrothermal mineralization in BGS. Dislocation metamorphism had the dominating role in the structure formation and developed after the regional metamorphism and irrespectively of it. Regional and local faults are ore-controlling structures, namely, they control both the position of BGS at the intersection of four deep fault systems and subordinate fault, fold and boudinage structures. Spatial combination of mineralization processes that are different in the type and age is associated with multiple manifestations of tectonic activity and the structural position of thick metabasite Konkiska series under the substantially terrigenous Belozersk series. These fluid-explosive units identified within the Pereverzevska suite of Belozersk series are analogous to diamond prospecting visheerite of the Urals and diamondiferous phyllite in Brazil in their morphological features, mineral composition and structure.

Novelty. Factual background of the manifestations of dislocation metamorphism in deep faults within the study structure is set and proved its ore-forming role in the formation of complex epigenetic ore formations.

Practical importance. Study results provide for the discovery of unconventional deposits of PM in black-shale strata and diamond prospecting formations of non-kimberlite genesis.

Keywords: dislocation metamorphism, ore formations, fluid-explosive units, precious metals.

M. Рузіна, д-р геол. наук, проф.
E-mail: ruzinamarina@rambler.ru,
О. Терешкова, канд. геол. наук, доц.
E-mail: terolla@ukr.net,
Н. Білан, канд. геол. наук, доц.
E-mail: bilanatan@gmail.com,
І. Жильцова, канд. геол. наук, доц.
E-mail: zhiltsova_i_v@rambler.ru
Державний ВНЗ "Національний гірничий університет"
пр. Д. Яворницького, 19, м. Дніпро, 49005, Україна

РОЛЬ ДИСЛОКАЦІЙНОГО МЕТАМОРФІЗМУ В ЕНДОГЕННМУ РУДОУТВОРЕННІ У БІЛОЗЕРСЬКІЙ ЗЕЛЕНОКАМ'ЯННІЙ СТРУКТУРІ

Мета досліджень – визначення умов формування епігенетичних рудних формацій в межах Білозерської зеленокам'яної структури (БЗКС).

Методика досліджень складалася з визначення складу, будови та взаємовідношень геологічних і рудних формацій, з вивчення складу формацій гідротермальних метасоматитів.

Результати. У гідротермальних метасоматитах ліственіт-березитової, грейзенової й вуглецевої формацій, просторово суміщених з михайлівською світою білозерської серії в межах однойменної структури, виявлена комплексна мінералізація благородних металів (БМ). Розглянутий тип мінералізації виявлений в різних стратиграфічних комплексах на всій території БЗКС, але найбільш інтенсивно виражений у породах лежачого боку Південно-Білозерського родовища. Аномальні зони мають пластиноподібно-блокову форму, залягають багатоярусно і складають паралельні групи (пучки) з крутим східним падінням і близьким до здійного заляганням. Для речовинного складу зрудніння благородних металів характерні дві особливості – переважна локалізація в метасоматитах ліственіт-березитової формації і складний багатостадійний характер з просторовим поєднанням чотирьох різновікових мінеральних парагенезисів. Для умов гідротермального рудоутворення в БЗКС характерна відсутність не тільки генетичного, а й парагенетичного зв'язку гідротермальних утворень з магматизмом. У формуванні структури провідна роль належить дислокаційному метаморфізму, який проявився після регіонального та незалежно від нього. Рудоконтролюючими є регіональні і локальні розломні структури – від положення БЗКС у вузлі перетину чотирьох систем глибинних розломів до підпорядкованих ним розломних, складчастих і будінаж-структур. Просторове поєднання різних за типом і віком процесів рудоутворення пов'язано з багаторазовим проявом тектонічної активізації та зі структурним положенням потужної метабазитової конкської серії під істотною терригенною білозерською серією. При цьому флюїдно-експлозивні утворення, виявлені в межах переверзівської світи білозерської серії, за морфологічними особливостями, мінеральним складом і структурою виявляють аналогію з алмазоперспективними вішерітами Уралу й алмазонасними філіїтами Бразилії.

Наукова новизна. Встановлено факти, що свідчать про реальність проявів дислокаційного метаморфізму зон глибинних розломів в межах досліджуваної структури і обернутою його рудоутворюючу роль у формуванні комплексу епігенетичних рудних формацій.

Практичне значення. Результати досліджень дозволяють прогнозувати можливість відкриття нетрадиційних родовищ БМ у чорносланцевих товщах і алмазоперспективних формаціях некімберітового генезису.

Ключові слова: дислокаційний метаморфізм, рудні формації, флюїдно-експлозивні утворення, благородні метали.

УДК 553.87:553.31 (477.63)

В. Стеценко, канд. геол. наук, доц.

E-mail: stesenko-74@mail.ru,

В. Завгородня, асп.

E-mail: vika.zav.2012@yandex.ua

Криворізький національний університет
вул. В. Матусевича, 11, м. Кривий Пир, 50027, Україна

ДОСЛІДЖЕННЯ ОСОБЛИВОСТЕЙ СКЛАДЧАСТОЇ СТРУКТУРИ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ СКЕЛЮВАТСЬКОГО РОДОВИЩА (КРИВОРІЗЬКИЙ ЗАЛІЗОРУДНИЙ БАСЕЙН)

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

Мета роботи – дослідження морфологічних особливостей складчастих порушень Склеюватського родовища Криворізького басейну.

Основною методикою досліджень морфології складчастих порушень порід Склеюватського родовища є геолого-структурне картування, яке було розроблено для залізорудних родовищ і успішно використовувалось на родовищах Криворізького басейну та Курської магнітної аномалії.

В процесі геологічного картування північно-західної частини Склеюватського родовища, була виявлена певна закономірність розташування різноманітних за морфологією складок. Було встановлено, що у центральній частині родовища переважають симетричні гострокутні стислі складки з крилами, ускладненими численними складками волочіння. Кути падіння крил 45°. Далі на захід починають з'являтися асиметричні похилі складки з вертикально і горизонтально падаючими крилами.

Наукова новизна. Отримання сучасної достовірної геологічної інформації, що до особливостей плікативних порушень Склеюватського родовища.

Практичне значення. Результати геолого-структурного картування використовуються для перспективного планування і ведення розвідувальних та видобувних робіт в кар'єрі ПівдГЗК, закладення бурових свердловин при розробці проектів масових вибухів під час постановки уступів кар'єру в проектне положення.

Ключові слова: Криворізький басейн, Склеюватське родовище, структурна геологія, морфологія складок, складки волочіння.

Постановка проблеми. Дослідження геологічної будови Склеюватського родовища, яке розробляється Південним гірничозбагачувальним комбінатом (ПдГЗКом) були проведені, головним чином, у 50-70-х роках минулого століття [1, 2, 4-6, 8]. Вони базувались на результатах вивчення верхніх гіпсометричних горизонтів продуктивної та вмісних товщ родовища. Протягом подальших геологічних та супутніх робіт зі зростанням глибини відпрацювання родовища був нагромаджений значний об'єм геологічних, мінералогічних, геофізичних, геохімічних, технологічних та інших даних. Значно слабкіше вивчалась структура родовища, прояви диз'юнктивних та плікативних порушень. З часом це почало негативно впливати на якість геологічного картування родовища та окремих його ділянок при експлуатаційній розвідці родовища, прогнозуванні морфології та розміру рудних покладів, запасів магнетитових кварцитів тощо. Особливо гостро це проявляється протягом останніх років, коли контур відпрацювання родовища вийшов за межі контуру проведення його детальної розвідки. У зв'язку з цим, прогнозування положення геологічних контактів проводиться, переважно, методом екстраполяції. Зазначене свідчить про актуальність роботи, що була виконана авторами статті.

Аналіз попередніх досліджень. Детальне вивчення геологічної будови Склеюватського родовища магнетитових кварцитів виконувалось наприкінці 40-х та початку 50-х років ХХ ст. у зв'язку з його підготовкою до експлуатації як сировинної бази ПдГЗКу, який розпочав роботу в 1955 р. Роботи продовжувались також протягом початкового періоду його експлуатації (60-80-і роки ХХ ст.) [2, 4, 6]. Більшість дослідників, які проводили геологічне картування родовища М.І. Черновський, Е.В. Дмитрієв, А.В. Каталенець [3, 7, 9, 10] дійшли висновку про блокову будову родовища. На їх думку, крупними розломами субмеридіанального простягання (Тарапаківським, Катерининським, Склеюватським) продуктивна та вмісні товщі Склеюватського родовища поділені на блоки, кожен з яких характеризується особливостями прояву складчастості.

За 60 років проведення добувних робіт глибина кар'єру ПдГЗКу досягла відмітки близько -400 м, значно проснулись його борти (головним чином, на північ), розкри-

лись численні прояви плікативних і диз'юнктивних порушень рудної та вмісних товщ. Це дає можливість детально дослідити структуру родовища в цілому та окремих його ділянок.

Мета та задачі дослідження. Мета дослідження – деталізація геологічної будови складчастої структури північно-західної частини Склеюватського родовища за допомогою геолого-структурного картування. Для досягнення поставленої мети були вирішені наступні задачі:

1. Вимірювання структурних елементів залягання складок;
2. Морфометричний аналіз складчастих структур;
3. Уточнення існуючих уявлень про геологічну будову північно-західної частини Склеюватського родовища.

Матеріали і методи дослідження. На першому етапі роботи виконувались у північно-західній, а на другому у – центральній частині родовища. Ці ділянки кар'єру представлені рудами та вміщуючими гірськими породами, які складають західне крило і ядро Західно-Інгuleцької синкліналі.

Роботи з геолого-структурного картування проводились з детальною прив'язкою структурних елементів, за допомогою цифрового теодоліту Торсон GTS 239. Була створена опорна сітка, яка використовувалась як топографічна основа картування. Протягом польового періоду цього етапу були закартовані понад 5200 м уступів кар'єру, інструментально були прив'язані 294 точки спостережень (рис. 1). На кожній з них виконувались геологічні описи, фотодокументація, зарисовки, виміри елементів залягання верств залізистих порід та розривних порушень, відбір мінералогічних проб. При складанні геологічних описів особлива увага приділялась визначенню елементів залягання верств, складок, розривних порушень, згідних і незгідних геологічних контактів, характеризувалась форма складок, фіксувались прояви дрібних складок волочіння. Під час картування проводилась фотодокументація уступів кар'єру, було зроблено понад 350 фотографій на яких фіксувались морфологічні різновиди складок.

Елементи залягання геологічних структур визначались за методикою професора М.І. Черновського, яку адаптували до сучасних умов кар'єру доценти В.Д. Блоха та В.В. Стеценко.

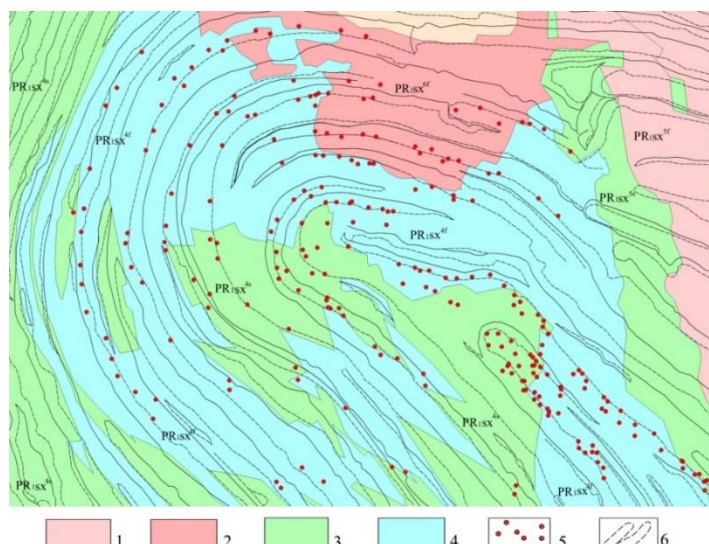


Рис. 1. Схематична карта фактичного матеріалу геолого-структурного картування північно-західної частини Склеюватського родовища:

1 – п'ятий окиснений залізістий горизонт; 2 – шостий окиснений залізістий горизонт; 3 – четвертий залізістий горизонт; 4 – четвертий та п'ятий сланцеві горизонти; 5 – точки спостереження; 6 – уступи кар'єру

Виклад основного матеріалу. Склеюватське родовище знаходиться в Криворізькому залізорудному басейні, розташованому в центральній частині Українського щита, і приурочене до району замикання Західно-Інгuleцької синклінальної складки другого порядку, яка є складовою частиною Основної Криворізької синкліналі першого порядку. У будові останньої беруть участь ще дві складки другого порядку – Східно-Інгuleцька синкліналь та Інгuleцька антикліналь, яка розділяє дві синклінальні структури.

Геолого-структурне картування охоплювало західне крило Західно-Інгuleцької синкліналі, яке у структурному відношенні є північно-західною частиною Склеюватського родовища. Дослідження складчастих структур третього порядку в західному крилі синкліналі показало певну закономірність у зміні їх морфологічних особливостей в напрямку з заходу на схід. За цією ознакою в межах дослідженої частини родовища автори виділили три структурних блоки: західний, проміжний і центральний.

Картування західного блоку, показало, що для нього характерні асиметричні складки (рис. 2). Падіння західних крил синклінальних складок третього порядку східне з кутом падіння від 65 до 90°, середній показник близько 80°. Для східних крил фіксується практично горизонтальне залягання верств: кути падіння від 0 до 20°, в узагальненому варіанті – східне падіння з кутом близько 10°. Падіння осьових поверхонь складок у межах цього блоку західне з кутами близько 45°.

У межах проміжного блоку спостерігається перехід від асиметричних складок до симетричних (рис. 3). Субвертикальні західні крила синклінальних складок поступово переходять у похилі з кутами падіння 45-70° (в середньому близько 65°) на схід. Субгоризонтальне положення східних крил синклінальних складок тут змінюється на слабко нахилене на захід з кутами падіння від 20 до 60°, у середньому близько 35°. Падіння осьових поверхонь складок у межах цього блоку західне з кутами близько 65°.



Рис. 2. Асиметричні складки, гор. -130м, західний борт кар'єру, вид з півночі



Рис. 3. Синклінальні складки з субвертикальним західним крилом і субгоризонтальним східним крилом, гор. -130 м, північний борт

У центральному блоці переважають симетричні складки гострокутної форми з вертикальною осьовою площиною (рис. 4). У замковій частині ці складки ускладнені численними складками волочіння. Така складна будова обумовлена перешаруванням "жорстких" залізістих кварцитів різного мінерального складу з "пластичними" сланцевими прошарками [4, 8]. Кути падіння крил складок змінюються від 30 до 60°, у середньому – 45°.



Рис. 4. Симетричні стислі складки з вертикальною осьовою поверхнею, гор. -15м, північний борт

V. Stetsenko, Cand. Sci. (Geol.), Assoc. Prof.
E-mail: stesenko-74@mail.ru,
V. Zavgorodnyaya, PhD student
E-mail: vika.zav.2012@yandex.ua
Kryvyi Rih National University
11 V. Matusevich Str., Kryvyi Rih, 50027, Ukraine

RESEARCH OF THE ASPECTS OF FOLDED STRUCTURES OF THE NORTH-WESTERN PART AT SKELYUVATSKIE DEPOSIT (KRYVYI RIH BASIN)

The purpose of this paper is the study of morphological features of folded deformation at Skelyuvatske deposit of the Kryvyi Rih Basin.

The main method of study of the morphology of folded deformation in rocks at Skelyuvatske deposit is a geological and structural mapping, which was developed for iron ore deposits and has been successfully used for deposits of the Kryvyi Rih Basin and the Kursk magnetic anomaly.

In the process of geological mapping of the north-western part of Skelyuvatske deposit, certain regularity of location of various in morphology folds was discovered. It was defined that the central part of deposit is dominated by symmetrical angled limb of the folds, complicated by numerous drag folds. The angles of incidence are limb 45°. Further to the West asymmetrical inclined folds with limbs falling vertically and horizontally start to dominate.

Originality. Scientific novelty is in obtaining modern accurate geological information concerning special characteristics of plicative dislocations at Skelyuvatske deposit.

Practical value. The results of geological-structural mapping can be used for future planning and management of exploration and mining operations in the open-pit YuGOK.

Keywords: Kryvyi Rih basin, Skelyuvatske deposit, structural geology, folds morphology, drag folds.

В. Стеценко, канд. геол. наук, доц.
E-mail: stesenko-74@mail.ru,
В. Завгородня, асп.
E-mail: vika.zav.2012@yandex.ua
Криворожский национальный университет
ул. В. Матусевича, 11, г. Кривой Рог, 50027, Украина

ИССЛЕДОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СКЕЛЕВАТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КРИВОРОЖСКИЙ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЙ БАСЕЙН)

Цель работы – исследование морфологических особенностей складчатых нарушений Склеватского месторождения Криворожского бассейна.

Основной методикой исследований морфологии складчатых нарушений пород Склеватского месторождения является геолого-структурное картирование, которое было разработано для железорудных месторождений и успешно использовалось на месторождениях Криворожского бассейна и Курской магнитной аномалии.

В процессе геологического картирования северо-западной части Склеватского месторождения была выявлена определенная закономерность расположения различных по морфологии складок. Было установлено, что в центральной части месторождения преобладают симметричные остроугольные сжатые складки с крыльями, осложненными многочисленными складками волочения. Углы падения крыльев 45°. Дальше на запад начинают появляться асимметричные наклонные складки с вертикально и горизонтально падающими крыльями.

Научная новизна. Получение современной достоверной геологической информации об особенностях пликтивных нарушений Склеватского месторождения.

Практическое значение. Результаты геолого-структурного картирования используются для перспективного планирования и ведения разведочных и добычных работ в карьере ЮГОКа, заложения буровых скважин при разработке проектов массовых взрывов во время постановки уступов карьера в проектное положение.

Ключевые слова: Криворожский бассейн, Склеватское месторождение, структурная геология, морфология складок, складки волочения.

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 553.04

М. Рева, лаборант

E-mail: Reva_max@ukr.net,

Д. Чомко, канд. геол. наук, доц.

E-mail: Dimath@ukr.net

Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ІНІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, УкраїнаСУПУТНЬО-ПЛАСТОВА ВОДА ЯК ВАЖЛИВА ЕКОНОМІЧНА СКЛАДОВА
ФУНКЦІОНУВАННЯ НАФТОВИДОБУВНИХ ПІДПРИЄМСТВ УКРАЇНИ*(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол. наук, проф. О.Є. Кошляковим)*

Видобуток нафти завжди супроводжується вилученням разом з нею пластових вод, так званої супутньо-пластової води (СПВ). Коефіцієнт обводнення видобутого флюїду виділяється як основний елемент, що зменшує доходи компанії в процесі видобутку нафти. В роботі супутньо-пластові води нафтових родовищ розглядаються в якості гідромінеральної сировини. В статті теоретично обґрунтовано можливість використання СПВ як додаткового джерела доходу нафтовидобувних підприємств. Даний підхід приведе також до зменшення забруднення супутньо-пластовими водами навколишнього природного середовища.

Визначено основні хімічні компоненти та їх мінімально рентабельні концентрації, на основі яких СПВ можна розглядати як цінну сировину. Наведено ціни на міжнародних ринках на елементи, що можна вилучити із гідромінеральної сировини. На основі цих даних проаналізовано Чутієське та Качанівське нафтові родовища, встановлено який можливий додатковий дохід можуть отримати нафтовидобувні підприємства.

Ключові слова: супутньо-пластова вода, гідромінеральна сировина, коефіцієнт обводнення, концентрації хімічних елементів.

Вступ. Видобуток нафти завжди супроводжується вилученням разом з нею пластових вод, так званої супутньо-пластової води (СПВ). Чисельно це виражається через ступінь обводнення або коефіцієнт обводнення $K_{об}$. Наприклад, на деяких родовищах видобуток нафти залишається рентабельним при видобутку разом із нею СПВ яка складає до 98 % від видобутого флюїду. Значні ступені обводнення видобутого флюїду тягнуть за собою ряд негативних проявів, як з економічної, так і з екологічної точок зору.

З економічної точки зору, збільшення коефіцієнту обводнення виражається в зменшенні об'ємів видобутку нафти. Тобто, це викликає зменшення прибутків за рахунок зменшення продукції яка реалізується, при тих же витратах. Крім того, збільшення обводнення нафти вимагає більших витрат, оскільки, нафтовидобувній компанії потрібно виділяти кошти на утилізацію цих вод. Тож, одним із основних елементів, який впливає на збільшення собівартості видобутку нафти є ступінь її обводнення.

У залежності від геологічних та гідрогеологічних умов, супутньо-пластові води в переважній більшості є високо мінералізованими або розсолами, яким притаманні високі концентрації хімічних сполук та елементів. Найпоширенішими серед них є галіт, бром, йод, бор, магній, калій, стронцій та ін. Тому, потрапляння їх в навколишнє природне середовище несе ряд негативних наслідків, серед яких засолення водоносних горизонтів та родючих земель. Наведені екологічні проблеми для нафтовидобувних підприємств обертаються економічними наслідками у вигляді додаткових витрат на облаштування нових водозаборів та відновлення навколишнього природного середовища, яке було забруднене в результаті діяльності даної компанії [3].

Розвиток сучасних технологій дозволяє використовувати СПВ для промисловості в якості гідромінеральної сировини для видобутку вищеперерахованих хімічних елементів та сполук. Якщо ці води порівняти до промислових, то з них може вилучатися йод, бром, літій, бор, рубідій, калій, магній, кухонна сіль, сульфати натрію, сульфати калію та інші компоненти [1]. На практиці із промислових вод в країнах пострадянського простору видобувають переважно йод та бром. Україна в цьому плані не є винятком, на сьогоднішній день розробляється лише 2 родовища промислових вод це Північно-Сивашське та Бистрівське. В світі використання високомінералізованих

вод для промисловості має значно більше поширення: в США – літій видобувають приблизно 16 тис. т/рік, бром – до 190 тис. т/рік, оксиду магнію – до 750 тис. т/рік, кухонної солі – приблизно 1600 тис. т/рік; в Японії – йоду – до 7 тис. т/рік; в Італія – боратів приблизно 35 тис. т/рік [3]. Тож, сам підхід щодо використання СПВ в якості гідромінеральної сировини з технологічної та економічної сторін є обґрунтованим. Тим більше, з економічної точки зору, це дає змогу перевести СПВ з витратної складової прибутку в дохідну.

Актуальність. Зважаючи на різкий спад цін на нафту, перед нафтовидобувними підприємствами на сьогоднішній день є актуальним питання збереження прибутків, які вони отримували за більш високих цін при тих же витратах на видобуток нафти. В класичних умовах існує два варіанти якими може піти підприємство: перший – це збільшення об'ємів видобутку нафти, другий – зменшення витрат на видобуток.

В першому варіанті збільшення об'ємів видобутку несе і збільшення витрат на той же видобуток, а також додаткові витрати на розвідку та облаштування нових свердловин та інше.

Інший підхід, а саме зменшення витрат на видобуток, також є можливим, оскільки нафта, в більшості випадків, видобувається у вигляді флюїду, який переважно складається з пластової води та саме нафти. Саме ця вода, яка видобувається разом із нафтою, за рахунок геологічних та гідрогеологічних властивостей є високомінералізованою та може представляти практичний інтерес з метою видобутку з неї цінних хімічних компонентів. Вона може реалізовуватися нафтовидобувним підприємством як гідромінеральна сировина і, тим самим, приносити останньому додатковий дохід.

Мета та завдання роботи. Теоретично обґрунтувати можливість використання високомінералізованої пластової води нафтових родовищ, як додаткового джерела доходу нафтовидобувного підприємства.

Виклад основного матеріалу.

Теорія обґрунтування. Для аналізу впливу на економічну ситуацію нафтовидобувного підприємства коефіцієнту обводнення та використання СПВ в якості гідромінеральної сировини, доцільно теоретично розглянути "ідеальні" умови видобутку нафти. Наприклад, нафтовидобувне підприємство розробляє нафтове родовище за допомогою n-ї кількості свердловин. При цьому свердловини, за рахунок геологічних та технічних умов,

працюють в постійному режимі та видобувають постійний (сталий) об'єм флюїду Q_f (доречніше використовувати поняття флюїд, оскільки нафта видобувається разом із пластовою водою). Саме поняття видобутку супутньо-пластової води для видобувного підприємства є головним критерієм розробки. В процесі експлуатації нафтового родовища при сталому об'ємі видобутого флюїду, частка нафти постійно зменшується, а частка води навпаки зростає. При цьому родовище експлуатується доти, доки реалізація вилученої нафти не перестане перекривати витрати на видобуток всього об'єму флюїду. Нафтовидобувне підприємство, як і будь яке інше, працює з метою отримання прибутку, і воно працює до тих пір доки реалізація продукції, яку воно виробляє перекриває всі витрати, які підприємство понесло в процесі виробництва цієї кількості продукції. Відповідно, прибуток виражається наступним чином:

$$\Pi = D_{\text{ч}} - B, \quad (1)$$

де Π – прибуток, $D_{\text{ч}}$ – дохід чистий (дохід з вирахуванням рентної плати), B – витрати які пішли на видобуток певного об'єму флюїду протягом певного періоду часу.

Дохід з точки зору коефіцієнта обводнення

$$D_{\text{ч.н.}} = Q_f \cdot (1 - K_{\text{об}}) \cdot C_{\text{н}} - (Q_f \cdot (1 - K_{\text{об}}) \cdot C_{\text{н}}) \cdot K_{\text{р.ст.н.}}, \quad (2)$$

де $Q_f = Q_n + Q_{\text{спв}}$ – об'єм видобутого флюїду, який складається з об'єму нафти (Q_n) та води (СПВ) ($Q_{\text{спв}}$); $K_{\text{об}}$ – коефіцієнт обводнення $K_{\text{об}} = Q_{\text{спв}} / Q_f$; $C_{\text{н}}$ – ціна за об'ємну одиницю нафти, $K_{\text{р.ст.н.}}$ – коефіцієнт ставки рентної плати за

користування надрами, для нафти цей коефіцієнт складатиме $K_{\text{р.ст.н.}} = 0,14$ або $0,29$ [2].

Витратна складова

$$B = B_{\text{н.}} + B_{\text{ут.спв}}, \quad (3)$$

де $B_{\text{н.}}$ – витрати нормовані, $B_{\text{ут.спв}}$ – витрати на утилізацію супутньо-пластової води. При цьому утилізаційні витрати можна виразити наступним чином

$$B_{\text{ут.спв}} = Q_{\text{спв}} \cdot C_{\text{ут.спв}} = (Q_f \cdot K_{\text{об}}) \cdot C_{\text{ут.спв}}, \quad (4)$$

де $C_{\text{ут.спв}}$ – ціна за утилізацію об'ємної одиниці.

Позбутися витратної складової на утилізацію СПВ раціонально шляхом використання її як гідромінеральної сировини, тобто переведенням видобутого об'єму СПВ в дохідну частину, тобто

$$\Pi = D_{\text{ч.н.}} + D_{\text{ч.спв.}} - B_{\text{н.}}, \quad (5)$$

де $D_{\text{ч.спв.}}$ – дохід чистий від реалізації СПВ (гідромінеральної сировини).

$$D_{\text{ч.спв.}} = Q_{\text{спв}} \cdot C_{\text{спв}} - (Q_{\text{спв}} \cdot C_{\text{спв}} \cdot K_{\text{р.ст.пром.в}}), \quad (6)$$

де $Q_{\text{спв}}$ – об'єм видобутої супутньо-пластової води, $C_{\text{спв}}$ – ціна за об'ємну одиницю СПВ як гідромінеральної сировини, $K_{\text{р.ст.пром.в}}$ – коефіцієнт ставки рентної плати за користування надрами для промислових вод, який згідно з Податковим кодексом України складає 5% від прибутку або $K_{\text{р.ст.пром.в}} = 0,05$.

При цьому формулу загального прибутку можна виразити наступним чином:

$$\Pi = \left\{ \left[Q_f \cdot (1 - K_{\text{об}}) \cdot C_{\text{н}} - (Q_f \cdot (1 - K_{\text{об}}) \cdot C_{\text{н}}) \cdot K_{\text{р.ст.н.}} \right] + \left[Q_{\text{спв}} \cdot C_{\text{спв}} - (Q_{\text{спв}} \cdot C_{\text{спв}} \cdot K_{\text{р.ст.пром.в}}) \right] \right\} - B_{\text{н.}} \quad (7)$$

В ході аналізу підходу при якому СПВ виступає в якості дохідної частини встановлено, що витратна частина залишається постійною сталою, при постійному збільшенні коефіцієнту обводнення дохідна частина від реалізації нафти постійно буде знижуватися, а дохідна частина від реалізації СПВ буде постійно зростати. При цьому термін "життя" родовища залежатиме від ціни на СПВ ($C_{\text{спв}}$). Визначено, якщо дохід від реалізації гідромінеральної сировини буде перекривати витрати на процес видобутку флюїду, тоді експлуатація родовища можлива до тих пір доки не зміняться характеристики і об'єми видобутку супутньо-пластових вод.

Використання СПВ в якості гідромінеральної сировини. Проведено аналіз випадку використання СПВ нафтового родовища в якості гідромінеральної сировини. При цьому розглянуті ті ж самі "ідеальні" умови. Підприємство розробляє типове нафтове родовище, при цьому де-

біт видобутого флюїду родовища $Q_f(Q_n + Q_{\text{спв}})$ залишається сталим, змінюється лише співвідношення нафти до води. При цьому, СПВ на даному родовищі відповідають кондиційним умовам переробних підприємств і можуть використовуватися в якості гідромінеральної сировини, яку нафтовидобувне підприємство реалізує за ціною $C_{\text{спв}}$. Далі теоретично розглянуто випадок за умови, коли ціна на нафту є більшою за ціну на СПВ $C_{\text{н}} > C_{\text{спв}}$, але дохід від СПВ при $K_{\text{об}} = 1$ перекриває витрати $B_{\text{н.}}$.

На першому основному кроці в ході типового аналізу доцільно виражати витрати, які несе підприємство, тобто ту еталонну складову на основі якої і йдуть інші розрахунки, див. рисунок 1. Як зазначалося вище, за умови використання СПВ в якості гідромінеральної сировини витрати залишаються постійною сталою (нормованими), на графіку вони відображаються у вигляді прямої лінії (рис. 1-4).

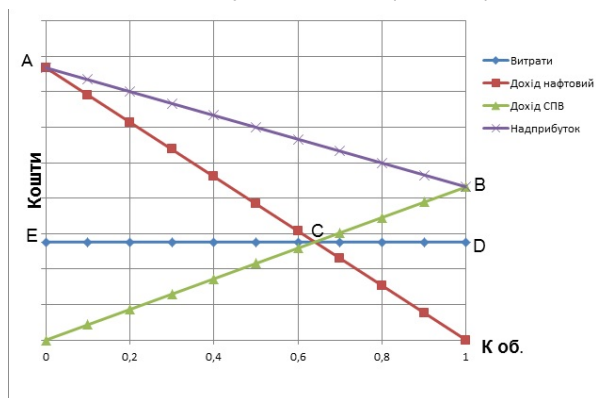


Рис. 1. Графіки доходів і витрат. Загальні умови

Наступним елементом, який виділяється під час аналізу, є дохідна частина від основного спрямування підприємства, тобто дохід від реалізації нафти (на графіку – це червона лінія). За класичних умов, саме порівняння лінії

доходу та лінії витрат і визначає рентабельність підприємства (рис. 1). Тобто рентабельність підприємства з видобутку нафти буде забезпечуватися до тих пір, доки лінія доходу не перетне витратну лінію в точці C (для подальших операцій саме ця точка буде визначальною). Звідки

випливає, що площа трикутника **AEC** відповідає прибутку, який отримує нафтове підприємство за "класичних" умов.

Але треба врахувати те, що СПВ можуть використовуватися як гідромінеральна сировина, тобто приносити додатковий дохід нафтовому підприємству від реалізації цього виду сировини. На графіку дохід від СПВ зображений зеленою лінією. Як зазначалося вище, із зростанням коефіцієнту обводнення дохід від реалізації СПВ зростає, а нафтовий дохід відповідно зменшується.

З початку експлуатації нафтового родовища до точки **C** основний дохід є нафтовий, а дохід від СПВ є додатковим. З точки **C** коли дохід нафтовий не перевищує витрати основним стає дохід від реалізації СПВ, а нафтовий, навпаки, стає додатковим.

Графіки залежностей відображають наступне: за звичайних умов, реалізуючи тільки нафту, прибуток який могло отримати підприємство відповідає площі трикутника **AEC**, а площа трикутника **ABC** вказує який додат-

ковий прибуток може отримати нафтовидобувне підприємство реалізуючи СПВ як гідромінеральну сировину. Тобто, загальний прибуток, в цьому випадку, може скласти величину, що відповідає площі **EABD**.

Проте в розглянутій вище схемі в ході дослідження не враховуються витрати за рентну плату. Ця плата хоча і відноситься до витратної складової, але її краще враховувати не в категорії загальних витрат, а вираховувати із доходів згідно з Податковим кодексом України. Коефіцієнт ставки рентної плати складає 0,14 – 0,29 для нафти та 0,05 для промислових вод [2].

На наведеному графіку (рис. 2) відображаються доходи із вирахованою рентною платою, так званий чистий дохід, та без врахування рентної плати. За даних умов на графіку точка, яка відповідає за рентабельність родовища **C** переходить в **L**, точка **A** яка відповідає максимальним нафтовим доходам переходить в точку **A'**, точка **B** яка відповідає максимальним доходам СПВ переходить в **B'**.

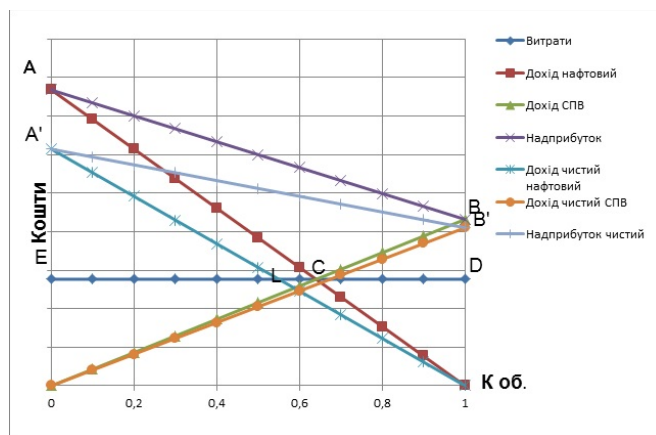


Рис. 2. Графіки доходів і витрат. Загальні умови та з врахуванням рентної плати

Далі розглянуто схему із врахуванням рентної ставки (рис. 3). На графіку 3 визначено, що площа трикутника **ELA'** відповідає чистому доходу від реалізації нафти, де точка **L** визначає межі рентабельності. А площа трикутника **B'MD** – чистому доходу СПВ, де точка **M** відповідає за рентабельність використання СПВ в якості гідромінеральної сировини. Крім того, відрізок **LM** відображає за якої величини коефіцієнта обводнення настане збитковий період експлуатації нафти, а видобуток СПВ ще не досягне межі рентабельності, тобто даний відрізок характеризує збитковий термін експлуатації. Саме з метою уникнення даної ситуації необхідно при звичайних умовах вираховувати за якого коефіцієнта обводнення виникає нерентабельна розробка нафтового покладу, тобто визначити точку **L**. Залежність межі рентабельності від коефіцієнта обводнення визначається за наведеною нижче формулою:

$$K_{об} = 1 - \frac{B}{Q_{ф} \cdot C_{н} (1 - K_{рст.н.})}, \quad (8)$$

де $K_{об}$ – коефіцієнт обводнення, B – витрати, $Q_{ф}$ – об'єм видобутого флюїду, $C_{н}$ – ціна за об'ємну одиницю нафти, $K_{рст.н.}$ – коефіцієнт ставки рентної плати за нафту.

За такого коефіцієнту обводнення, коли експлуатація родовища, як нафтового, перестає бути рентабельною і за звичайних умов родовище просто закривається як нерентабельне, але при врахуванні наведених вище умов можливе проведення переоцінки родовища не як нафтового, а як родовища промислових вод. Після проведення переоцінки родовище починає працювати як родовище промислових вод, при цьому, той об'єм нафти, який залишився і видобувається разом із водою та реалізується, приносить додатковий дохід.

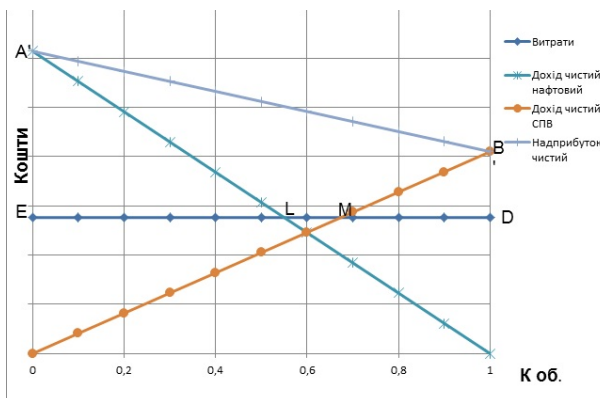


Рис. 3. Графіки доходів і витрат з врахуванням рентної ставки

Але після переоцінки родовища як родовища промислових вод, врахувавши пункт 21 статті 252 Податкового кодексу України для нафтовидобувних підприємств де частка власності не менш як 25% належить державі, решту нафти яка видобувається разом із пла-

стовою водою слід оподатковувати з коефіцієнтом ставки рентної плати 0,02, а не як за звичайних умов де $K_{\text{рст.н.}}$ складає 0,14 або 0,29 [2]. На графіку (рис. 4) зображено, як зміниться дохідна нафтова частина після зміни коефіцієнта рентної ставки.

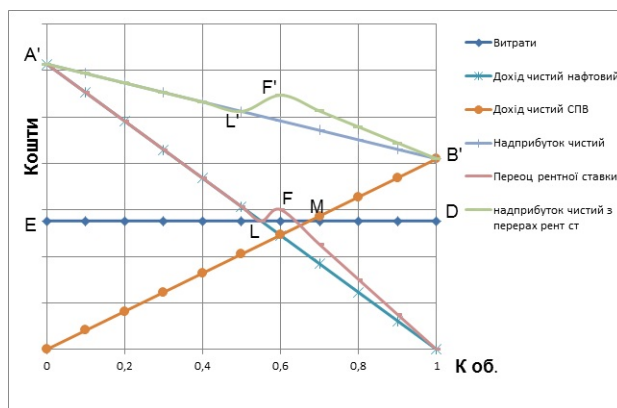


Рис. 4. Графіки доходів і витрат після переоцінки родовища

З вищенаведеного графіку визначено, що нафтова дохідна частина після переоцінки родовища і зменшення коефіцієнта ставки рентної плати збільшується, а точка L переходить у точку F, та відповідно на графіку загального прибутку пряма A'B' викривляється до точки F' змінюючи площу яка відповідає загальному прибутку. І яка відповідає площі фігури EA'L'F'B'D.

Концентрації хімічних компонентів як ціноутворюючий фактор гідромінеральної сировини (СПВ). Для промислового використання гідромінеральної сировини, основним елементом який і впливає на доцільність

розробки є концентрації хімічних елементів. Відповідно до технологічних можливостей існують мінімально рентабельні концентрації хімічних компонентів, відповідно до яких і були проаналізовані попередні та сучасні технологічні та нормативні значення останніх. Як висновок були встановлені основні хімічні елементи та сполуки, які піддаються технологічному вилученню із гідромінеральної сировини та їх мінімальні концентрації [5]. Також було проаналізовано світові ціни на ці елементи, результати дослідження наведені в таблиці 1.

Таблиця 1. Таблиця основних промислово цінних хімічних компонентів у високомінералізованих водах

Елемент	Мінімальні концентрації, мг/дм ³			Вартість хімічних елементів в дол. США за тону
	Станом на 1988 р.	Станом на 2013 р., за практично діючими технологіями	Відповідно до інструкцій ДКЗ України	
Йод	18	18	10	33 000
Бром	200	200	200	1 000
Бор	250	60	-	-
Стронцій	500	300	300	1 500
Літій	10	10, в окремих випадках 3	10	6 300
Рубідій	5	3	3	-
Цезій	1	0,5	0,5	-
Радій	10 ⁻⁵	10 ⁻⁹ – 10 ⁻⁶	-	-
Оксид бору	250	250	250	-
Вольфрам	-	-	0,03	-
Магній	-	1000	500	3 000
Калій	-	1000	1000	-
Германій	-	-	0,05	-
Скандій (перспективний для видобутку)	-	-	-	200 000 (за кілограм)

*[-] не визначалось, або не встановлено

Основну увагу стосовно видобутку слід приділяти таким елементам як бром та йод. Це пов'язано з тим, що ці елементи в переважній своїй більшості видобуваються саме із гідромінеральної сировини та їх вміст з досить високими концентраціями притаманний глибокозалагаючим пластам нафтових родовищ. Технологічно видобуток цих елементів має досить тривалу історію. Україна має досвід використання високо мінералізованих йодних вод як промислової сировини. Не менш

увагу слід приділяти і літію оскільки потреба в ньому, насамперед в електроніці, невинно зростає, а видобуток його більш ніж на 80 % припадає саме на гідромінеральну сировину (в більшості ця сировина є високомінералізованою водою або розсолами солоних озер) [5]. Щодо вмісту цих хімічних елементів в СПВ було проаналізовано декілька родовищ та визначено на яку суму можна реалізувати ці елементи, вилучивши їх із СПВ. Результат аналізу наведено в таблиці 2.

Таблиця 2. Вартість хімічних елементів яка припадає на м³ СПВ

Компонент	Чутівське родовище (Полтавська область)				Качанівське (Сумська область)			
	Вміст компонента в СПВ		Вартість елемента в м³ СПВ		Вміст компонента в СПВ		Вартість елемента в м³ СПВ	
	мг/дм³	кг/т	Долар США	Долар США	мг/дм³	кг/т	Долар США	Долар США
Йод	72,18	0,07218	2,3817	22,14	5,3	0,0053	*не рентабельно	5,5
Бром	294,7	0,2947	0,2947		143,08	0,14308	*не рентабельно	
Магній	64287,02	6,428702	19,461		1518,9	1,5189	4,55	
Калій	-	-	*Не визначено		335	0,335	*не рентабельно	
Стронцій	-	-	*Не визначено		444,4	0,4444	0,66	
Літій	-	-	*Не визначено		4,75	0,00475	0,3	

Враховуючи, що Чутівське родовище перебуває на третій стадії експлуатації, яка в свою чергу характеризується коефіцієнтом обводнення 80-92 % [6], можемо говорити, що якнайменше на 1 м³ видобутої нафти припадає 4,8 м³ супутньо-пластових вод. З Таблиці 2 бачимо, що при видобутку одного метра кубічного нафти із супутньо-пластових вод можна отримати елементів на суму близько 100 доларів США. Для даного родовища це мінімальна сума, оскільки були пораховані потенційні елементи і лише ті, які визначалися на родовищі.

В даній схемі для розрахунку бралися ринкові ціни на елементи в чистому вигляді, а не на сировину. Тобто не враховувалися такі витратні елементи як вартість переробки, транспортування та ін. Стосовно видобутку гідромінеральної сировини, то тут нею можна знехтувати оскільки СПВ і так автоматично видобувається. При цьому вартість сировини складає приблизно від 15 до 25 % від вартості кінцевої продукції.

Таким чином, станом на 30.05.2017 вартість одного бареля нафти коливається в межах 48 доларів США, або 302,4 долари США за один метр кубічний [4]. Тобто, якщо на Чутівському родовищі реалізувалася СПВ в якості гідромінеральної сировини, то загальний прибуток від видобутку одного метру кубічного нафти складав би не 302 долари США, а при наближених прогнозах 325 доларів США, не враховуючи вартість позитивного екологічного аспекту.

Висновки. Використання СПВ в якості гідромінеральної сировини з теоретичної точки зору є перспективним напрямом. Визначено:

- що за звичайних умов експлуатації родовища, підприємство яке його розробляє змогло б отримати прибуток, який відповідає площі трикутника $EA'L$ відображеного на графіках 2-4;
- за умов використання СПВ як гідромінеральної сировини підприємство зможе отримати прибуток еквівалентний площі трапеції $EA'B'D$ (рис. 2-3);
- в результаті коли родовище переоцінене із зменшенням рентної ставки, прибуток відповідатиме площі шестикутника $EA'L'F'B'D$ (рис. 4).

Дана схема розглядалася для найбільш ідеальних умов експлуатації і використання СПВ як гідромінеральної сировини. Головною умовою такого використання є ціна на гідромінеральну сировину, яка при коефіцієнті обводнення $K_{об}=1$ повинна перекивати витрати, що ідуть на видобуток цього об'єму гідромінеральної сировини. За таких умов можливе використання СПВ та отримання надприбутку. Якщо дана умова не виконується, то реалізація СПВ також матиме місце і приносить додатковий прибуток, але експлуатація родовища зупиниться коли нафтовий дохід не буде перекивати витрати (в точці L, рис. 2-4).

У випадку коли дана умова виконується, використання СПВ є цілком доцільним і існує два випадки розробки родовища.

Перший випадок більше поширений – це випадок коли ціна за об'ємну одиницю нафти більша ніж ціна за ту ж саму одиницю СПВ ($C_n > C_{спв}$).

Другий випадок можливий коли $C_n \leq C_{спв}$, тоді родовище взагалі можна не переоцінювати коли нафтова дохідна частина досягне межі рентабельності, а продовжувати розробку в звичайному режимі. Або спочатку затверджувати запаси як родовище промислових вод.

В ході роботи розглянутий приклад, який показує можливість використання СПВ в якості гідромінеральної сировини та отримання додаткового джерела доходу для нафтовидобувного підприємства.

Підсумовуючи, можна сказати, що головним критерієм використання СПВ в якості гідромінеральної сировини є ціна на гідромінеральну сировину, яка в свою чергу залежить від вмісту в ній хімічних компонентів та їх концентрацій. Та для того, щоб більш точно і наочно робити оцінку запасів і відповідно прогнозувати доходи, необхідно проводити детальні хімічні аналізи пластових (супутньо-пластових) вод на всіх етапах розвідки та експлуатації нафтових родовищ.

Список використаної літератури

1. Інструкції із застосування Класифікації запасів і ресурсів корисних копалин державного фонду надр до геолого-економічного вивчення ресурсів перспективних ділянок та запасів родовищ нафти і газу [Електронний ресурс] // ДКЗ України. – 1998. – Режим доступу: <http://www.dkz.gov.ua/ua/diyalnist/normativno-pravova-baza>.
2. Податковий кодекс України / Верховна Рада України [Кодекс від 15.04.2017 № 2755-VI] // Відомості Верховної Ради України (ВВР). – 2017. – № 17. – ст. 215.
3. Рева М.В. Супутньо-пластові води в Східному нафтогазовому регіоні України як джерело безпеки або цінний ресурс / М.В. Рева // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2016. – Вип. 1(72). – С. 81–85. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.72.12>.
4. Ціни на нафту марки Brent [Електронний ресурс] // RBK Ukraine. – 2017. – Режим доступу: <https://www.rbc.ua/ukr/oil>.
5. Чомко Д. Супутньо-пластова вода нафтових родовищ як гідромінеральна сировина / Д. Чомко, М. Рева, О. Диняк // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2016. – Вип. 4(75). – С. 77–81.
6. Юшков І.Р. Разработка и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений / И.Р. Юшков, Г.П. Хижняк, П.Ю. Илюшин. – Пермь: Пермский национальный исследовательский политехнический университет, 2013. – 177 с.

References

1. Instruktii iz zastosuvannya Klyasifikatsii zapasiv i resursiv korysnykh kopalyn derzhavnoho fondu naдр do heoloho-ekonomichnoho vyvchennia resursiv perspektivnykh dilianok ta zapasiv rodovyskh nafty i hazu. (1998). Nakaz Derzhavnoi komisii Ukrainy po zapasakh korysnykh kopalyn (DKZ Ukrainy) vid 24.07.1998 # 475/2915. Retrieved from <http://www.dkz.gov.ua/ua/diyalnist/normativno-pravova-baza>. [in Ukrainian].
2. Podatkovyi kodeks Ukrainy. (2017). Kodeks vid 15.04.2017 # 2755-VI. Verkhovna Rada Ukrainy. [in Ukrainian].
3. Reva, M.V. (2016). Produced water – source of pollution or valuable resource in the Eastern oil region, Ukraine [Suputno-plastovi vody v Shkhdnomu naftogazovomu rehioni Ukrayiny yak dzherelo nebezpeky або tsinnnyy resurs]. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 1(72), 81–85. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.72.12>. [in Ukrainian].
4. RBK Ukraine. (2017). Tsiny na naftu marky Brent. Retrieved from <https://www.rbc.ua/ukr/oil>. [in Ukrainian].
5. Chomko, D., Reva, M., Dyniak, O. (2016). Stratal produced water in oil fields as hydromineral raw material [Suputno-plastova voda naftovykh rodovyskh yak hidromineralna syrovyna]. Visnyk of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 4(75), 77–81. [in Ukrainian].
6. Iushkov, I.R., Khizhniak, G.P., Iliushin, P.Iu. (2013). Razrabotka i ekspluatatsiia neftiannykh i gazovykh mestorozhdenii. Perm: "Permskii natsionalnyi issledovatel'skii politekhnicheskii universitet", 177 p. [in Russian].

Надійшло до редколегії 12.05.17

M. Reva, laboratory assistant
E-mail: Reva_max@ukr.net,
D. Chomko, PhD (Geol.), Assoc. Prof.
E-mail: Dimath@ukr.net
Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology
90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine

THE STRATAL WATER AS AN IMPORTANT ECONOMIC COMPONENT OF THE PRESENT DAY FOR OIL COMPANIES OF UKRAINE

The work determines the relevance of the study of stratal water as a hydromineral raw material, and what economic benefits it can bring to the oil company. This approach is important because it can reduce environmental pollution by stratal water. The authors theoretically justified the expediency of using stratal water as a hydromineral raw material for additional source of income.

The inundation factor of the extracted fluid is defined as the main element, which reduces the company's revenues in the process of oil production. This inundation factor can also determine an additional source of income when using stratal water as a hydromineral raw material. The article considers the content of chemical components and their concentrations as the main criterion, which makes it possible to consider stratal water as a hydromineral raw material.

The article considers a theory that transfers stratal water from the expenditure component to the revenue component, and also graphically shows the profit that an oil company can obtain by selling hydromineral raw materials. Also, the paper gives information about rent fees in accordance with the tax code, which refers to the expenditure component, as well as the possibility of reducing it when using stratal water as a hydromineral raw material.

The article identifies the main chemical components and their minimally cost-effective concentrations on the basis of which the stratal water is considered as valuable raw material. The article quotes the prices of international markets for these elements, which can be extracted from hydromineral raw materials. Using these indicators, the authors theoretically analyzed the Chutovsky and Kachanovskoye oil fields. This analysis showed what possible additional income an oil company can get.

Key words: stratal water, hydromineral raw materials, inundation factor, concentration of chemical elements.

М. Рева, лаборант
E-mail: Reva_max@ukr.net,
Д.Чомко, канд. геол. наук, доц.
E-mail: Dimath@ukr.net
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко
УНИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

ПОПУТНО-ПЛАСТОВАЯ ВОДА КАК ВАЖНАЯ ЭКОНОМИЧЕСКАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ НЕФТЕДОБЫВАЮЩИХ ПРЕДПРИЯТИЙ УКРАИНЫ

Добыча нефти всегда сопровождается извлечением вместе с ней пластовых вод, так называемой попутно-пластовой воды (ППВ). Коэффициент обводнения добытого флюида выделяется как основной элемент, который уменьшает доходы предприятия в процессе добычи нефти. В данной работе попутно-пластовые воды нефтяных месторождений рассматриваются в качестве гидроминерального сырья. Теоретически обоснована возможность использования ППВ как дополнительного источника дохода нефтедобывающих предприятий. Данный подход приведет также к уменьшению загрязнения попутно-пластовыми водами окружающей природной среды.

Определены основные химические компоненты и их минимально рентабельные концентрации на основе которых ППВ можно рассматривать как ценное сырье, приведены цены на международных рынках на элементы, которые технически можно изъять из гидроминерального сырья. На основе этих данных проанализированы Чутовское и Качановское нефтяные месторождения, установлено какой возможный дополнительный доход могут получить нефтедобывающие предприятия.

Ключевые слова: попутно-пластовая вода, гидроминеральное сырье, коэффициент обводнения, концентрации химических элементов.

ГЕОЛОГІЧНА ІНФОРМАТИКА

УДК 550.552.53.553

Б. Маслов, д-р фіз.-мат. наук, проф.

E-mail: maslov@innmech.kiev.ua,

І. Онищук, канд. геол. наук, ст. наук. співроб.

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

А. Шинкаренко, асп.

E-mail: anastasiia.nesterenko@gmail.com

Київський національний університет імені Тараса Шевченка
ННІ "Інститут геології", вул. Васильківська, 90, м. Київ, 03022, УкраїнаМОДЕЛЮВАННЯ НЕЛІНІЙНИХ В'ЯЗКО-ПРУЖНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ
ТЕРИГЕННО-ВАПНЯКОВИСТИХ ПІСКОВИКІВ

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

Проведено дослідження керну теригенно-вапняковистих пісковиків з метою визначення структури тріщинно-порового простору, петрофізичних властивостей та подальшої статистичної обробки отриманих даних. Використано обладнання петрофізичної лабораторії ННІ "Інститут геології", що дозволило провести експерименти в умовах змінного зовнішнього тиску для підтвердження гіпотези про суттєво нелінійну поведінку пористого пісковика, залежну від амплітуди та знаку зовнішнього навантаження. Зроблено аналіз літературних джерел, присвячених моделюванню поведінки флюїдонасичених пористих пісковиків та прогнозуванню їх фізико-механічних характеристик. В якості базового для подальшого розвинення обрано варіант моделі нелінійного в'язко-пружного пористого середовища типу Біо. Наявність в'язкої рідини суттєво впливає на реакцію середовища як при поступовій зміні тиску, так і при періодичних зовнішніх впливах. Використано попередні роботи авторів по темі дослідження, в тому числі застосовано визначальні рівняння стану із дробово-експоненційними функціями повзучості та релаксації.

Для оцінки параметрів проникності зразків вапнякових пісковиків запропоновано мікроструктурний підхід до аналізу еквівалентних характеристик масопереносу в ізотропному пористому в'язко-пружному середовищі. Ключовим моментом є застосування інтегральних перетворень Лапласа-Карсона для дослідження в'язких ефектів та Фур'є – при аналізі складної, багаторівневої мікроструктури.

Отримано аналітичні вирази для прогнозу в'язко-пружних функцій повзучості та релаксації та викладено алгоритм розв'язку, який включає чисельний аналіз як важливу складову у випадках багатокомпонентного середовища із складною мікроструктурою.

Ключові слова: структура пустотного простору, в'язко-пружна поведінка, повзучість, проникність.

Вступ. Моделювання фізико-механічної поведінки багатозфазних середовищ являє собою актуальну задачу геофізики, особливо це стосується теоретичного обґрунтування підходів до вдосконалення методики побудови міромеханічних моделей пористого середовища з рідиною та сумішшю складної реології. Аналіз сучасного стану проблеми побудови розрахункових нелінійних моделей багатозфазних геологічних середовищ [1, 3, 8, 14] свідчить про, з одного боку, перспективність напрямку, з іншого, недостатню увагу до застосування саме нелінійної реології. Слід зазначити, що постановка задачі в пружній лінійній та нелінійній областях запроваджена в роботах [3, 5, 6, 8]. В той же час, аналіз деформацій повзучості, руйнування, та, як результат, зміни параметрів проникності потребує подальшої уваги. Одночасно існує необхідність розробки методик ідентифікації параметрів повзучості [11] та проникності багатозфазного пористого середовища та алгоритмів прогнозування на основі запропонованих теоретичних підходів.

Згідно нової наукової парадигми геофізики, презентованої в [5], флюїдонасичене геологічне середовище розглядається як нелінійна багатокомпонентна тріщинувата геосистема. Ієрархічно-підлеглі компоненти цієї геосистеми дискретно заповнюють геологічний простір і постійно знаходяться в напружено-деформованому стані, що спонукає неперервний процес повзучості. Фрагментація середовища на блоки і комірки відображає як процеси релаксації напружень при внутрішніх і зовнішніх енергообмінних процесах, так і особливості пружного та в'язкопружного деформування при різному термодинамічному та флюїдо-газовому режимі. Структурні елементи геологічного середовища не можуть витримувати протягом значного часу сталі напруження, навіть якщо вони далекі від критичних. Це означає, що механічні пошкодження геологічного середовища є одними з найбільш характерних і важливих його ознак [5, 9, 14]. Як зазначено в [8, 10, 14], процеси відкриття і закриття мікро- і макротріщин є наслідком релаксації напружень у поров'язкопружному середовищі. При цьому релаксація зовнішніх напружень, гідростатичного тиску найефективніше здійснюється шляхом розкриття і закриття тріщин, які, в свою чергу, змінюють проникність се-

редовища для флюїдів і газів, що, в результаті, безпосередньо впливає на внутрішні напруження та внутрішньопоровий тиск. Проведені лабораторні дослідження структури тріщинно-порового простору теригених пісковиків показали [1, 2, 4], що тріщини найкраще апроксимуються еліпсоїдом обертання різних форматів α , де $\alpha = \frac{c}{a}$, c – піввісь еліпсоїда вздовж осі обертання, a – піввісь, перпендикулярна до осі обертання. Концентрація мікротріщин c_p (коефіцієнт тріщинної пористості) визначається співвідношенням $c_p = \frac{4}{3} \pi a^3 \alpha \bar{N}$, де $\bar{N}$ – кількість мікротріщин в одиниці об'єму.

Як зазначено в [5, 8, 9, 11], кожному конкретному виду механічних рухів відповідає і свій специфічний масштабний рівень в блоковій ієрархії, що відображається в макроструктурі, мезоструктурі та мікроструктурі. Якщо роль механічних рухів на макрорівні досить добре вивчена (сейсмічні хвилі, повзучість середовища, квазіпластичні течії), то роль механічних рухів на мезо- і мікрорівні менш усвідомлена (макро- і мікротріщини, руйнування). Поведінка складнопобудованих флюїдонасичених матеріалів при руйнівних напруженнях розглядається з точки зору нового напрямку механіки – фізичної міромеханіки [5, 7, 14]. Зв'язок фізичної механіки з широким класом процесів деструкції в літосфері розглядався в [5, 7, 15].

Як відомо, критеріями при виділенні колекторів слугують коефіцієнти глинистості та пористості. Важливе місце для оцінки тріщинуватості має акустичний каротаж, при інтерпретації якого відмічено значне затушення амплітуд і зростання інтервального часу пробігу на тріщинуватих ділянках [9, 10]. Це, в першу чергу, свідчить про наявність в'язкої складової у загальній деформації середовища та вимагає застосування моделі в'язкопружної поведінки для аналізу фізико-механічних властивостей пористого середовища.

При широкосмуговому каротажі використовується повний хвильовий пакет, отже є можливість окремо визначати коефіцієнти тріщинуватості та кавернозності за даними

ефективної стискуваності колектора, матриці та тріщин. Очевидно, необхідним є створення нових чисельно-аналітичних методів розрахунку ефективних в'язкопружних параметрів [10, 12] колекторів зі спектром хаотично орієнтованих пустот різних форматів, як це було раніше зроблено для складнобудованих пружних колекторів [2, 4, 15]. Це також пов'язано із тим, що серед опосередкованих методів найбільш інформативними є акустичні, що базуються на дослідженні залежностей швидкостей поширення пружних хвиль від ємності пустотного простору, форми окремих пустот, орієнтації мікротріщин тощо. Цілоком природним є розвинення цього підходу для випадку існування суттєвих проявів в'язких ефектів, особливо у флюїдонасичених структурах, коли застосування ідеально пружних моделей не може описати ключові ефекти затухання та дисперсії. Моделювання резонансних властивостей в'язкопружних грунтів дозволяють на етапі проектування вносити зміни у власні періоди коливань відповідальних конструкцій для уникнення резонансних ефектів [8, 10, 14].

Комплексні петрофізичні дослідження в рамках моделі в'язкопружного середовища дають можливість більш достовірного визначення фізичних властивостей зразків, еволюцію акустичних параметрів в умовах високих тисків. Принципово складною проблемою є, безумовно, відокремлення внесків впливу різних типів пористості на загальні, зведені характеристики. На думку авторів, найбільш перспективним у цьому напрямку є застосування саме в'язкопружної моделі середовища із подальшим аналізом реакції складнобудованої геологічної структури на збурення з різними частотами, при цьому перспективним є використання як акустичних, так і електромагнітних полів [15]. Постановка задачі в пружній моделі не надає можливості виявити саме частотну залежність поведінки пористого флюїдонасиченого середовища від частоти та форми збуджуючого імпульсу. Комплексний аналіз результатів досліджень акустичних властивостей в умовах змінних тисків надає можливість якісно визначити особливості структури пустотного простору порід.

У проведених лабораторних експериментах на зразках теригенно-вапняковистих пісковиків встановлено [1, 4, 15], що механічна деформація породи поєднується із тиском рідини в поровому просторі. Рідина протікає крізь породу, реагуючи на градієнти порового тиску, але також може протікати через зміни макроскопічних напружень з природних причин, таких як тектонічні сили, та техногенних причин, таких як буріння свердловин і т.д. Отже, механічна і гідрологічна поведінка гірської породи повністю пов'язані між собою. Більшість досліджень проблем механіки гірських порід, а також проблеми підземного потоку, ігнорували цей зв'язок. Зокрема, велика частина досліджень з проблем підповерхневої течії в області гідрології, нафтового машинобудування проводиться з припущенням, що гірська маса є пористою, але повністю жорсткою. Аналогічним чином, в дослідженнях з геофізики пористих середовищ часто використовується аналіз, де ігнорується ефект рідини в порах, або припускається, що поровий тиск можна знайти незалежно від механічної деформації. Хоча такі припущення часто прийнятні, але існують ситуації, в яких зв'язок між деформацією і поровим тиском рідини [1, 4] та потоком рідини повинен бути врахований. Наприклад, ефект порового тиску відіграє важливу роль в деформації навколо свердловини, при моделюванні гідравлічного розриву пласта свердловин [14].

Крихкому руйнуванню передують інтенсивні пластичні процеси – фронти дефектності, які поширюються від кінців мікротріщин і готують геологічне середовище до руйнування. Рухи і деформації пористого середовища приводять в подальшому до розривних порушень з раптовим вивільненням пружної енергії [7]. Експерименти з руйнування гірських порід при циклічних впливах підтверджують факт зародження різного типу мікропошкодження і подальшого розвитку домінантної тріщини, яка і є причиною створення вогнища землетрусу, виникнення розлому.

Окрім урахування взаємозв'язку між різними проявами впливу навантаження на породу, важливо також брати до уваги внутрішню будову гірської породи, зокрема, характеристики її пустотного (тріщинно-порового) простору. Характер розподілу та взаємодії пустот має визначальне значення для визначення проникності породи та її поведінки в умовах стиснення. У роботах [1, 2] розглядається модель складнобудованого колектора, який складається з суцільної непроникної матриці, наповненої хаотично орієнтованими пустотами різних форматів. У роботах [3-5] пропонується розглядати геологічну породу як середовище з подвійною пористістю та подвійною проникністю (низькопроникна накопичувальна пористість та високопроникна транспортуюча пористість), що дає кращу можливість враховувати особливості тріщинно-порового простору породи, а також параметри флюїду, що її насичує.

Постановка проблеми. Стаття присвячена апробації нового підходу до чисельно-аналітичного моделювання ефективних фізико-механічних властивостей флюїдонасиченої породи з урахуванням її складної мікроструктури. Модель базується на використанні фундаментальних співвідношень механіки в'язкопружного суцільного середовища, інтегральних перетворень Фур'є (FT) та Лапласа-Карсона (LC) із застосуванням відповідних чисельних алгоритмів [12, 13]. Розглядається клас гірських порід з мікроструктурою, яка може бути представлена неперервною матричною фазою, в яку вміщено мінеральні вclusions та пори різного формату. Одна або кілька складових фаз можуть демонструвати нелінійну поведінку [3, 12, 14], наявність гістерезису та ін.

Як типову структуру для подальшого аналізу розглянемо теригенну породу, яка складається з глинистої в'язкопружної матриці, в яку вкраплені лінійно пружні зерна кварцу і кальциту, та яка містить різно-форматний тріщинно-поровий простір. Така схематизація дозволяє подальше додаткове розширення шляхом включення прогресивного процесу накопичення пошкоджень через зростання мікротріщин [5]. У роботі наведено результати порівняння отриманих чисельних результатів та лабораторних експериментальних даних, зроблено висновки про оцінку достовірності запропонованої чисельно-аналітичної моделі.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Руйнування гірської породи часто розглядають як процес, ізольований від передуючої йому непружної деформації. Зокрема, у роботах [1, 2, 15], під час аналізу зміни швидкостей поздовжніх хвиль та питомого електричного опору порід під впливом напруження та зниження всесічного тиску, використовуються дані про розподіл у породі пустот різних форматів, однак при цьому не враховується вплив в'язко-пластичних деформацій, що передують руйнуванню у породі. У роботі [6] зміну електричних параметрів породи при збільшенні навантаження на неї пояснюють деформаціями пустотного простору: закриття мікротріщин, скороченням та закриттям провідних каналів. У роботі [7] пропонується описувати процес деформації та руйнування з точки зору фізичної мезомеханіки матеріалів. У рамках такого підходу на кожному масштабному рівні мікро-, мезо- і макрозадача локального руйнування може вирішуватися у відповідності до специфічних механізмів непружної деформації, що передують руйнуванню.

Також під час дослідження гірських порід потрібно враховувати їх анізотропію та нелінійність поведінки. У роботі [6] проведено визначення впливу структури тріщинно-порового простору породи на її пружні властивості з урахуванням різних форматів пустот та їх водонасичення. Встановлено, що зміна форматів пустот чи флюїду, що насичує породу, веде до суттєвих змін її пружних властивостей [4, 8].

Родовища нафти і природного газу найчастіше пов'язують із підняттями або складками пластів теригенних і карбонатних осадових порід (пісковиків, вапняків, алевролітів, глин), що представляють собою скупчення зерен мінералів,

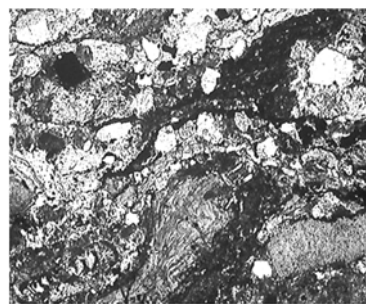
цементуючого матричного матеріалу, перетворених в результаті геологічних процесів. Поровий простір теригенних порід являє собою складну нерегулярну систему сполучених або ізольованих міжзернових пустот з розмірами пор, що складають одиниці або десятки мікрометрів.

У карбонатних породах (вапняках, доломітах) система пор більш неоднорідна, крім того, набагато більш розвинена система вторинних пустот, що виникли після утворення самої породи. Сюди відносяться тріщини, викликані тектонічними напругами, а також канали і каверни, які виникли завдяки розчиненню скелета породи водою. Протяжність тріщин і розміри каверн можуть набагато перевищувати розміри первинних пор. З цих фактів випливають особливості теорії фільтрації нафти і газу в природних пластах. Одна з них полягає у необхідності одночасно розглядати процеси в областях, характерні розміри яких розрізняються на порядки: розмір пор (одиниці і десятки мікрометрів), діаметр свердловин (десятки сантиметрів), товщини пластів (одиниці і десятки метрів), відстані між свердловинами (сотні метрів), протяжність родовищ (до десятків і навіть сотень кілометрів). Крім того, неоднорідність пластів (по товщині і площі) має характерні розміри практично будь-якого масштабу.

Складний і нерегулярний характер структури порового простору не дозволяє вивчати рух рідини і газів у ньому звичайними методами гідродинаміки, тобто шляхом розв'язку рівняння руху в'язкої рідини для області, яка представляє собою сукупність всіх пор. Проста оцінка показує, що для побудови такого рішення неможливо записати граничні умови навіть для невеликого родовища. Однак у такому записі і такому рішенні немає необхідності: зі збільшенням числа окремих мікрорухів, що становлять макроскопічний фільтраційний рух, починають проявлятися сумарні статистичні закономірності, характерні для руху в цілому і несправедливі для одного або декількох порових каналів. Це характерно для систем з великим числом однорідних елементів, слабко пов'язаних між собою [9, 14]. Такі системи можуть бути описані як деякі суцільні середовища, властивості яких не виражаються безпосередньо через властивості складових елементів, а є усередненими характеристиками досить великих обсягів середовища.



а



б

Рис.1. Приклад плашки керну (а), з якого вирізаний зразок вапняковистого пісковика та шліф зразка (розмір кадру – 9,8 x 13,6 мм) (б)

Як впливає зі статистичної обробки шліфів зразків [1, 2], мікроструктура теригенно-вапняковистих пісковиків неоднорідна в різних масштабах. Тому має сенс застосування мікро- та макро моделювання механічних властивостей у різних масштабах. Так, наприклад, у нано-метрових (nm) і мікронних масштабах (μm), глинисті мінерали мають складну організацію структури з декількома шкалами характерних розмірів (включення, частинки). Розмір пор змінюється від нанометра до десятків міліметрів і, відповідно, можна виділити пустоти доволі складної форми. Так було виявлено, що пустоти теригенно-вапняковистих пісковиків мають два репрезентативних середніх розміри,

Аналогічно цьому теорія фільтрації будується на уявленні про те, що пористе середовище і заповнююча його рідина утворюють суцільне середовище. Це означає, що елементи системи рідина – пористе середовище, які вважаються фізично нескінченно малими, все ж досить великі у порівнянні із розмірами пор і зерен пористого середовища. Для математичного моделювання проникності гірських порід необхідно мати інформацію стосовно параметрів фільтруючих каналів, а саме: розмірів пустот, їх зв'язаності та особливостей взаємодії з флюїдом, що фільтрується. У роботах [2, 3] для визначення перспективності порід-колекторів пропонується визначати кількісний розподіл пустот різних форматів, які надалі можна використовувати для розрахунків проникності. У роботах [4, 5] для визначення проникності порід пропонується розділення породи на дві фази, одна з яких є слабопроникною і містить пустоти, які можуть акумулювати флюїд, а інша є високопроникною і її пустоти відповідають за транспорт флюїдів. Такий підхід дозволяє враховувати наявність у породі різних породоутворюючих компонент та різних типів взаємозв'язку між ними.

Метою роботи є проведення мікромеханічного моделювання в'язко-пружних властивостей та оцінки проникності вапнякових пісковиків з можливим подальшим використанням результатів досліджень при оцінці перспективності порід-колекторів.

Методика та об'єкт досліджень. Лабораторні зразки теригенно-вапняковистих пісковиків, що досліджувались, являють собою складноорганізовану структуру. Як головну особливість можна відзначити відносно низьку проникність та високу механічну міцність. Склад порід загалом залежить від глибини залягання зразка, але зазвичай містить три основні фази: карбонатно-глинисту матрицю, зерна кварцу та польових шпатів, зерна кальциту та силікатів. Загальну картину структури досліджених зразків можна уявити з рис. 1. Найбільш поширений мінералогічний склад характеризується: вмістом уламкового матеріалу від 40 до 50% (зерна кварцу і польових шпатів), від 20 до 30% кальциту і 20 – 25% цементу. Існує також невелика кількість інших мінералів, таких як пірит, слюда, доломіт, гіпс та ін.

4 nm і 10 μm . Загальна пористість може також змінюватися в залежності від глибини залягання зразка. У мезоскопічному масштабі досліджуваний матеріал складається із зерен кварцу і кальциту, впроваджених в глинисту в'язко-пружну матрицю. На макрорівні теригенно-вапняковий пісок зазвичай складається із мінеральних зерен та глинистої матриці і його можна розглядати як еквівалентне гомогенне середовище.

В даній роботі, для простоти, мікро-механічне моделювання виконуємо в мезоскопічному масштабі. Мінеральна матриця розглядається як однорідний континуум, фізико-механічна поведінка якого описується відповідною в'язкопружною моделлю [10, 12]. Таким чином, в

першому наближенні, вапняковистий пісковик в мезоскопічній шкалі розглядається як система матриця-включення. Глинисті мінерали являють собою матричну фазу, які підкріплені зернами кальциту і кварцу.

Будемо вважати, що елементарна комірка матеріалу піддається однорідній макроскопічній деформації на границі [3, 5]. У зв'язку з гетерогенністю матеріалу, локальні поля напружень і деформацій є суттєво неоднорідними. Поле деформацій визначається середнім та полем флуктуацій зміщень.

Співвідношення між деформаціями та напруженнями для неоднорідного геологічного середовища, що деформується у в'язкопружній області, запишемо у вигляді [10, 11]:

$$\begin{aligned} \mathbf{e} &= (\mathbf{C} + \mathbf{D}(\mathbf{s}))\sigma, & \sigma &= (\mathbf{E} - \mathbf{G}(\mathbf{p}))\mathbf{e}, \\ \mathbf{p} &= \left(\frac{2}{3}\mathbf{e}^d \cdot \mathbf{e}^d\right)^{1/2}, & \mathbf{s} &= \left(\frac{3}{2}\sigma^d \cdot \sigma^d\right)^{1/2}, \end{aligned} \quad (1)$$

де $\mathbf{e}$ та σ , відповідно, тензор деформацій та тензор напружень; символами $\mathbf{J}, \mathbf{D}(\mathbf{s})$ та $\mathbf{E}, \mathbf{G}(\mathbf{p})$ позначено, відповідно, тензор податності (повзучості) та тензор пружності (релаксації) матеріалу. Девіатори деформацій та напружень позначено як $\mathbf{e}^d$ та σ^d , гідростатичні складові $\mathbf{e}^h$ та $\mathbf{s}^h$, тобто

$$\begin{aligned} \mathbf{e}^d &= \mathbf{e} - \mathbf{e}^h \mathbf{1}, & \mathbf{e}^h &= \frac{1}{3} \text{tr}(\mathbf{e}), \\ \sigma^d &= \sigma - \mathbf{s}^h \mathbf{1}, & \mathbf{s}^h &= \frac{1}{3} \text{tr}(\sigma). \end{aligned} \quad (2)$$

У випадку в'язкопружного деформування, викликаного наявністю в'язкої рідини у тріщинно-поровому просторі, можна записати аналогічні рівняння стану у вигляді [5, 12]:

$$\begin{aligned} \mathbf{e}(t) &= \int_0^t (\mathbf{C}(t - t_1) + \mathbf{D}(\mathbf{s}, t - t_1)) \dot{\sigma}(t_1) dt_1, \\ \sigma(t) &= \int_0^t (\mathbf{E}(t - t_1) - \mathbf{G}(\mathbf{p}, t - t_1)) \dot{\mathbf{e}}(t_1) dt_1, \end{aligned} \quad (3)$$

де крапка над символом означає дифференціювання по змінній часу t , а підінтегральні функції $\mathbf{C}(t), \mathbf{D}(\mathbf{s}, t)$ та $\mathbf{E}(t), \mathbf{G}(\mathbf{p}, t)$ являють собою тензори повзучості та тензори релаксації напружень першого і другого порядків, відповідно.

Якщо $\mathbf{E}(t), \mathbf{G}(\mathbf{p}, t)$ та $\mathbf{C}(t), \mathbf{D}(\mathbf{s}, t)$ є гладкими функціями змінної t , то можна застосувати перетворення Лапласа-Карсона [10, 13]:

$$LC\{f(t)\} = \hat{f}(z) = z \int_0^\infty e^{-zt} f(t) dt \quad (4)$$

до (2) та (3), в результаті чого отримаємо:

$$\hat{\mathbf{e}}(z) = (\hat{\mathbf{C}}(z) + \hat{\mathbf{D}}(\mathbf{s}, z)) \hat{\sigma}(z), \quad \hat{\sigma}(z) = (\hat{\mathbf{E}}(z) - \hat{\mathbf{G}}(\mathbf{p}, z)) \hat{\mathbf{e}}(z), \quad (5)$$

де символом шапочки позначено трансформовані функції в область змінних Карсона, тут z змінна перетворення.

Перше та друге співвідношення (3) є взаємозалежними. Це можна показати, застосувавши перетворення (4). Виходячи з рівнянь (3) та (5), отримуємо наступні співвідношення відповідності, що є справедливими у лінійному випадку:

$$\hat{\mathbf{E}}(z) \hat{\mathbf{C}}(z) = \hat{\mathbf{C}}(z) \hat{\mathbf{E}}(z) = \mathbf{I}, \quad (6)$$

де $\mathbf{I}$ – одиничний тензор четвертого рангу. Варто відмітити корисну особливість перетворення (4), яке зберігає фізичну розмірність оригінальної функції. Це робить (5) математично аналогічними до (1). Такої відповідності не існує при використанні перетворення Лапласа [10].

Як показано в [5, 12], розв'язок крайової задачі в рівняннях (3), (6) можна виразити в просторі Фур'є в термінах оператора Гріна четвертого порядку $\hat{\Gamma}^0(\xi)$:

$$\hat{\mathbf{e}}(\xi) = -\hat{\Gamma}^0(\xi) \cdot \tau(\xi), \quad \hat{\mathbf{e}}(0) = \bar{\mathbf{e}}, \quad (7)$$

де верхній індекс шапочки означає фізичне поле, трансформоване в просторі Фур'є, а ξ представляє координати в просторі Фур'є. Граничні умови рівнянь (5) автоматично виконуються при такому представленні завдяки періодичним властивостям перетворення Фур'є. Якщо початкову пружність $\mathbf{L}^0$ при побудові розв'язку вибирати ізотропною з двома параметрами Ламе, λ^0 і μ^0 , то функція $\mathbf{G}(\xi)$ Гріна в просторі Фур'є може бути виражена в явному вигляді наступним чином [3]

$$G_{ij}(\xi) = \frac{1}{\mu^0} \left(\frac{\delta_{ij}}{\xi^2} - \frac{\lambda^0 + \mu^0}{\lambda^0 + 2\mu^0} \frac{\xi_i \xi_j}{\xi^4} \right). \quad (8)$$

Отже

$$\begin{aligned} \hat{\Gamma}_{ijkl}^0(\xi) &= \frac{1}{4\mu^0 \xi^2} (\delta_{ik} \xi_j \xi_l + \delta_{il} \xi_j \xi_k + \delta_{jk} \xi_i \xi_l + \delta_{jl} \xi_i \xi_k) - \\ &\quad - \frac{\lambda^0 + \mu^0}{(\lambda^0 + 2\mu^0) \mu^0 \xi^4} \xi_i \xi_j \xi_k \xi_l. \end{aligned} \quad (9)$$

Теоретично, параметри Ламе λ^0 і μ^0 можуть бути обрані довільно. Проте, невдалий вибір цих параметрів може значно зменшити швидкість збіжності розрахункового алгоритму. На підставі проведених чисельних експериментів обираємо емпіричне значення для початкових параметрів, які забезпечують прийнятну швидкість збіжності

Аналогічно для параметру λ^0 .

Визначальні рівняння поров'язкопружності флюїдонасиченого середовища. Теорія поров'язкопружності була розроблена для випадку гідростатичного навантаження [10]. Для того, щоб розвинути цю теорію на випадок залежного від часу деформування, розглянемо пористу в'язкопружну породу. Макроскопічний репрезентативний об'єм породи позначимо V_b , об'єм порового простору – V_p , а об'єм твердого багатофазного мінерального компоненту – V_m , тобто вважаємо

$$V_b = V_m + V_p. \quad (11)$$

Відносна кількість пустот і твердого компонента, тобто коефіцієнт пустотності, може бути визначений кількісно або за допомогою пористості c_p , яка розраховується

$$c_p = V_p / V_b, \quad (12)$$

відносну пористість мінеральної фази позначимо

$$c_{pm} = V_p / V_m = \frac{c_p}{1 - c_p}. \quad (13)$$

Пористість, таким чином, є обмеженою величиною за визначенням (12) в діапазоні $0 < c_p < 1$, в той час як коефіцієнт пустотності (13) може приймати будь-яке значення. Нехай зразок пористої породи піддається зовні чисто нормальному тиску величини P_c , де індекс c означає зовнішній тиск, а внутрішні стінки пор піддаються поровому тиску величини P_p , що чиниться поровою рідиною. Оскільки порова рідина не може витримати напругу зсуву при статичних умовах, то і напруги зсуву не можуть бути передані стінками пор. Отже існують два незалежних тиски, що діють на мінеральний каркас і два незалежних об'єми (V_b, V_p), і звідси можна визначити чотири типи стисливості, одна з яких, наприклад

$$C_{bc} = -\frac{1}{V_b} \left(\frac{\partial V_b}{\partial P_c} \right)_{P_p}; \quad (14)$$

де верхній індекс i позначає початкове значення параметру у ненапруженому стані. Приріст об'ємної деформації можна виразити через стисливість пористої породи наступним чином:

$$de_b = -\frac{\partial V_b}{V_b^i} = C_{bc}dP_c - C_{bp}dP_p \quad (15)$$

Зв'язок між чотирма стисливістями пористої породи може бути отриманий в припущенні, що матриця може розглядатися як ізотропний, однорідний в'язкопружний матеріал. Це припущення можна вважати виправданим завдяки тому факту, що, хоча матриця пісковику складається з декількох породоутворюючих мінералів [1, 2], їх еквівалентні фізичні характеристики внаслідок хаотичної розорієнтації включень мало відрізняються від ізотропних.

Запишемо ще одне співвідношення між двома типами стисливості, що характеризує зовнішній та внутрішньопоровий тиск

$$C_{pp} = C_{pc} - C_m \quad (16)$$

Практична значимість (16) полягає в тому, що хоча стисливість пористого пісковику може змінюватися в залежності від P_p і P_c , фізичні властивості насправді залежать тільки від одного параметра $P_d = P_c - P_p$, який відомий як диференціальний тиск. Причина цього полягає в тому, що залежність напруги від стисливості обумовлена закриттям тріщин, утворенням міжзернових контактів або інших процесів, які включають закриття тонких, тріщиноподібних розривів, і поровий тиск має по суті рівний, але протилежний вплив на деформації тонкої оболонки порожнини. Залежність стисливості від диференціальної напруги є також необхідною умовою для того, щоб об'ємна деформація не залежала від шляху навантаження у просторі напружень [14].

Розглянутий лабораторний зразок пісковику має пористість $c_p = 0.085$, стисливість мінерального каркасу $C_m = 0.286 \cdot 10^{-4}, MPa^{-1}$, об'ємна стисливість флюїдонасиченої частини $C_{bc} = 1.31 \cdot 10^{-4}, MPa^{-1}$, і стисливість пор $C_{pp} = 11.8 \cdot 10^{-4}, MPa^{-1}$. Якщо пори заповнені повітрям при атмосферному тиску, яке має стисливість $C_f = 9.87, MPa^{-1}$, то недренована об'ємна стисливість також буде дорівнювати $C_{bc} = 1.31 \cdot 10^{-4}, MPa^{-1}$. Якщо ж порода насичена водою, яка має стисливість $C_f = 5.0 \cdot 10^{-4}, MPa^{-1}$, то недренована об'ємна стисливість буде $C_{bc} = 0.573 \cdot 10^{-4}, MPa^{-1}$.

В ізотропному в'язкопружному пористому середовищі вплив внутрішньопорового тиску можна врахувати, використавши визначальне рівняння Біо [10]

$$\mathbf{e} = \frac{1}{2G} \boldsymbol{\sigma} - \frac{3\nu}{2G(1+\nu)} \sigma^h \mathbf{1} - \frac{\alpha}{3K} P_p \mathbf{1}. \quad (17)$$

Тут $\mathbf{e}$ – тензор деформацій, $\boldsymbol{\sigma}$ – тензор напружень, G – модуль зсуву, ν – коефіцієнт Пуассона, K – модуль об'ємного стиску, $\sigma^h = \frac{1}{3} \sigma_{ii}$ – гідростатична складова напружень, α – коефіцієнт Біо, який визначається

$$a = 1 - \frac{C_m}{C_{bc}} = 1 - \frac{K_{bc}}{K_m} = 1 - \frac{K}{K_m} \quad (18)$$

Оскільки коефіцієнт взаємодії Біо завжди задовольняє нерівності $\alpha < 1$, то поровий тиск лише частково врівноважує зовнішній тиск, тому його називають також коефіцієнтом ефективних напружень, які позначимо $\mathbf{s}$. Тоді рівняння стану запишемо у вигляді

$$\mathbf{s} = \boldsymbol{\sigma} - \alpha P_p \mathbf{1} = \mathbf{E} \mathbf{e}, \quad (19)$$

звідки для об'ємної деформації

$$e_b = \frac{3(1-2\nu)}{2G(1+\nu)} \sigma^h - \frac{\alpha}{K} P_p. \quad (20)$$

Зазначимо, що пористість і проникність, як скалярні величини, можуть залежати тільки від інваріантів тензора ефективних напружень [5].

Рівняння (17) зручно записати відносно девіаторів та гідростатичної складової

$$\mathbf{e}^d = \frac{1}{2G} \boldsymbol{\sigma}^d, \quad e^h = \frac{1}{3K} \sigma^h - \frac{\alpha}{3K} P_p \quad (21)$$

тоді має сенс розглянути змінну ζ , яка характеризує ту частину об'єму рідини, яка пов'язана з переносом маси

$$d\zeta = -\frac{\alpha}{K} (dP_c - \frac{1}{B} dP_p) \quad (22)$$

Якщо обмежитись лінійною моделлю переносу, то отримаємо спрощене співвідношення

$$\zeta = -\frac{\alpha}{K} (P_c - \frac{1}{B} P_p) \quad (23)$$

Змінна ζ характеризує перенос рідини в пористому середовищі та задовольняє рівнянню

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{q} = 0. \quad (24)$$

Воно має бути доповненим рівнянням стану, рівнянням Дарсі

$$\mathbf{q} = -\frac{\mathbf{k}}{\eta} \nabla (P_p - \rho \mathbf{g} \cdot \mathbf{x}), \quad (25)$$

тут $\mathbf{k}$ – тензор проникності, η – в'язкість рідини (для води $\eta = 0.001 Pa \cdot s$, в'язкість розчинів гідрокарбонів на порядки більше), $\mathbf{g}$ – прискорення тяжіння.

Отже, для ізотропного середовища отримаємо

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{k}{\eta S} \Delta \zeta, \quad (26)$$

тут S – коефіцієнт насиченості,

$$S = \left[\frac{1}{F_f} - \frac{1}{K_m} \right] c_p + \left[1 - \frac{2(1-2\nu)}{3(1+\nu)} \alpha \right] \frac{\alpha}{K}. \quad (27)$$

Для природних пластів часто характерна анізотропія, пов'язана або з природною шаруватістю (для осадових порід), або з розвитком систем паралельних мікротріщин, викликаних напругою в породі. Якщо пористе середовище не ізотропне, то в довільній ортогональній декартовій системі координат компоненти вектора градієнта тиску виражаються через компоненти вектора швидкості наступним чином:

$$\frac{\partial P}{\partial x_i} = -c_{im} v_m, \quad (28)$$

де c_{im} – тензор, залежний від в'язкості рідини η та геометричних характеристик пористого середовища.

Виражаючи компоненти вектора швидкості через компоненти вектора градієнта тиску, отримуємо

$$v_i = -\frac{k_{ij}}{\eta} \frac{\partial P}{\partial x_j} \quad (29)$$

де k_{ij} – тензор проникності, зворотний до тензору c_{ij} , залежить тільки від геометричних характеристик пористого середовища і має розмірність площі. Залежність (29) описує закон Дарсі для анізотропного пористого середовища. Тензор проникності k_{ij} є симетричним.

При значних швидкостях, коли вже не можна не враховувати інерційної складової опору руху рідини, передумови, закладені при виведенні закону Дарсі (29), перестають бути справедливими. До числа визначальних параметрів слід додати щільність ρ .

Зсувні деформації в'язкопружного пісковику можна описати за допомогою інтегрального оператора

$$\hat{u}_m = \mu_0 [1 - \xi \hat{R}(m, b)],$$

Або

$$\hat{R}(m, b) * e_0 = \tau^m \left\{ 1 - \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^n x^n / \Gamma[m(1+n)] \right\} e_0, \quad x = (t/\tau)^m, \quad (31)$$

якщо $e_0 = \text{const}$. Пружні та в'язкі властивості породоутворюючих компонент представлені у таблиці 1, де E – модуль Юнга, ν – коефіцієнт Пуассона.

Таблиця 1. Пружні та в'язкі властивості породоутворюючих компонент

Порода	$E, \text{ГПа}$	ν	$\rho, 10^{-3} \text{кг/м}^3$	ξ	α	β
Аргіліт	6.2	0.24	2.66	0.00248	-0.71	0.025
Вапняк	15.76	0.159	2.69	0.0054	-0.70	0.054
Кварц	52.4	0.30	2.8	-	-	-
Вода	0.126	0.499	1.00	-	-	-

Як приклад для шаруватого теригенно-вапняковистого пісковику з прошарками темно-сірого вуглисто алевроліту розглянемо потенційну функцію ступеневого типу [5, 10]

$$\frac{1}{\mu} W(\mathbf{e}) = \left(1 + \frac{1}{2} \alpha_1\right) l_1^2 - 2l_2 + \beta(l_1^2 - 3l_2)^{\frac{n-1}{2}}$$

$$l_1 = \text{tr} \mathbf{e}; \quad 2l_2 = l_1^2 - \text{tr} \mathbf{e}^2;$$

$$e_{ij}^2 = e_{im} e_{mj}; \quad \alpha_1 = \lambda / \mu; \quad \beta = \gamma / (9\mu). \quad (32)$$

На рис. 2 зображений графік залежності функції повзучості при одновісному навантаженні для пористого пісковику із в'язкопружними властивостями компонентів (табл. 1). Можна зазначити, що у розглянутому інтервалі $0 < t/t_0 < 2.5$, де t_0 – характерний час ретардації пісковику, деформації повзучості збільшуються на 75%. На рис. 2, б зображено криву залежності спектру характерних часів ретардації. Як бачимо, ця крива має максимум, що свідчить про можливість виникнення небажаних ефектів резонансу у технічних об'єктах, що експлуатуються у взаємодії з в'язкопружним геологічним середовищем (фундаменти та ін).

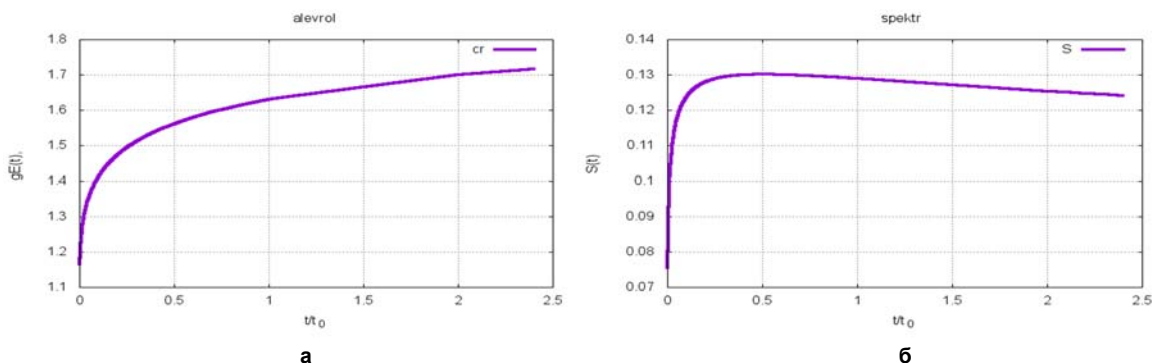


Рис.2. Залежність прогнозованої поздовжньої функції повзучості (а) та спектру функції повзучості (б) від часу для зразка вапняковистого пісковику

Висновки. За результатами проведеного дослідження визначено параметри тріщинно-порової структури серії репрезентативних зразків теригенно-вапняковистих пісковику. Встановлено особливості нелінійної поведінки при зростанні зовнішнього тиску, звідки зроблено висновок про необхідність застосування нелінійної в'язкопружної моделі деформування. Наявність складної порової текстури пропонується моделювати використавши основні гіпотези поро-в'язко-пружності Біо [9, 10]. Найбільш перспективними напрямками подальших досліджень за даною тематикою, на наш погляд, є проведення дослідних робіт з урахуванням в'язкопружної анізотропії у пористому середовищі з попереднім гідростатичним навантаженням, що дозволить більш певно та надійно трактувати перспективність ущільнених порід-колекторів у цілому.

Список використаних джерел

- Безродна І.М. Прогноз колекторських властивостей теригенних порід-колекторів за результатами акустичних досліджень в умовах змінного тиску (на прикладі Володимирської площі Волино-Поділля) / І. М. Безродна // Вісник Харківського національного університету. Серія "Геологія, географія, екологія". – 2014. – № 1128. – С. 21-25.
- Безродна І. Оцінка структури пустотного простору низькопористих порід Зарічної площі за результатами петрофізичних та геофізичних досліджень / І. Безродна, А. Шинкаренко // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2015. – № 69. – С. 53-58.

- Выжва С.А. Эффективные упругие свойства нелинейных многокомпонентных геологических сред / С.А. Выжва, Б.П. Маслов, Г.Т. Продайвода // Геофизический журнал. – 2005. – 27, № 6. – С. 86-96.
- Выжва С.А. Анализ фильтрационно-емкостных свойств карбонатных пород карбону Руденківсько-Пролетарського регіону за результатами петрофізичних досліджень / С.А. Выжва, І.М. Безродна, О.О. Козинова // Геоінформатика. – 2012. – № 1. – С. 17-25.
- Маслов Б.П. Новый метод математического моделирования процессов разрушения в литосфере / Б.П. Маслов, Г.Т. Продайвода, С.А. Выжва // Геоінформатика. – 2006. – № 3. – С. 53-61.
- Маслов Б.П. Идентификация та оцінка достовірності визначальних параметрів електромагнітного поля у геологічних середовищах складної структури / Б.П. Маслов, Г.Т. Продайвода, М.В. Рева // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2008. – № 45. – С. 9-15.
- Маслов Б. Прогнозування довготривалої міцності гірського масиву у геологічних середовищах складної структури / Б. Маслов, Я. Ляшенко, О. Максименко // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2009. – № 3. – С. 57-60.
- Berryman J.G. Models for computing geomechanical constants of double-porosity materials from the constituents' properties / J.G. Berryman, S.R. Pride // Journal of Geophysical Research. – 2002. – V. 107(B3). – P. ECV 2-1–ECV 2-14.
- Berryman J.G. The elastic coefficients of double-porosity models for fluid transport in jointed rock / J.G. Berryman, H.F. Wang // Journal of Geophysical Research. – 1995. – V. 100(B12). – P. 24611–24627.
- Biot M.A. Mechanics of incremental deformations / M.A. Biot // New York: John Wiley and Sons. – 1965. – 504 p.
- Golub V.P. Identification of the Hereditary Kernels of Isotropic Linear Viscoelastic Materials in Combined Stress State II. Deviators Proportionality / V.P. Golub, B.P. Maslov, P.V. Fernati // International Applied Mechanics. – 2016. – 52, N.6. – P.111-125.

12. Maslov B.P. Thermal-stress concentration near inclusions in viscoelastic random composites / B.P. Maslov // Journal Engineering Mathematics. – 2008. – № 61. – P. 339-355.

13. Press W.H. Numerical Recipes in Fortran 90: The Art of Parallel Scientific Computing, Volume 2 of Fortran Numerical Recipes, Second Edition / W.H. Press et al. // – Press Syndicate of the University of Cambridge. – 2002. – 572 p.

14. Shapiro S.A. Characterization of fluid transport properties of reservoirs using induced micro-seismicity / S.A. Shapiro, E. Rothert, V. Rathz, J. Rindschwentner // Geophysics. – 2002. – V. 67, № 1. – P. 212-220.

15. Vyzhva S. Electrical properties of Cambrian rocks in Volyno-Podillia / S. Vyzhva, D. Onyshchuk, V. Onyshchuk, T. Pastushenko // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2014. – № 67. – С. 38-43.

References

1. Bezrodna, I.M. (2014). Prohnoz kolektorskykh vlastyvostey teryhenykh porid-kolektoriv za rezultatamy akustychnykh doslidzhen v umovakh zminnoho tysku (na prykladi Volodymyrskoi ploshchi Volyno-Podillia). Visnyk Kharkivskoho natsionalnoho universytetu. Seriya "Heolohiia, heohrafiia, ekolohiia", 1128, 21-25. [in Ukrainian].

2. Bezrodna, I., Shynkarenko, A. (2015). Otsinka struktury pustotnoho prostoru nyzkoporystykh porid Zarichnoi ploshchi za rezultatamy petrofizychnykh ta heofizychnykh doslidzhen. Visnyk of Tars Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 69, 53-58. [in Ukrainian]. <http://doi.org/10.17721/1728-2713.69.08.53-58>.

3. Vyzhva, S.A., Maslov, B.P., Prodaivoda, G.T. (2005). Effektivnye uprugie svoystva nelineinykh mnogokomponentnykh geologicheskikh sred. Geofizicheskii zhurnal, 27(6), 86-96. [in Russian].

4. Vyzhva, S.A., Bezrodna, I.M., Kozionova, O.O. (2012). Analiz filtratsiino-iemnisnykh vlastyvostey karbonatnykh porid karbonu Rudenkovskogo-Proletarskogo rehionu za rezultatamy petrofizychnykh doslidzhen. Heoinformatyka, 1, 17-25. [in Ukrainian].

5. Maslov, B.P., Prodaivoda, G.T., Vyzhva, S.A. (2006). Novyi metod matematicheskogo modelirovaniia protsessov razrusheniia v litosfere. Geoinformatyka, 3, 53-61. [in Russian].

6. Maslov, B.P., Prodaivoda, H.T., Reva, M.V. (2008). Identyfikatsiia ta otsinka dostovirnosti vyznachalnykh parametriv elektromagnitnoho polia u heolohichnykh seredovyschakh skladnoi struktury. Visnyk of Tars Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 45, 9-15. [in Ukrainian].

7. Maslov, B., Liashenko, Ia., Maksymenko, O. (2009). Prohnozuvannia dohotryvaloi mitsnosti hirsokoho masyvu u heolohichnykh seredovyschakh skladnoi struktury. Visnyk of Tars Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 3, 57-60. [in Ukrainian].

8. Berryman, J. G., Pride, S.R. (2002). Models for computing geomechanical constants of double-porosity materials from the constituents' properties. Journal of Geophysical Research, 107(B3), ECV 2-1-ECV 2-14. <http://dx.doi.org/10.1029/2000JB000108>.

9. Berryman, J. G., Wang, H. F. (1995). The elastic coefficients of double-porosity models for fluid transport in jointed rock. Journal of Geophysical Research, 100 (B12), 24611-24627. <http://dx.doi.org/10.1029/95JB02161>.

10. Biot, M.A. (1965). Mechanics of incremental deformations. New York: John Wiley and Sons, 504 p.

11. Golub, V.P., Maslov, B.P., Fernati, P.V. et al. (2016). Identification of the Hereditary Kernels of Isotropic Linear Viscoelastic Materials in Combined Stress State II. Deviators Proportionality. International Applied Mechanics, 52(6), 111-125.

12. Maslov, B.P. (2008). Thermal-stress concentration near inclusions in viscoelastic random composites. Journal Engineering Mathematics, 61, 339-355. <http://dx.doi.org/10.1007/s10665-007-9204-0>.

13. Press, W.H. et al. (2002). Numerical Recipes in Fortran 90: The Art of Parallel Scientific Computing, Volume 2 of Fortran Numerical Recipes, Second Edition. Press Syndicate of the University of Cambridge, 572 p.

14. Shapiro, S.A., Rothert, E., Rathz, V., Rindschwentner, J. (2002). Characterization of fluid transport properties of reservoirs using induced micro-seismicity. Geophysics, 67(1), 212-220. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1451597>.

15. Vyzhva, S., Onyshchuk, D., Onyshchuk, V., Pastushenko, T. (2014). Electrical properties of Cambrian rocks in Volyno-Podillia. Visnyk of Tars Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 67, 38-43. <https://doi.org/10.17721/1728-2713.67.07>.

Надійшла до редколегії 27.03.17

B. Maslov, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.
E-mail: maslov@inmech.kiev.ua,
I. Onischuk, Cand. Sci. (Geol.), Senior Fellow
E-mail: oivan@univ.kiev.ua

A. Shynkarenko, PhD Student
E-mail: anastasiia.nesterenko@gmail.com
Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology
90 Vasylykivska Str., Kyiv, 03022, Ukraine

MODELLING OF NONLINEAR VISCOELASTIC PROPERTIES OF TERRIGENOUS-CALCAREOUS SANDSTONES

The studies of terrigenous-calcareous sandstones core were carried out in order to determine the structure of fractured and porous void space, petrophysical properties of samples and to conduct the further statistical analysis of the obtained data. The equipment of petrophysical laboratory of the Institute of Geology was used to carry out the experiments in the variable external pressure conditions in order to verify the hypothesis concerning substantially nonlinear properties of porous sandstone which depends on the amplitude and direction of the external pressure. Previous investigations related to the modeling of properties of the fluid-saturated porous sandstones and to the prediction of their physical and mechanical properties were analyzed.

A model of the nonlinear viscoelastic porous medium of the Bio type as the basic version for the further development was chosen. Presence of the viscous fluid substantially affects the reaction of medium for both gradual and periodic pressure changes. The previous papers of authors concerning the studied problem were used and the defining equations of the state with fractional-exponential functions of the creep and relaxation were applied.

The microstructural approach to the analysis of equivalent properties of the mass transfer in the isotropic viscoelastic medium was proposed in order to estimate the permeability parameters of the calcareous sandstones. The key moment was the application of integral Laplace-Carson transform during the studies of viscous effects, and Fourier transform during the analysis of complex, multilevel microstructure.

The analytical expressions to predict the viscoelastic functions of creep and relaxation were obtained and the algorithm of solution that includes numerical analysis as an important component in case of multicomponent medium with complex microstructure was presented.

Key words: void space structure, viscoelastic behaviour, creep, permeability.

B. Маслов, д-р физ.-мат. наук, проф.
E-mail: maslov@inmech.kiev.ua,
И. Онищук, канд. геол. наук, ст. науч. сотруд.
E-mail: oivan@univ.kiev.ua

A. Шинкаренко, асп.
E-mail: anastasiia.nesterenko@gmail.com
Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,
НИИ "Институт геологии", ул. Васильковская, 90, г. Киев, 03022, Украина

МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕЛИНЕЙНЫХ ВЯЗКО-УПРУГИХ СВОЙСТВ ТЕРРИГЕННО-ИЗВЕСТНЯКОВИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ

Проведены исследования ядра терригенно-известняковистых песчаников с целью определения структуры трещинно-порового пространства, петрофизических свойств и дальнейшей статистической обработки полученных данных. На оборудовании петрофизической лаборатории УНИ "Институт геологии" проведены эксперименты в условиях переменного внешнего давления для подтверждения гипотезы о существенно нелинейном поведении пористого песчаника, зависящего от амплитуды и знака внешнего давления. Проведен анализ литературных источников, посвященных моделированию поведения флюидонасыщенных пористых песчаников и прогнозированию их физико-механических свойств. В качестве базового для дальнейшего развития выбран вариант модели нелинейной вязко-упругой среды типа Био. Наличие вязкой жидкости существенно влияет на реакцию среды как при последовательном изменении давления, так и при периодических внешних воздействиях. Используются предыдущие работы авторов по теме исследования, в том числе, применены определяющие уравнения состояния с дробно-экспоненциальными функциями ползучести и релаксации.

Для оценки параметров проницаемости образцов известняковистых песчаников предложен микроструктурный подход к анализу эквивалентных характеристик массопереноса в изотропной пористой вязко-упругой среде. Ключевым моментом является применение интегральных превращений Лапласа-Карсона для исследования вязких эффектов, и Фурье – при анализе сложной, многоуровневой микроструктуры.

Получены аналитические выражения для прогноза вязко-упругих функций ползучести и релаксации, а так же изложен алгоритм решения, который включает численный анализ как важную составляющую в случаях многокомпонентной среды со сложной микроструктурой.

Ключевые слова: структура пустого пространства, вязко-упругое поведение, ползучесть, проницаемость.

УДК 550.831

Р. Міненко, канд. фіз.-мат. наук
E-mail: presto2balbes@gmail.com
Криворізький національний університет
пр. Гагаріна, 57, м. Кривий Ріг, 50086, Україна,
П. Міненко, д-р фіз.-мат. наук, проф.
Криворізький державний педагогічний університет
пр. Гагаріна, 54, м. Кривий Ріг, 50086, Україна,
Ю. Мечніков, геолог
Криворізька геофізична партія
вул. Геологічна, 2, м. Кривий Ріг, 50001, Україна

МЕТОД ВИЗНАЧЕННЯ ГЛИБИН ДО ГРАНИЦЬ АНОМАЛЬНИХ МАСИВІВ СТІЙКИМИ РОЗВ'ЯЗКАМИ ОБЕРНЕНИХ ЛІНІЙНИХ ЗАДАЧ МАГНІТОМЕТРІЇ

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

Ціль роботи – створення методів обчислення глибин до границь магнітних аномальних тіл для подальшого їхнього використання в розв'язку оберненої лінійної задачі магнітометрії (ОЛЗМ) із більш реальним відтворенням розподілу інтенсивності намагнічування (ІН) в аномальному тілі (АТ).

Обернені задачі магнітометрії сильно некоректні, зокрема, тому що в багатьох випадках отримуються еквівалентні розподіли намагніченості, які, хоча й стійкі, але набагато відрізняються від розподілу реальної ІН у масиві гірських порід і не дають реальної інформації про будову геологічних структур. З іншого боку, на теоретичних прикладах установлено, що при виборі точної геометрії інтерпретаційної моделі (ІМ) та точних значень ІН у початкових умовах, для кожного блоку ітераційними методами отримують точний розв'язок ОЛЗМ. А при малих відхиленнях цих параметрів отримують майже точні рішення ОЛЗМ, особливо, при використанні в алгоритмах оптимізації декількох видів уточнюючих ітераційних поправок. Це давало авторам цієї статті надію на те, що при різних розмірах моделі, серед результатів інтерпретації можна помітити, який розв'язок ОЛЗМ відповідає дійсності. Але ці надії не виправдалися, так як було отримано неперервну зміну ІН при переході моделі через теоретичну границю тіла. При цьому, деякий час не звертали уваги на зміну інших параметрів ітераційного процесу. Згодом було помічено, що при переході границі ІМ через границю теоретичної моделі (ТМ) графік залежності середньоквадратичної нев'язки (СКН) магнітного поля від глибини до границі АТ має специфічну форму. Це дозволяє встановити глибини до верхньої чи нижньої границі аномального тіла, а в окремих випадках, і глибини до внутрішніх границь багатошарової моделі, що забезпечує більш продуктивне використання нових методів для інтерпретації реального магнітного поля.

Ключові слова: магнітометрія, обернена задача, ітераційний метод, ітераційна поправка, критерій оптимізації, нев'язка поля, глибина до границі тіла.

Вступ. Для успішних пошуків будь-яких родовищ корисних копалин багаторазові розв'язки обернених задач гравіметрії та магнітометрії з різними значеннями параметрів інтерпретаційних моделей є необхідною складовою. А з іншого боку, всі вони є некоректними, зокрема, через те що прямими чи ітераційними методами, з різними ітераційними формулами та критеріями оптимізації інтерпретатори отримують у розв'язках різні значення параметрів для відповідних у просторі елементів ІМ. Але при перевірці стійкості розв'язків часто виявляється невідповідність: при малих похибках поля в ряді точок, отримують великі зміни щільності в блоках, розташованих під цими точками [1]. І тому над вирішенням цієї проблеми продовжують працювати багато вчених і практиків. Негативні розв'язки говорять про те, що це питання досить складне, і до його повного вирішення ще дуже далеко. При цьому успішні приклади свідчать, що проблема може бути вирішена як в загальному, так і в конкретному випадках [2, 4].

Вагомі успіхи були досягнуті після того, як: 1) акад. В.Н. Страхов виставив умову: стійкий та геологічно змістовний розв'язок оберненої лінійної задачі (ОЛЗ) гравіметрії чи магнітометрії (ОЛЗМ) може бути отриманий тільки методами умовної оптимізації [6], крім того, для розв'язку ОЛЗ він розробив ітераційний метод найменших квадратів нев'язки поля [6]; 2) акад. В.І. Старостенко розробив ітераційну поправку для розв'язків СЛАР [5]; 3) П.О. Міненко довів теорему: для стійкого розв'язку ОЛЗГ та ОЛЗМ необхідною умовою є рівність площ карти поля та проекції інтерпретаційної моделі на карту поля [1]. Ця теорема якраз і задовольняє вимоги В.Н. Страхова. Вона була використана для розв'язку ОЛЗ ітераційним методом найменших квадратів В.Н. Страхова для нев'язки поля П.О. Міненком, який розробив фільтраційний ітераційний метод простої ітерації з поправкою В.І. Старостенка, оптимізуючи мінімум суми квадратів ітераційних поправок до аномальної щільності (АЩ) чи ІН гірських порід. В результаті було розроблено оптимізований ітераційний метод гарантованого стійкого розв'язку ОЛЗ для 2-3-шарової інтерпретаційної моделі, в якій кожен го-

ризонтальний шар щільно упакований блоками, що мають форму прямокутної напівнескінченної вертикальної призми та різну й невідому АЩ чи ІН [1, 2]. Але цей метод не гарантує геологічну чи фізичну відповідність отриманих розв'язків ОЛЗ значень середньої АЩ чи ІН кожного блоку моделі тим значенням АЩ чи ІН гірських порід (ГП), які реально попали в об'єм кожного обмеженого по вертикалі блоку і створюють майже те ж саме реальне поле, для якого розв'язують ОЛЗ.

Р.В. Міненко на теоретичних моделях установив, що для рудно-пошукових задач, при наявності у розрізі вертикально витягнутих АТ, щільність чи ІН яких не змінюється з глибиною, у розв'язку обернених ОЛЗ для 6-8-шарових моделей отримуємо майже дворазове зменшення АЩ в блоках шостого шару, а в блоках 1-2-го шарів маємо збільшену у півтора рази АЩ, якщо в початкових умовах для ітераційного процесу ми задаємо середню АЩ усього розрізу. Аналогічні результати дає розв'язок ОЛЗМ. При цьому, у проміжках між АТ ми отримуємо від'ємні значення АЩ чи ІН у верхній частині розрізу та плюсові у нижній. Крім того, сума значень АЩ чи ІН на рівні кожного горизонтального шару ІМ майже не змінюється із глибиною. Це дає можливість оцінити середнє значення АЩ чи ІН вертикального АТ. Але, разом із тим, у нижніх шарах АЩ чи ІН в АТ та у проміжках між ними вирівнюється, внаслідок чого у розв'язку ОЛЗ у нижній частині розрізу з'являються горизонтальні шари. Якщо ж ми задаємо у початкових умовах нульову АЩ, то для блоків першого шару ми отримуємо майже реальну АЩ, а для блоків 6-8-го шарів отримуємо майже в два рази меншу АЩ. Для ІН ця різниця ще більша. Уточнення розв'язку ОЛЗГ було запропоновано виконувати методичними заходами, вирівнюючи початкові умови на другому етапі ітераційного процесу по 2-му чи 3-му шару та використовуючи метод розв'язку ОЛЗ із розробленими для цього ітераційними поправками вищого порядку, які в деяких роботах названі як уточнюючі ітераційні поправки [3, 4].

Незважаючи на те, що всі ці методичні заходи й теоретичні розробки мають емпіричне походження і пояснюють причину такого ефекту, вони дозволяють отримати близькі

до реальних результати розв'язків ОЛЗ лише в тих випадках, коли відомі глибини до нижніх границь усіх АТ, а іноді, й до верхніх. При довільно чи інтуїтивно вибраних границях АТ отримуються еквівалентні розподіли АЩ чи ІН, які змінені пропорційно відношенням об'ємів реальних та модельних АТ. Таким чином, не завжди, не тільки для реальних, а навіть і для теоретичних полів, забезпечується виділення у вертикальному напрямі блоків із підвищеними чи зниженими АЩ чи ІН. Все це є недоліками існуючих методів розв'язків ОЛЗ, а тому треба знайти схеми послідовних розв'язків ОЛЗ відносно тих параметрів, зміна яких достатньо вказує на те, що нижня границя ІМ перескакує через нижню границю реального аномального тіла. Бажано також, щоб це фіксувалося і на границях зміни фізичних властивостей окремих блоків ГП усередині АТ.

Формулювання цілей статті. Створення методів обчислення глибин до границь магнітних аномальних тіл для подальшого їхнього використання у розв'язку оберненої лінійної задачі магнітометрії із реальним відтворенням розподілу інтенсивності намагнічування в аномальному тілі по вертикалі та латералі.

Виклад основного матеріалу дослідження. Спочатку приведемо теоретичний апарат за допомогою якого будемо виконувати необхідні дослідження. Найбільш ефективним є збіжний ітераційний метод розв'язку оберненої задачі (метод В2 [4]) з критерієм оптимізації мінімуму суми квадратів ітераційних поправок B_i до ІН, в якому ітераційні формули для ІН гірських порід J_i , нев'язки поля r_j та поправки Z_i до неї для кожної наступної $(n+1)$ -ої ітерації виводяться послідовно одна з іншої і мають такий вигляд:

$$J_{i,n+1} = J_{i,n} - \tau_{n+1} B_{i,1,n}; \quad (1)$$

$$r_{j,n+1} = r_{j,n} - \tau_{n+1} Z_{j,1,n}; \quad (2)$$

$$B_{i,1,n+1} = B_{i,1,n} - \tau_{n+1} C_{i,1,n}, \quad (3)$$

де τ_{n+1} , $B_{i,1,n}$ і т.д. – ітераційний коефіцієнт та ітераційні поправки, що обчислюються після кожної попередньої n -ої ітерації з урахуванням наближеного значення ІН $J_{i,n}$ ($i = 1, M$) кожного i -того блоку сіткової моделі, отриманого на тій же ітерації;

$B_{i,1,n} = M_{i,1,n} = (a_{ij} / \lambda_i, r_{j,n})$ – поправка 1-го порядку до ІН;

$$\lambda_i = 2 \sum_j a_{ij} \lambda_j; \quad \lambda_j = \sum_i a_{ij}; \quad \forall a_{ij} > 0; \quad (5)$$

$$\lambda_i = 2 \sum_j (a_{ij} \lambda_j); \quad \lambda_j = \sum_i (a_{ij}); \quad \forall a_{ij} \in R(i, j);$$

$$C_{i,1,n} = (a_{ij} / \lambda_i, Z_{j,1,n}); \quad Z_{j,1,n} = (a_{ij}, r_{j,n}); \quad (6)$$

a_{ij} – елементи матриці розв'язків прямої задачі магнітометрії для прямокутного паралелепіпеда при одиничній аномальній ІН $J_{i,n}$ гірських порід, що представляють собою елементи зв'язку в системі лінійних алгебраїчних рівнянь між кожною j -тою точкою карти вимірюваного магнітного поля $Z_{a,j}$ ($j = 1, N$) й аномальною ІН $J_{i,n}$ кожного i -того блоку сіткової моделі;

$r_{j,n} = (a_{ij}, \sigma_{i,n}) - Z_{a,jj}$ – нев'язка поля на попередній ітерації. (7)

Помножимо скалярно (1) на a_{ij} та віднімемо із лівої й правої частин $Z_{a,jj}$, і з урахуванням (7) одержимо ітераційну формулу для нев'язки поля (2) на наступній ітерації. Аналогічно, помножимо скалярно (2) на a_{ij} / λ_i і

отримаємо ітераційну формулу (3) для поправки 1-го порядку до поправки $B_{i,1,n}$ або 2-го порядку до ІН $J_{i,n}$ на наступній ітерації.

Перемножимо скалярно (3) на a_{ij} і одержимо ітераційну формулу для поправки 1-го порядку до нев'язки поля на наступній ітерації:

$$Z_{j,1,n+1} = Z_{j,1,n} - \tau_{n+1} F_{j,1,n}, \quad (8)$$

де $F_{j,1,n} = (a_{ij}, C_{i,1,n})$ – ітераційна поправка 1-го порядку

до поправки $Z_{j,1,n}$ або 2-го порядку до нев'язки $r_{j,n}$ на наступній ітерації.

Далі перемножимо скалярно (8) на a_{ij} / λ_i , одержимо ітераційну формулу для поправки 1-го порядку до поправки $B_{i,1,n}$ або для поправки 2-го порядку до ІН $J_{i,n}$

$$C_{i,1,n+1} = C_{i,1,n} - \tau_{n+1} E_{i,1,n}, \quad (10)$$

де $E_{i,1,n} = (a_{ij} / \lambda_i, F_{j,1,n})$ – ітераційна поправка 1-го порядку

до поправки $C_{i,1,n}$ або 3-го порядку до ІН $J_{i,n}$ на наступній ітерації.

Перемножимо скалярно (10) на a_{ij} і одержимо поправку 1-го порядку до поправки $Z_{j,1,n}$ або 2-го порядку до нев'язки поля на наступній ітерації:

$$F_{j,1,n+1} = F_{j,1,n} - \tau_{n+1} G_{j,1,n}, \quad (12)$$

де $G_{j,1,n} = (a_{ij}, E_{i,1,n})$ – ітераційна поправка 1-го порядку

до поправки $F_{j,1,n}$ або 3-го порядку до нев'язки $r_{j,n}$ на наступній ітерації.

Далі перемножимо скалярно (12) на a_{ij} / λ_i і одержимо ітераційну формулу для поправки 1-го порядку до поправки $C_{i,1,n}$ або для поправки 3-го порядку до ІН $J_{i,n}$:

$$E_{i,1,n+1} = E_{i,1,n} - \tau_{n+1} K_{i,1,n}, \quad (14)$$

де $K_{i,1,n} = (a_{ij} / \lambda_i, G_{j,1,n})$ – ітераційна поправка 1-го порядку

до поправки $E_{i,1,n}$ або 4-го порядку до ІН $J_{i,n}$ на наступній ітерації;

набір поправок можна продовжити, утворюючи пари поправок $(P_{j,1,n}, S_{i,1,n})$ і т.д.

Складемо критерії оптимізації, опустивши деякі індекси:

$$F_r = \sum_j r_{j,n+1}^2 = (r_{j,n} - \tau_{n+1} Z_{j,1,n}, r_{j,n} - \tau_{n+1} Z_{j,1,n}) = \min; \quad (16)$$

$$(B, B) = (B - \tau_{1,n+1} C - \tau_{2,n+1} E - \tau_{3,n+1} K)^2 = \min; \quad (17)$$

$$(B, B) = (B - \tau_{1,n+1} C)^2 = \min; \quad (18)$$

$$(B, B) = (B - \tau_{1,n+1} C - \tau_{2,n+1} E)^2 = \min; \quad (19)$$

$$(C, C) = (C - \tau_{1,n+1} E - \tau_{2,n+1} K - \tau_{3,n+1} S)^2 = \min; \quad (20)$$

$$(C, C) = (C - \tau_{1,n+1} E - \tau_{2,n+1} K)^2 = \min; \quad (21)$$

$$(E, E) = (E - \tau_{2,n+1} K - \tau_{3,n+1} S)^2 = \min; \quad (22)$$

$$(E, E) = (E - \tau_{2,n+1} K)^2 = \min \text{ і т.д.} \quad (23)$$

Для критеріїв (16), (18) та (23) ітераційні коефіцієнти мають найпростіший вигляд:

$$\tau_{n+1} = (r_{j,n}, Z_{j,n}) / (Z_{j,n}, Z_{j,n}); \quad (24)$$

$$\tau_{1,n+1} = (B_{i,n}, C_{i,n}) / (C_{i,n}, C_{i,n}); \quad (25)$$

$$\tau_{2,n+1} = (E_{i,n}, K_{i,n}) / (K_{i,n}, K_{i,n}). \quad (26)$$

Більш складний вигляд вони мають для критеріїв (19), (21), (22). Для (19):

$$\tau_{1,n+1} = ((B_{i,n}, C_{i,n})(E_{i,n}, E_{i,n}) - (E_{i,n}, C_{i,n})(E_{i,n}, B_{i,n})) / T; \quad (27)$$

$$\tau_{2,n+1} = ((C_{i,n}, C_{i,n})(E_{i,n}, B_{i,n}) - (B_{i,n}, C_{i,n})(E_{i,n}, C_{i,n})) / T; \quad (28)$$

$$T = (C_{i,n}, C_{i,n})(E_{i,n}, E_{i,n}) - (E_{i,n}, C_{i,n})(E_{i,n}, C_{i,n}).$$

Для (21):

$$\tau_{1,n+1} = ((E_{i,n}, C_{i,n})(K_{i,n}, K_{i,n}) - (K_{i,n}, C_{i,n})(E_{i,n}, K_{i,n})) / T; \quad (29)$$

$$\tau_{2,n+1} = ((C_{i,n}, K_{i,n})(E_{i,n}, E_{i,n}) - (E_{i,n}, C_{i,n})(E_{i,n}, K_{i,n})) / T; \quad (30)$$

$$T = (K_{i,n}, K_{i,n})(E_{i,n}, E_{i,n}) - (E_{i,n}, K_{i,n})(E_{i,n}, K_{i,n}).$$

Для (22):

$$\tau_{2,n+1} = ((E_{i,n}, K_{i,n})(S_{i,n}, S_{i,n}) - (K_{i,n}, S_{i,n})(E_{i,n}, S_{i,n})) / T; \quad (31)$$

$$\tau_{3,n+1} = ((S_{i,n}, K_{i,n})(K_{i,n}, E_{i,n}) - (E_{i,n}, S_{i,n})(K_{i,n}, K_{i,n})) / T; \quad (32)$$

$$T = (K_{i,n}, K_{i,n})(S_{i,n}, S_{i,n}) - (S_{i,n}, K_{i,n})(S_{i,n}, K_{i,n}).$$

Для інших формул ітераційні коефіцієнти отримані рішенням систем трьох лінійних алгебраїчних рівнянь. Програмна реалізація методів (16)-(26) виконана для теоретичних магнітних полів (рис. 1), а також для полів, вимірюваних у межах ДДЗ (рис. 2).

Тепер перейдемо до аналізу рішень ОЛЗМ, отриманих у попередніх роботах для одношарової сітково-блокової інтерпретаційної моделі (СБІМ) із 20х20 блоків методом простої ітерації В2 за критерієм оптимізації поправок (18) із однією поправкою 1-го порядку в ітераційній формулі (3). Якщо блоки інтерпретаційної моделі мають одні й ті ж розміри і глибину залягання, що й теоретична модель (ТМ), для якої обчислене магнітне поле (МП), то, незважаючи на неповністю відновлене поле (тобто, нев'язка поля ще не дорівнює нулю), розв'язок ОЛЗМ має таку ж ІН кожного блоку, як і в ТМ. Якщо ж блоки СБІМ з меншою висотою розташо-

вані всередині ТМ, то в розв'язку ОЛЗМ ІН може бути більшою. При розміщенні блоків СБІМ майже таких же розмірів, що й блоки ТМ, нижче блоків ТМ отримуємо в розв'язку ОЛЗМ ІН кожного блоку набагато більшу, ніж у ТМ. Якщо ж СБІМ знаходиться повністю або частково вище блоків ТМ, то, в залежності від висоти тих чи інших блоків, ІН блоків у розв'язку ОЛЗМ може бути меншою, ніж у блоків ТМ. Таким чином, для одного і того ж поля розподіли ІН блоків набагато відрізняються. Це явище називається *еквівалентним перерозподілом ІН*. Із цього треба зробити висновок, що для розв'язку ОЛЗМ треба точно знати глибини до верхніх і нижніх границь блоків. І навпаки, для розв'язків нелінійної ОЗМ треба знати ІН блоків, щоб знайти глибину до них. Практично останнє зробити дуже важко, а тому обчислюють середній скачок ІН на границі двох шарів і обчислюють глибини до кожного блоку СБІМ.

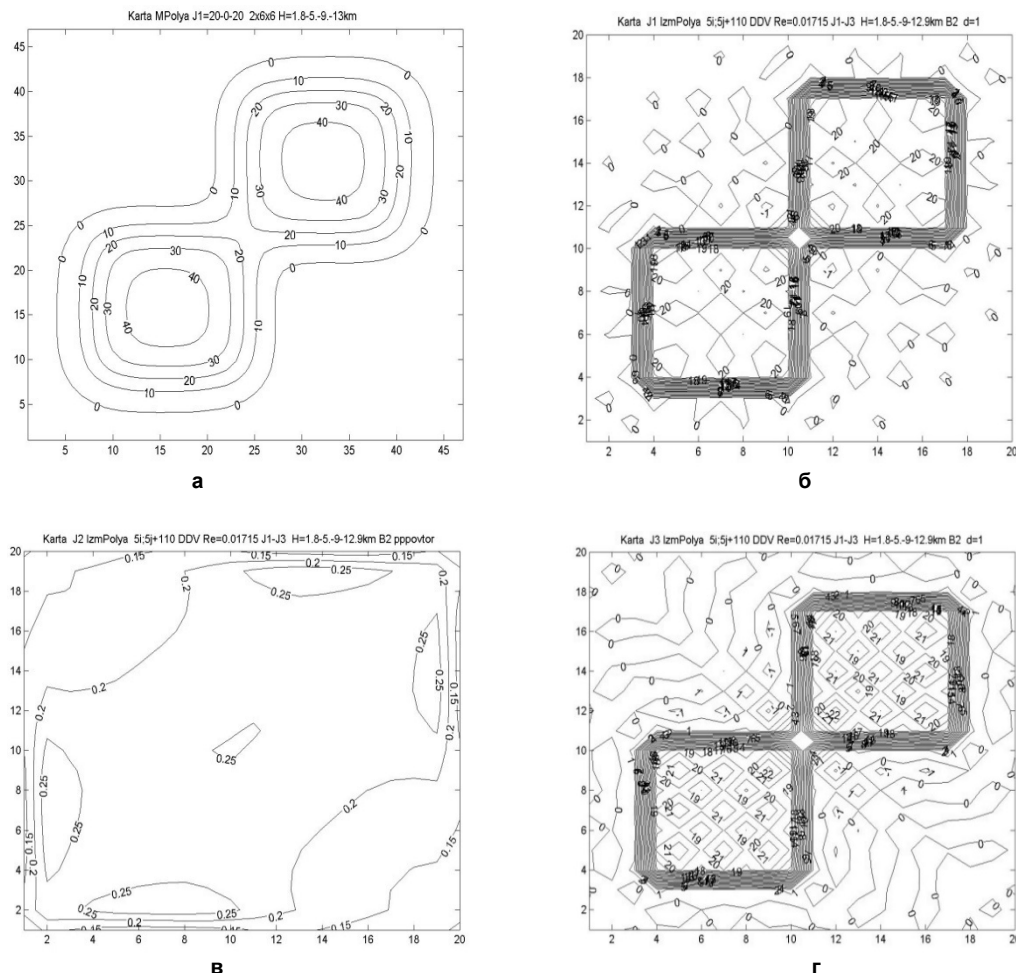


Рис. 1. Результати розв'язків ОЛЗМ для 3-шарової теоретичної моделі:

а – карта МП від двох аномальних тіл, які мають розрив по вертикалі (тут і далі: поле в 1 од. – 10 нТл; відстані в 1 од. – 0.5 км); б-г – Карти ІН 1-3-го шару (тут і далі: ІН в 1 од. – 8 мА/м; відстані в 1 од. – 1.15 км)

Далі перейдемо до аналізу рішень ОЛЗМ, отриманих для 2-шарової СБІМ із 20х20 блоків у кожному шарі тим же методом простої ітерації (18), за тим же критерієм оптимізації і для того ж МП. Тут для одного і того ж поля ми отримали зовсім інший розподіл ІН у розв'язку ОЛЗМ: ІН блоків 1-го шару СБІМ приблизно на 20% вища, а у другому шарі – приблизно на 30% нижча, ніж у блоків ТМ.

Для 3-шарової СБІМ і того ж поля від ТМ маємо у розв'язку ОЛЗМ розподіл ІН шарів з відхиленням від +20 до -33%, який нічим не відрізняється від розподілу для 2-шарової СБІМ. І нарешті, для 6-шарової СБІМ при тому ж полі ТМ маємо в розв'язку ОЛЗМ розподіл ІН шарів з відхиленням від +33 до -40%, який значно більше відрізняється від розподілу для 2-3-шарових СБІМ. Оскільки залишки поля по всій карті розподілені майже рівномірно, то марно сподіватися на покращення розподілу ІН при збільшенні кількості ітерацій, що і було підтверджено разом із зменшенням середньо-квадратичної нев'язки МП до 0.1715 нТл.

Маючи на увазі, що реальний розподіл ІН знаходиться по висоті приблизно на середині АТ, було використано результати розв'язку ОЛЗМ методом В2 в якості початкових умов (ПУ) для розв'язку ОЛЗМ на другому і подальших етапах. Для цього в ПУ присвоєно всім шарам значення ІН одного, наприклад, 3-го шару,

тобто вирівняно ПУ по ІН 3-го шару, а потім виконано таку ж кількість ітерацій методом з уточнюючими ітераційними поправками (УІП), наприклад, методом (17). Але одним прийомом вирівнювання ПУ близький до реального розв'язок ще не досягається. А тому, ще за 3-5 заходів по 50-100 ітерацій потрібно було досягнуто при значно зниженій середньо-квадратичній нев'язці поля. Відмітимо, що при вирівнюванні ПУ ми задаємо неточні дані, а оптимізаційний метод з УІП доводить розв'язок ОЛЗГ до реального розподілу, тобто ми маємо автоматизовану модифікацію розв'язку оберненої задачі відомим способом підбору. Таким чином, по додатковому рішення з уточнюючими ітераційними поправками у всіх шарах моделі ми отримуємо розподіл ІН, який збігається з розподілом ІН в аномальних тілах ТМ, а в інших вертикальних розрізах ми маємо вертикальну шаруватість гірських порід, ускладнену в багатьох місцях будь-якими вигинами контактів, які контролюються відповідними їм вигинами ізоліній поля. Це означає, що основною причиною зменшення ІН у розв'язку ОЛЗМ із глибиною є відсутність управління розподілом нев'язки поля на кожній ітерації в кожній точці при перетворенні її в ітераційну поправку для всіх блоків СБІМ, які знаходяться під точкою поля.

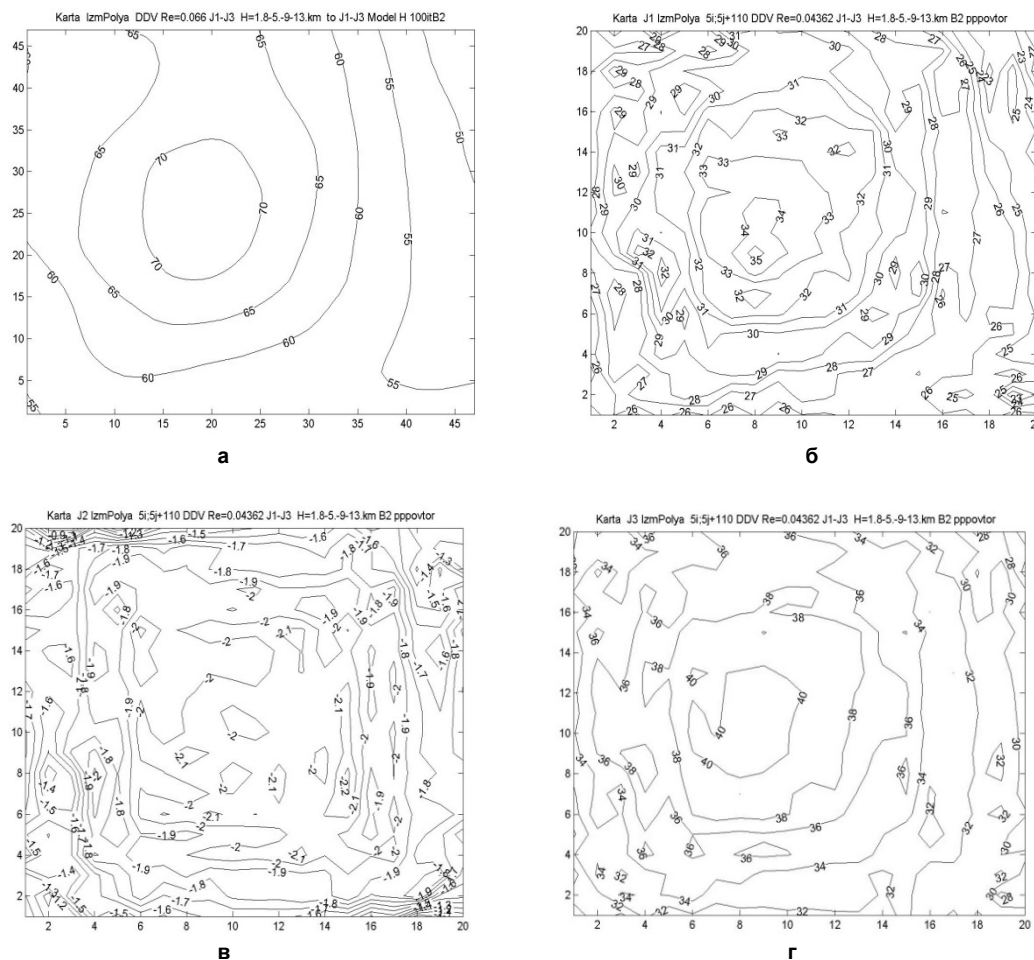


Рис. 2. Результати розв'язків ОЛЗМ по теоретичному полю для 3-шарової моделі (рис. 1):

а – карта реального магнітного поля частини дільниці Великі Мости (ДДЗ);

б-г – карти ІН 1-3-го шару слабо намагнічених гірських порід кристалічного фундаменту

Як показали експерименти, апарату мінімізації квадратичного функціоналу недостатньо для точного дозування блоків моделі долями ІН, перетвореної поправкою

В.І. Старостенка [5] із нев'язок поля. Не дали позитивного результату й методи з виділенням для кожного шару ітераційного коефіцієнта з ітераційною поправкою. Але

пізніше було помічено, що найменша нев'язка магнітного (гравітаційного) поля після виконання розв'язку ОЛЗ на ряді ітерацій досягається тоді, коли глибина H до границі реального АТ співпадає з його границею в ІМ. Але, іноді, при зміні положення границі АТ отримували максимуми нев'язки поля (НП), або мінімуми для одних та максимуми для інших границь одного або й різних АТ. При цьому коливання їхніх значень були незначними, але частіше закономірними, ніж випадковими. Деталізація графіка $r=f(H)$ доводить більш згладжений його вигляд, ніж випадково пульсуючий. Тому була поставлена задача перевірити більш детально поведінку цього графіка при зміні глибини до однієї границі тіла при постійній (реальній або невідомій) глибині до його іншої границі. Аналогічні дослідження виконані для вивчення розподілу асиметрії та ексцесу НП при зміні H . Але в цій роботі будуть приведені результати досліджень залежностей $r=f(H)$. Спочатку було виконано попередні дослідження на теоретичних моделях для одного АТ. Потім – для реального МП південної частини Петровського залізрудного родовища, де глибина до його нижньої та верхньої границь відома. Потім дослідження були виконані для сіткової те-

оретичної моделі цього родовища з прямокутними призматичними блоками, але з реальним полем. Розв'язками ОЛЗМ були обчислені глибини до границь АТ, які відповідають геологічним, установленим по результатам буріння свердловин.

Далі було проведено дослідження з реальним магнітним полем над горизонтально шаруватим масивом немагнітних осадочних порід, які перекривають кристалічний фундамент з породами невисокої намагніченості на глибинах від 1.8 до 4.5 км. У верхньому лівому куті карти МП була вибрана магнітна аномалія інтенсивністю від 400 до 700 нТл. Описаним вище методом було встановлено, що фундамент складений трьома шарами. Два із них намагнічені, а середній між ними – майже немагнітний. Границі магнітних шарів знаходяться на глибинах 1.8–5.0–9.0–13.0 км. Далі було взято теоретичну модель з такими ж глибинами та з ІН: $J_1=20$; $J_2=0$; $J_3=20 \times 8$ мА/м і виконано розв'язок ОЛЗМ для даної моделі з ПУ для ІН, пропорційними середній інтенсивності поля над кожним блоком (рис. 1). Отримали НП. Потім збільшили глибину до тіла на величину її приросту h і виконали розв'язок ОЛЗМ вже при новій глибині до тіла $H_1=1.8+h$ км, а глибини до інших границь АТ залишили без зміни. Отримали нове значення НП.

Таблиця 1. Середні нев'язки теоретичного магнітного поля після розв'язків ОЛЗ при різних зміщеннях однієї границі сітки для аномальних тіл в ІМ

Приріст глибини h , км	Нев'язка магнітного поля Re , в нТл $\times 10$ та вид її екстремума				
	При змінній $H_2=13+h$ і постійній H_1			При змінній $H_1=1.8+h$ і постійній H_2	
	$H_1=1.8$ км	$H_1=5$ км	$H_1=9$ км	$H_2=5$ км	$H_2=13$ км
- 0.2	0.03682				
- 0.1	0.03715	2.06780 max	3.71661	0.02846	0.02978
- 0.075	0.03877			0.10684 max	
- 0.05	0.03909 max	2.02364 min	4.02862 max	0.05003	0.03228
- 0.025	0.03807 min	2.03292	3.17540 min	0.04024 min	
- 0.0125	0.03897	2.05198			0.03771 max
- 0.006	0.03930 max	2.05644 max	3.50751		0.03694 min
0	0.03926 min	2.04317 min	3.64265 max	0.04622 max	0.03926 max
0.006	0.03931 max	2.06704 max	3.51761		0.03885 min
0.0125	0.03808 min	2.01859 min	3.28569 min		0.04024
0.025	0.03812 max	2.03185 max	3.53253 max	0.03999 min	
0.05	0.03806 min	2.01674	3.24862	0.04430	0.04708 max
0.075	0.03807			0.13137 max	
0.1	0.03863 max	2.04405	3.73745	0.04400	
0.2	0.03736				

Повторили розв'язок ОЛЗМ для інших приростів h і обчислили нові значення НП, які закономірно відрізняються між собою. Теж саме виконали при зміні глибини до другої границі при незмінному положенні інших границь АТ. Далі зробили теж саме для третьої та 4-ої границь АТ. При ІН, заданих в ПУ, та відомих глибинах до блоків, розв'язок ОЛЗМ має практично точні середні значення ІН для кожного блоку ІМ з коливаннями: для 1-го шару – 5%, для 2-го – 1.25% і для 3-го – 10% над АТ та не більше 5% за межами АТ, що значно перевищує показники інших відомих методів.

Установивши характер зміни НП при зміні h , автори прийшли до висновку, що метод для деяких глибин незадовільно розділяє нев'язки поля по інтенсивності або має слабку розділну здатність при зміні глибини до границі АТ. А тому перейшли до використання одношарових ІМ (табл. 1). Спочатку взяли модель із змінною $H_2=13+h$ км і постійною $H_1=1.8$ км. Отримали $NP=0.3926$ нТл для $h=0$. Далі одержали їх при інших

приростах h . Наприклад, при $h=+0.2$ км отримали $NP=0.3736$ нТл. Як можна побачити, маємо чергування екстремумів, які дуже точно виділяють глибину до границі. Встановлено також форму графіка кривої $r=f(H)$, яка має дуже вузький мінімум при точній границі, два максимуми та два мінімуми при зміні приростів глибин від -25 до +12 м на абсолютній глибині 13 км. Але це проявляється тільки тоді, коли ми знаємо точне положення границі. При великій висоті блоків нижню границю АТ виділити по зміні величини НП важче, ніж верхню. Для внутрішніх границь центральний мінімум майже зникає, два максимуми майже зливаються, зате обидва бокові мінімуми значно ширші й несиметричні. Таким чином, на теоретичній моделі з теоретичним полем глибини розміщення границь неоднорідного АТ наведений метод працює. Далі було виконано усі процедури метода для описаного вище реального магнітного поля (табл. 2). Отримали дещо ускладнені результати.

Таблиця 2. Середні нев'язки реального магнітного поля після розв'язків ОЛЗ при різних зміщеннях однієї границі сітки для аномальних тіл в ІМ

Нев'язка магнітного поля Re , нТл $\times 10$ та вид її екстремума						
Приріст глибини h , км	При $H_2=13+h$ і постійній H_1		При $H_2=5+h$ і постійній H_1	При $H_1=1.8+h$ і постійній H_2	При $H_1=1.8+h$ і постійній H_2	При $H_2=13+h$ і постійній H_1
	$H_1=1.8$ км	$H_1=7.8$ км	$H_1=1.8$ км	$H_2=13$ км	$H_2=5.02$ км	$H_2=5$ км
-0.6		2.57				
-0.4		2.90 max	0.036			
-0.3						
-0.2	0.04596		0.031 min	0.05492		
-0.1	0.04810 max	2.84 min	0.039 max	0.05512 max	0.024	0.26243
-0.075	0.04578					
-0.05	0.04558 min	2.95 max	0.036	0.05441 min	0.039 max	0.29428 max
-0.025	0.04588		0.033 min			0.29307
-0.0125	0.04717 max			0.05529 max		0.29055 min
-0.006	0.04417 min			0.05508 min		0.31005 max
-0.004	0.04763					
-0.002	0.04892 max			0.05520		0.28398
-0.001	0.04522			0.05540		0.25563 min
-0.0005				0.05546		0.29397 max
0	0.04426 min	2.88 min	0.040 max	0.05550	0.037 min	0.26389 min
0.0005	0.04909 max			0.05554		0.30871 max
0.001	0.04387 min			0.05557		0.29208
0.002	0.05077 max			0.05562 max		0.28898 min
0.004	0.04660					
0.006				0.05521 min		0.29064
0.0125	0.04577 min			0.05552		0.054313
0.02			0.038 min			
0.025	0.04625		0.040			0.58776 max
0.05	0.04812 max	3.33 max	0.045 max	0.05568	0.047 max	0.27296
0.075	0.04632					
0.1	0.04619 min	2.91	0.032 min	0.05575 max	0.041	0.24336
0.2	0.04892		0.035	0.05466		
0.3		2.88 min				
0.6		3.03				

Але реально, за цими графіками впевнено можна знайти усі горизонтальні границі розподілу АТ за магнітними властивостями. Наприклад, нижню границю АТ на глибині $H_2 = 13$ км легше виявити за допомогою одношарової ІМ при $H_2=13+h$ км та $H_1=5-7.8$ км, ніж при $H_1=1.8$ км. Границя на глибині $H_1=1.8+h$ значно легше знаходиться при $H_2=5.02$ км, ніж при $H_2=13$ км. Границя $H_2=5+h$ км – при $H_1=1.8$ км, ніж з моделлю при $H_1=5+h$ км та $H_2=13$ км. Разом із тим, приведені в табл. 2 дані також мають ваду: усі ІМ прив'язані до однієї границі АТ. А тому

для іншого експерименту вибрали одношарову ІМ з постійною висотою блоків (табл. 3). Цей метод не залежить від прив'язки моделі до границі АТ, бо обидві границі АТ для кожного розв'язку ОЛЗМ просувалися по вертикалі зверху й донизу на однаковий приріст глибини h . В результаті отримано метод з більшою роздільною здатністю як по інтенсивності зміни НП, так і по шкалі глибин до границь АТ. Але й у нього є й недоліки. Центральний мінімум для деяких границь АТ зміщується на кілька метрів в сторону АТ.

Таблиця 3. Середні нев'язки реального магнітного поля після розв'язків ОЛЗ при різних зміщеннях двох границь сітки для аномальних тіл в ІМ

Нев'язка магнітного поля Re , в нТл $\times 10$ та вид її екстремума					
Приріст глибини h , км	При $H_2=4+h$ і $H_1=1.8+h$	Приріст Глибини h , км	При $H_2=5+h$ і $H_1=2.8+h$	Приріст Глибини h , км	При $H_2=10.5+h$ і $H_1=9+h$
-0.2	0.186	-0.15	0.075 max	-0.05	0.738 max
-0.015	0.146 min	-0.075	0.069 min	-0.01	0.679 min
-0.0075	0.161 max	-0.02	0.097 max	-0.001	0.945 max
0.0	0.153	0.0	0.063 min	0.0	0.706 min
0.0025	0.151 min	0.01	0.076 max	0.0025	0.946 max
0.075	0.165 max	0.05	0.066 min	0.01	0.696 min
0.2	0.129	0.2	0.081 max	0.025	1.204 max

Принципового значення для визначення глибини до границі цей факт не має, але він має важливе значення для ідентифікації самої границі, встановлення її наявності. А тому, треба використовувати всі приведені тут методи, порівнювати отримані результати й виконувати заключний розв'язок ОЛЗМ (рис. 2–3).

Як бачимо, верхня частина кристалічного фундаменту до глибини 13 км має 3-шарову структуру, в якій два

магнітні шари розділені одним немагнітним. Наведеним методом дослідження були проведені до глибини 17 км. На всіх трьох розрізах намагніченості маємо подібні риси геологічної будови на даній ділянці. В четвертому шарі нових границь не виявлено. Але від'ємна ІН 2-го шару, свідчить про те, що постійний фон МП не враховано, а тому ІН усіх шарів може бути більшою.

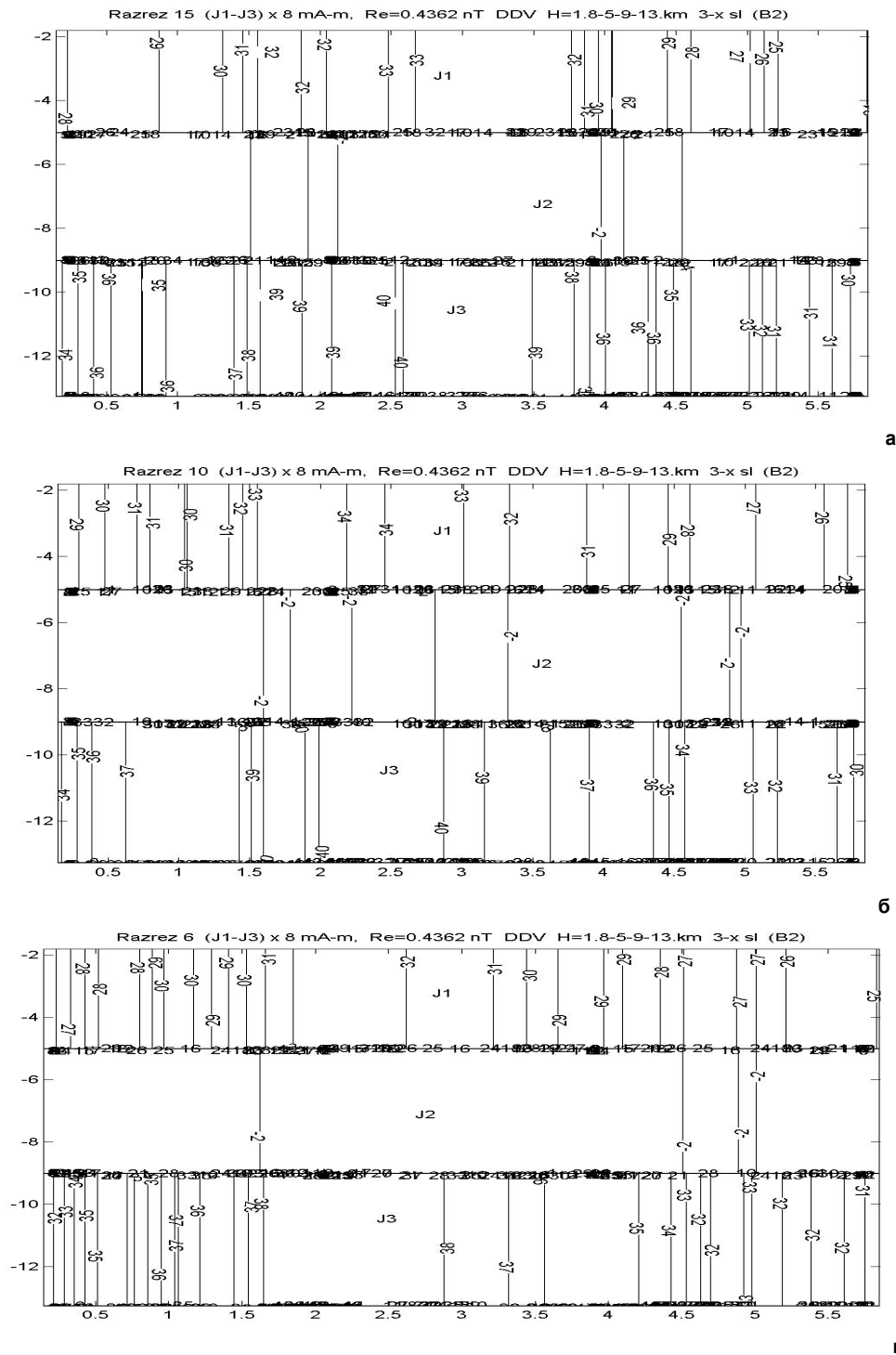


Рис.3 (продовження). Результати розв'язків ОПЗМ по реальному полю для 3-шарової моделі (рис. 2):
а-в – вертикальні розрізи ІН 1-3-го шару слабо намагнічених гірських порід кристалічного фундаменту
по лініях блоків 6, 10, 15 (рис. 2, г)

Висновки і перспективи подальших досліджень у даному напрямку. Створено методи обчислення глибин до границь магнітних масивів для ітераційних лінійних методів рішення обернених задач, де використовуються додаткові уточнюючі ітераційні поправки вищого порядку для одержання більш достовірних результатів інтерпретації даних магнітометрії для некомпактних геологічних масивів. Необхідно перевірити розроблені методи на їхню здатність вирішувати подібні задачі для детальних полів з аномальними тілами значно менших розмірів.

Список використаних джерел

1. Миненко П.А. Теоретическое обоснование преобразования моделей решения некорректной линейной задачи гравиметрии в корректную с оптимизацией итерационного процесса на основе условно-экстремальных критериев / П.А. Миненко // "Теория и практика геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий": материалы 32-й сессии международного научного семинара им. Д.Г.Успенского (29.01-01.02.2005г.). – Пермь, 2005. – С.115-118.
2. Миненко П.А. Исследование кристаллического фундамента линейно-нелинейными методами магнитометрии и гравиметрии / П.А. Миненко // Геоинформатика. – 2006. – №4. – С.41- 45.
3. Миненко П.А. Упрощенные алгоритмы решения обратных задач гравиметрии фильтрационными методами // П.А. Миненко, Р.В. Миненко / Геоинформатика. – 2012. – №2 (42). – С.27-29.
4. Миненко Р.В. Обернені лінійні задачі гравіметрії та магнітометрії з уточнюючими ітераційними поправками вищого порядку // Р.В. Миненко,

П.О. Миненко / Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – 2014. – №1(64). – С. 78-82.

5. Старостенко В.И. Сейсмогравитационный метод: принципы, алгоритмы, результаты / В.И. Старостенко, В.Г. Козленко, А.С. Костюкевич // Вісник АН УРСР. – 1986. – №12. – С. 28-42.

6. Страхов В.Н. Об устойчивых методах решения линейных задач геофизики. II. Основные алгоритмы / В.Н. Страхов // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1990. – № 8. – С. 37-64.

References

1. Minenko, P.A. (2005). The theoretical substantiation of the transformation of the models of the solution of the ill-posed linear gravimetric problem into the correct one with optimization of the iterative process on the basis of conditionally extremal criteria. Theory and practice of geological interpretation of gravitational and magnetic anomalies: materials of the 32nd Session of the international scientific seminar named after D. G. Uspensky. (29.01-01.02.2005). Perm, 115-118. [in Russian].

R. Minenko, Cand. Sci. (Phys.-Math.)
E-mail: presto2balbes@gmail.com
Krivoy Rog's national university,
57 Gagarina Ave., Krivoy Rog, 50086, Ukraine,
P. Minenko, Dr. Sci. (Phys.-Math.), Prof.
Krivoy Rog's State pedagogical university,
54 Gagarina Ave., Krivoy Rog, 50086, Ukraine,
Yu. Mechnikov, geologist,
Krivoy Rog's geophysical department
2 Geological Str., Krivoy Rog, 50001, Ukraine

2. Minenko, P.A. (2006). Investigation of the crystalline basement by linear-nonlinear methods of magnetometry and gravimetry. Geoinformatics, 4, 41-45. [in Russian].

3. Minenko, P.A. (2012). Simplified algorithms for solving inverse problems of gravimetry by filtration methods. Geoinformatics, 2 (42), 27-29. [in Russian].

4. Minenko, R.V., Minenko, P.O. (2014). Inverse problems of gravimetry and magnetometry with precise iterative corrections to the high order. Visnyk Taras Shevchenko National University of Kyiv. Geology, 1 (64), 78-82. [in Ukrainian].

5. Starostenko, V.I., Kozlenko, V.G., Kostyukevich, A.S. (1986). Seismogravitational method: principles, algorithms, results. News of the Academy of Sciences of the USSR, 12, 28-42. [in Russian].

6. Strakhov, V.N. (1990). On stable methods for solving linear problems in geophysics. II. Basic Algorithms. Proceedings of the USSR Academy of Sciences. Physics of the Earth, 8, 37-64. [in Russian].

Надійшла до редколегії 19.03.17

THE METHOD OF DETERMINING OF DEPTHS TO BORDERS OF THE ANOMALOUS ROCK MASSIFS BY THE STABLE SOLUTION OF THE LINEAR INVERSE PROBLEMS OF THE MAGNETIC FIELD

The aim of this work is to create a method for calculating the depths to the boundaries of magnetic anomalous bodies (MAB) for their use in solving the inverse linear magnetometry problem (LIPM) with more realistic reproduction of the magnetization intensity distribution (DM) in MAB.

The inverse magnetometry problems are strongly incorrect, in particular, because in many cases equivalent magnetization distributions are obtained which, although stable, but are much different from the distribution of real DM in the rock mass and do not provide real information about the geological structure of this massif. On the other hand, it was established by theoretical examples that when choosing the exact geometry of the interpretational model (IM) and the exact values of the DM in the initial conditions, exact solutions of the LIPM are obtained immediately by iterative methods for each block. And for small deviations of these parameters, almost exact solutions of LIPM are obtained, especially when using several types of refinement iterative corrections in optimization algorithms. This gave the authors of this article hope that, at different sizes of the model, among the results of the interpretation one can see, which decision of the LIPM is true. But these intentions were not justified, since we received continuous changes in the DM when the boundary of the model jumped through the boundary of the theoretical body. For a while, we did not pay attention to the changes of other parameters of the iterative process. Eventually, it was noticed that when moving the boundary of the interpretational model across the border of the theoretical model, the graph of the curve of the root from the mean square of residuals of the magnetic field has a specific shape. This allows us to set the depths of the upper or lower boundary of the anomalous body, and in some cases, the depths of the inner boundaries of the multilayer model, which provide a more productive use of the developed method for interpreting the actual magnetic field.

Key words: magnetometry, inverse problem, iterative method, optimization criterion, field discrepancy, depth of body boundary location.

Р. Миненко, канд. физ.-мат. наук
presto2balbes@gmail.com
Криворожский национальный университет
пр. Гагарина, 57, г. Кривой Рог, 50086, Украина,
П. Миненко, д-р физ.-мат. наук, проф.
Криворожский государственный педагогический университет
пр. Гагарина, 54, г. Кривой Рог, 50086, Украина,
Ю. Мечников, геолог
Криворожская геофизическая партия
ул. Геологическая, 2, г. Кривой Рог, 50001, Украина

МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИН ДО ГРАНИЦ АНОМАЛЬНЫХ МАССИВОВ УСТОЙЧИВЫМИ РЕШЕНИЯМИ ОБРАТНЫХ ЛИНЕЙНЫХ ЗАДАЧ МАГНИТОМЕТРИИ

Цель работы – создание метода вычисления глубин до границ магнитных аномальных тел (АТ) для их использования при решении обратной линейной задачи магнитометрии (ОЛЗМ) с более реальным воспроизведением распределения интенсивности намагничивания (ИН) в АТ.

Обратные задачи магнитометрии сильно некорректны, в частности, из-за того, что во многих случаях получаются эквивалентные распределения намагниченности, которые, хотя и устойчивы, но немного отличаются от распределения реальной ИН в массиве горных пород и не дают реальной информации о строении геологических структур. С другой стороны, на теоретических примерах установлено, что при выборе точной геометрии интерпретационной модели (ИМ) и точных значений ИН в начальных условиях, для каждого блока итерационными методами получают точные решения ОЛЗМ. А при малых отклонениях этих параметров получают почти точные решения ОЛЗМ, особенно, при использовании в алгоритмах оптимизации нескольких видов уточняющих итерационных поправок. Это давало авторам статьи надежду на то, что при разных размерах модели среди результатов интерпретации можно заметить, какое решение ОЛЗМ соответствует действительности. Но это допущение не подтвердилось, так как были получены непрерывные изменения ИН при переходе границы ИМ через границу теоретической модели АТ. При этом, некоторое время не принимали во внимание смену других параметров итерационного процесса. Но в последствии было замечено, что при переходе границы ИМ через границу теоретической модели (ТМ) АТ график зависимости среднеквадратичной невязки (СКН) магнитного поля от глубины залегания границы АТ имеет специфическую форму. Это позволило установить глубины до верхней и нижней границ АТ, а в отдельных случаях, и глубины к внутренним границам многослойной модели, что обеспечивает более продуктивное использование разработанного метода для интерпретации реального магнитного поля.

Ключевые слова: магнитометрия, обратная задача, итерационный метод, критерий оптимизации, невязка поля, глубина расположения границы тела.

Наукове видання



ВІСНИК

КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

Випуск 2(77)

Статті подано в авторській редакції.

Комп'ютерна верстка та коректування О.О. Козіонова

Оригінал-макет виготовлено Видавничо-поліграфічним центром "Київський університет"

Responsibility for the opinions given, statements made, accuracy of the quotations, economical and statistical data, terminology, proper names and other information rests with the authors. The Editorial Board reserves the right to shorten and edit the submitted materials. 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. 13,3. Наклад 300. Зам. № 217-8418.
Гарнітура Arial. Папір офсетний. Друк офсетний. Вид. № Гл2.
Підписано до друку 21.06.17

Видавець і виготовлювач
Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
01601, Київ, б-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43
☎ (38044) 239 32 22; (38044) 239 31 72; тел./факс (38044) 239 31 28
e-mail: vpc_div.chief@univ.net.ua; redaktor@univ.net.ua
http: vpc.univ.kiev.ua
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 1103 від 31.10.02