ВІСНИК
КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ISSN 1728–2713

ГЕОЛОГІЯ 57/2012

Засновано 1958 року

УДК 504+550+551+552+624

Наведено результати геологічних, стратиграфічних, палеонтологічних, гідрогеологічних, геофізичних та геоінформаційних досліджень викладачів та наукових співробітників геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Для викладачів, наукових співробітників, аспірантів і студентів.

Приведены результаты геологических, стратиграфических, палеонтологических, гидрогеологических, геофизических и геоинформационных исследований преподавателей и научных сотрудников геологического факультета Киевского национального университета имени Тараса Шевченко.

Для преподавателей, научных сотрудников, аспирантов и студентов

Visnyk deals with results of geological, stratigraphic, paleontological, hydrogeological, geophysical and geoinformational investigations carried out by lectures and scientific researches of geological faculty, Kyiv Taras Shevchenko University.

For scientists, proffessors, aspirants and students.

Відповідальний за випуск О.І. Меньшов

ВІДПОВІДАЛЬНИЙ РЕДАКТОР	С.А. Вижва, д-р геол. наук, проф.
РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ	І.М. Безродна, канд. геол. наук, с.н.с. (заст. відп. ред.); О.І. Меньшов, канд. геол. наук (відп. секр.); В.Ф. Грінченко, д-р геол. наук, проф.; В.М. Гулій, д-р геол. наук, проф.; М.Н. Жуков, д-р геол. наук, проф.; В.М. Загнітко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.М. Іванік, д-р геол. наук, доц.; О.М. Карпенко, д-р геол. наук, проф.; М.М. Коржнев, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; І.М. Корчагін, д-р фіз.-мат. наук; О.Є. Кошляков, д-р геол. наук, доц.; В.М. Курганський, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.І. Лукієнко, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Б.П. Маслов, д-р фіз.-мат. наук, проф.; О.Ю. Митропольський, чл.-кор. НАН України, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; О.В. Митрохин, д-р геол. наук, доц.; В.А. Михайлов, д-р геол. наук, проф.; В.А. Нестеровський, д-р геол. наук, проф.; В.В. Огар, д-р геол. наук, доц.; В.І. Павлишин, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Г.Т. Продайвода, д-р фіз.-мат. наук, проф.; М.І. Толстой, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; Ю.К. Тяпкін, д-р фіз.-мат. наук, проф.; В.В. Шевчук, д-р геол.-мінералог. наук, проф.; С.Є. Шнюков, д-р геол. наук, доц.; В.М. Шуман, д-р фіз.-мат. наук, проф.; М.А. Якимчук, д-р фіз.-мат. наук, проф., чл.-кор. НАН України.

Адреса редколегії	03022, Київ-22, ГСП-1, вул. Васильківська, 90; ☎ (38044) 259 70 30
Затверджено	Вченою радою геологічного факультету 22 лютого 2012 року (протокол № 9)
Атестовано	Вищою атестаційною комісією України. Постанова Президії ВАК України № 1–05/6 від 12.06.02
Зареєстровано	Міністерством юстиції України. Свідоцтво про Державну реєстрацію КВ № 16181–4653Р від 25.12.09
Засновник та видавець	Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет" Свідоцтво внесено до Державного реєстру ДК № 1103 від 31.10.02
Адреса видавця	01601, Київ-601, б-р Т.Шевченка, 14, кімн. 43 ☎ (38044) 239 3172, 239 3222; факс 239 3128

© Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет", 2012

ЗМІСТ

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

Тустановська Л.
Модель еволюції рельєфоутворення Канівського Придніпров'я на основі структурної морфометрії.....5

ГЕОФІЗИКА

Продайвода Г., Безродний Д., Безродна І.
Дослідження впливу тектонічних деформацій на параметри пружної і акустичної анізотропії залізистих кварцитів Криворізької надглибокої свердловини за даними математичного моделювання.....8
Вижва С., Онищук Д., Онищук В.
Петроелектрична модель порід-колекторів Західно-Шебелинського газоконденсатного родовища.....13
Цибульський В., Кузьменко П., Тищенко А.
Методика проведення повнохвильового моделювання сейсмічного поля в межах українського сектору Прикерченського шельфу Чорного моря.....17
Левашов С., Якимчук М., Корчагін І., Якубовский В.
Нові результати геофізичних досліджень у районі крупного родовища цинкових руд "Шаймерден" (Республіка Казахстан).....21
Пігулевський П.
До геологічної природи південно-західної частини Томаківського гравітаційного максимуму.....26

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

Костенко Н., Толстой М., Кадурін В., Чепіжко О.
До оцінки металогенічної спеціалізації гранітоїдів Українського щита.....30
Жикаляк М., Чиж В.
Регіональні аспекти геолого-економічної оцінки неметалічних корисних копалин.....34
Толкунов А.
Закордонний досвід та форми залучення інвестицій у нафтогазовидобувну галузь.....35
Андрєєва О.
Особливості методик геолого-економічної оцінки мінерально-сировинної бази бентонітових глин України.....39
Рослий І.
Полігенно-екзогенне формування родовищ урану у Дніпровсько-Донецькій западині.....42
Харитонов В., Олійник Т.
Категоризація родовищ титану за загальними запасами.....47
Гошовський С., Рослий І., Бобров О.
Геологічна оцінка потенційних ресурсів урану Дніпровсько-Донецької западини Північного Криворіжжя.....51
Галецький Л., Ремезова О.
Металогенія титану України.....56
Бурбан К., Скакун Л.
Мінералого-генетична модель Заваллівського родовища графіту.....60

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

Пономаренко О., Юшин О., Грінченко О.
Можливий потенціал повторного використання різних типів промислових відходів гірничовидобувної галузі України.....63
Остроух О.
Природні та антропогенні чинники зміни хімічного складу підземних вод на території південно-західної частини Закарпатської області.....67
Кошлякова Т.
Визначення основних тенденцій щодо змін стану питних вод у м. Києві.....69

СОДЕРЖАНИЕ

ОБЩАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Тустановская Л.
Модель эволюции рельефообразования Каневского Приднепровья на основе структурной морфометрии 5

ГЕОФИЗИКА

Продайвода Г., Безродный Д., Безродная И.
Исследование влияния тектонических деформацій на параметры упругой и акустической анизотропии железистых кварцитов Криворожской сверхглубокой скважины по данным математического моделирования 8
Выжва С., Онищук Д., Онищук В.
Петроэлектрическая модель пород-коллекторов Западно-Шебелинского газоконденсатного месторождения 13
Цыбульский В., Кузьменко П., Тищенко А.
Методика полноволнового моделирования сейсмического поля в пределах украинского сектора Прикерченского шельфа Черного моря 17
Левашов С., Якимчук Н., Корчагин И., Якубовский В.
Новые результаты геофизических исследований в районе крупного месторождения цинковых руд "Шаймерден" (Республика Казахстан).....21
Пигулевский П.
К геологической природе юго-западной части Томаковского гравитационного максимума.....26

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Костенко Н., Толстой М., Кадурин В., Чепижко О.
К оценке металлогенической специализации Украинского щита 30
Жикаляк М., Чиж В.
Региональные аспекты геолого-экономической оценки неметаллических полезных ископаемых.....34
Толкунов А.
Зарубежный опыт и формы привлечения инвестиций в нефтегазодобывающую отрасль 35
Андреева Е.
Особенности методик геолого-экономической оценки минерально-сырьевой базы бентонитовых глин Украины 39
Рослый И.
Полигенно-экзогенное формирование месторождений урана в Днепровско-Донецкой впадине.....42
Харитонов В., Олейник Т.
Категоризация месторождений титана по общим запасам.....47
Гошовский С., Рослый И., Бобров А.
Геологическая оценка потенциальных ресурсов урана Днепровско-Донецкой впадины Северного Криворожья 51
Галецкий Л., Ремезова Е.
Металлогения титана Украины 56
Бурбан К., Скакун Л.
Минералого-генетическая модель Заваловского месторождения графита 60

ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ И ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Пономаренко А., Юшин А., Гринченко А.
Возможный потенциал повторного использования различных типов промышленных отходов горнодобывающей отрасли Украины 63
Остроух О.
Природные и антропогенне факторы изменения химического состава подземных вод на территории юго-западной части Закарпатской области 67
Кошлякова Т.
Определение основних тенденций изменения состояния питьевых вод в г. Киеве 69

CONTENTS

GENERAL AND HISTORICAL GEOLOGY

Tustanovska L.
Relief evolution model of Kaniv Near-Dniper area on the base of difference analysis of base level and vertex hypsometry surfaces 5

GEOPHYSICS

Prodayvoda G., Bezrodniy D., Bezrodna I.
Study of tectonic strain on options elastic and acoustic anisotropy ferrous quartzites Krivoy Rog ultradeep wells according on the data of mathematical modeling 8
Vyzhva S. , Onyshchuk D., Onyshchuk V.
Petroelectrical model of reservoir rocks from of West-Shebelinska gas condensate field 13
Tsybulskyi V., Kuzmenko P., Tyshchenko A.
Methodology of full-wave seismic field modeling within the Ukrainian part of Black sea shelf (Kerch offshore area) 17
Levashov S., Yakimchuk N., Korchagin I., Yakubovskiy V.
New geophysical investigations results at the area of large zinc ores deposit "Shaymerden" (Republik Kazakhstan) 21
Pigulevskiy P.
To the geological nature of the south-west part of Tomakivskiy gravity maximum 26

MINERAL RESOURCES

Kostenko N., Tolstoy M., Kadurin V., Chepijko O.
To evaluation of the metallogenic secialization of Ukrainian shield granitoids 30
Jikalak M., Chij V.
Regional aspects of geological and economic evaluation of nonmetallic minerals 34
Tolkunov A.
Foreign experience in the attraction and use of investments in exploration and production of oil and gas resources 35
Andryeyeva O.
Features of methods for geological-economic estimation of raw-material base of bentonitic clays of Ukraine 39
Rosliy I.
Polygenic exogenous formation of uranium depoits in Dnieper Donetsk Depression 42
Kharitonov V, Oliynik T.
Categorization of titanium deposits after total amount of reserves 47
Burban K., Skakun L.
Mineralogical-genetic model of the Zavallya graphite deposit 51
Goshovskiy S., Rosliy I., Bobrov O.
Geological evaluation of uranium potential resources of Dniepr-Donets basin of Northen Kryvorigia 56
Galeckiy L., Remezova O.
Metallogeny of Ukraine titanium 60

HYDROGEOLOGY, ENGENEERING AND ECOLOGICAL GEOLOGY

Ponomarenko O., Yushin O., Grinchenko O.
Possibility of reusing of industrial wastes various types at mining industry in Ukraine 63
Ostroukh O.
Natural and anthropogenic factors of change of chemical composition of underwaters on territories of south-west part of the Zakarpatskoy area 67
Koshlyakova T.
Definition of potable ground water state changes main tendencies in Kyiv 69

ЗАГАЛЬНА ТА ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 551.435

Л. Тустановська, здобувач

МОДЕЛЬ ЕВОЛЮЦІЇ РЕЛЬЄФОУТВОРЕННЯ КАНІВСЬКОГО ПРИДНІПРОВ'Я НА ОСНОВІ СТРУКТУРНОЇ МОРФОМЕТРІЇ

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

В межах Канівського Придніпров'я виконано структурно-морфометричні побудови із застосуванням просторового ГІС-аналізу. Аналіз різниць суміжних базисних та вершинних поверхонь та різниць між однопорядковими вершинними та базисними поверхнями дозволив простежити та встановити характер новітніх рухів земної кори, глибинну ерозію, денудацію та акумуляцію при формуванні рельєфу досліджуваного регіону. Визначено особливості розвитку морфології Канівських гір на кожній стадії їх формування впродовж неотектонічного етапу.

Structural-morphometric analysis and study of Kaniv Near-Dniper relief with the using of the spatial GIS-analysis has been carried out. Difference analysis of base level and vertex hypsometry surfaces allowed to define the character of neotectonic movements, deep erosion and accumulation during the relief formation of this region. The relief morphology evolution character during each neotectonic stage has been described.

Постановка проблеми. Тектонічна еволюція Канівського Придніпров'я у новітній час відрізняється особливою складністю, що певною мірою відбивається у рельєфі. Застосування структурно-морфометричного методу дає можливість виявити поетапний розвиток та еволюцію сучасного та палеорельєфу, новітні рухи земної кори, тектонічні структури. Раніше побудовані карти базисних та вершинних поверхонь дозволили детально проаналізувати геоморфологічну будову району впродовж новітнього етапу його розвитку [1, 2]. Встановлено п'ять стадій морфогенезу Канівських гір, що характеризують їх тектонічну еволюцію. На основі отриманих даних щодо характеру поверхонь, абсолютних та відносних відміток, характеру малюнку ізогіпсобазит детально проаналізовано геоморфологічну будову регіону впродовж новітнього етапу його розвитку.

Разом з тим, визначення різниць базисних та вершинних поверхонь дозволяє значно розширити можливості аналізу, зокрема, отримати амплітуди коливань висот рельєфу, визначити величину некомпенсованих рухів земної кори та величину денудаційного зрізу, а також поетапно досліджувати рухи земної кори та ерозійно-денудаційні процеси на окремих стадіях новітнього тектогенезу. Саме з такою метою побудовано та проаналізовано карти різниць суміжних базисних та вершинних поверхонь та карти різниць між однопорядковими вершинними та базисними поверхнями.

Аналіз різниць базисних та вершинних поверхонь Канівського Придніпров'я. Продовжуючи структурно-морфологічні дослідження Канівського Придніпров'я із застосуванням методики, описаної у роботі [1] та [2], для виявлення новітніх та сучасних рухів земної кори, графічно побудовано карти різниць між базисними та вершинними суміжними поверхнями, а також карти різниць між вершинними ти базисними поверхнями одного і того ж порядку. Такі, карти різниць належать до динамічних карт, з їх допомогою можна вивчати рельєф у процесі його розвитку, а також, встановлювати зв'язок рельєфу з факторами його формування.

Для побудови карт різниць поверхонь різних категорій використано технології геоінформаційних систем, зокрема програмного забезпечення ArcGIS 9.3 (ESRI).

Карти різниць базисних поверхонь будують графічним відніманням базисних поверхонь вищого (3-го, 4-го і т.д.) порядку від поверхонь нижчого (2-го, 3-го і т.д.) порядку. Так, віднімаючи базисну поверхню 3-го порядку від базисної поверхні 2-го порядку, отримуємо різницю базисної поверхні 2-го порядку. Віднімаючи поверхні вищих порядків від нижчих, отримуємо різниці базисних поверхонь 3-го, 4-го і т.д. порядків. Для побудови карт різниць поверхонь було використано TIN модель (Triangulated Irregular Network).

Карти різниць вершинних поверхонь також будуються за допомогою графічного віднімання вершинних поверхонь нижчих (2-го, 3-го і т.д.) порядків від вершинних поверхонь вищого (3-го, 4-го і т.д.) порядку. Віднімаючи базисну поверхню від вершинної поверхні одного і того ж порядку, отримуємо карти різниць між вершинною та базисною поверхнею 2-го, 3-го і т.д. порядків, тобто карти вершинно-базисних поверхонь [5].

Карти різниць дозволяють виявляти новітні рухи земної кори і використовуються при побудові карт неотектоніки як платформних, так і складчастих областей. Різниці між базисними поверхнями відповідають різницям висот річкових терас, а карти різниць вершинних поверхонь є аналогом карт різниці між поверхнями вирівнювання. Карти різниць між вершинними та базисними однопорядковими поверхнями відображають не лише вертикальні тектонічні рухи, але й глибинну ерозію, акумуляцію та денудацію [6].

Графічним відніманням отримано п'ять карт різниць вершинних поверхонь, три карти різниць базисних поверхонь та чотири карти різниць вершинно-базисних поверхонь. Різниці між поверхнями бувають як додатними, так і від'ємними (табл. 1). Додатні різниці свідчать про піднімання земної поверхні, а від'ємні виникають при її пониженні. До такого ж ефекту призводить пониження базису ерозії та його підняття, а також вплив деяких інших факторів рельєфоутворення [5].

Карта різниці вершинної поверхні шостого порядку (різниця між вершинними поверхнями 7 та 6 порядків), відображає зміни рельєфу досліджуваного району **на початковій стадії** його розвитку (рис. 1, а). Слід зазначити, що карта різниць базисної поверхні шостого порядку, так як і базисної поверхні шостого порядку не будувалася, оскільки на топографічній карті відсутні прояви ерозійної діяльності цієї стадії.

За аналізом цієї карти випливає, що лише центральна частина району зазнає змін. Тут відзначаються, як додатні так і від'ємні різниці з переважанням від'ємних. Вони коливаються від –10 до +10 м. Позитивні різниці мають лише дві ділянки у центральній частині району, інша його територія характеризується нульовими і від'ємними різницями. Вірогідно, на цій стадії район зазнавав акумулятивного вирівнювання.

Карта різниць між вершинною та базисною поверхнями п'ятого порядку, на якій переважають позитивні різниці, також відображає суттєві зміни в рельєфі (рис. 2, а). Територія району зазнає нерівномірного підняття, про що свідчать позитивні різниці. Ділянки з

© Тустановська Л., 2012

найбільшими різницями (до +110 м) відповідають позитивним формам сучасного рельєфу (ділянка на західній околиці с. Костянець), пагорб Княжої гори та ділянка між ярами Пекарського та Хмільнянського). У західній частині району структури, відображені у формі замкнутих ізоліній, успадковуються сучасними формами рельєфу, в інших частинах – вони зміщені відносно сучасних форм у бік долин річок Дніпро та Рось.

Таблиця 1

Порівняльна таблиця сумарних показників різниць вершинних та базисних поверхонь Канівського Придніпров'я

Порядок різниць поверхонь	Різниці вершинних поверхонь суміжних порядків		Різниці базисних поверхонь суміжних порядків		Різниці між вершинними та базисними однопорядковими поверхнями	
	Максимальні	Мінімальні	Максимальні	Мінімальні	Максимальні	Мінімальні
поверхня **6-го порядку** (різниця між 7 та 6 поверхнею)	+10	-10				
поверхня **5-го порядку** (різниця між 6 та 5 повернею)	+20	-5			+110	+35
поверхня **4-го порядку** (різниця між 5 та 4 поверхнею)	+35	-20	+55	-10	+85	+20
поверхня **3-го порядку** (різниця між 4 та 3 поверхнею)	+30	-10	+55	-25	+90	0
поверхня **2-го порядку** (різниця між 3 та 2 поверхнею)	+45	-25	+153	-20	+75	-5

Аналізуючи ці дві карти підкреслимо, що на цій стадії новітнього тектогенезу, на відміну від попередньої, район зазнав значного підняття. Особливістю цієї стадії є формування долин вищого порядку, які відображають межу поверхні акумулятивного вирівнювання. Тому цю стадію можна назвати першою стадією у розвитку та формуванні палеорельєфу Канівського Придніпров'я.

Другу стадію новітнього етапу розвитку рельєфу досліджуваного району фіксує ***карта різниць вершинних поверхонь четвертого порядку*** (рис. 1, в). На цій карті також спостерігаються як додатні, так і від'ємні різниці, що коливаються від -20 до +35 м. Найбільші додатні різниці характерні для північних та східних околиць району та для окремих ділянок центральної її частини (південна околиця м. Канів). При цьому більша територія району відзначалась відносно витриманими різницями, близькими до середніх значень. Зміни рельєфу охопили значно більшу територію, аж до сучасного русла р. Дніпро. Незначні коливання різниць в межах більшої частини району можуть свідчити про денудаційне вирівнювання території.

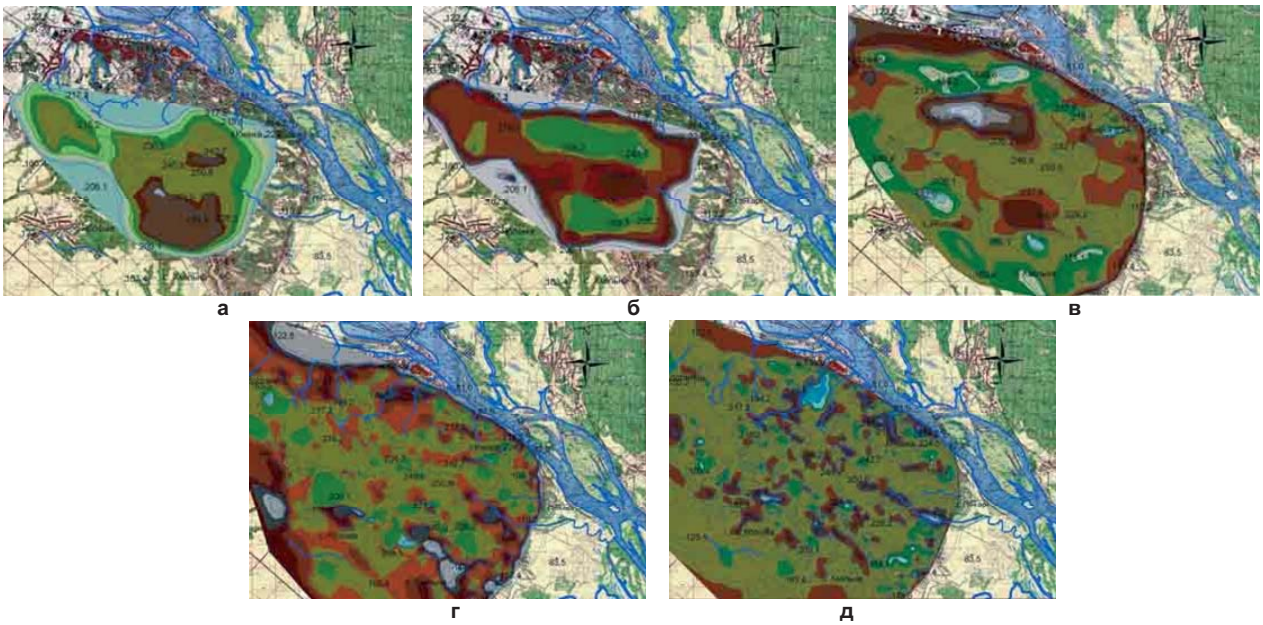
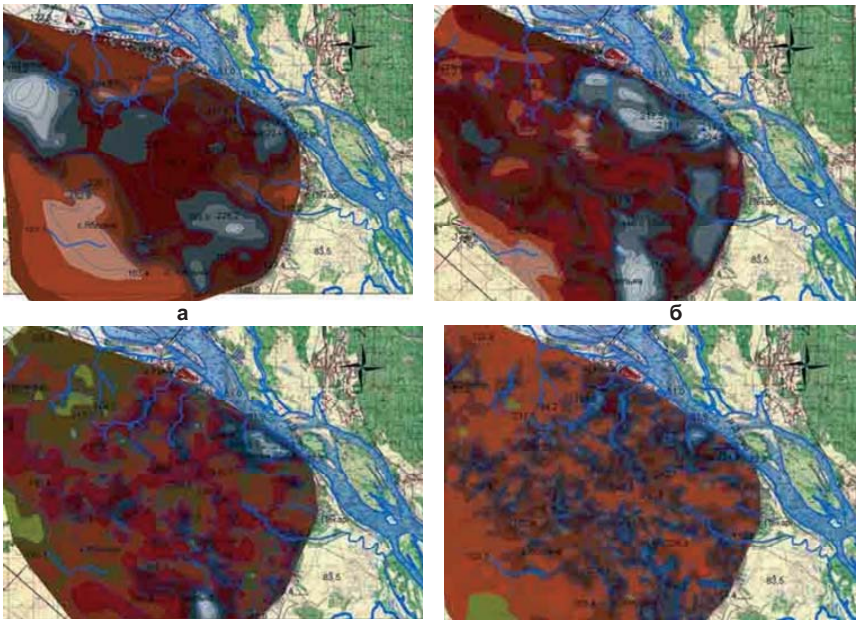


Рис.1. Карти різниць вершинних поверхонь

а – між сьомим та шостим порядком; б – між шостим та п'ятим порядком; в – між п'ятим та четвертим порядком; г – між четвертим та третім порядком; д – між третім та другим порядком

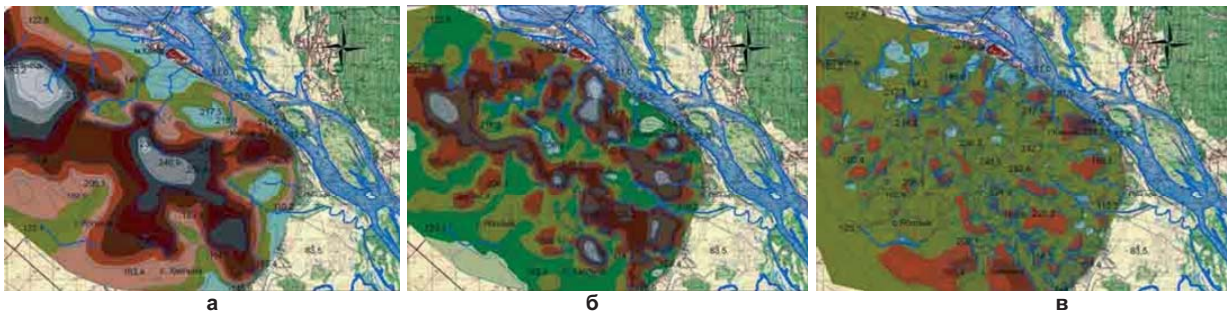
Наступна стадія в розвитку та формуванні рельєфу Канівських гір відобразилась на ***карті різниць вершинних поверхонь п'ятого порядку*** (рис. 1, б), на якій значно переважають додатні різниці. Вона демонструє коливання різниць від -5 м у центральній частині району до +20 м по його периферії. Район отримав загалом ввігнуту форму із вирівняною платоподібною центральною частиною.

Суттєві зміни в рельєфі фіксує ***карта різниць між вершинною та базисною поверхнею четвертого порядку*** (рис. 2, б). Перш за все треба відзначити, що на цій карті переважають додатні різниці. Зміни у рельєфі спостерігаються по всій території району, але максимальні додатні різниці фіксуються у східній його частині де вони формують підковоподібну структуру вздовж долин річок Дніпро та Рось (східна частина м. Канів, гори Княжа та околиць сс. Пекарі та Хмільна). На решті території спостерігається значна диференційованість різниць з чергуванням дрібних, часом видовжених структур.



а б в г

Рис. 2. Карти різниць між вершинними та базисними поверхнями
а – п'ятого порядку; б –четвертого порядку; в – третього порядку; г – другого порядку



а б в

Рис. 3. Карти різниць базисних поверхонь
а – між четвертим та п'ятим порядком; б – між третім та четвертим порядком; в – між другим та третім порядком

Розвиток на цій стадії долин вищих порядків фіксується на ***карті різниць базисної поверхні четвертого порядку,*** яка характеризується переважно додатними різницями. Від'ємні різниці фіксуються лише вузькими смугами уздовж сучасних долин Дніпра та Росі (рис. 3, а). Зазначимо також, що різниці базисних поверхонь в цілому відображають різницю між висотами річкових терас, в даному випадку – між IV та III надзаплавною терасою р. Дніпро, яка в районі Канівського горбогір'я складає близько 30 м [6]. Карта відображає виразну ерозійну діяльність, в першу чергу з давніми лініаментами північного та південно-східного напряму [1].

Карта різниць вершинної поверхні третього порядку фіксує наступну **третю стадію новітнього етапу** еволюції палеорельєфу (рис. 1, г). На цій стадії територія району зазнала суттєвих змін, амплітуда коливань різниць фіксується в діапазоні -10 до +30 м. Уся центральна частина району відзначається різницями близькими до 0, що свідчить про невиразне загальне тектонічне підняття. В той же час периферійні ділянки відзначаються найбільшими додатними різницями. Такі ж різниці характерні для невеличких за площею ділянок центральної частини району.

Карта різниць між вершинною та базисною поверхнею третього порядку характеризується тільки додатними різницями, які коливаються від 0 до +90 м (рис. 2, в). Максимальним різницям відповідають ділянки сучасних найбільших ярів: Дунаєць, Меланчин Потік, Заводнищенський та Хмільнянський та ділянки сучасної Княжої гори та с. Хмільна. Ділянки з нульовими різницями фіксуються переважно в північно-західних та південно-західних частинах району. Морфологія району зазнала диференційованих змін, що свідчить про ерозійну діяльність, яка розчленовує палеорельєф на дрібні структурні форми.

Аналіз ***карти різниць базисних поверхонь третього порядку***, показав, що рельєф району зазнає суттєвих змін у порівнянні з попередньою стадією (рис. 3, б). Відзначається збільшення площі території з від'ємними різницями, а саме у північно-західних та південно-західних частинах району. Малюнок ізоліній має плямистий характер, відображаючи порівняно дрібні відносно ізометричні морфоструктури. За геологічними даними з ними часто співпадають ядра глиняних діапірів. Максимальна різниця базисних поверхонь відповідає раніше встановленому перевищенню між III та II надзаплавними терасами р. Дніпро, яка становить 55 м [6].

Особливістю цієї стадії є поступові підняття прибережної зони, денудаційне вирівнювання центральної частини та розвиток яружної системи району. Дані, отримані з карти різниці базисної поверхні третього порядку свідчать про перемивання та відкладання відкладів у понижених ділянках. Прикладом цього є яр Меланчин Потік, де в розрізі спостерігаються флювіогляціальні відклади на ділянці з від'ємними різницями -17,1 – -7,2 м.

Карта різниць вершинних поверхонь другого порядку **передостанньої, четвертої стадії новітнього етапу** формування Канівських гір фіксує як додатні, так і від'ємні різниці (рис. 1, д). Продовжує підніматися північна прибережна зона (долина р. Дніпро) та південна крайова ділянка (долина р. Рось). Ділянки з від'ємними різ-

ницями відповідають сучасним територіям, по яких закладаються нові долини та улоговини. Слід зазначити, що вся територія зазнала денудаційного вирівнювання. Локальні додатні та від'ємні структури сформували невеличкі останці по всій території. Малюнок ізогіпсобазит у вигляді замкнених ізоліній відображає не лише явний, успадкований рельєф, відображений в сучасних формах, але й похований палеорельєф, який дозволяє виділяти локальні структури, активні в новітній час.

На цій стадії ***карта різниць між вершинною та базисною поверхнями***, фіксує зміну рельєфу по всій території району (рис. 2, г). В основному переважають додатні різниці, котрі коливаються від +3.9 до +75 м. Ділянки з нульовими різницями яких налічується близько 20, відповідають сучасним пагорбам, що свідчить про їх підняття на останній стадії свого розвитку. Максимальні різниці спостерігаються на ділянках що відповідають ярам Меланчин Потік, Дунаєць, Хмільнянський, Заводнищенський, Великий Пекарський, які приурочені до тектонічних порушень і відображають ступень та розвиток ерозійних процесів. Малюнок ізоліній відобразив дрібні структури, які на попередній стадії були одним великим підняттям, що свідчить про наявність ознак тектонічної активності району.

Карта різниць базисних поверхонь другого порядку фіксує переважання додатних різниць над від'ємними (рис. 3, в). Додатні різниці формують невеликі ділянки, які розмежовуються вирівняною денудаційною поверхнею всього району. Від'ємні різниці в основному зафіксовані уздовж сучасної долини Дніпра, та на південному сході району поблизу р. Рось. Порівняно з попередньою стадією, район зазнає денудаційного вирівнювання, свідченням чого є нульові різниці. Також дана карта відображає різницю між II та I надзаплавною терасою, що складає 20 м.

Аналіз карт другого порядку показує, що на формування палеорельєфу впливали різнорангові фактори рельєфоутворення, а саме глибинна та схилова ерозія.

Остання сучасна стадія формування рельєфу характеризується різким підняттям та розвиненою глибинною ерозією. Це спостерігається зокрема, на прикладі Мар'їного яру, довжина якого зросла на 500 м. Такі зміни зафіксовані по всіх ярах Канівських гір.

Висновки. Аналіз різниць базисних, вершинних поверхонь суміжних порядків та різниць вершинно-базисних однопорядкових поверхонь дозволив простежити поетапну еволюцію Канівського Придніпров'я впродовж всього неотектонічного етапу розвитку. Дослідивши карти різниць вершинних поверхонь п'яти порядків, карти різниць базисних поверхонь трьох порядків та чотири карти різниць між вершинними та базисними однопорядковими поверхнями, а також провівши співставлення поетапного формування рельєфу, встановлено характер неотектонічних коливальних рухів. На основі отриманих даних визначено періодичність коливальних вертикальних рухів земної кори, а також прояви схилової та руслової акумуляції, схилової денудації та руслової ерозії.

Враховуючи ту обставину, що рельєф є інтегральним відображенням неотектонічних рухів, денудаційних процесів та локальних геологічних факторів, ступінь його диференційованості на різних стадіях може слугувати надійною основою для наступного аналізу новітнього тектогенезу.

1. *Іванік О.М., Тустановська Л.В.* Застосування класичних методик структурно-морфометричного аналізу для реконструкції новітнього тектогенезу на основі ГІС // Вісник Київського університету. Геологія. – Вип. 53. – 2011. – С. 4–7. 2. *Тустановська Л.В.* Еволюція рельєфу Канівського Придніпров'я на основі аналізу базисних та вершинних поверхонь // Вісник Київського університету. Геологія. – Вип. 54. – 2011. – С. 11–15. 3. *Мироненко В.И.* Использование морфометрических методов анализа рельефа дневной поверхности для изучения неотектонических движений в нефтегазоносных регионах (на примере Сребненской впадины ДДВ и ее обрамления) // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – К., 2007. −С. 252–258. 4. *Мкртчян О.С., Чупило Г.Р.* Геоінформаційний аналіз просторових зв'язків морфометрії рельєфу із геологічною структурою (на прикладі західної частини вододільно-верховинських та полонинських Карпат) // Теоретичні та прикладні аспекти геоінформатики. – К., 2008. − С. 167–178. 5. *Проходський С.И.* Применение морфометрического метода для анализа некоторых тектонических структур левобережья Украины. – В кн.:Морфометрический метод при геологических исследованиях. Изд-во Саратовского ун-та, 1963. 6. *Лаврушин Ю.А., Чугунный Ю.Г.* Каневские дислокации. – М.:Наука, 1982. – 103 с. 7. *Философов В.П.* Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. − Саратов, 1960. 8. *Философов В.П.* Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. − Саратов, 1975. 9. *Чернова И.Ю., Хасанов Д.И., Жарков И.Я.* [и др.] Обнаружение и исследование зон новейших движений земной коры инструментами ГИС // Arcreview. – №1 (32). – 2005.

Надійшла до редколегії 26.02.12

ГЕОФІЗИКА

УДК 550.834+550.34.016+550.34.013.4

Г. Продайвода, д-р фіз.-мат. наук, проф.,
Д. Безродний, канд. геол. наук,
І. Безродна, канд. геол. наук

ДОСЛІДЖЕННЯ ВПЛИВУ ТЕКТОНІЧНИХ ДЕФОРМАЦІЙ НА ПАРАМЕТРИ ПРУЖНОЇ І АКУСТИЧНОЇ АНІЗОТРОПІЇ ЗАЛІЗИСТИХ КВАРЦИТІВ КРИВОРІЗЬКОЇ НАДГЛИБОКОЇ СВЕРДЛОВИНИ ЗА ДАНИМИ МАТЕМАТИЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мін. наук, проф. О.І. Лукієнком)

Вплив пластичних, пружно-пластичних і крихких деформацій на акустичні й пружні параметри анізотропії розглянуто на моделях "залізистого кварциту", які характеризуються різними системами орієнтації мікротріщин і мінералів. Встановлено, що зі зростанням рівня деформаційних перетворень величини параметрів анізотропії змінюються, зокрема, параметри інтегрального і диференціального коефіцієнтів акустичної анізотропії зростають, причому в різній мірі, що може служити надійним індикатором при визначенні балу тектонофацій

Influence of plastic, elastic-plastic and brittle deformations on the acoustic and elastic parameters of anisotropy is considered on the models of "ferrous quartzite", which are characterized with different systems of orientation of mikrocraccks and minerals. It is set that with growth of level of deformation transformations parameters of anisotropy change: the parameters of integral and differential coefficients of acoustic anisotropy grow thus in a different measure which can serve as a reliable indicator at determination of mark of tectonic facieses

Дослідження акустичної і пружної анізотропії представляють інтерес для вирішення багатьох геологічних задач, зокрема, тектонічних деформаційних процесів. Математичне моделювання на основі даних петроакустичних досліджень відкриває нові додаткові можливості для аналізу складно-деформованих порід.

Стан проблеми Анізотропія акустичних і пружних властивостей метаморфічних порід КНГС, а зокрема, залізис-

© Продайвода Г., Безродний Д., Безродна І., 2012

тих кварцитів обумовлена різноманітними факторами [1–3, 7], а саме:

- кристалографічною орієнтацією та формою зерен породоутворюючих мінералів;
- формою, концентрацією та орієнтацією мікротріщин;
- тонкою шаруватістю;
- напруженим станом або реологічними умовами, в яких відбувалося формування і перетворення гірських порід.

Породи криворізької зони за довгий час свого існування зазнавали впливу неодноразових тектонічним деформацій, які в тій або іншій формі знаходять своє відображення у структурах і текстурах гірських порід [1–3, 4–8].

При математичному моделюванні пружних параметрів залізистих кварцитів основна **задача** полягала в реальній математичній оцінці вкладу кожного з цих факторів на ефективні акустичні і пружні властивості з подальшим застосуванням отриманих даних при відображенні їх для різних тектонофаціальних зон і балів тектонофацій.

З метою з'ясування впливу тектонічних деформацій на анізотропію акустичних і пружних властивостей залізистих кварцитів Кривбасу було проведене математичне моделювання ефективних пружних постійних гірських порід із використанням багатокомпонентної моделі, яка була максимально наближена до будови реальних текстур метаморфічних порід, що зазнали неодноразових незворотних деформацій, техногенного впливу при бурінні свердловини і релаксації напруг при розвантаженні керна.

Багатокомпонентна модель деформованої текстури залізистого кварциту представляє собою матричну модель (твердий скелет) із орієнтованими включеннями у вигляді сфероїдів різного формату $\alpha = c/a$ (тут c, a – коротка та довга осі сфероїду). Кристалографічні осі сфероїдальних зерен породотвірних мінералів були орієнтовані вздовж осей сфероїду. Мікротріщини моделювалися сфероїдами формату $\alpha = 10^{-1} \div 10^{-4}$.

Для вирішення поставленої задачі застосовувався метод умовних моментних функцій із використанням розрахункової схеми Морі–Танака [1, 10, 11]. Він дає можливість проведення чисельних розрахунків цих параметрів для багатокомпонентних моделей, які максимально наближені до будови реальних текстур метаморфічних порід.

Текстурні особливості залізистих кварцитів відображають термодинамічні умови та реологічні механізми дислокаційних структур Кривбасу, які формувалися, згідно з даними тектонофаціального аналізу, у такій послідовності :

- в'язкі розломи катазони–мезозони;
- в'язкі кліважні розломи вторинної мезозони;
- субв'язкі розломи вторинної епізони;
- крихков'язкі розломи і природломні складки та флексури вторинної епізони;
- крихкі розломи [5–9].

Залізисті кварцити Криворіжжя зазнавали пластичних, пружно-пластичних і крихких деформацій [5–9]. Пластичні деформації суттєво змінювали їх внутрішню структуру і текстуру, а іноді і мінеральний склад. Подібні типи деформацій зв'язані з пластичним перетворенням порід і супроводжуються формуванням складок ламінарного типу, сланцюватістю, перекристалізацією і кристалографічною орієнтацією мінералів. Пружно-пластичні деформації характеризуються широким розвитком кліважу і кліважної сланцюватості [8]. Крихкі деформації супроводжувалися розвитком тріщинуватості в гірських породах (з різною орієнтацією тріщин) і катаклазом крихких мінералів. Всі ці деформації знайшли своє відображення у структурах і текстурах метаморфічних порід КНГС та, зокрема, і в залізистих кварцитах. Природно, що деформації кожного типу мають суттєво відрізнятися за параметрами акустичної і пружної анізотропії [1, 2, 8].

Результати З метою оцінки цих параметрів було розроблено математичні моделі залізистих кварцитів різних тектонофацій, які враховують вплив пластичних, пружно-пластичних, крихких і комбінованих деформацій.

При моделюванні за основу були прийняти результати тектонофаціального вивчення структури Кривбасу [2, 3, 11], мікро- і макроскопічні дослідження зразків гірських порід КНГС, результати обробки електронно-мікроскопічних зображень шліфів та відповідні шкали тектонофацій, що розроблені для катазони за мезо- і мікроознаками, мезозони за характером кліважування порід та верхньої епізони за характером та інтенсивністю тріщинуватості [5–9].

В першу чергу було враховано наступні ознаки тектонофацій:

- кут між великими площинами (*ав*) плоских зерен породоутворюючих мінералів та віссю а (лінійністю);
- відношення а:с зерен породоутворюючих мінералів та мікро- і мезовключень;
- відношення "розплющення-видовження" (*а:с*) мікро- і мезотіл при кліважуванні;
- розміри блочків, уламків, тектонокластів.

Кристалізаційне розсланцювання (умови катазони) у в'язких розломах супроводжується орієнтуванням плоских і видовжених зерен породоутворюючих мінералів та пластичною формозміною цих зерен і агрегатів.

Модель **I**. Комбінована модель накладених деформацій, що одночасно враховує вплив на акустичні й пружні постійні та параметри анізотропії об'ємних пружних хвиль, кристалографічної орієнтації мінералів і мікротріщин та їхню орієнтацію за формою (сланцюватість). Мінеральний склад моделі залізистого кварциту: кварц – 57 %, магнетит – 24 %, амфібол – 18 %. Пружні постійні породотвірних мінералів, що були використані при моделюванні акустичної і пружної анізотропії тектонофацій, наведені в [2].

Для тектонофацій I–IV включення породотвірних мінералів і мікротріщин орієнтувалися хаотично вздовж осей x_1, x_2, x_3, формат включень змінювався від α = 0,9 для тектонофації I до α = 0,5 – для тектонофації IV. Моделювання тектонофацій V–X катазони, що були виділені в Кривбасі [8, 9], здійснювалося з урахуванням того факту, що гірські породи зазнали відчутного бокового стискання. Цей факт сприяє переважній орієнтації включень породоутворюючих мінералів і мікротріщин паралельно осі x_3 та різкій зміні формату включень, що проявляється у видовженні зерен мінералів паралельно осі x_3. Формат включень породоутворюючих мінералів при цьому змінювався від α = 0,3 для тектонофації V до α = 0,05 для тектонофації VIII і сягав α = 0,01 для тектонофації X.

Концентрація орієнтованих включень по осі x_3 змінювалася від 40 % для тектонофації V до 90 % для найвищої тектонофації X. Істотно змінювався формат і концентрація мікротріщин. Так формат мікротріщин α коливався від α = 0,05 для тектонофації V до α = 0,0005 для тектонофації X катазони. Враховуючи той факт, що за багаточисельними тектонофаціальними дослідженнями [3–9] в тектонофації V катазони починають зникати мікротріщини, а в тектонофації VIII вони практично відсутні, концентрація мікротріщин ζ за результатами тектонофаціальних, петрографічних і електронно-мікроскопічних досліджень змінювалася від ζ = 2 % для тектонофації V до ζ = 0,1 % для тектонофації X.

Акустична і пружна симетрія текстури моделі **I** планальна ромбічна ($\mu^*_{11} < \mu^*_{22} < \mu^*_{33}$; $C^*_{11} < C^*_{22} < C^*_{33}$; $C^*_{44} > C^*_{55} > C^*_{66}$) для тектонофацій I–III катазони та

($\mu_{11}^* < \mu_{22}^* > \mu_{33}^*$; $C_{11}^* < C_{22}^* > C_{33}^*$; $C_{44}^* > C_{55}^* < C_{66}^*$) для тектонофацій V–X (табл. 1, рис. 1). Інтегральний коефіцієнт акустичної анізотропії A_μ, спершу зменшується від 6,6 % для тектонофації I до 6,5 % для тектонофації III, а потім різко зростає від 7,3 % для тектонофації V до майже 32,3 % для тектонофації X катазони.

Параметри пружної анізотропії для різних тектонофацій катазони моделі **I** представлені на рис. 1 а, б. На ньому зображено стереопроекції ізоліній вказівних поверхонь диференціального коефіцієнту пружної анізотропії відповідно I і X тектонофацій катазони.

Швидкість квазіповздовжньої хвилі зменшується для моделі I від максимальних 6,85 км/с для найнижчої тектонофації I до 5,5 км/с для тектонофації V і набуває свого найменшого значення у тектонофації X, де вона складає лише 3,4 км/с. Для найвищих тектонофацій VIII–X катазони фазова швидкість квазіповздовжньої хвилі моделі I не залежить від азимутального кута. Кількість екстремумів зменшується від 5 для тектонофації V до одного центрального мінімуму.

Аналіз стереопроекцій ізоліній вказівних поверхонь різниці "швидкої" і "повільної" швидкостей квазіпоперечних хвиль показав, що з зростанням рівня тектонофацій катазони для моделі I спостерігається суттєве збільшення вказаного параметру пружної анізотропії. Так для тектонофації V величина цієї різниці складає 0,16 км/с, а для тектонофації X вона становить близько 1,3 км/с, тобто різко зростає ефект розщеплення хвиль. При цьому кількість екстремумів зменшується від 14 для тектонофації V до трьох вузько локалізованих мінімумів для тектонофації X.

Коефіцієнт диференціальної пружної анізотропії збільшується від 3,8 % для тектонофації V до 34 % для тектонофації X. Зростання цього параметру пов'язане з одночасним зменшенням кількості екстремумів від 10 у тектонофації V до 5 у тектонофації X (рис.1, а, б). Нульові екстремуми цього параметру, що присутні у тектонофаціях VIII–X показують, що в цих напрямках закономірності розповсюдження пружних хвиль фактично не відрізняються від ізотропного середовища.

Пружно-пластичні моделі тектонофацій. Модель **II.**

Процеси кліважування (умови мезозони) моделювалися як односистемне в'язке сколювання в супроводі локалізованої повздовж площин сковзання перекристалізації порід.

Модель **II** враховує вплив кристалографічної орієнтації породотвірних мінералів, їхню орієнтацію за формою та вплив односистемного в'язкого сколювання на акустичні і пружні параметри анізотропії [2]. При цьому мікротріщини майже закриті, що характеризує механічне послаблення. Мінеральний склад моделі **II** аналогічний для моделі **I**.

Кліваж імітувався слабо розкритими тріщинами сфероїдального формату від α = 0,7 для тектонофації I мезозони до α = 0,005 для тектонофації X. Мікротріщини були орієнтовані довгою віссю вздовж осі x_3. При цьому сфероїдальні зерна породотвірних мінералів були орієнтовані хаотично з рівномірним розподілом вздовж осей x_1, x_2 і x_3 для тектонофацій I–IV. Для тектонофацій V–X, як і випадку катазони (модель **I**), моделювання ефективних акустичних і пружних постійних залізистого кварциту КНГС було проведено з урахуванням факту збільшення однонаправленої орієнтації зерен породотвірних мінералів вздовж осі x_3 від 40 % для тектонофації V до 90 % для тектонофації X. Формат одноорієнтованих зерен мінералів для обраних моделей змінювався від α = 0,7 для нижчих тектонофацій до α = 0,03 для тектонофацій IX–X. Концентрація мікротріщин ζ за результатами тектонофаціальних, петрографічних і електронно-мікроскопічних досліджень змінювалася від 4 % для тектонофації I мезозони до 2 % для VIII тектонофації і складала 1 % для найвищої тектонофації X мезозони.

Таблиця 1

Результати математичного моделювання тектонофацій катазони, мезозони і епізони для моделей "залізистий кварцит" №№ 1, 2 і 3

Пружні і акустичні параметри	Пружні постійні, ГПа (для моделей різних тектонофацій)								
	Тектонофація 1			Тектонофація 5			Тектонофація 10		
	Модель 1	Модель 2	Модель 3	Модель 1	Модель 2	Модель 3	Модель 1	Модель 2	Модель 3
C_{11}	122,61	117,75	125,04	106,35	111,09	121,52	115,78	128,81	77,61
C_{22}	126,73	124,91	129,27	110,5	117,56	124,37	124,06	132,46	75,97
C_{33}	147,33	146,99	150,48	99,63	134,96	147,32	35,85	69,09	122,66
C_{44}	62,16	61,79	63,7	43,95	57,7	61,86	21,54	38,3	41,21
C_{55}	57,84	56,06	59,33	40,95	52,21	57,4	20,7	36,34	38,59
C_{66}	49,07	47,37	50,12	42,1	45,32	48,82	45,54	50,34	34,72
C_{12}	27,84	26,73	28,18	15,44	21,54	23,9	21,56	26,72	0,56
C_{13}	35,42	34,13	35,89	15,95	28,25	33,18	1,72	6,03	19,97
C_{23}	34,77	33,25	35,24	14,85	27,13	32,41	2,46	1,26	19,17
μ_{11}	71,99	70,9	72,35	69,5	66,32	69,41	54,51	63,31	45,63
μ_{22}	74,64	75,03	75	62,16	70,12	71,69	57,24	64,95	45,93
μ_{33}	83,85	84,9	84,39	58,36	77,83	81,25	23,39	42,22	61,21
A_μ	6,6	7,61	6,67	2,6	6,69	6,03	32,27	17,92	14,15
S_μ	1,12	1,06	1,04	1,03	1,06	1,03	2,83	1,5	1,01
L_μ	1,03	1,13	1,12	1,04	1,11	1,13	1,05	1,03	1,33
Густина, г/см^3	3,14	3,12	3,24	3,19	3,15	3,28	3,42	3,4	3,31

Основні результати математичного моделювання тектонофацій мезозони для моделі **II** наведено у таблиці 1 та на рис. 1 д, є. Акустична й пружна симетрія текстури цієї моделі ромбічна аксіальна $\left(\mu_{11}^* < \mu_{22}^* < \mu_{33}^*; C_{11}^* < C_{22}^* < C_{33}^*; C_{44}^* > C_{55}^* > C_{66}^*\right)$ для тектонофацій I–VII, та ромбічна планальна $\left(\mu_{11}^* < \mu_{22}^* > \mu_{33}^*; C_{11}^* < C_{22}^* > C_{33}^*; C_{44}^* > C_{55}^* < C_{66}^*\right)$ для тектонофацій VIII–X. Коефіцієнт акустичної анізотропії A_μ спершу спадає для тектонофацій I–V від 7,6 % до 6,7 % , а для високобальних тектонофацій VI–X неухильно зростає і досягає величини майже 18 %. Значення цього параметру майже удвічі менше відповід-

ного значення для моделі **I** в умовах катазони (32,6 % – тектонофація X катазони).

Параметри пружної анізотропії для моделі II відповідно для тектонофацій I, V і X мезозони представлені у вигляді стереопроекцій ізоліній вказівних поверхонь диференціального коефіцієнту пружної анізотропії на рис. 1, в-г .

Швидкість квазіповздовжньої хвилі зменшується від максимального значення 6,55 км/с для тектонофації V до 4,6 км/с для тектонофації X мезозони. Зі збільшенням рівня тектонофацій області максимальних екстремальних значень швидкості квазіповздовжньої хвилі розташовуються в полярних областях, а зона мінімуму концентрується в центральній частині площини x_1 x_2. Для тектонофації X фазова швидкість квазіповздовжньої хвилі не залежить від азимутального кута.

Різниця між "швидкою" і "повільною" квазіпоперечними хвилями змінюється не так істотно, як для відповідних тектонофацій катазони цієї моделі, і складає 0,35 км/с для тектонофації V та 0,62 км/с для найвищої тектонофації X. Явище розщеплення хвиль вдвічі менше, ніж для відповідних тектонофацій катазони. Для вищих тектонофацій існують напрямки, де розщеплення хвиль відсутнє.

Коефіцієнт диференціальної пружної анізотропії складає для моделі залізистого кварциту близько 6,5 % для V тектонофації і набуває свого максимуму 15,5 % для тектонофації X мезозони (рис.1, в, г). Кількість екстремумів для цього параметру пружної анізотропії зменшується до одного вираженого мінімуму для вищих тектонофацій IX–X. Подібна ситуація повторюється і стереопроекціях вказівної поверхні кута відхилення вектора пружних зміщень від напрямку хвильової нормалі. Значення кута відхилення збільшується з ростом рівня тектонофацій і спостерігається локалізація мінімального екстремуму в центральній частині площини X_1X_2.

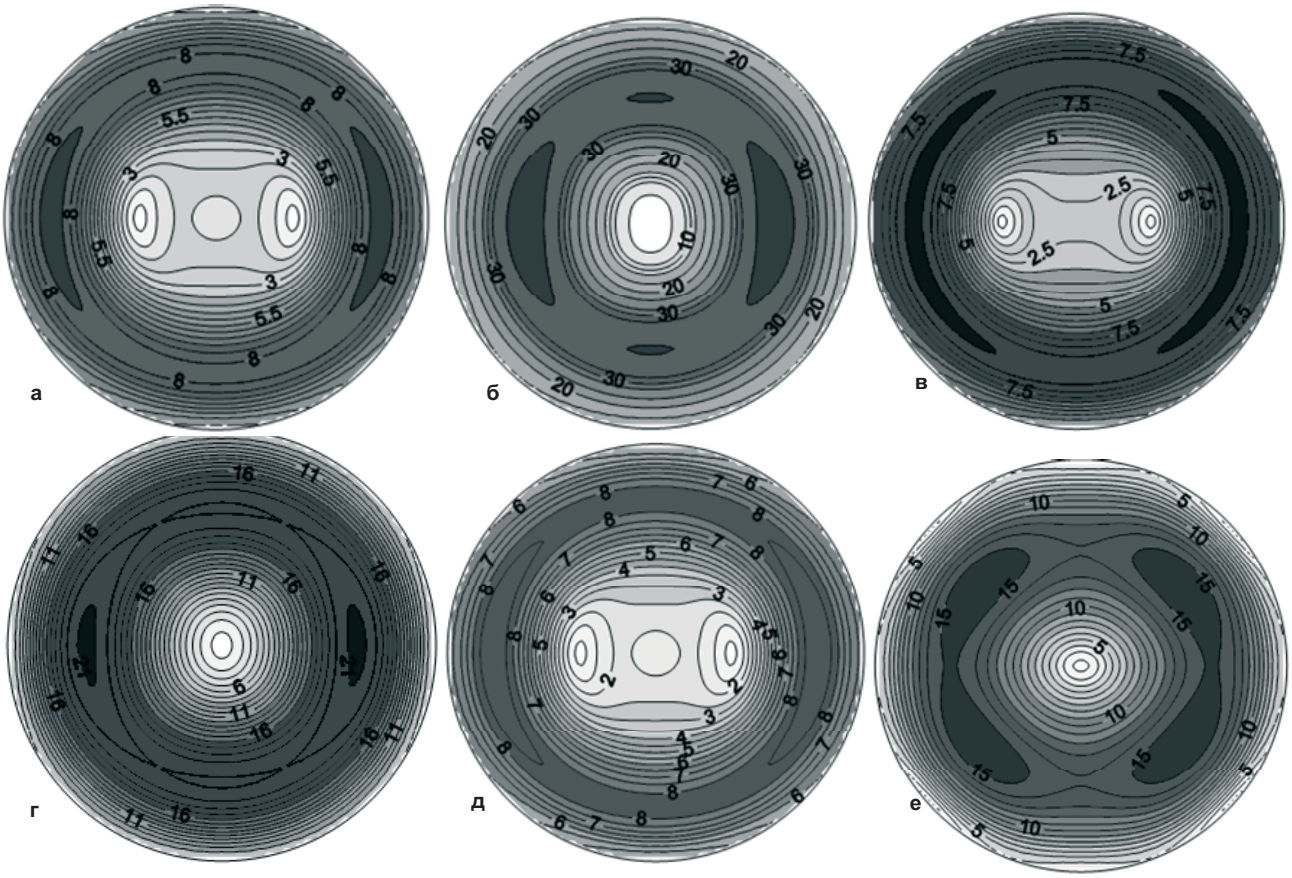


Рис. 1. Стереопроекції ізоліній вказівних поверхонь диференціального коефіцієнту пружної анізотропії моделі "залізистий кварцит" I. Умовні позначки:
а, в, г – тектонофація I, б, г, е – тектонофація X, а, б – модель I, в, г – модель II, д, е – модель III

Крихкі моделі тектонофацій. Модель **III.**

Умови епізони (крихкі деформації) розглянуто на прикладі метаморфічних порід [2–3], що сформувалися в умовах низькотемпературного метаморфізму з ортогональними системами тріщин. Вплив різних систем орієнтації тріщин на ефективні акустичні й пружні постійні метаморфічних гірських порід Криворіжжя та параметри анізотропії об'ємних пружних хвиль розглянуто на прикладі моделі **III.**

Характеризує текстуру залізистого кварциту з двома системами ортогональних мікротріщин [2–3]. Концентрація ортогональних мікротріщин змінювалася від 4 % для тектонофації I епізони до 2,5 % для тектонофації V і складала 1,5 % для тектонофації X. При цьому формат сфероїдальних мікротріщин приймався рівним α = 0,5 для тектонофації I та змінювався послідовно до α = 0,005 для найвищої X тектонофації епізони.

Сфероїдальні зерна породотвірних мінералів амфіболу і магнетиту спочатку для тектонофацій I–IV (як у випадку катазони і мезозони) були орієнтовані хаотично з рівномірним їх розподілом вздовж координатних осей x_1, x_2, x_3. Для вищих тектонофацій V–X моделювання ефективних акустичних і пружних постійних моделі **III** в умовах епізони було здійснено за умови збільшення однонаправленої орієнтації зерен мінералів вздовж осі x_3 від 50 % для тектонофації V до 95 % для тектонофації X.

За результатами математичного моделювання ефективних акустичних й пружних постійних моделі **III** в різних тектонофаціях епізони можна зробити такі висновки:

• акустична й пружна симетрія текстури моделі аксіальна ромбічна ($\mu_{11}^* < \mu_{22}^* < \mu_{33}^*$; $C_{11}^* < C_{22}^* < C_{33}^*$; $C_{44}^* > C_{55}^* > C_{66}^*$). Для тектонофацій IX, X акустичну симетрію текстури можна вважати аксіальною (табл. 1);

• величина інтегрального коефіцієнту акустичної анізотропії A_μ мало змінюється для середньобальних тектонофацій V–VIII і знаходяться в межах 6 % і істотно зростає для вищих тектонофацій, досягаючи 14,1 % для тектонофації X;

• швидкість квазіповздовжньої хвилі на стереопроекціях вказівних поверхонь збільшується від 5,9 км/с для тектонофації V до 6,55 км/с для найвищої X тектонофації. На відміну від найвищих тектонофацій VIII–X катазони і мезозони, де для моделі I спостерігається локалізація найменших значень швидкостей квазіпоздовжніх хвиль в центральній частині, в епізоні (умови крихких деформацій) до цієї області приурочений максимум швидкостей;

• на відміну від умов катазони і мезозони величина різниці між "швидкою" і "повільною" поперечними модами квазіпоперечних хвиль зменшується від 0,45 км/с в тектонофації V до 0,35 км/с в тектонофації VIII і складає лише 0,24 км/с в тектонофації X. Ефекти розщеплення хвиль послабшуються. Із зростанням рівня дислокаційних перетворень характер розповсюдження квазіпоперечних хвиль істотно змінюється, стереопроекції ускладнюються додатковими екстремумами і для тектонофації X епізони можна виділити 6 екстремумів, де різниця швидкостей "швидкої" і "повільної" квазіпоперечних хвиль дорівнює нулеві і розщеплення хвиль відсутнє;

• величина диференціального коефіцієнту пружної анізотропії зростає від 8,5 % для тектонофацій I–V (рис. 1, д, є) до 15 % для тектонофації X епізони. Для всіх тектонофацій спостерігається задовільна узгодженість між значеннями інтегрального і середнього диференціального коефіцієнтів анізотропії. Для тектонофацій V–X існують напрямки, де величина коефіцієнту диференціальної пружної анізотропії становить менше 1 %. В цих напрямках закономірності розповсюдження пружних хвиль не відрізняються від ізотропного середовища;

• кут відхилення вектора пружних зміщень від напрямку хвильової нормалі змінюється в незначних межах навіть для тектонофації VIII і досягає свого максимуму в 13^0 в тектонофації X. Інтенсивність і характер зміни цього параметру пружної анізотропії в умовах епізони істотно відрізняється від умов катазони і мезозони.

Встановлено, що в усіх випадках моделювання тектонофацій катазони, мезозони і епізони пружна симетрія моделей "залізистий кварцит" накладає жорсткі обмеження на симетрію всіх без виключення параметрів анізотропії об'ємних пружних хвиль та на симетрію вказівної поверхні диференціального коефіцієнту пружної анізотропії.

Висновки Розроблено математичні моделі тектонофацій на прикладі реальних порід КНГС, що відповідають різним типам деформацій: пластичним, пружно-пластичним і крихким. Вони пов'язані з реальними реологічними обстановками катазони, мезозони і епізони.

За результатами проведеного математичного моделювання ефективних акустичних і пружних параметрів тектонофацій катазони, мезозони і верхньої епізони для моделей залізистих кварцитів, характерних для Криворіжжя, встановлено, що значення інтегрального коефіцієнту пружної анізотропії A_μ неухильно зростає з ростом рівня дислокаційних перетворень не залежно від *PT*-умов, і найвищих своїх значень досягає у найвищих тектонофаціях IX–X. Для умов катазони різниця між "швидкою" і "повільною" квазіпоперечними хвилями сягає величини 2,1 км/с, в той час як для умов мезозони ця величина майже вдвічі менша. Ефекти розщеплення хвиль в умовах катазони і мезозони значні, в епізоні величина цього параметру не перевищує 0,25 км/с. Для всіх моделей тектонофацій показано, що навіть для тектонофацій IX–X існують окремі напрямки, де закономірності розповсюдження пружних хвиль фактично нічим не відрізняються від ізотропного середовища.

За методикою акустичного текстурного аналізу тектонофацій дислокаційних структур, яка дає можливість кількісного і якісного аналізу тектонофацій, встановлено, що між рівнем дислокаційних перетворень і акустичним рівнем тектонофацій існують стійкі зв'язки. Показано, що кількісний рівень тектонофацій можна оцінити за величиною інтегрального коефіцієнту акустичної анізотропії A_μ і диференціальним коефіцієнтом пружної анізотропії. Якісну інтерпретацію тектонофацій можна здійснювати за результатами аналізу параметрів пружної анізотропії – швидкістю квазіповздовжньої хвилі, різницею між "швидкою" і "повільною" квазіпоперечними хвилями, і кутом відхилення вектора пружних зміщень від напрямку хвильової нормалі.

1. *Безродний Д.А.* Пружна анізотропія метаморфічних порід Кривбасу і її використання для вирішення задач тектонофаціального аналізу / Д.А.Безродний // Дис. на здобуття наукового ступеня канд. геолог. наук – 2008. 2. *Безродний Д.А.* Математичне моделювання впливу кристалографічної орієнтації мінералів і мікротріщин на параметри пружної і акустичної анізотропії / Д.А.Безродний, І.М.Безродна. – 2008. – № 45. 3. *Лебедев Т.С.* РТ-исследования физических свойств пород верхней части разреза Криворожской сверхглубокой скважины. Упругие характеристики / Т.С. Лебедев, В.А. Корчин, П.А. Буртный. – 1992. – 14. – № 5. 4. *Александров К.С.* Анизотропия упругих свойств минералов и горных пород / К.С. Александров, Г.Т. Продайвода – РАН, 2000. 5. *Каляев Г.И.* Палеотектоника и строение земной коры докембрийской палеорудной провинции Украины / Г.И. Каляев, Е.Б. Глевасский, П.С. Димитров. – К., 1984. 6. *Курлов Н.С.* Криворожская сверхглубокая скважина: значение для петрогенеза и петрологии / Н.С. Курлов, Р.Я. Белевцев, В.В. Решетняк, Ю.П .Мечников. – 1997. – № 5. 7. *Лукієнко О.І.* Тектонофаціальна структура Кривбасу / О.І.Лукієнко. – 2000, – Вип. 17. 8. *Дерябин Н.И.* Еще раз о формировании пород Криворожской структуры / Н.И. Дерябин. – 2008. – № 1. 9. *Розробка* інтерпретаційної основи сейсмоакустичного інваріантно-поляризаційного методу (на прикладі Криворізької і Лисівської надглибоких свердловин) / [Продайвода Г.Т., Безродний Д.А., Павлов Г.Г. та інш.]: Звіт про НДР – К., 2002. 10. *Продайвода Г.Т.* Математичне моделювання геофізичних параметрів / Г.Т. Продайвода, С.А. Вижва. – К., 1999. 11. *Паталаха Е.И.* Тектонофации мезозоны (атлас микроструктур) / Е.И. Паталаха, А.И. Лукиенко, В.А. Дербенев. – Алма-Ата, 1987.

Надійшла до редколегії 14.02.12

УДК 550.83:552.1:537

С. Вижва, д-р геол. наук, проф.,
Д. Онищук, асп., В. Онищук, канд. геол. наук

ПЕТРОЕЛЕКТРИЧНА МОДЕЛЬ ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ ЗАХІДНО-ШЕБЕЛИНСЬКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО РОДОВИЩА

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

Розглядаються особливості методики та результати петроелектричних досліджень при вивченні складнопобудованих теригенних колекторів. Наведені результати визначення електричних параметрів та їх зв'язок з ємнісними властивостями пісковиків, алевролітів та аргілітів одного із інтервалів свердловини, пробуреної в центральній частині ДДЗ. Побудовані їх петроелектричні моделі.

The features of technique and results of petroelectrical investigation of complex-structured terrigenous reservoir are considered. As well results of determination of electric data and their connection with capacity properties of sandstones and siltstones (mudstones) of one drilling interval of the Dniepr-Donetsk Basin are cited in this article. Their petroelectrical models are created.

Вступ. Зв'язки між ємнісно-фільтраційними характеристиками і даними свердловинних і польових геофізичних методів є досить складними і потребують ретельного вивчення. Основою для визначення цих зв'язків є комплекс лабораторних петрофізичних досліджень.

Одним із найбільш інформативних параметрів при визначенні геоелектричних властивостей гірських порід є питомий електричний опір (ρ). Цей параметр визначається: речовинним складом та текстурою породи; структурою ємнісного простору; її нафто-, газо- та водонасиченістю; коефіцієнтом пористості; мінералізацією пластових вод; температурою та тиском [1-7].

Метою даних досліджень було розробка та створення петроелектричних моделей порід- колекторів, як основи комплексного аналізу їх електричних параметрів та зв'язків з ємнісно-фільтраційними властивостями. Визначення питомого електричного опору порід-колекторів виконується для уточнення меж його зміни для окремих типів і груп порід; виділення окремих стратиграфічних горизонтів, розрізів та фацій; встановлення характеру залежності його від мінерального складу, структури порового простору, співвідношення фаз речовини, частоти і напруженості електричного поля; виявлення характеру зміни електричного опору при епігенетичному перетворенні та метаморфічних змінах гірських порід.

Особливий інтерес представляє встановлення основних факторів, що впливають на зміну питомого електричного опору. Зокрема, комплексні петрографічні, геохімічні та петроелектричні дослідження дозволяють встановити зв'язки між електричним опором та мінеральним складом зразків керну. Петроелектричні дослідження до і після екстрагування зразків та після їх насичення моделлю пластової рідини дозволяють оцінити вплив солей і пустот на цей параметр. Відомості, одержані в результаті лабораторних досліджень про зміни питомого електричного опору порід, використовуються при інтерпретації результатів електрометричних методів досліджень свердловин та польової електророзвідки.

В статті наведені особливості та результати лабораторних петроелектричних досліджень керну з інтервалу 4929–5491 м пошукової свердловини Західно-Шебелинської площі, що розташована в центральній частині Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ). Породи з дослідженого інтервалу представлені переважно різнозернистими пісковиками, алевролітами та аргілітами московського ярусу середнього карбону.

Експериментальні дослідження. В процесі лабораторних досліджень визначався питомий електричний опір зразків порід при різних станах (сухі, неповністю та повністю насичені розчином-імітатором пластового флюїда) в атмосферних умовах, а також в умовах наближених до пластових. За допомогою сучасного RCL-метра МНС-1100 визначена також діелектрична проникність досліджених порід та зроблена спроба аналізу цих матеріалів.

Лабораторні електрометричні вимірювання сухих зразків керну виконані при температурі 20° С за допомогою цифрового тераомметра С.А 6547, який дозволяє виконувати високоточні вимірювання електричного опору в діапазоні від 10 кОм до 10 ТОм з цифровим записом на ЕОМ за спеціальною програмою на постійному струмі по двохелектродній схемі [5-6]. Для вимірювання зразків, насичених розчином NaCl (М=196 г/л) застосовувався, RCL-метр МНС-1100 та вимірювач опору Ф-4103-М1. Циліндричні зразки при вимірюванні вставлялися в спеціальний кернотримач з електродами, що не поляризуються, які виготовлені із спеціальної графітизованої гуми. Середня відносна похибка визначення електричного опору склала 2,6 %.

Аналіз даних. За результатами лабораторних вимірювань встановлено, що значення питомого електричного опору виміряні на сухих екстрагованих зразках (питомий електричний опір мінерального скелету) змінюється від 44930 до майже 71974100 Ом·м при середньому значенні 8101680 Ом·м. При цьому спостерігаються значні варіації значень питомого опору зразків, що пояснюється неоднорідностями в текстурі порід (наявність глинистих і піщанистих прошарків та їх невпорядкованість, а також піритизація). Питомий електричний опір зразків порід насичених моделлю пластової рідини (розчин NaCl) змінюється від 2,7 до 33,3 Ом·м при середньому значенні 8 Ом·м.

За матеріалами лабораторних досліджень побудовані кореляційні залежності (рис. 1а та 1б, для пісковиків, алевролітів та аргілітів, відповідно) між коефіцієнтом пористості ($k_п$) і відносним електричним опором (Р) дослідженої колекції.

Визначені рівняння Арчі-Дахнова мають вигляд: $P = 5{,}936 \cdot k_П^{-0{,}858}$, при R^2=0,905 (пісковики), $P = 0{,}243 \cdot k_П^{-1{,}62}$, при R^2=0,959 (алевроліти та аргіліти), де – P=$\rho_{пв}/\rho_в$, $\rho_{пв}$ – питомий електричний опір повністю водонасичених порід, $\rho_в$ – питомий електричний опір пластової води.

Аналіз отриманих даних показує, що пісковики мають діапазон зміни відносного електричного опору від 38 до 231 при середньому значенні 89. Відповідний цьому діапазон зміни коефіцієнта пористості складає від 0,014 до 0,095 при середньому значенні 0,054. Для алевролітів та аргілітів діапазон зміни відносного електричного опору складає від 108 до 405 при середньому значенні 180, а коефіцієнта пористості – від 0,011 до 0,024 при середньому значенні 0,019.

© Вижва С., Онищук Д., Онищук В., 2012

З метою дослідження залежності петрофізичних параметрів від ступеню водонасиченості (а отже газонафтонасиченості) порід виконані дослідження зміни питомого електричного опору при відгонці води на центрифузі ОС-6М (при режимах відгонки від 1000 до 6000 об/хв. з кроком 1000 об/хв., тиск витіснення води змінюється від 0,02 до 1,05 МПа).

Отримані типові криві капілярного тиску, що характеризують процес витіснення флюїда з пор, наведені на рис. 2а (для пісковиків) і на рис. 2б (для алевролітів та аргілітів).

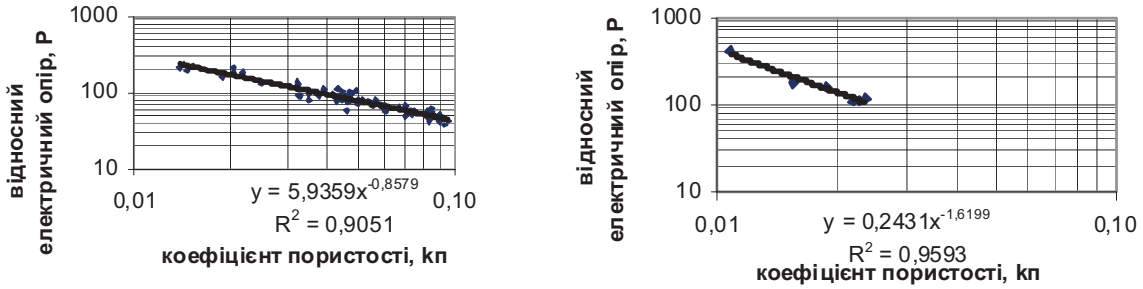


Рис. 1. Кореляційна залежність між коефіцієнтом пористості ($k_п$) і відносним електричним опором (Р) – рівняння Арчі-Дахнова (лабораторні умови):
а – пісковики, б – алевроліти та аргіліти

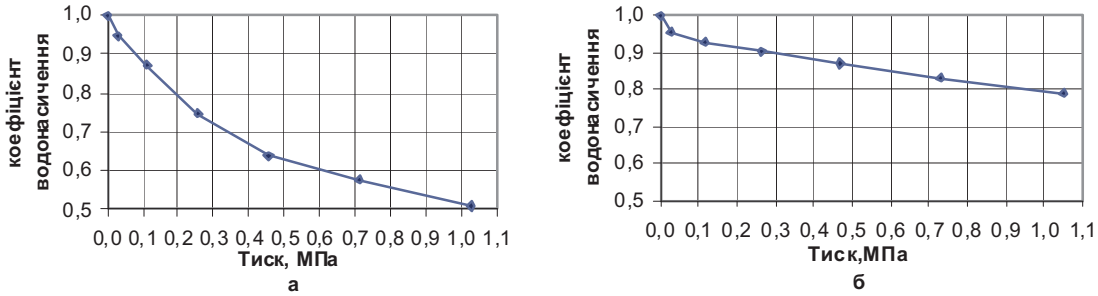


Рис. 2. Типова крива капілярного тиску:
а – для пісковиків, б – для алевролітів та аргілітів

Із розгляду цих графіків можна зробити висновок, що алевроліти та аргіліти характеризуються слабкими фільтраційними властивостями, мають коефіцієнт залишкового водонасичення більший за 0,78, а їх пустотний простір представлений мікропорами. Пісковики мають коефіцієнт залишкового водонасичення 0,45-0,55, що також вказує на їх невисокі фільтраційні властивості.

Петроелектричні дослідження при центрифугуванні виконувались шляхом серії вимірювань електричного опору насичених зразків моделлю пластової води: до центрифугування та після центрифугування при режимах відгонки від 1000 до 6000 об/хв. з кроком 1000 об/хв. (7 циклів вимірювань). Паралельно визначались коефіцієнт водонасичення та швидкість пружних хвиль.

В результаті статистичного аналізу отриманих даних встановлені кореляційні залежності параметра збільшення електричного опору ($P_н$) від коефіцієнта водонасичення ($k_в$) для пісковиків, алевролітів та аргілітів: $P_н = 1{,}081 \cdot k_в^{-1{,}775}$, при R^2=0,844 (пісковики), $P_н = 0{,}927 \cdot k_в^{-8{,}255}$, при R^2=0,79 (алевроліти та аргіліти), де – $P_н = \rho_{нв}/\rho_{пв}$, $\rho_{нв}$ – питомий електричний опір неповністю водонасичених порід, $\rho_{пв}$ – питомий електричний опір повністю водонасичених порід. Ці кореляційні залежності представлені на рис. 3а та 3б.

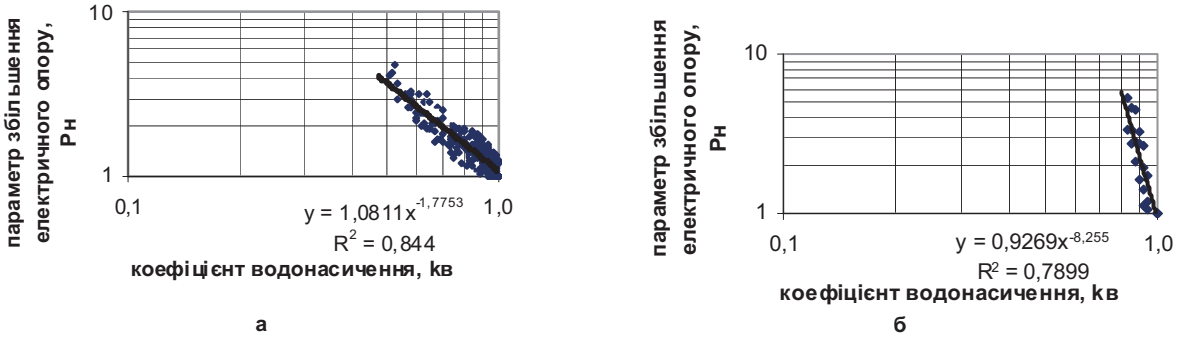


Рис. 3. Кореляційна залежність між коефіцієнтом водонасичення ($k_в$) та параметром збільшення електричного опору ($P_н$):
а – пісковики, б – алевроліти та аргіліти

Аналіз отриманих даних показує, що пісковики мають діапазон зміни параметра збільшення електричного опору від 1 до 4 при середньому значенні 1,5. Відповідний цьому діапазон зміни коефіцієнта водонасичення складає від 0,52 до 1 при середньому значенні 0,8. Для алевролітів та аргілітів діапазон зміни $P_н$ складає від 1 до 5,3 при серед-

ньому значенні 2,4, а коефіцієнта водонасичення – від 0,82 до 1 при середньому значенні 0,91.

Розгляд графіків цих залежностей показує, для алевролітів та аргілітів параметр збільшення електричного опору досить стрімко зростає, що свідчить про розриви струмових ланцюжків (представлених мінералізованою водою в мікропорах) навіть при незначній втраті води, тобто про складний характер порового простору. Для пісковиків спостерігається більш пологий характер графіка, що свідчить про порівняно простішу структуру порового простору, більшу ступінь водовіддачі та крупніший формат пор.

Для оцінки питомого електричного опору порід в пластових умовах виконані його вимірювання на спеціальній установці високого тиску ВСЦ-1000 при зміні тиску від атмосферного до 59 МПа.

Отримані дані показують що електричний опір порід зростає із збільшенням тиску, що зумовлено закриттям мікротріщин та деформаціями порового простору. Аналіз отриманих даних дозволив визначити залежність середнього значення коефіцієнта збільшення питомого електричного опору (Q) від тиску (p) для пісковиків, алевролітів та аргілітів, що виражається поліномом 3 порядку:

$$Q = 3\cdot10^{-5}p^3 - 32\cdot10^{-4}\cdot p^2 + 14{,}67\cdot p + 1{,}017,$$

при R^2=0,99 (пісковики),

$$Q = 5\cdot10^{-5}p^3 - 58\cdot10^{-4}\cdot p^2 + 21{,}85\cdot p + 1{,}218,$$

при R^2=0,942 (алевроліти)

Графіки цих залежностей представлені на рис. 4а та рис. 4б.

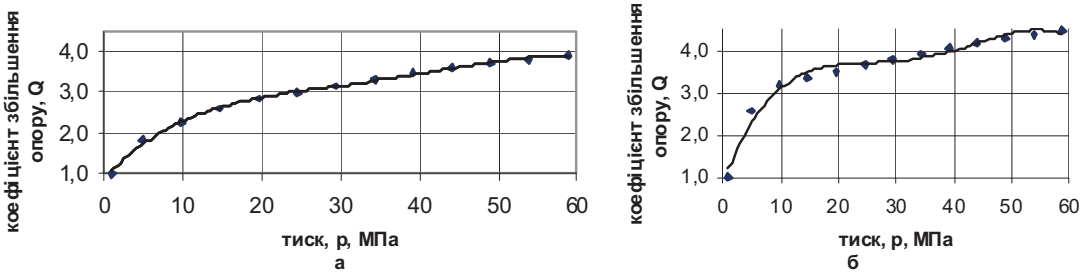


Рис. 4. Кореляційна залежність коефіцієнта збільшення питомого електричного опору (Q) від тиску (р):
а – для пісковиків, б – для алевролітів та аргілітів

Аналіз отриманих даних показує, що пісковики мають діапазон зміни коефіцієнта збільшення опору від 1 до 3,9 при збільшенні всебічного тиску від атмосферного до 59 МПа. Для алевролітів та аргілітів діапазон зміни коефіцієнта збільшення опору складає від 1 до 4,5 при вищенаведених межах зміни тиску.

Розгляд графіків цих залежностей дозволяє виділити три ділянки з різним характером зміни питомого електричного опору. На 1 ділянці в діапазоні зміни тиску від атмосферного до 14,7-17,7 МПа спостерігається досить значний ріст коефіцієнта збільшення опору, для пісковиків – до 2,7, а для алевролітів та аргілітів – до 3,5, причому для останніх він інтенсивніший ніж для пісковиків. Цей процес може бути викликаний інтенсивним закриттям мікротріщин, що зменшує канали провідності. Наступний діапазон зміни тиску від 14,7-17,7 до 39 МПа характеризується деякою стабілізацією зміни електричного опору. При цьому коефіцієнт збільшення опору змінюється від 2,7 до 3,5 для пісковиків та від 3,5 до 4 для алевролітів та аргілітів. Для останніх спостерігається більш виражена "поличка" ніж для пісковиків. В діапазоні зміни тиску від 39 до 59 МПа спостерігається ріст коефіцієнта збільшення опору з меншою інтенсивністю ніж у першому діапазоні, але з більшою ніж у другому, для пісковиків – до 3,9, а для алевролітів та аргілітів – до 4,5. Процес повільного росту коефіцієнта збільшення опору в 2 та 3 діапазонах (ділянках) може бути викликаний порівняно меншими (ніж у першому діапазоні) деформаціями порового простору, що ускладнює та перериває канали провідності.

Отримані дані при вимірюваннях питомого електричного опору під тиском дали можливість оцінити його значення для досліджених порід в пластових умовах. За матеріалами петроелектричних досліджень при високих тисках встановлена залежність між коефіцієнтом пористості ($k_{п,пл}$) та параметром пористості ($P_{пл}$) в пластових умовах. Визначене рівняння Арчі-Дахнова для пісковиків має вигляд (рис. 5а): $P_{пл} = 23{,}68\cdot k_{п,пл}^{-0{,}818}$, при R^2=0,879.

Для алевролітів та аргілітів рівняння Арчі-Дахнова в пластових умовах має наступний вигляд (рис. 5б): $P_{пл} = 1{,}836\cdot k_{п,пл}^{-1{,}42}$, при R^2=0,963.

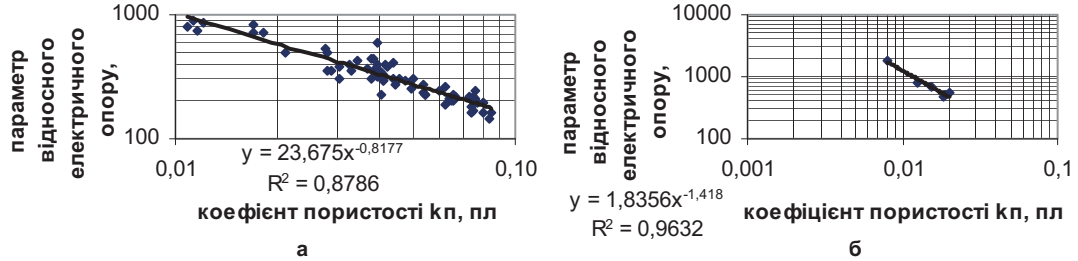


Рис. 5. Кореляційна залежність між коефіцієнтом пористості ($k_{п\,пл}$) та параметром пористості ($P_{пл}$) в пластових умовах:
а – пісковики, б – алевроліти та аргіліти

З метою оцінки електричної анізотропії виконані вимірювання електричного опору за "напластуванням" і вхрест "напластування". Коефіцієнт електричної анізотропії λ визначався за допомогою формули:

$$\lambda = \sqrt{\frac{\rho_п}{\rho_l}},$$

де $\rho_п$, ρ_l – питомий електричний опір вхрест і за "напластуванням", відповідно.

В результаті аналізу отриманих даних визначено, що коефіцієнт анізотропії сухих екстрагованих пісковиків змінюється від 1,03 до 1,78 при середньому значенні 1,23. Коефіцієнт анізотропії пісковиків, насичених розчином NaCl, змінюється від 1,01 до 1,33 при середньому значенні 1,12.

Комплексний аналіз сукупності петрофізичних даних був основою при визначенні петроелектричної моделі різнозернистих пісковиків, алевролітів та аргілітів. Петроелектрична модель в даній роботі представлена у вигляді геоелектричної інформації та кореляційних залежностей між петроелектричними параметрами та фізичними властивостями порід-колекторів, що зведені в таблицю.

Петроелектричні моделі пісковиків, алевролітів та аргілітів з інтервалу 4929–5491 м пошукової свердловини Західно-Шебелинської площі характеризується наступними електричними параметрами та кореляційними зв'язками, що зведені в таблицю 1.

Аналіз наведених даних свідчить про те, що електрометричні методи є потужним засобом як лабораторних так і польових досліджень, досить ефективні і надають широку та цінну інформацію про властивості порід.

Висновки. Петроелектричні дослідження займають важливе місце у петрофізичному комплексі і широко застосовуються при вивченні фізичних властивостей гірських порід і руд з метою встановлення їх складу, структури і стану при вирішенні різноманітних завдань при пошуках і розвідці родовищ корисних копалин, особливо у нафтовій геології.

В процесі експериментальних лабораторних досліджень вивчені петроелектричні параметри порід-колекторів, встановлені емпіричні кореляційні залежності між петроелектричними параметрами та ємкісно-фільтраційними властивостями пісковиків, алевролітів та аргілітів, що слугують основою геологічної інтерпретації геофізичних даних. Ці залежності апроксимуються степеневою функцією.

На базі комплексного аналізу всієї наявної інформації та виконаних петроелектричних досліджень визначено петроелектричні моделі пісковиків, алевролітів та аргілітів. Аналіз розроблених петроелектричних моделей пісковиків, алевролітів та аргілітів показує, що вони суттєво розрізняються за електричними параметрами. Впровадження таких моделей для різних типів порід може бути цінним інструментом петрофізичних досліджень. В подальшому, комплекс петроелектричних досліджень гірських порід, раціонально було б доповнити вивченням діелектричної проникності, тангенса кута діелектричних втрат порід-колекторів, оцінити інформативність геоелектричних параметрів, що контролюють зміни електричного опору сухих екстрагованих зразків з часом при пропусканні постійного струму та встановити кореляційні залежності їх з даними геофізичних досліджень свердловин.

Результати петроелектричних досліджень наведені в цій роботі показують, що електрометричні методи є потужним засобом як лабораторних так і польових досліджень, досить ефективні і надають широку та цінну інформацію при вивченні порід-колекторів.

Таблиця 1

Петроелектричні моделі порід з інтервалу 4929–5491 м пошукової свердловини Західно-Шебелинської площі

№ з/п	Петроелектричний параметр/ Кореляційна залежність	Межі зміни параметра (середнє)/ Кореляційне рівняння (коеф. кореляції)	
		Пісковики	Алевроліти та аргіліти
1	Питомий електричний опір сухих екстрагованих порід	50250–71974100 Ом·м (8819800 Ом·м)	44930–1150800 Ом·м (321870 Ом·м)
2	Питомий електричний опір порід, насичених моделлю пластової води	2,7–19 Ом·м (7,3 Ом·м)	8,9–33,3 Ом·м (14,8 Ом·м)
3	Відносний електричний опір (P) при лабораторних умовах	33–231 (89)	108–405 (180)
4	Параметр пористості (P) при пластових умовах	147–902 (351)	488–1825 (811)
5	Відносний електричний опір (лабораторні умови)	$P = 5,9359 \cdot k_{П}^{-0,8579}$ (R^2=0,9051)	$P = 0,243 \cdot k_{П}^{-1,62}$ (R^2=0,959)
6	Залежність Арчі-Дахнова (пластові умови)	$P_{пл} = 23,68 \cdot k_{п,пл}^{-0,818}$ (R^2=0,879)	$P_{пл} = 1,836 \cdot k_{п,пл}^{-1,418}$ (R^2=0,963)
7	Коефіцієнт електричної анізотропії сухих екстрагованих порід	1,03–1,78 (1,23)	–
8	Коефіцієнт електричної анізотропії порід, насичених пластовою водою	1,01–1,33 (1,12)	–
9	Параметр збільшення електричного опору ($P_н$)	1–4 (1,5)	1–5,3 (2,4)
10	Кореляційна залежність між коефіцієнтом водонасиченості ($k_в$) та параметром збільшення електричного опору ($P_н$)	$P_н = 1,081 \cdot k_в^{-1,775}$ (R^2=0,844)	$P_н = 0,927 \cdot k_в^{-8,255}$ (R^2=0,79)
11	Кореляційна залежність коефіцієнта збільшення питомого опору порід (Q) від тиску (p)	$Q = 3 \cdot 10^{-5} p^3 - 32 \cdot 10^{-4} p^2 + +14,67 \cdot 10^{-2} \cdot p + 1,017$ (R^2=0,99)	$Q = 5 \cdot 10^{-5} p^3 - 58 \cdot 10^{-4} p^2 + +21,85 \cdot 10^{-2} p + 1,218$ (R^2=0,942)
12	Коефіцієнт збільшення електричного опору при збільшенні всебічного тиску від атмосферного до 59 МПа	1–3,9 (3)	1–4,5 (3,6)

1. *Дахнов В.Н.* Геофизические методы определения коллекторских свойств и нефтегазонасыщения пород. – М.: Недра, 1975. – 343 с. 2. *Вижва С.А., Рева М.В., Гожик А.П., Онищук В.І., Онищук І.І.* Петроелектричні дослідження керну свердловини Чорноморського шельфу //Вісник Київського університету. Геологія. – К., 2008. – № 44 – С. 4–8. 3. *Вижва С.А., Рева М.В., Гожик А.П., Онищук В.І., Онищук І.І.* Петроелектричні дослідження керну складнопобудованих порід-колекторів //Вісник Київського університету "Геологія". – К., 2010. – № 50. – С. 4–7., 4. *Пархоменко Э.И.* Электрические свойства горных пород. – М.: Наука, 1965. – 164 с. 5. Петрофизика. Справочник. / Под ред. Н.Б. Дортман. – Ч.1. – М.: Недра, 1992. – 391 с. 6. Петрофизика. Справочник. / Под ред. Н.Б. Дортман. – Ч.2. – М.: Недра, 1992. – 304 с. 7. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. Справочник геофизика. – М.: Недра, 1984. – 455 с.

Надійшла до редколегії 17.01.12

УДК 550.834.048

В. Цибульський, асп.,
П. Кузьменко, канд. геол. наук,
А. Тищенко, канд. геол. наук,

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕННЯ ПОВНОХВИЛЬОВОГО МОДЕЛЮВАННЯ СЕЙСМІЧНОГО ПОЛЯ В МЕЖАХ УКРАЇНСЬКОГО СЕКТОРУ ПРИКЕРЧЕНСЬКОГО ШЕЛЬФУ ЧОРНОГО МОРЯ

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

Відпрацьовано методику проведення повнохвильового моделювання сейсмічного поля на основі пружного та акустичного хвильових рівнянь за допомогою програмного продукту Tesseral 2D на ділянці Прикерченського шельфу. Зосереджено увагу на впливі особливостей геологічного розрізу нижньомайкопських відкладів на характеристики хвильового поля. Отримано матеріали для подальшого аналізу з метою підвищення ефективності використання геолого-геофізичної інформації.

A full-wave modeling method on the ground of acoustic and elastic equations has been worked out for the part of Black sea shelf. Much attention has been given to influence of lower maikop deposits on features of seismic wave field. New results have been obtained for further analysis with purpose to gain effectiveness of using geological-geophysical data.

Вступ. Енергетичні ресурси, є ключовим аспектом посилення енергетичної та економічної стабільності Держави. Традиційно, до найбільш уживаних видів сировини для виробництва енергії відносять нафту та газ. Для України питання нарощування власної вуглеводневої бази стоїть досить гостро. В останні роки приріст запасів нафти та газу пов'язують з перспективними об'єктами акваторії Чорного моря, а саме з структурами в межах Південно-Керченського відгалуження Індоло-Кубанського прогину (структури Південно-Керченська, Керченська, Моряна, Абіха, Субботіна, Личагіна та ін., всього близько 25 структур).

Одним з основних геофізичних методів виявлення та подальшого вивчення перспективних структур є сейсморозвідка.

Постановка проблеми. Вирішення проблем пов'язаних з пошуком та розвідкою нафтогазових покладів потребує все більшого впровадження нових науково-технічних розробок. Особливо доцільно реалізовувати такі роботи на об'єктах з неоднозначним тлумаченням геологічних та геофізичних даних. На території України до таких об'єктів належать нафтогазові родовища Чорноморського шельфу у розрізі яких присутні відклади майкопської серії. Як відомо, з майкопськими відкладами пов'язують значні за обсягом регіональні запаси вуглеводнів [2].

Етап корелювання відбитих хвиль зі стратиграфічними маркерами в свердловинах є ключовим при інтерпретації даних сейсмічної розвідки. З метою співставлення даних дослідження свердловин, що перебувають в глибинному масштабі, та даних сейсмічної розвідки, що відповідно перебувають у часовому масштабі використовують синтетичні сейсмограми, що отримані на основі згорточної моделі середовища [1]. Модель сейсмогеологічного розрізу достатньо добре відображає хвильову картину в околі свердловини і дозволяє надати відбиваючим границям геологічного змісту. Таким чином створюються кондиційні структурні побудови досліджуваного об'єкту. В той самий час, фізико-геологічні властивості розрізу в міжсвердловинному просторі в межах виділених структурних границь залишаються недостатньо вивченими. Оцінка колекторських властивостей пасток вуглеводнів (ВВ) за характером властивостей хвильового поля сейсмічного розрізу – один із етапів побудови геолого-геофізичної моделі в процесі інтерпретації сейсмічних даних. У роботах [5, 7, 9] висвітлені можливості використання сейсмічних атрибутів хвильового поля, що досить широко застосовуються у виробничій практиці геофізика-інтерпретатора. Однак, у процесі дослідження впливу фізико-механічних та геометричних характеристик геологічного розрізу на характер атрибутів хвильового поля проявляються певні неоднозначності при співставленні з реальною геологічною обстановкою.

З метою дослідження впливу літологічно – петрофізичних особливостей порід, що складають геологічну товщу на поведінку сейсмічного хвильового поля та встановлення зв'язків, залежностей, що можуть існувати між такими середовищами, було виконане повнохвильове моделювання синтетичного сейсмічного хвильового поля по одній з антиклінальних структур Прикерченського шельфу, а саме структурі Субботіна. Такий вибір продиктовано наявністю в межах структури найбільшої кількості сейсморозвідувальної та свердловинної інформації в регіоні. Крім того, проблема слабкої контрастності когерентних вісей синфазності хвильового поля в межах відкладів майкопської товщі, що пов'язується зі складною геологічною будовою, а саме великою крутизною залягання відкладів на крилах антиклінальних чи синклінальних складок, наявністю глинистого розрізу з незначною диференціацією акустичних жорсткостей та тонкої шаруватості розрізу, потребує більш детального вивчення.

Коротка геолого-геофізична характеристика об'єкту досліджень. У межах структури на шельфі Чорного моря в будові осадового чохла приймають участь відклади крейдової, палеогенової, неогенової та четвертинної систем мезокайнозойсько віку. Найбільший інтерес викликають відклади нижнього майкопу (олігоцен), що виповнені перешаруванням аргілітів, пісковиків і алевролітів у зв'язку з наявністю нафтовмісних горизонтів підтверджених бурінням.

Геологоічний розріз представлений такими породами: аргіліти темно-сірі до чорних, щільні, міцні, слабослюдисті, ділянками тріщинуваті, шаруваті. Прошарки горизонтально орієнтовані від мм до 0,5 см виповнені сірими алевролітами, зустрічаються включення сидериту. Порода глинисто-гідрослюдистого складу, однорідна з домішкою (5,0–30,0 %) алевритового матеріалу.

Пісковики сірі, темно-сірі, зеленкувато-сірі, дрібно-середньозернисті, дрібно-середньозернисті, глауконіт-кварцові середньої міцності з нерівним зламом. Цемент глинистий, глинисто-карбонатний, карбонатний контактового, порово-контактового, порового типу. Порода ділянками інтенсивно просякнута коричневими, світло-коричневими вуглеводнями. Цемент складає 10,0-25,0 % породи.

Алевроліти кварцові світло-сірі і сірі, щільні, міцні, з мм прошарками темно-сірого алевритистого аргіліту з запахом нафти. Цемент глинистий, глинисто-слюдистий.

Структура Субботіна має складну тектонічну будову. Загалом це антиклінальне підняття ускладнене великою кількістю порушень. Амплітуда брахіантикліналі

© Цибульський В., Кузьменко П., Тищенко А., 2012

приблизно однакова від верхньокрейдових до верхньомайкопських відкладів і становить приблизно 350 м.

Нафтогазоносність родовища Субботіна пов'язується з шістьома горизонтами відкладів нижнього майкопу.

Методика проведення повнохвильового моделювання. Повнохвильове сейсмічне моделювання проводилось в програмному пакеті Tesseral 2D компанії Tesseral Technologies Inc. Canada (Calgary) на кафедрі геофізики геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Пакет дозволяє виконувати моделювання хвильових полів на основі в'язкопружної, пружної та акустичної ізотропних і анізотропних моделей середовища довільної складності з будь-якою конфігурацією сейсмічних систем спостереження. Використовуються наступні рівняння:

Пружне хвильове рівняння	Акустичне хвильове рівняння
$\frac{\partial g^x}{\partial t} = Q\frac{\partial f^x}{\partial x} + L\frac{\partial f^y}{\partial y}$; (1.1)	$\frac{\partial g^x}{\partial t} = Q\frac{\partial f^x}{\partial x} + L\frac{\partial f^y}{\partial y}$; (2.1)
$\frac{\partial g^y}{\partial t} = Q\frac{\partial f^y}{\partial y} + L\frac{\partial f^x}{\partial x}$; (1.2)	$\frac{\partial g^y}{\partial t} = Q\frac{\partial f^y}{\partial y} + L\frac{\partial f^x}{\partial x}$; (2.2)
$\frac{\partial g^s}{\partial t} = Q^s\left(\frac{\partial f^x}{\partial y} + \frac{\partial f^y}{\partial x}\right)$; (1.3)	$\frac{\partial f^x}{\partial t} = P\frac{\partial g}{\partial x}$; (2.3)
$\frac{\partial g^x}{\partial t} = P\left(\frac{\partial g^y}{\partial x} + \frac{\partial g^s}{\partial y}\right)$; (1.4)	$\frac{\partial f^y}{\partial t} = P\frac{\partial g}{\partial}$; (2.4)
$\frac{\partial f^x}{\partial t} = P\left(\frac{\partial g^s}{\partial x} + \frac{\partial g^x}{\partial y}\right)$; (1.5)	

де f^x, f^y – миттєва швидкість коливань часток середовища; g^x, g^y – нормальний тиск для повздовжньої хвилі; g^s – тиск для поперечної хвилі; $Q = \lambda + 2\mu = \rho\alpha^2$; $Q^s = \mu = \rho\beta^2$; $L = \lambda = Q - 2Q^2$; $P = \frac{1}{\rho}$; ρ = густина; α = швидкість повздовжньої хвилі; λ та μ – константи Ламе. На основі вищезазначених формул, у програмному середовищі, маємо змогу моделювати безперервний процес за допомогою кінцеворізницевого методу. Вертикальний розріз геологічного середовища представляється у вигляді сіткової моделі у вузлах якої задані статичні та динамічні параметри середовища, відповідно, густина, швидкість розповсюдження повздовжніх та поперечних хвиль та миттєві рухи, тиски. Обчислення виконуються шляхом числового диференціювання між точками сітки. Реалізовано променевий спосіб розрахунку хвильового поля [3, 4]. Завдяки своїй універсальності Tesseral дозволяє реалізовувати моделювання хвильових полів складних геометричних форм в умовах товстошаруватих і тонкошаруватих середовищ.

Пакет повнохвильового моделювання Tesseral 2D складається з чотирьох основних компонент:

- Модуль побудови моделі;
- Модуль розрахунків;
- Модуль візуалізації;
- Модуль обробки сейсмічних даних.

Діюча структурна модель родовища Субботіна використовувалась в якості основи для створення глибинно-швидкісної моделі в Tesseral 2D. Масштабований (М. г. 1:25000; М. в. 1:20000) скан-образ розрізу по лінії свердловин 2-1-403 був завантажений в програмне середовище в якості фону з регульованою прозорістю для проведення сейсмічних границь і розломних порушень (рис. 1).

При побудові моделі використовується принцип представлення геологічного розрізу у вигляді набору перекритих багатокутників (полігонів) з заданими акустичними та пружними параметрами середовища. Серед таких параметрів задавалась пластова швидкість розповсюдження повздовжньої сейсмічної хвилі (V_p) та густина порід в товщі (ρ). Градієнт швидкості змінюється в залежності від значень параметрів в точках перетину свердловин із виділеними горизонтами. Таким чином швидкісна і густинна модель побудована на основі свердловинних даних, крім того стратиграфічні маркери в свердловинах дозволили проконтролювати якість проведення сейсмічних відбиваючих границь.

Система спостережень вздовж профілю задавалась аналогічно до тієї, що використовувалась при реальних морських сейсморозвідувальних роботах у межах досліджуваного об'єкту. Загалом синтетичні сейсмічні траси розраховувались для 520 пунктів збудження, що розташовані вздовж профілю на відстані 25 метрів один від одного. Довжина сейсмічної коси в перерахунку склала 3000 метрів. Тип сигналу симетричний з піковою частотою 40 Гц.

Побудована глибинно–швидкісна модель зображена на рисунку 2. Зміна кольорів відповідає градієнту швидкості по розрізу, кольорова шкала швидкості наведена з правого боку рисунку, винесено відбиваючі сейсмічні горизонти та розломи. У верхній частині моделі показано систему сейсмічних спостережень, на якій чорна смуга – це лінія прийому для початкового положення пункту збудження, червоні трикутники – пункти збудження. Також відображено три свердловини з винесеними стратиграфічними маркерами та точки перетину свердловин з горизонтом Ір. На моделі чітко відображені тонкошаруваті відклади майкопської серії будова яких ускладнена серією розломів.

На основі алгоритму пружного та акустичного хвильових рівнянь (1.1-1.5 та 2.1-2.4) було проведено моделювання синтетичного сейсмічного хвильового поля.

Моделювання на основі акустичного хвильового рівняння дозволяє оперативно виявити особливості розповсюдження сейсмічної енергії в реальних геологічних умовах. Даний вид моделювання не приймає до уваги пружність геологічного середовища, тобто це випадок ідеальної рідини в якій швидкість хвиль зсуву дорівнює нулю. Такий підхід корисний для моделювання хвильових полів твердих середовищ, у випадку коли більша частина сейсмічної енергії розповсюджується по нормалі до відбиваючих границь і відсутні ефекти поглинання та розсіювання енергії сейсмічної хвилі. Моделювання на основі акустичного хвильового рівняння використовує в якості властивостей середовища тільки швидкість поздовжніх хвиль та густину середовища. Розрахунки синтетичного сейсмічного хвильового поля для структури Субботіна у межах заданої системи спостережень зайняли приблизно 144 години машинного часу.

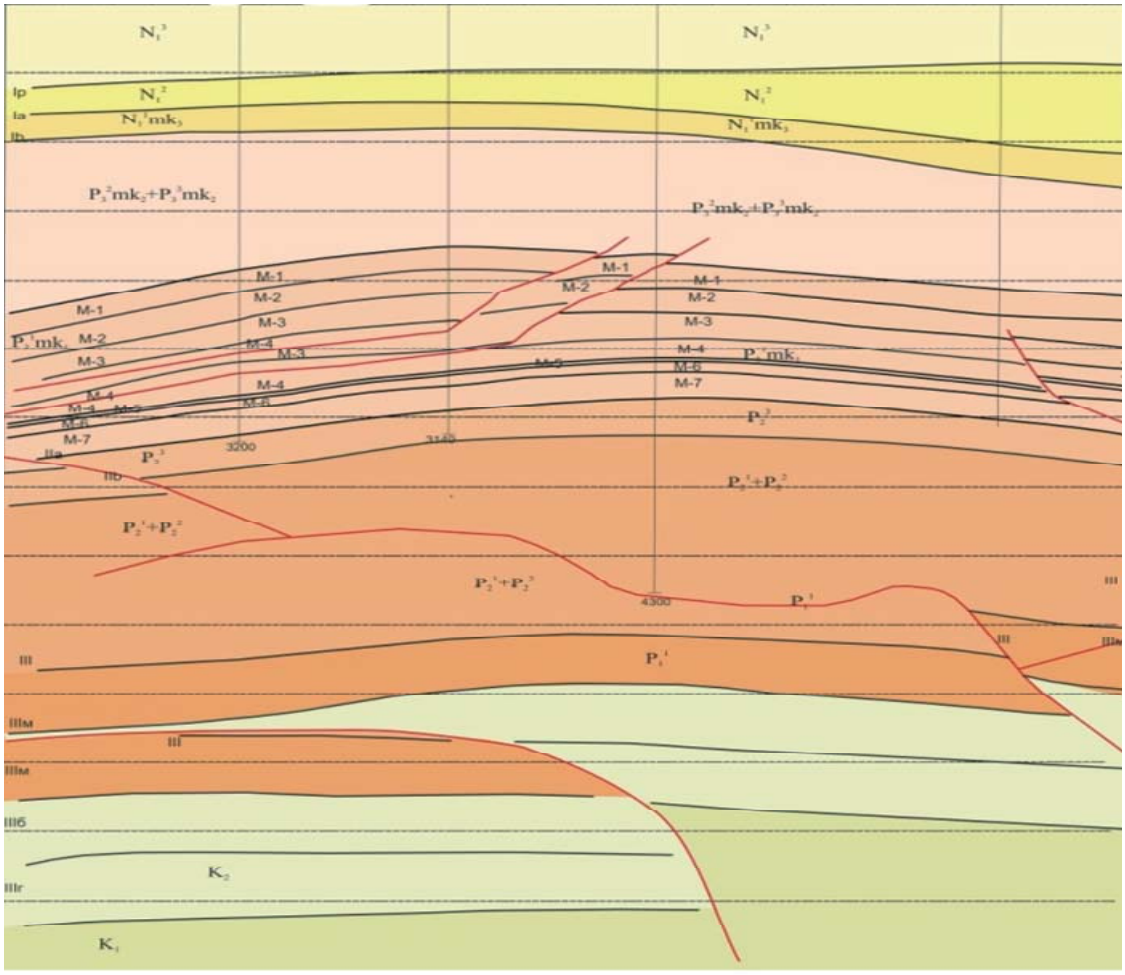


Рис. 1. Глибинно-часовий розріз родовища Субботіна

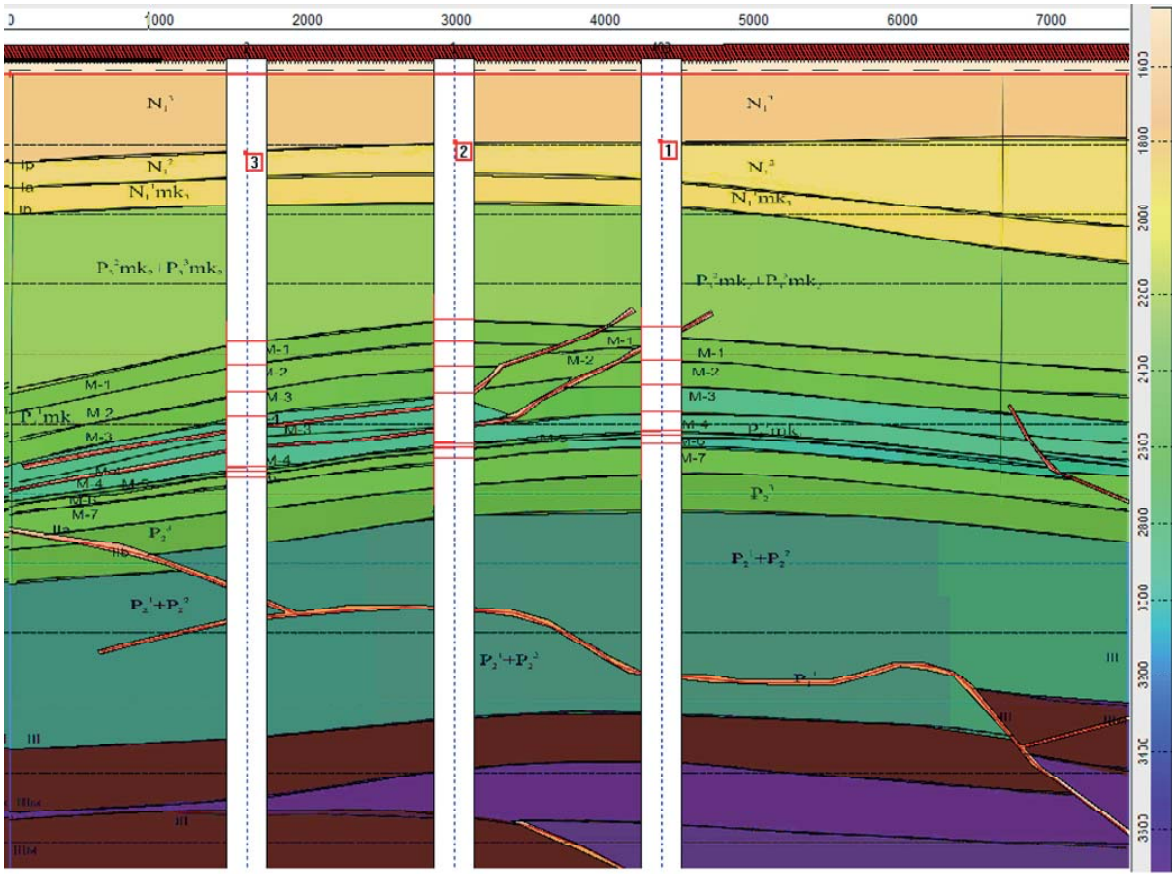


Рис. 2. Глибинно-швидкісна модель родовища Суботіна

Моделювання на основі пружного хвильового рівняння найбільш наближено апроксимує хвильову модель до реальних хвильових умов твердого середовища, включаючи ефекти обміну та поперечні хвилі. Враховується розподіл в середовищі хвиль стиснення та густина середовища, також необхідна оцінка швидкостей хвиль зсуву. Використовуючи одночасно хвилі зсуву та стиснення можна змоделювати як тверді об'єкти, так і флюїдонасичені об'єкти [8]. Розрахунок моделі хвильового поля на основі пружного рівняння у межах заданої системи спостережень зайняв приблизно 336 годин машинного часу.

Процес розповсюдження фронту хвилі можна відстежувати в інтерактивному режимі реального часу. По завершенню розрахунків програма створює пакет миттєвих знімків процесу розповсюдження сейсмічних хвиль в середовищі, що наочно візуалізує моделювання.

Результати моделювання. За результатами розрахунків отримані синтетичні сейсмічні розрізи хвильового поля по лінії свердловин 2-1-403 структури Субботіна.

Обробка первинного матеріалу проводилась в режимі збереження "істинних" амплітуд (ЗІА) корисного сейсмічного сигналу та підвищення роздільної здатності [6]. За допомогою процедур (ЗІА) забезпечується послаблення впливу на корисний сигнал різних типів завад та короткоперіодних реверберацій. При відповідному підборі параметрів обробки, процедури ЗІА забезпечують збереження в записах сейсмограм інформації про літологічний склад флюїдо-газонасиченість продуктивних горизонтів завдяки корекції амплітуди сигналу за сферичне розходження фронту хвилі, непружне поглинання сейсмічної хвилі та корекції амплітудних, частотних і фазових характеристик сигналу.

На рис. 3 демонструється реальний мігрований сейсмічний розріз в межах структури Субботіна. Основна увага звертається на нижньомайкопські відклади. На реальному сейсмічному розрізі видно, що дані відклади у хвильовому полі не є контрастними і однозначної відповіді на питання надзвичайно низької контрастності когерентних вісей синфазності не було. На рис. 4 представлений синтетичний сейсмічний розріз, що отриманий за методикою акустичного моделювання. Даний розріз демонструється після виконання всіх процедур обробки включаючи міграцію.

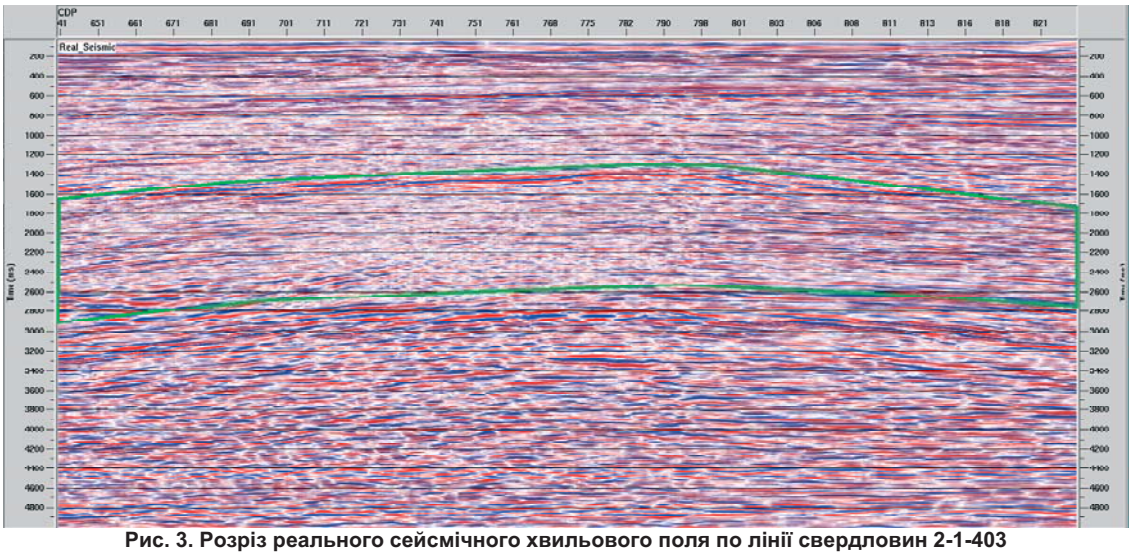


Рис. 3. Розріз реального сейсмічного хвильового поля по лінії свердловин 2-1-403 (зеленою лінією виділено межі нижньомайкопських відкладів)

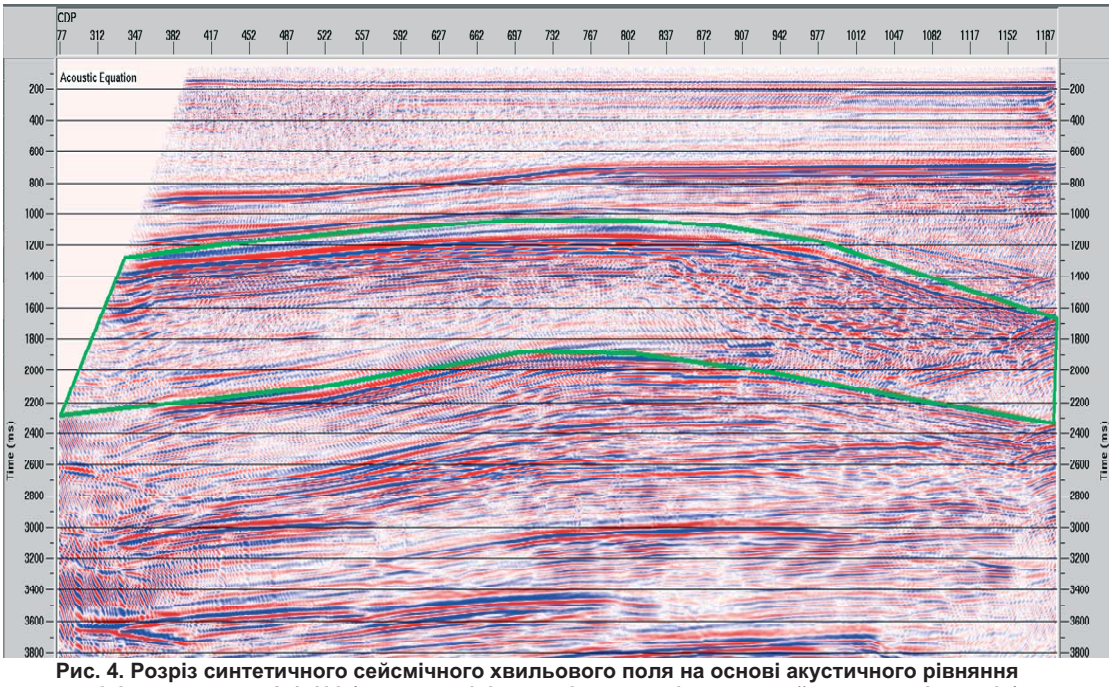


Рис. 4. Розріз синтетичного сейсмічного хвильового поля на основі акустичного рівняння по лінії свердловин 2-1-403 (зеленою лінією виділено межі нижньомайкопських відкладів)

Аналогічний розріз, але отриманий шляхом вирішення пружного рівняння демонструється на рисунку 5. Порівнюючи обидва синтетичні розрізи слід відмітити, що більш наближеним за характером хвильового поля, особливо в нижньомайкопських відкладах, є розріз отриманий за пружною моделлю геологічного середовища. Акустична модель не дає достовірної моделі геологічного розрізу на об'єктах зі складною сейсмогеологічною будовою. Така поведінка хвильового поля в межах об'єкта досліджень, якими виступають нижньомайкопські відклади, пов'язується з наявністю явищ поглинання, тонкої шаруватості та заглинизованості досліджуваного геологічного розрізу.

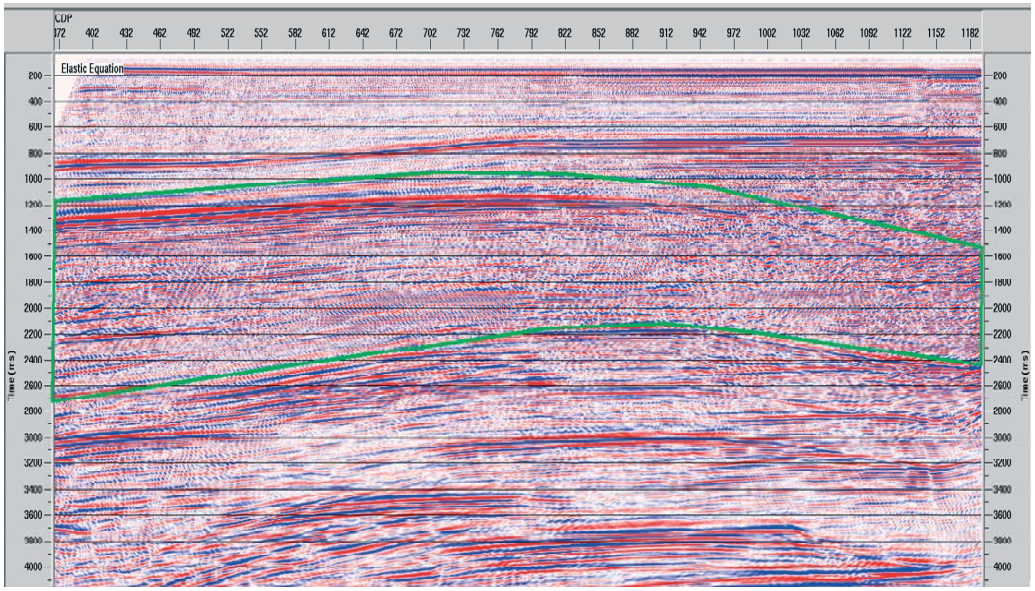


Рис. 5. Розріз синтетичного сейсмічного хвильового поля на основі пружного рівняння по лінії свердловин 2-1-403 (зеленою лінією виділено межі нижньомайкопських відкладів)

Висновки. В результаті проведеного синтетичного сейсмічного моделювання, де була закладена сейсмогеологічна модель, яка максимально наближена до реальної моделі досліджуваного об'єкта отримані відповідні результати, що свідчать про перспективність застосування інструментів повнохвильового моделювання на об'єктах зі складною геологічною будовою. Регіонально такі об'єкти розповсюджені у межах прикерченського шельфу Чорного моря. Інструмент повно хвильового моделювання дозволяє зменшити неоднозначність трактування результатів як структурної інтерпретації, так і результатів прогнозування геологічного розрізу на об'єктах зі складними сейсмогеологічними умовами.

1. *Викен П., Да Сильва М.* Методы сейсмической инверсии и их ограничения // First Break. – Июнь 2004. – Т. 22. – С. 47–70. 2. *Єгер Д.О., Попадюк І.В., Стовба С.М., Ратушний В.С., Хрящевська О.І. Макєєв В.Г., Горбунов В.І., Губич І.Б.* Ефективність застосування нової методики комплексного аналізу геолого-геофізичних даних для прогнозування нафтогазоносності // Нафтова і газова промисловість. – 2008. – Вип. 2. – С. 4–7. 3. *Коломиец А.В.* Совместное использование скважинных и сейсмических даннях при создании скоростной модели геологической среды в пакетах TESSERAL-2D и TESSERAL PRO // Проблеми програмування. – 2008. – Вип. 2–3. – С. 679–684. 4. *Мерщій В., Лелик Б., Бугрий В.* Повнохвильове моделювання впливу шахтних виробок на результати сейсморозвідувальних робіт // Збірник наукових праць інституту Тутковського. – 2011. – №1 (2). – С. 30–36. 5. Обработка динамических параметров в сейсморазведке. – М.: Недра, 1990. – 189 с.: ил. 6. *Продайвода Г.Т., Кузьменко П.М.* AVO-аналіз та інверсія сейсмічних даних, як спосіб підвищення ефективності морської сейсморозвідки при пошуках нафти і газу // Геоінформатика. – 2010. – № 1. – С. 7. *Птецов С.Н.* Анализ волновых полей для прогонозирования геологического разреза. – М.: Недра, 1989. –135 с.: ил. 8. Руководство пользователя Tesseral 2D. 9. Сейсмическая стратиграфия. Под ред. Ч. Пейтона. – М.: Мир, 1982.

Надійшла до редколегії 20.12.11

УДК 550.837

С. Левашов, канд. физ.-мат. наук, Н. Якимчук, д-р физ.-мат. наук, проф., чл.-кор. НАН Украини, И. Корчагин, д-р физ.-мат. наук, В. Якубовський, главн. геофизик

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РАЙОНЕ КРУПНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦИНКОВЫХ РУД "ШАЙМЕРДЕН" (РЕСПУБЛИКА КАЗАХСТАН)

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

Анализируются результаты апробации технологии обработки и интерпретации спутниковых данных с целью "прямых" поисков рудных полезных ископаемых. Они свидетельствуют, что технология позволяет оперативно обнаруживать и картировать аномальные зоны типа "зона рудной минерализации", которые обусловлены месторождениями золота, урана, цинка, железа, и т.д. Приводятся материалы обработки данных в районе расположения крупного цинкового месторождения в Республике Казахстан. Показано, что при обработке и интерпретации спутниковых данных крупного масштаба (1:10000 и крупнее) и разрешения могут быть обнаружены и закартированы рудные объекты небольших размеров (100–300 м).

The results of the technology approbation of the satellite data processing and interpretation for the "direct" prospecting the ore minerals are analyzed. They witness that technology allows to find and map operatively the anomalous zones of "zone of ore mineralization" type, which are conditioned by the deposits of gold,* uranium, zinc, iron, *and etc. The satellite data processing results are analyzed in region of the big zinc deposit location in Republic of Kazakhstan. It is shown that the ore objects of small sizes (100–300 m) can be discovered and mapped when the vast scale (1:10000 and more large) and resolution satellite data processing and interpreting.

Введение. Геоэлектрические методы становления короткоимпульсного электромагнитного поля (СКИП) и вертикального электрорезонансного зондирования (ВЭРЗ) (экспресс-технология СКИП-ВЭРЗ) [1-3] неодно-

© Левашов С., Якимчук Н., Корчагин И., Якубовський В., 2012

кратно использовалась при решении экологических, инженерно-геологических и геолого-геофизических задач. Имеется также небольшой опыт применения этих методов для поисков и картирования объектов с рудной минерализацией [4]. За время применения этих методов полностью отработаны методические и практические вопросы проведения полевых измерений при поисках и картировании скоплений углеводородов и водоносных коллекторов в различных регионах и геолого-тектонических условиях. Полевые эксперименты позволили также установить некоторые базовые принципы, дальнейшее практическое использование которых предоставляет новые возможности как для повышения эффективности и разрешающей способности методов СКИП и ВЭРЗ, так и для расширения круга практических задач, которые могут оперативно и эффективно решаться этими методами. В частности, на практике показана возможность а) обнаружения и картирования геоэлектрических аномалий типа "зона уранового оруденения" съемкой СКИП, б) определения глубин залегания и мощностей аномально поляризованных пластов типа "урановая залежь" зондированием методом ВЭРЗ [5], в) оценки степени относительной минерализации отдельных водоносных горизонтов.

В последнее время авторы также начали апробацию специального метода обработки и дешифрирования данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) с целью поисков месторождений рудных и горючих полезных ископаемых. Некоторые результаты его применения на известных месторождениях нефти и газа, а также рудных месторождениях представлены в [6-7].

Ниже приводится краткая информация об экспериментальном использовании технологии обработки и интерпретации спутниковых данных в районе расположения крупного (и уникального) месторождения цинка "Шаймерден" в Республике Казахстан для обнаружения и картирования возможных (неизвестных) скоплений цинковых руд (аналогов месторождения).

Краткие сведения о месторождении. Месторождение силикатно-карбонатных цинковых руд (смитсонит-каламиновых) Шаймерден является уникальным по содержанию цинка в руде (30–50 %). Таких месторождений известно в мире всего 3-4, одно из них – в Австралии. Размеры рудного тела в плане – ≈ 180×330 м и на глубину – ≈150–200 м. На месторождении идет добыча металла. Объект находится в центре крупного месторождения платформенных бокситов и, скорее всего, генетически связан с ним. Бокситовое месторождение простирается с северо-востока на юго-запад примерно на 30 км. Имеются вполне обоснованные предположения, что где-то в его пределах могли "спрятаться" и другие аналоги цинкового. Проведен значительный объем геофизических работ (гравиразведка, электроразведка ВЭЗ), много бурения, но аналоги пока не обнаружены.

На этой площади проведено обобщение геофизических и геологических данных по огромному количеству скважин на бокситы, поисковых и разведочных, а также геохимических анализов по керну. Именно в результате геохимического анализа керна и было фактически обнаружено месторождение цинка, уже после разведки бокситового месторождения.

Косоширотное простирание срединной части месторождения бокситов при общем субмеридиональном простирании пород в районе и полосы известняков, на которых образовались бокситы, связано с широтным разломом, по которому сместилась полоса известняков с уникальными масштабами карстообразования и бокситорудными телами.

В силикатно-карбонатных цинковых рудах объекта-эталона имеют место и сульфиды цинка – сфалерит, но в количестве первых процентов, а также галенит, пирит. Это послужило причиной предположений о первично сульфидных рудах, превратившихся впоследствии в силикатно-карбонатные. Косвенное подтверждение тому дала скважина, самая глубокая в карьере, глубиной 250 м, которая вошла в породы жерловой фации с вкрапленными сульфидными полиметаллическими рудами.

Дополнительная информация для обработки. Для дальнейшей локализации экзаменуемых участков, их суммарная площадь была сокращена до 25 км^2, состоящая из 24-х отдельных участков размерами от 0,4 км^2 до 4-х км^2. Это стало возможным потому, что вся перспективная для поиска богатых цинковых руд площадь месторождения платформенных бокситов мелового возраста ≈175 км^2 была изучена с целью, создания геофизического эталона крупного бокситового месторождения магниторазведкой масштаба 1:2000 (сеть 20х10 м) и гравиразведкой масштаба 1:5000 (сеть 100х50 м). Позже В.И. Якубовским была выполнена переинтерпретация этих и других (электроразведка ВЭЗ (300х100 м)) материалов на 10 км^2 лицензионной площади в целях поисков "цинкового" аналога. Оказалось, что цинковый уникум располагается в восточной суженной части локального минимума силы тяжести амплитудой 0,6 мГл и размерами 800х400 м. А на всей территории бокситового месторождения (175 км^2) таких минимумов оказалось еще 23, и самые крупные, от 1,5 км^2 до 4,5 км^2, в зоне широтного разлома. В связи с этим данные ДЗЗ были обработаны только в районе локальных минимумов силы тяжести, координаты центров и размеры которых были предоставлены исполнителям.

Результаты обработки. В пределах предложенного поискового участка проведена предварительная обработка спутниковых данных на цинк рекогносцировочного характера. На первом этапе работ на площади выделены геодинамические зоны (тектонические нарушения, зоны дробления и участки повышенной трещиноватости) (рис. 1). Обнаружение такого типа зон осуществлялось путем идентификации линейных обводненных участков.

Впоследствии оказалось, что зоны возможного оруденения (вернее аномалии типа "зона цинкового оруденения") приурочены к тектонически нарушенным участкам, а наиболее интенсивные проявления оруденения (аномалии) выявлены в местах их пересечения. Этот практически установленный результат может использоваться (и использовался авторами неоднократно) в качестве важного поискового признака. То есть, на начальных этапах обработки целесообразно анализировать тектонические элементы, находить места пересечения тектонических нарушений и в их окрестностях на последующем этапе анализировать (регистрировать) аномальный отклик на цинк (или же другие элементы). Впоследствии, такой подход к обработке спутниковых данных активно применялся при оценке перспектив золотоносности лицензионных участков в различных регионах.

При обработке на цинк частично использовались спутниковые материалы масштаба 1:50 000, частично – 1:200 000. Максимальное значение интенсивности аномального отклика зафиксировано в районе карьера (бокситового), северо-восточнее точки № 18 (рис. 1). Далее по уменьшению интенсивности отклика предложенные для обследования точки расположились в следующем порядке: № 23 (цинковый карьер), № 5, № 13, № 22 (бокситовый карьер), № 4, южнее точки № 9. В окрестностях других точек аномальные значения отклика не проявилось на спутниковых материалах данного масштаба. Несколько небольших участков аномального отклика обнаружено также за пределами выделенных зон тектонических нарушений (рис. 1).

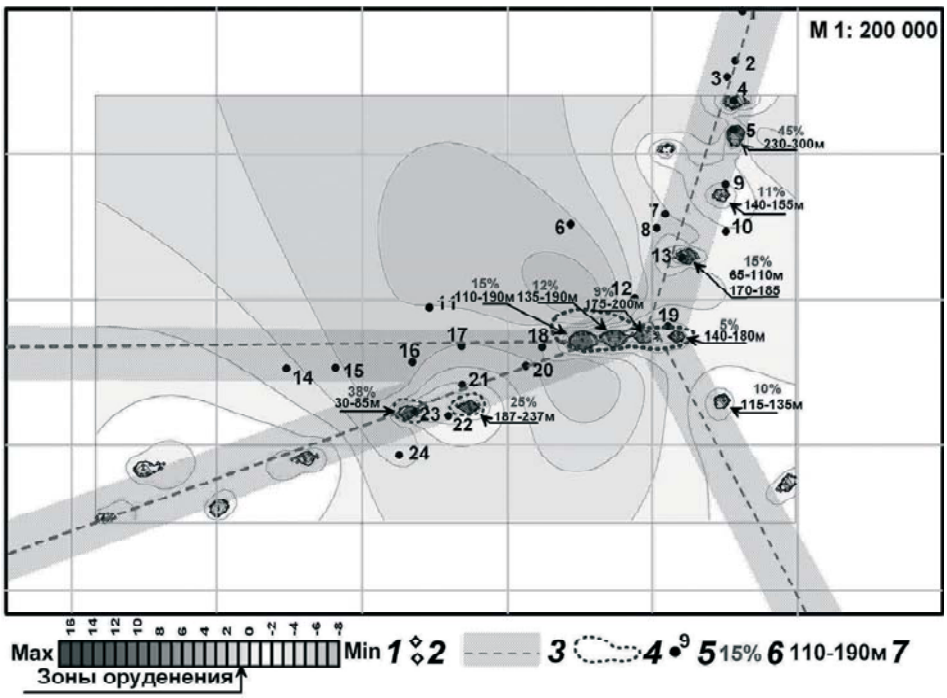


Рис. 1. Результаты обработки спутниковых данных с целью обнаружения и картирования зон возможного цинкового оруденения в районе месторождения цинковых руд Шаймерден (Республика Казахстан).

1 – шкала интенсивности аномального отклика; *2* – точки регистрации отклика; *3* – зоны возможных тектонических нарушений (по спутниковым данным); *4* – контуры карьера; *5* – положение центров участков, перспективных на цинковое оруденение (по гравиметрическим данным); *6* – оценка среднего процентного содержания цинка в породе; *7* – оценки интервала глубин зон максимального оруденения

Для более детального оконтуривания зон возможных рудопроявлений и их координатной привязки для закартированных аномалий № 4, 5, 13 дополнительно были обработаны и дешифрированы спутниковые материалы более крупного масштаба (рис. 2–4). При этом оказалось, что площади некоторых аномалий уменьшились, а аномальная зона № 13 (рис. 2) распалась на два отдельных фрагмента.

Анализ и сопоставление данных. Обнаруженные аномалии типа "зона цинкового оруденения" были сопоставлены с имеющейся геолого-геофизической информацией.

Анализ материалов показал, что в контуре рудного тела №5 оказалась геохимическая аномалия цинка, минимум силы тяжести и минимум магнитного поля, окруженный аномалиями, характерными для эффузивов. Все это в целом позволяет говорить об обстановке, благоприятной для гидротермального оруденения. Далее, на участке было установлено наличие комплексной аномалии: пониженного магнитного поля (аномалия вытянута в меридиональном направлении и разорвана посредине широтной полоской положительных значений), аномалия пониженного гравитационного поля, смещенная к юго-востоку, аномалия пониженного электрического сопротивления в северо-восточном углу аналога, увеличение мощности коры выветривания в центре аналога и отсутствие ее на северном краю аналога.

В районе точки № 5 (рис. 1, 4) был также отработан профиль ДЭП-ВП длиной 800 м. В результате, на глубине 150–200 м установлено наличие аномалии поляризуемости в 2–3 %, нарастающей с глубиной. Электрическое сопротивление повышенные, как и у известняков. В целом это благоприятная обстановка для встречи в интервале 230–300 м карбонатно-силикатного цинкового оруденения с возможным переходом в сульфидные сфалерид-галенитовые руды.

Дополнительно для этого района были также обнаружены материалы по комплексу геофизических методов: магниторазведка масштаба 1:5000 – 1:1000, гравиразведка масштаба 1:5000, электроразведка ВП-СГ масштаба 1:10000, а также по опробованию на цинк и свинец поисковых и разведочных скважин на бокситы. В результате как первоочередные были выделены 3 аномалии: № 5, № 22, № 13 (рис. 1, 2, 4). Все они оказались совмещенными с магнитными полями, характерными для эталона Шаймерден, а точнее – для так называемой рудогенерирующей карбонатно-эффузивной формации. Аномалии совпали также с гравитационными минимумами, а на двух из них (№ 22 и № 13) отмечены геохимические аномалии цинка и свинца. Эти факты полностью подтверждают выделенные "цинковые" аномалии "спутниковым" методом, помогают обосновывать необходимость бурения поисковых скважин до пересечения установленных по спутниковым данным интервалов максимального оруденения.

Результаты бурения скважины. Первая скважина пробурена в пределах восточной части аномальной зоны № 13 (рис. 2) глубиной 178.5 м. В процессе бурения определитель содержания цинка показывал, начиная с 50 м, ореол от 0,1 % до 1,0 %, наличие рудных минералов в трещинах известняков и даже один интервал с содержанием 2,1 %. На забое скважины № 13, на 178,5 м, встречены меняющие цвет от темно-серого до желто-кремового известняки с теми же содержаниями цинка – 0,3-0,7 %,

По результатам анализов проб из скважины в призабойном интервале 154–178 5 м установлено чередование пластов аргиллитов и прокварцованных известняков со стабильным содержанием цинка 0,6–0,7 %. Выше этого интервала во всех пробах содержания цинка не менее 0,1–0,3 %. Это может считаться прекрасным геохимическим ореолом цинка, свидетельствующим, что рудное тело (учитывается как руда, начиная 5-ти %) находится где-то недалеко от ствола скважины, вопрос только где?

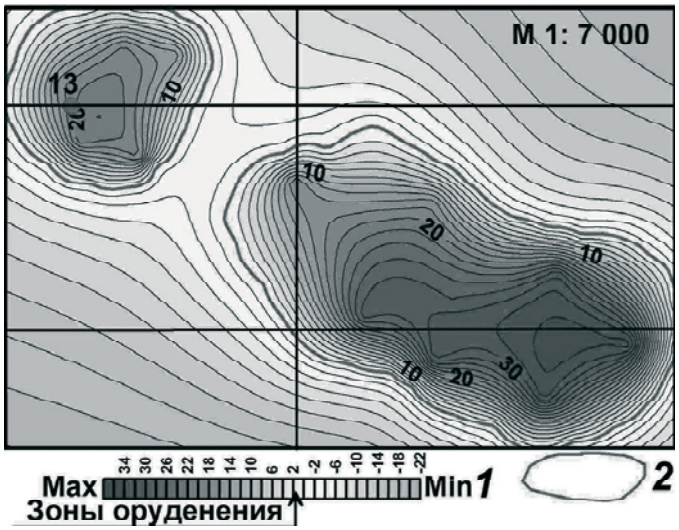


Рис. 2. Результаты детальной обработки спутниковых данных в районе аномальной зоны 13:
1 – шкала интенсивности аномального отклика; *2* – контуры аномальных зон

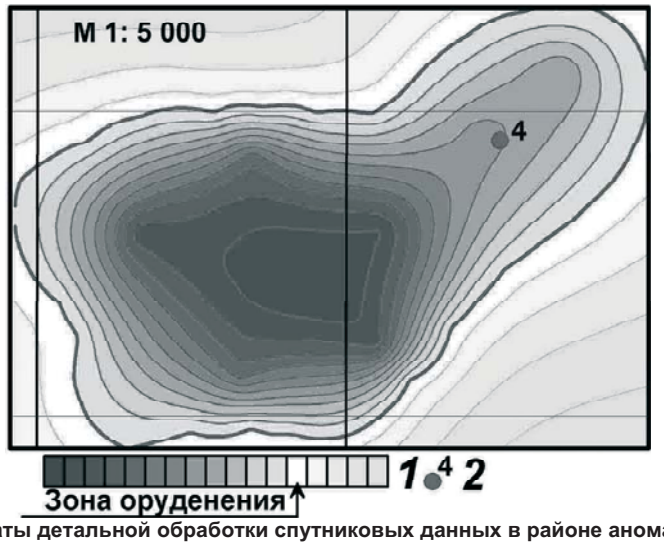


Рис. 3. Результаты детальной обработки спутниковых данных в районе аномальной зоны 4:
1 – шкала интенсивности аномального отклика; *2* – положение гравитационного минимуиа № 4

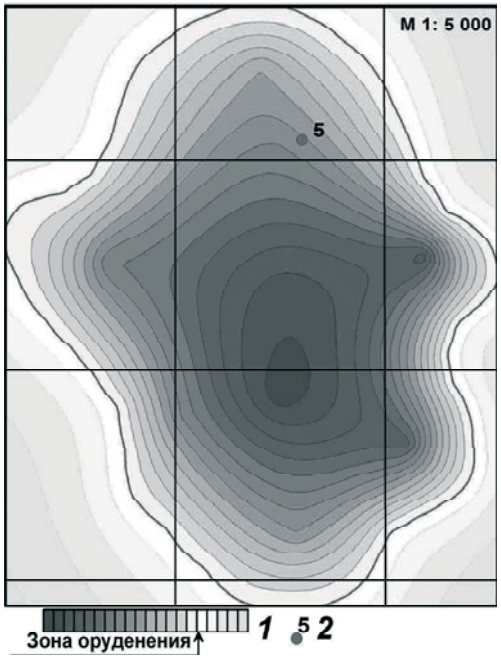


Рис. 4. Результаты детальной обработки спутниковых данных в районе аномальной зоны 13:
1 – шкала интенсивности аномального отклика; *2* – положение гравитационного минимуиа № 5

Причина непопадания в рудное тело заключается в сложности геологического строении месторождений такого типа. Так, само месторождение Шаймерден при размерах 200х320м состоит из 12-ти рудных тел. В рудном теле №1 сосредоточены 80 % запасов всего месторождения. Оно имеет форму круга диаметром 150 м, а остальные 11-ть рудных тел окружают его как лепестки цветка. В остальных 11-ти телах – остальные 20 %. Рудные тела круто и вертикально падающие, отделены друг от друга породами с ореольной геохимической зараженностью цинком и свинцом. Отдельные рудные тела распространяются на глубину от 50–70 м до 150–200 и, даже, 300 м. И все это заверено разведочными скважинами, пробуренными по сети 25х50 м и 25х25 м. При этом необходимо отметить тот факт, что на площади 200х320 м месторождения Шаймерден из 88-ми пробуренных разведочных скважин, рудными оказались только 46 скважин и нерудными – 42, то есть почти в соотношении 1:1. Более того, вокруг центрального рудного тела, между остальными 11-тью телами, в третьей части скважин анализами определены содержания от сотых до десятых долей процента цинка, то есть даже меньше, чем в пробуренной скважине на аномалии №13.

Детальный анализ результатов бурения скважины позволил также установить, что контур аномалии № 13 сдвинут на восток относительно ожидаемого контура рудного тела примерно на 150 м. Основная причина сдвига – невысокая точность привязки спутниковых данных. И направление сдвига и его примерная величина были также установлены на Варваринском месторождении золота, где в это же время успешное применение "спутникового" метода позволило выделить дополнительно шесть аналогов основного Варваринского месторождения. Аномалия собственно Варваринского месторождения детализирована по спутниковым данным в масштабе 1:20000. Благодаря тщательной привязке спутникового снимка этой территории к уверенно опознанным объектам на местности удалось установить, что разведанные рудные тела удалены от осевой, экстремальной части аномалии типа "зона золоторудного оруденения" на 150 м западнее. При смещении аномалии на 150 м западнее, достаточно хорошо согласуются глубины рудных тел и содержания золота в них по разведочным скважинам и по результатам обработки спутниковых данных. Такой же сдвиг аномалии № 13 приводит к совмещению восточного эпицентра юго-восточной аномалии № 13 со скважиной №823 70-х годов, в которой на глубине 10 м установлено содержание Zn-0,12 % и Pb-0,05 %, и появляется основание ожидать интервал максимального оруденения глубже.

Анализ результатов бурения скважины и материалов обработки и дешифрирования спутниковых данных на Варваринском месторождении указывают практическую целесообразность задания поисково-проверочных скважин в пределах аномалий типа "зона оруденения", выделенных по спутниковым данным, по результатам их заверки и детализации наземными методами СКИП и ВЭРЗ, а также электроразведкой ДЭП-ВП и глубинной геохимией.

Рекомендации. На настоящий момент основной задачей поисков аналога месторождения Шаймерден является подтверждение факта наличия богатых руд цинка в пределах одной из аномалий. Быстрее всего этого можно достичь на аномалии № 22, находящейся на территории отвода АО "Шаймерден", полученного для размещения хозяйства рудника при эксплуатации месторождения – для бурения здесь проверочно-поисковой скважины не потребуется специального земельного отвода, на оформление которого обычно тратится много времени. Чтобы максимально ускорить обоснование и выбор точки заложения скважины необходимо провести детализацию методом обработки и дешифрирования спутниковых данных в масштабе 1:5000 аномалии № 23 (месторождение Шаймерден с километровой зоной вокруг карьера) и аномалии № 22, с последующей их заверкой наземными геоэлектрическими методами СКИП и ВЭРЗ. Целесообразно одновременно, при проведении полевых работ, выполнить детализацию аномалии № 5 тремя широтными профилями ВЭРЗ с целью подготовки необходимых материалов для обоснования и составления проекта на бурение в ее пределах трех поисковых скважин. Размеры аномалии № 5 в плане, дополнительные ее параметры, а также другие геолого-геофизические материалы свидетельствуют о высокой вероятности ее связи с крупным месторождением окисленных руд цинка.

Выводы. Результаты экспериментального применения в последние годы экспресс-технологии геоэлектрических исследований СКИП-ВЭРЗ продемонстрировали принципиальную возможность и подтвердили целесообразность ее применения для оперативных поисков и картирования рудных объектов различной минерализации. Применение этих методов для решения широкого класса задач рудной геофизики будет способствовать ускорению поисково-разведочного процесса на рудные полезные ископаемые различного вида.

Проведенная практическая апробация специального метода обработки и дешифрирования спутниковых данных на многочисленных рудных объектах и площадях (в том числе и в районе цинкового месторождения) свидетельствует о возможности оперативного обнаружения и картирования с его помощью аномалий типа "залежь" (АТЗ) – "водоносный горизонт (коллектор)", "золоторудная залежь", "меднорудная залежь", "залежь с урановой минерализацией", и т.д. Специальная методика сканирования спутниковых данных позволяет также оценивать глубины залегания и мощности отдельных АПП типа "водоносный пласт", "пласт с золоторудной минерализацией", "пласт с меднорудной минерализацией", "пласт с урановой минерализацией", и т.д. В целом, полученные результаты указывают на практическую целесообразность включения "спутникового" метода в экспресс-технологию "прямых" поисков и разведки месторождений рудных и горючих полезных ископаемых мобильными геоэлектрическими методами СКИП и ВЭРЗ. Совместное использование "спутниковой" компоненты технологии на рекогносцировочных этапах работ и наземной геоэлектрической – на детализацинных предоставляет широкие возможности для оптимизации поискового процесса в рамках мобильной технологии непосредственно.

В целом, результаты выполненных экспериментальных исследований позволяют авторам в очередной раз констатировать, что включение оперативных и мобильных технологий "прямых" поисков и разведки скоплений УВ, водоносных горизонтов и рудных полезных ископаемых (в том числе и экспресс-технологии СКИП-ВЭРЗ и метода специальной обработки спутниковых данных) в традиционный комплекс поисковых геолого-геофизических методов будет способствовать как минимизации финансовых затрат на решение конкретных поисково-разведочных задач, так и существенному сокращению времени на их практическую реализацию.

1. *Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.* Электрорезонансное зондирование и его использование для решения задач экологии и инженерной геологии // Геологический журнал. – 2003. – № 4. – С. 24–28.
2. *Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Таскинбаев К.М.* Поиски и

разведка скоплений углеводородов геоэлектрическими методами на нефтяных месторождениях Западного Казахстана // Георесурсы. – 2003. – № 1. – С. 31–37. 3. *Шуман В.Н., Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.* Радиоволновые зондирующие системы: элементы теории, состояние и перспектива // Геоинформатика. – 2008. – № 2. – С. 22–50. 4. *Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Пищаный Ю.М.* Возможности геоэлектрических методов при поисках и разведке объектов с рудной минерализацией // Научный вестник НГУ. – 2005. – № 9. – С. 69–72. 5. *Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Разин Д.В., Юзленко А.Т.* О возможности картирования геоэлектрическими методами скоплений углеводородов в кристаллических породах // Геоинформатика. – 2010. – № 1. – С. 22–32. 6. *Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н.* Новые возможности оперативной оценки перспектив нефтегазоносности разведочных площадей, труднодоступных и удаленных территорий, лицензионных блоков // Геоинформатика. – 2010. – № 3. – С. 22–43. 7. *Левашов С.П., Якимчук Н.А., Корчагин И.Н., Божежа Д.Н.* Оперативное решение задач оценки перспектив рудоносности лицензионных участков и территорий в районах действующих промыслов и рудных месторождений // Геоинформатика. – 2010. – № 4. – С. 23–30.

Надійшла до редколегії 05.09.11

УДК 550.83

П. Пігулевський, канд. геол. наук

ДО ГЕОЛОГІЧНОЇ ПРИРОДИ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ТОМАКІВСЬКОГО ГРАВІТАЦІЙНОГО МАКСИМУМУ

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром фіз.-мат. наук, проф., чл.-кор. НАН України М.А. Якимчуком)

Виконано аналіз результатів декількох варіантів інтерпретації природи аномалії регіонального Томаківського гравітаційного максимуму. За результатами комплексних геофізичних досліджень у структурі земної кори південно-західної частини максимуму прогнозується гіпабісальний лаколіт мантійного закладення. Передбачуваний загальний розмір лаколіту становить 50 х 70 км. За результатами геогустинного моделювання по гравітаційному полю та 1D інверсії кривих МТЗ лаколіт складений породами основного та ультраосновного складів

The analysis of results of several interpretations of the nature of anomaly of a regional Tomakovsky gravitational maximum is made. By results of last complex geophysical researches in structure of earth crust, hypabyssal laccolith of the mantle location in a southwest part of a maximum it is predicted. The prospective total size of a laccolith is from 50 to 70 km. By results of density modelling on a gravitational field and 1D inversion of curves MTS (magnetotellurgic sounding) it is presented by basic and ultrabasic rocks

Вступ. Регіональний Томаківський (Запорізький) гравітаційний максимум (ТГМ) розташований майже в центральній частині Середньопридніпровського мегаблоку (СПМ) Українського щита (УЩ) (рис. 1). ТГМ займає площу біля 1,5–2 тис. км^2 і його часто ототожнюють із Запорізьким антиклінальним підняттям [1–4]. Інтенсивність максимуму в епіцентрі аномалії складає більш 50 мГал.

Існує декілька варіантів інтерпретації природи ТГМ. Г.І. Каляєвим [2] природа аномалії зв'язувалась із антиклінальним підняттям та поетапним збільшенням вмісту основних порід, метаморфізованих до гранулітової фації, на глибину. З.О. Крутиховською [3], внаслідок розміщення ТГМ на одній осі з Сурською ЗКС, було зроблено припущення, що аномалія викликана основними породами конксько-верхівцевської серії, не розкритих ерозією. Переверзєв С.І. за результатами обробки геологічних і геофізичних даних (включаючи і сейсмозондування), завірки аномалій бурінням глибокої свердловини ТГ-1 глибиною 2000 метрів (Переверзєв С.І. і ін.,1992) було зроблено припущення, що аномалія викликана похованим валоподібним підняттям славгородської товщі аульської серії в яких збільшений вміст амфіболових мігматитів і основних порід. При цьому відмічається також збільшення ступеня метаморфізму з глибиною.

Дати однозначну відповідь на його геологічну природу пробурена свердловина ТГ-1 не змогла. Виконані при цьому комплексні геолого-геофізичні дослідження також не змогли пояснити феномен ТГМ за рахунок щільнісної диференціації порід верхньої 2-х км частини докембрійських утворень.

Наприкінці 90-х автором були узагальнені всі матеріали і дані вивчення ТГМ у рамках побудови геолого-структурної карти докембрійських утворень Середньопридніпровського і Приазовського мегаблоків УЩ (Пігулевський П.Г. і ін., 1999) і на початку 2000-х років при вивченні глибинної будови південно-східної частини УЩ (Пігулевський П.Г. і ін., 2003) [1,5–7]. З метою оцінки альтернативних варіантів пояснення природи ТГМ вивчався можливий зв'язок максимуму з наступними факторами:

- ефектом підйому поверхні кристалічного фундаменту на вододілі рік Томаківка і Дніпро;
- впливом щільнісних неоднорідностей порід, розкритих у верхній частині розрізу глибокої свердловиною ТГ-1;
- загальним підняттям з подальшою ерозією всього блоку порід, включаю чого ТГМ, при наявності вертикального градієнту щільності порядку 0,01 г/см^3/км у відповідності з уявленнями К.Ф. Тяпкіна [8].

Результати кількісної перевірки цих гіпотез однозначно свідчать, що неводна з них не пояснює спостережене гравітаційне поле. Спільний їх вплив може пояснити ТГМ, однак необхідні для цього зміни геометрії геогустинної моделі різко суперечать дійсності.

Геологічна будова СПМ у районі розташування ТГМ. Згідно прийнятого тектонічного районування СПМ основна частина ТГМ розташована в межах Запорізького (Томаківського) блоку II порядку. Із заходу, сходу й півдня він обмежений зеленокам'яними структурами (ЗКС) – Чортомлицькою, Конкською і Білозерською, на півночі – Девладівським розламом, на півдні – виходить за межі Конкського. На південному заході та північному сході його облямовують гранітоїдні масиви сурського, токівського та мокромосковського комплексів (рис. 1).

ТГМ має витягнуту еліпсовидну форму, довга вісь якого орієнтована в північ-північно-східному напрямку й має розміри в плані 100 х 40 км. Магнітне поле в його межах характеризується переважно негативними фоновими значеннями по його периферії і позитивними складнопобудованими локальними аномаліями з переважною інтенсивністю 100–200 нТл – у центральній частині.

Із трьох структурних поверхів, що виділяються в СПМ, у межах центральної частини ТГМ переважає нижній (утворюючий стабілізований палеоархейський фундамент). Він представлений породами базавлуцької та славгородської товщ і гранітоїдами дніпропетровського комплексу. Другий структурний поверх складений переважно породами мокромосковського, сурського та токівського комплексів неоархею. За геолого-геофізичним даними його потужність коливається від 8 км на заході до 4 км на сході (Кічурчак В.М., Пігулевський П.Г., 2001).

© Пігулевський П., 2012

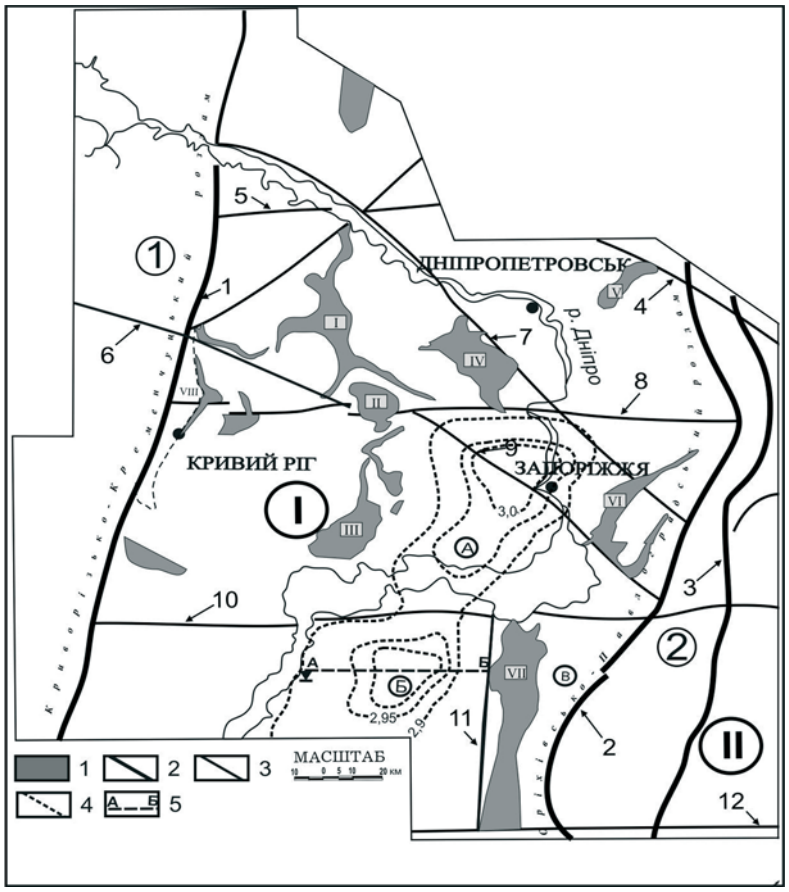


Рис. 1. Геолого-структурна схема Середньопридніпровського мегаблоку УЩ
Мегаблоки (римські цифри в кружках): Середньопридніпровський – I; Приазовський – II.
Шовні зони (цифри в кружках): Криворізько-Кременчуцька (Інгулецько-Криворізька) – 1; Оріхівсько-Павлоградська – 2.
Тектонічні елементи. Зеленокам'яні структури (цифри в прямокутниках): I – Сурська, II – Софіївська, III – Чортомлицька, IV – Верхівцевська, V – Дерізувацька, VI – Конкська, VII – Білозерська, VIII – Криворізька.
Блоки II порядку (букви в кружках): А – Запорізький, Б – Знаменівський, В – Білозерський.
Розлами: 1 – Криворізько-Кременчуцький; 2 – Оріхівсько-Павлоградський; 3 – Західноприазовський; 4 – Самарський (фрагмент Південного крайового розламу); 5 – Бородаївський; 6 – Спасівський; 7 – Дніпродзержинський; 8 – Девладівський; 9 – Хортицький; 10 – Конкський; 11 – Благовіщенський 12 – Причорноморський 1 – зеленокам'яні структури; 2 – розлами I рангу; 3 – розлами II рангу; 4 – ізолінії розрахованої густини на зрізі 15 км, г/см^3; 5 – лінія геоелектричного розрізу.

Аналіз даних визначень фізичних властивостей порід по свердловині ТГ-1 показує, що петрофізичні групи й комплекси порід розкриті нею, у цілому подібні розвинутим тут утворенням, які характеризуються близькими за значеннями фізичними властивостями. Щільнісні (густинні) характеристики більшості груп рівні або на 0,01–0,02 г/см^3 вище, ніж у зразків, розкритих свердловиною. Таке підвищення щільності зв'язане, як видно , із загальним ущільненням порід із глибиною. Крім того, в інтервалах 200–500 й 1200–1600 м спостерігається деяке підвищення інтервальної щільності до 2,78–2,82 г/см^3. Із глибини 1700–1800 м і до вибою відзначається закономірне збільшення щільності і намагніченості кристалічних порід. Більше детальний опис результатів інтерпретації природи центральної частини ТГМ наведені в роботі [4].

У межах південної схилевої частини СПМ, розташованої південніше Каховського водосховища (рис. 1), геологознімальними роботами масштабу 1:50000 (Коваленко В.Ю., 1986) були виділені два блоки другого порядку – Західний (Знаменівський) і Східний (Білозерський), які розділені Благовіщенським розламом. Вони відрізняються за складом, віком і фізичними властивостями складаючи їх порід, геохімічною спеціалізацією і особливостями розламної тектоніки.

Знаменівський блок розташований у південній крайовій частині ТГМ. Він має відносно однорідне гравітаційне поле і більше диференційоване та знакозмінне магнітне. Білозерський блок характеризується переважно спокійним негативним магнітним полем Za і порівняно диференційованим гравітаційним полем g_a. Орієнтація осей аномалій Za в Знаменівському – північно-західна та субширотна, а в Білозерському – субмеридіональна та північно-східна. Границя між блоками проходить по Благовіщенському розламу другого порядку і збігається зі східною границею ТГМ. Розлам добре проглядається в зміні як морфології магнітного поля, так і в орієнтації локальних гравітаційних аномалій. Поблизу Благовіщенського розламу кут між осями більшості аномалій g й Vzz, орієнтованих на північний схід у Білозерському і на північний захід – у Знаменівському блоці, не перевищує 30–40^0. По мірі віддалення від Благовіщенського розламу різниця в орієнтації осей аномалій g й Vzz стає більшою, досягаючи 90^0.

Ці блоки мають специфічний склад докембрійських порід. Переважним поширенням у Білозерському блоці користуються плагіомігматити дніпропетровського комплексу і гнейси аульської серії, а в Знаменівському блоці – плагіограніти сурського комплексу, "каховські" граніти мокромосковського та токівського комплексів. У Біло-

зерському блоці відсутні тіла магнітних ультрабазитів північно-західного простягання, мігматитів і плагіогранітів сурсько-токівського комплексу, тоналітів, "каховських" гранітів. У Знаменовському блоці не виявлені плагіограніти дніпропетровського комплексу, гранодіорити та щербаківські граніти; значно менше площа розповсюдження зеленокам'яних порід конкської світи й гранітів мокромосковського типу. Породи Знаменівського блоку більш щільні й магнітні, ніж Білозерського, при істотному розходженні середніх і модальних значень σ, æ и J_n однойменних і одновікових порід. Розмежуючий їх субмеридіональний Знаменівський розлам залікований мікроклінovими гранітами із зонами лужного метасоматозу, збагаченими рідкими і рідкісними елементами.

Отримані В.Ю. Коваленко дані показують, що місцеве геохімічне тло для деяких елементів відрізняється від кларкових змістів характерних для більшої частини Середнього Придніпров'я і Західного Приазов'я. При цьому їм властива позитивна геохімічна спеціалізація на фосфор, хром, свинець, талій, олово, нікель, цирконій, германій і негативна – на берилій, мідь, лантан, стронцій, вольфрам, скандій, церій. Білозерський блок відрізняється від Знаменівського порівняно підвищеним вмістом у кристалічних породах барію, лантану, молібдену, літію, стронцію, талію, вісмуту, ніобію й зниженим вмістом – фосфору, хрому, нікелю, кобальту, титану, ванадію, марганцю, вольфраму, скандію. Останнє свідчить про більше основний первинний склад порід Знаменівського блоку й дозволяє припустити проробку його верхньої частини флюїдами вихідними з "вогнища" глибинної інтрузії, з наступним накладенням продуктів метасоматозу.

Глибинна будова району ТГМ. Під ТГМ зафіксований підйом поверхні Мохоровичича (М), який має північ-північно-східне простягання в плані із плавним зануренням у південному напрямку [5]. Глибини залягання поверхні М змінюються від 32–35 км у центральній частині ТГМ до 40–42 км південніше Каховського водоймища (рис. 2).

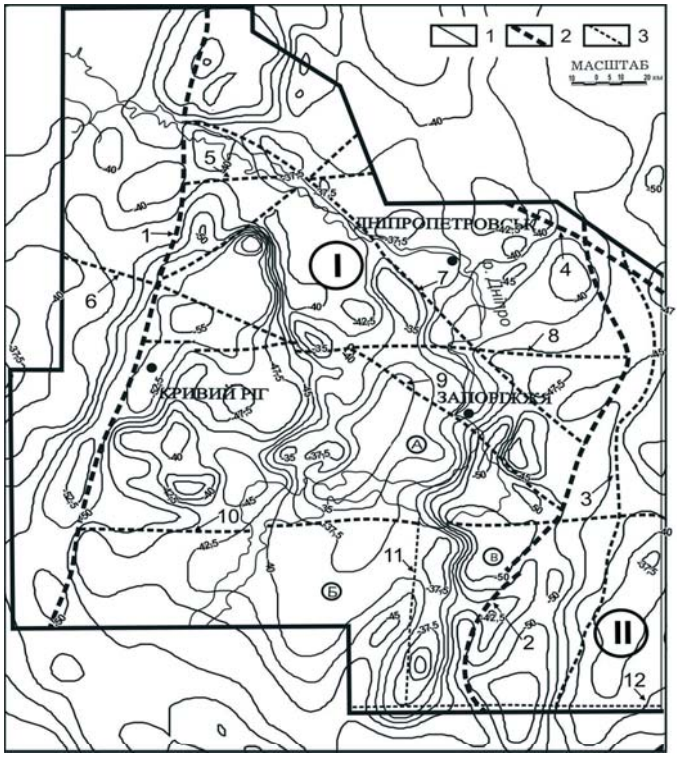


Рис. 2. Поверхня Мохоровичича з основними розламами Середньопридніпровського мегаблоку УЩ [5]
1 – ізолінії рельєфу поверхні Мохоровичича; 2 – розлами I рангу; 3 – розлами II рангу

Рівень гравітаційного поля в межах ТГМ характеризується плавним трендом значень, що знижуються у південному напрямку. Це обумовлено поступовим зануренням поверхні кристалічного фундаменту і збільшенням потужності осадового чохла в бік Причорноморської западини. При інтерпретації даних магнітотелуричних зондувань (МТЗ) шляхом 1D інверсії спостережених кривих МТЗ по субширотному профілю (рис.1), що перетинає південно-східну частину ТГМ, у розрізі земної кори було виділено лаколітоподібне тіло, ніжка якого зміщена в східному напрямку. "Шляпа" тіла розташована точно під гравітаційним максимумом. Підбір геогустинного розрізу по гравітаційному полю дав значення щільності тіл від 2,92 до 3,05 г/см^3. Вертикальна потужність "шляпи" лаколіту по простяганню коливається від 7 до 15 км. За геоелектричним розрізом (рис. 3) видно, що в центральній частині інтрузія-лаколіт має субгоризонтальне розшарування. Більш високі значення $\rho_{еф.}$ і відносно знижені $\sigma_{роз.}$ до 2,92–2,96 г/см^3, очевидно пов'язані з породами основного складу (габродіорити, габро). Виділена в центральній частині лаколіту зона понижених значень $\rho_{еф.}$ і підвищених $\sigma_{роз.}$ до 3,02–3,26 г/см^3, може бути пов'язана з породами основного і ультраосновного складів, типу піроксенітів – перидотитів. Тонка, асиметрично розташована, ніжка за даними МТЗ простежується до поверхні М, де вона обривається. Не виключено, що її мантійна частина могла б проглядатися при більш густій мережі спостережень в районі точки МТЗ №1706. По суцільний 3D геогустинної моделі на глибинах від 10 до 15 км проглядається глибинне тіло, що має трохи підковоподібних, складнопобудованних підняттів поверхні покрівлі (рис. 3).

Прогнозоване лаколітоподібне тіло добре картується й за особливостями будови аномального магнітного поля. Воно чітко простежується як велике близькоізометричне відособлене більше молоде інтрузивне

тіло, при впровадженні "розірвавши" докембрійський фундамент тектонічними порушеннями переважно північно-західного простягання. Останні чітко картуються за різко вираженими, сильно витягнутими уздовж розламних зон, лінійними негативним аномаліям. Геологічними даними підтверджена їхня інтенсивна проробка в результаті K-Na метасоматозу. Азимути їхнього простягання в середньому становлять 330–345°. Відстань між розламами північно-західного простягання становить 7–8 км при видимій горизонтальній потужності зон від 1 до 3 км. Менш виражені в магнітному полі субширотні порушення з відстанню між ними 4–7 км і субмеридіональні – 5–10 км. Прогнозний гіпабісальній лаколіт чітко проявляється і у зміні положення русла р. Дніпро та поводженні південної берегової лінії Каховського водоймища, які огинають цю глибинну структуру. Передбачуваний у плані загальний розмір лаколіту становить від 50 до 70 км.

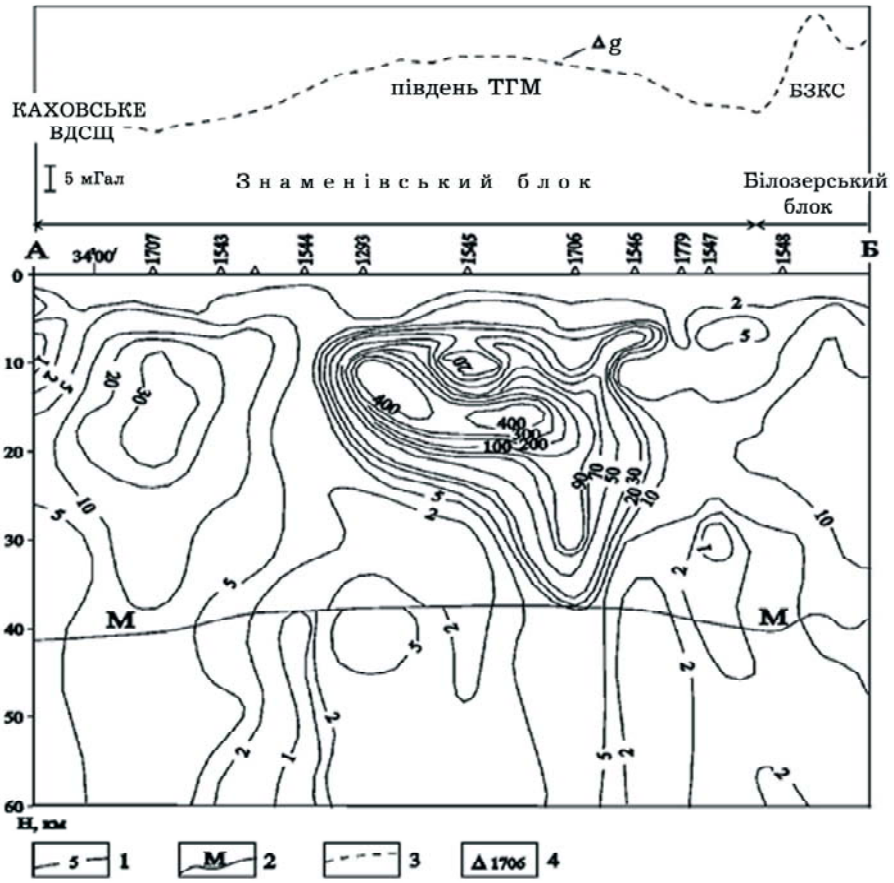


Рис. 3. Геоелектричний розріз по лінії АБ (через лаколіт)
1 – ізолінії ефективного питомого опору (кОм·м); 2 – розділ Мохоровичича;
3 – крива Δg_a (мГал); 4 – пункти спостереження МТЗ і їхній номер

Висновки. За результатами комплексних геофізичних досліджень у структурі земної кори південно-західної частини ТГМ СПМ прогнозується гіпабісальний лаколіт. Результати щільнісного моделювання по гравітаційному полю і 1D інверсії кривих МТЗ показують, що в центральній частині лаколіту є субгоризонтальне розшарування. Більше високі значення $\rho_{еф.}$ і відносно знижені $\sigma_{роз.}$ до 2.92-2.96 г/см^3 пов'язані з породами основного складу, а виділена в центральній частині лаколіту зона знижених значень $\rho_{еф.}$ і підвищених $\sigma_{роз.}$ до 3.02-3.26 г/см3 – з породами основного та ультраосновного складів.

Таким чином, південно-західна частина ТГМ становить значний інтерес для пошуків рудопроявів різних видів корисних копалин, у тому числі тіл кімберлітового та лампроїтового магматизму, з якими можуть бути пов'язані і родовища алмазів [6].

1. Берзенин Б.З., Кичурчак В.М., Насад А.Г., Пигулевский П.И. Некоторые результаты по составлению среднемасштабной геолого-структурной карты докебрийских образований юго-восточной части Украинского щита // Геологія і магматизм докембрію Українського щита: Тез. докл. научно-практической конференции, Киев, 30 мая–1 июня 2000 г. – К.: ИГМР НАН Украины, 2000. 2. *Каляев Г.І., Крутиховська З.О., Жуков Г.В.* Тектоніка Українського щита. – К., 1972. 3. *Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Силина И.М.* Магнитная модель и структура земной коры Украинского щита. – К.: Наук. думка,1982. 4. *Малиновский А.К., Пигулевский П.И., Сухорада А.В.* К вопросу строения Томаковского гравитационного максимума // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 28-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Москва, 29 января – 2 февраля 2001 г. – М., 2001. 5. *Насад А.Г., Пигулевский П.И., Кичурчак В.М., Радзивилл А.Я.* О взаимосвязи поверхностных структур докембрийского фундамента Среднеприднепровского и Приазовского геоблоков Украинского шита с поверхностью Мохоровичича // Геол. журн. – 1997. – № 1–2. – С.131–137. 6. *Насад А.Г., Пигулевский П.И., Берзенин Б.З.* и др. К вопросу регионального прогноза алмазоносности Приазовского геоблока Украинского щита по геофизическим данным // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений: Тез. докл. Международной научно-практической конференции, Симферополь-Судак, 21–23 сентября 1999. – Симферооаоль, 1999. 7. *Пигулевский П.И., Берзенин Б.З., Кичурчак В.М., Насад А.Г.* Составление среднемасштабных геолого-структурных карт докембрийских образований (на примере юго-восточной части Украинского щита) // Материалы Международной геофизической конференции "Геологической службе России 300 лет": Тез.докл.: Санкт-Петербург, 2-6 октября 2000. – СПб., 2000. 8. *Тяпкин К.Ф.* Изучение разломных и складчатых структур докембрия геолого-геофизическими методами. – К., 1986.

Надійшла до редколегії 12.12.11

ГЕОЛОГІЯ РОДОВИЩ КОРИСНИХ КОПАЛИН

УДК 553.495

Н. Костенко, канд. геол. наук, М. Толстой, д-р геол.-мінерал. наук, проф.,
В. Кадурін, канд. геол.-мінерал. наук, О. Чепіжко, д-р геол. наук

ДО ОЦІНКИ МЕТАЛОГЕНІЧНОЇ СПЕЦІАЛІЗАЦІЇ ГРАНІТОЇДІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

(Рекомендовано членом редакційної колегії д-ром геол.-мінералог. наук, проф. О.І. Лукієнком)

На основі комплексування трьох незалежних способів (за абсолютними величинами значень кларків концентрації окремих елементів, за величинами індексів накопичення концентрації групи типоморфних елементів, за відповідною акцесорною мінералізацією) визначено об'єкти на Українському щиті з різним типом металогенічної спеціалізації

On the basis of aggregation of three independent methods (according to absolute values of the klark concentrations of individual elements; according to the indices of concentration of the group of the typomorphic elements and appropriate accessory mineralization) defined objects in the Ukrainian Shield with a different types of metallogenic specialization

Постановка проблеми. Відомо, що Український щит (УЩ) відноситься до числа великих рідкіснометальних провінцій світу, металогенічний характер якої визначається рудопроявами і родовищами, у тому числі унікальними, тісно пов'язаними, насамперед, з гранітоїдними породами. Генетичний зв'язок з останніми з'ясований також для родовищ урану, золота і рідкісних земель. Виявлення родовищ різних типів ендогенного зруденіння дозволить не тільки зміцнити мінерально-сировинну базу України, але й зробити її максимально незалежною від сировинних ринків інших держав.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. З цієї проблематики відзначимо лише монографічні видання, серед яких слід відмітити фундаментальну колективну роботу Державної геологічної служби України та Національної Академії наук України [1], в якій сконцентровано величезний обсяг інформації стосовно родовищ і рудопроявів на території України. Проблемам розвитку мінерально-сировинної бази України також присвячений збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України [2]. Питання, пов'язані з геохімічною і металогенічною спеціалізацією гранітоїдних порід розглядаються у монографіях М.І. Толстого та ін. [3, 4]. Прогноз щодо рудопроявів рідкісних металів на УЩ наводиться у роботі Є.М. Шеремета та ін. [5].

Мета роботи – на основі вивчення розподілу хімічних елементів у провідних петротипах гранітоїдних порід УЩ визначитися з їх геохімічною (і металогенічною) спеціалізацією, зробити попередній прогноз на той чи інший тип ендогенного зруденіння, пов'язаного генетично або парагенетично з ними.

Виклад основного матеріалу. Елементною базою цього дослідження були 30 хімічних елементів: Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Ag, Ga, Ge, Sn, Mo, Nb, Zr, Sc, La, Ce, Y, Th, U, Li, Rb, Sr, Ba, F, P, K і Na. Попередня металогенічна оцінка порід починається з визначення ступеня їх спеціалізації (кларків концентрації – КК) методом порівняння отриманого середнього вмісту хімічних елементів у вибірках провідних петротипів з даними кларків елементів у відповідних породах за О.П. Виноградовим [6]. До ознак металогенічної спеціалізації будь-яких порід відносяться суттєві підвищення вмісту хімічних елементів у порівнянні з їхнім кларком. Але яку мінімальну абсолютну величину КК рудного елемента необхідно обрати за базову при визначенні потенційної рудоносності порід, думки дослідників різняться. Одні вважають, що рідкіснометальна мінералізація в гранітоїдних породах з'являється при збільшенні концентрації хімічного елемента у 10 і більше разів [8]. Згідно з іншими даними [7] металогенічно спеціалізованими можуть бути гранітоїди з КК=1,8–2,4, оскільки для низки ендогенних родовищ в цих породах не властивий високий вміст рудних елементів. Відомі родовища, де граніти характеризуються середнім вмістом рудних елементів, меншим за кларковий. Виходячи з цього, найбільш перспективними у металогенічному відношенні петротипами виявились пержанські апограніти зі значною геохімічною спеціалізацією на Sn і Nb та пержанські граніти – зі значною на Nb. Такого ж ступеня геохімічна спеціалізація на Sn і Mo властива яструбецьким сієнітам. На даний час в цих породах виявлені [9, 10] окремі комплексні рудні тіла з каситеритом, танталіт-колумбітом, колумбітом, молібденітом, які потребують промислової оцінки. Враховуючи явну спеціалізацію (КК = 3–9) всіх провідних петротипів пержанського комплексу на Sn і Nb, можна передбачати відкриття крупних родовищ цих металів. Не менш перспективними на молібденові руди, крім сієнітів пержанського комплексу, слід вважати граносієніти руськополянські, яким притаманна значна геохімічна спеціалізація на Mo. Серед інших провідних петротипів певні металогенічні перспективи на Sn (КК=8) існують для кам'яномогильських гранітів.

Петротипи зі значною геохімічною спеціалізацією є першочерговими об'єктами для пошуків рідкіснометального зруденіння. Але водночас не слід відкидати як потенційно рудоносні петротипи з явним ступенем спеціалізації (КК = 3–9) на ті чи інші елементи, а у разі їх комплексного характеру і ймовірним (КК = 1,5–3,0). Так, петротипи гранітоїдних порід новоукраїнського і кіровоградського комплексів, з якими пов'язані уранові родовища і рудопрояви, ніяк з геохімічної точки зору себе не проявляють. Максимальний ступінь їх спеціалізації не перевищує 6 кларків для Th, а для U – 3,1. Зазначимо, що близькі значення КК Th і U (на рівні явної спеціалізації) отримані в окремих петротипах пержанського, житомирського, корсунь – новомиргородського, токівського і кам'яномогильського комплексів, що вказує на можливі перспективи для пошуків в них, чи у зв'язку з ними, радіоактивних руд.

Наступний етап оцінки металогенічної спеціалізації порід базується на комплексній характеристиці розподілу хімічних елементів з врахуванням якісної мінералого – петрографічної та геологічної інформації стосовно того чи іншого геологічного об'єкта. З цієї точки зору перспективним для металогенічного аналізу гранітоїдів УЩ на рідкісні метали слід вважати методичний підхід В.Д. Козлова [11] із застосуванням елементних формул та індексів накопичення концентрації (ІНК), обчислених не для одного, хоча й профілюючого, елемента певного типу ендогенного зруденіння, а для низки типоморфних елементів. Елементною базою для розрахунків ІНК були кларки концентрації Pb, Sn, Mo, Nb, Zr, Y, Li, Rb, F, які в досліджуваних гранітоїдах характеризуються максимальним вмістом. У відповідності до значень ІНК породи за ступенем рідкіснометальності поділилися на 3

© Костенко Н., Толстой М., Кадурін В., Чепіжко О., 2012

групи: 1) нерідкіснометальні з ІНК<1,0 кларку; 2) ймовірно рідкіснометальні з ІНК=1–10 кларків; 3) рідкіснометальні з ІНК>10 кларків. Згідно з цим розподілом визначалась перспективність гранітоїдів на рідкіснометальне зруденіння – від безперспективних і умовно перспективних для перших двох груп до перспективних (потенційно рудоносних) для останньої. При визначенні нижньої межі рідкіснометальності петротипів було обрано 2 еталони: ІНК сирницьких гранітів (ІНК=12,8 кларків), оскільки до території розповсюдження цих гранітів приурочений Східно-Пержанський рудопрояв з мінералізацією галеніту, гентгельвіну, молібденіту, каситериту, флюориту, піриту [12]; та ІНК устинівських гранітів (1,1 кларки), з якими пов'язаний Вербинський рудопрояв молібденіту. Якщо взяти за основу мінімальну величину ІНК, отриману по гранітоїдах першого еталону, то відповідні розрахунки визначать наступний ряд порід (за зростанням ІНК): граніти сирницькі, лізниківські, хочинські, граносієніти руськополянські, граніти кам'яномогильські, сієніти яструбецькі і апограніти пержанські, які слід однозначно віднести до групи рідкіснометальних, а отже, і вважати потенційно рудоносними на рідкісні метали. Використання мінімальних значень ІНК по породам другого еталону значно розширює перелік об'єктів для пошуків рідкіснометального зруденіння, але при цьому знижується ступінь їхньої рідкіснометальності (до ймовірної).

Для прогнозу уран-рідкоземельного зруденіння перелік елементів при визначенні ІНК можна обмежити Pb, Zr, Y, Th, U. Зрозуміло, що при одночасному використанні ІНК "рідкіснометальності" і ІНК "уран-рідкоземельності" достовірність металогенічної оцінки гранітоїдних порід зростає, що враховано при визначенні перспективних петротипів гранітоїдів УЩ (табл. 1).

Таблиця 1

Металоносність провідних петротипів гранітоїдів Українського щита

№ з/п	Петротип	Елементи геохімічної спеціалізації[1)]	ІНК[2)]	Автометасоматична асоціація акцесорних мінералів[3)]	Накладена асоціація акцесорних мінералів	Мінеральний тип зруденіння	Металогенічна спеціалізація
Волинський мегаблок							
1.	Апограніт пержанський	((Be)) (Zn, Y, U, Li, Rb, Cs, F) Sn, Nb	57,3	(цир, цирт, кс, фен, фл, тор) ((оранжит, мол, кб, бастнезит, гал, сфал, кас,мон))		кас, фен, РЗЕ, та-нб	Рідкіснометально-рідкоземельна
2.	Граніт пержанський	((Be)) (Sn, U, Rb, F), Nb	34,3	(цир, цирт, кс, фл, пі, р/а) ((мол,тор))		РЗЕ, та-нб, р/а	уран-рідкоземельна
3.	Граніт хочинський	(Sn, Y) Nb	24,0	(цир, цирт, мон, кс, фл, р/а, гем, пі) ((кас, кб, тор))		кас, РЗЕ, та-нб, р/а	рідкіснометальна, уран-рідкоземельна
4.	Граніт сирницький	(Sn, Nb, Y)	12,8	(цир,цирт,мон,фл) ((фен,кас,кб,тант))		кас,фен, РЗЕ, та-нб	рідкіснометальна, уран-рідкоземельна
5.	Сієніт яструбецький	(Zn, Th, U, Rb, F) Mo, Sn	58,2	(цир, кс, цирт, фл, пі, гем) ((сф, орт,мол, гр, паризит, бритоліт, тор, пірохлор,хпі))		кас, мол, РЗЕ	рідкіснометально-рідкоземельна
6.	Граніт лізниківський	(Sn, Nb, Y, F)	19,5	тур+мон+фл+ілт	1) пі+фл; 2) орт	мон, орт	рідкоземельна
7.	Граніт рапаківі малинський	((Zn, Sn, Zr, Y, F)) (Mo)	6,7	топ+тур+пі	топ+мон	мон	рідкоземельна у високо-Т° метасоматитах, або метасоматитзмінених пегматитах
8.	Граніт устинівський	((Cu, Sn, Mo))	1,1	(цир, цирт, фл)		Вербинський рудопрояв молібденіту	рідкіснометальна
9.	Гранодіорит мухарівський			тур+мон+фл	пір+фл+хпі	Мон	рідкоземельна у високо-Т° метасоматитах грейзенового типу
10.	Граніт бехівський	((Sn, Nb, Zr, F)) (Mo)	8,0	(цирт, орт, кс, фл)		РЗЕ, мол	рідкіснометально-рідкоземельна
11.	Граніт житомирський	((Pb, Sn, Th, U))	1,6	ан+орт	пі+фл+цирт	Мон	рідкоземельна у низько-Т° метасоматитах
12.	Граніт курчицький	((Ti, Cr, Co, Ni, Ga, Sn, Mo, Zr, U, Li, Rb, F))	5,6	сф+ пі+пірр+ан	фл+тур+мол +хпі	мон, мол	рідкіснометально-рідкоземельна у низько-температурних метасоматитах
Росинсько-Тікицький мегаблок							
13.	Граніт уманський	((Pb, Sn, Th, U)) (Mo)	2,9	орт+мон+лкс	кб+мон+кс+ан+тур	мол,мон,орт, кс, кб	рідкіснометально-рідкоземельна у середньо-Т° метасоматитах з наступними гідротермальними змінами
Інгульський мегаблок							
14.	Граносієніт руськополянський	(Pb, Zn, Sn, Y, Th, U, F) Mo	27,3	(цир, цирт, фл, кс, орт, сф) ((еп, кб, бастнезит, мон, кас, топ, тур, мол, сфал, тор))		мол, РЗЕ	рідкіснометально-рідкоземельна
15.	Граніт новоукраїнський	((Pb, Mo, Ce, Y, Th)) (La)	1,7	пі+сф+тур+ан+гр.	мол+пі+фл+мон	мон, мол	рідкіснометально-рідкоземельна у гідротерма літах

№ з/п	Петротип	Елементи геохімічної спеціалізації[1)]	ІНК[2)]	Автометасоматична асоціація акцесорних мінералів[3)]	Накладена асоціація акцесорних мінералів	Мінеральний тип зруденіння	Металогенічна спеціалізація
16.	Чарнокіт новоукраїнський	((Pb, Mo, La, Th))	0,2/2,4	ан+пі+мон	1) цирт+пірр 2)хпі+гал+мол+фл	мон, мол	рдкіснометально-рідкоземельна у високо- і низько-Т° гідротерма літах
17.	Граніт боков'янський	((Ni, Pb, Mo)) (Th, U)	0,7/4,9	ілт (малакон, р/а)	хпі+мол	р/а	уран-рідкоземельна у гідротерма літах
18.	Чарнокіт боков'янський	((Mo, Th, U))	-0,5/1,3		пірр+сф+цирт +хпі+мол	мол	рідкіснометальна у гідротерма літах
19.	Граніт вознесенський	((Pb, Mo, La, Ce, Th))	1,3	ан+мон+пі+цирт	1)мол+гал+фл+кін 2) хпі+апі	мон, гал,мол, зол	рідкоземельна у пегматитах, золото-сульфідна у гідротерма літах
20.	Граніт долинський	((Co, Pb, Mo, Zr, Th)) (Ni)	0,1/1,0	1) сф+мон 2) пірр+хпі	мол+рут+фл	мон, мол	рідкоземельна у високотемпературних метасоматитах, рідкіснометальна у гідротерма літах
21.	Гранодіорит христофорівський	((Ni, Zr, U)) (Pb, Th, Sr)	2,3/6,6	(мал, орт, р/а)		РЗЕ, р/а	уран-рідкоземельна
22.	Гранодіорит кам'янкський	((Co, Pb, Th, U)) (Ni)	-0,1/1,9	(цирт, орт, р/а)		РЗЕ, р/а	уран-рідкоземельна
Середньопридніпровський мегаблок							
23.	Граніт ганнівський	((Cu, Sn, Th, U))	-1,6/0,8	(сф, орт, р/а)		сф, орт, р/а	уран-рідкоземельна
24.	Граніт токівський	((Pb, Mo)) (Th, U, Ba)	0,3/9,9	1) топ+мон+тур; 2) пі+гал+фл+мол	хпі+пірр+апі+мон	мон, мол золото	рідкіснометально-рідкоземельна у високо-Т° метасоматитах грейзенового типу, золото-сульфідна у гідротерма літах
25.	Граніт щербаківський	((Pb, Mo, Sr, Ba)) (Th)	1,1/5,8	1) кас; 2) пі+мол+гал+фл	1) фл+гал; 2)пі+пірр+хпі +мол	кас мол, гал	рідкіснометальна у низько-Т° метасоматитах
26.	Граніт кам'янкський	((Ni, Pb))	-1,8	1) орт+сф+топ+фл; 2) апі+хпі+зол+пі	1) фл+гал+пі; 2) еп	орт, сф гал, зол	рідкоземельна у пегматитах, золото-сульфідна у метасоматитах
27.	Граніт мокромосковський	((Pb, Sn, Th, U))	-1,8/2,4	мон+кс+тур	апі+пі	мон, кс зол	рідкоземельна у пегматитах, золото-сульфідна у гідротерма літах
28.	Граніт демуринський	((Ni, Th, U))	-1,5/1,9	тур+фл+еп+гр.	1)та-нб+цир+ +орт+ +кс 2)пі+апі+мол+гал+хпі	орт,кс, та-нб, зол	рідкоземельна у високо-Т° метасоматитах, золото-сульфідна у гідротерма літах
29.	Гранодіорит кудашівський	((Ti, Co, Ni, Pb, Zn, Sn, Zr))	3,0	тур+фл+сф+орт	та-нб+кас	кас, орт, та-нб	рідкіснометально-рідкоземельна у високо-Т° метасоматитах
Приазовський мегаблок							
30.	Граніт кам'яномогильський	(Sn, Nb, U, Li, Rb, F)	26,5	1) ілт+чевк+цир+мол; 2) тур+топ+орт+та-нб+кс+кас	кс+кас	та-нб кас	рідкоземельна у високо-Т° метасоматитах, рідкіснометальна у низько-Т° метасоматитах
31.	Сієніт кременівський	(Sn, Nb, Zr, La, Y) Mo	2,2	(мон+кс+мол)	-	мон,кс,мол	рідкіснометально-рідкоземельна
32.	Граносієніт єланчицький	((Pb, Zn, Mo, Zr))	1,3	мол+чек	пі+тур	чевк, мол	рідкіснометально-рідкоземельна у середньо-Т° метасоматитах
33.	Граносієніт кальміуський	((Mo, Zr))	-0,6	пі+мон+фл+орт	фл+хпі	мон, орт	рідкоземельна у низько-Т° метасоматитах
34.	Лейкограніт максимівський	((Pb))	-2,5	1) тур+кас+мон; 2) пі+гр+еп+гем	-	мон, кас	рідкіснометально-рідкоземельна у метасоматитах грейзенового типу
35.	Граніт анадольський	((Pb, Zr, La, Ce, Y, Th))	1,4	сф+рут+пі+хпі; (мон)	1) кс+рут; 2) гем+еп+гр	мон, кс	рідкоземельна у скарнах
36.	Граніт радоловський	((Sn, Mo, Th)) (Zr)	3,7	1) орт+рут 2) еп+гем	тур+гр+сил	орт	рідкоземельна у метасоматитах скарнового типу
37.	Граніт салтичанський	((Sn, Mo, Th)) (Zr)	4,6	1) орт+сф; 2) еп+мол+хпі+пірр	гал+пі+пірр	орт мол, гал	рідкоземельна у метасоматитах грейзенового типу, рідкіснометально-сульфідна у гідротерма літах

Примітки:

1) рідкісні елементи різного ступеня спеціалізації: а) без дужок – значного, б) обмежені одинарними дужками – явного, в) подвійними – ймовірного.

2) 0,7/4,9 – ІНК рідкіснометальності та уран-рідкоземельності.

3) акцесорна мінералізація визначена: а) у мінеральних пробах – без дужок; б) у шліфах – обмежена одинарними дужками; в) за літературними даними – подвійними дужками.

І останнім найбільш об'єктивним способом оцінки потенційної рудоносності гранітоїдних порід УЩ є наявність, чи відсутність, в них акцесорних мінералів, перш за все, автометасоматичної асоціації, та її склад. Виходячи з видового складу асоціації, можна визначити генетичний тип зруденіння. З іншого боку, навіть відсутність автометасоматичної асоціації акцесорних мінералів не виключає реалізацію постмагматичних рудоносних утворень за територіальними межами конкретного петротипу – у ореольному полі метасоматично змінених вміщуючих порід.

Весь наявний фактичний матеріал зі спеціалізації гранітоїдних порід у межах УЩ, включаючи результати акцесорно-мінералогічних досліджень провідних петротипів гранітоїдних комплексів цього регіону [4] з оцінкою їхньої рідкіснометальності та рідкоземельності, наведений у таблиці 1. Як слідує з неї, в цілому гранітоїдні породи УЩ за металогенічною спеціалізацією розділяються на 3 групи: 1) рідкіснометально-рідкоземельні; 2) уран-рідкоземельні; 3) золото-сульфідні. Необхідно звернути увагу на гранітоїди Середньопридніпровського (демуринський, мокромосковський, токівський комплекси) та Інгульського (кіровоградський комплекс) мегаблоків, в яких поряд з рідкіснометальною та уран-рідкоземельною мінералізацією виявлені як прямі, так і другорядні ознаки золоторудної. Зокрема, у складі автометасоматичної асоціації акцесорних мінералів кам'янського граніту виявлено арсенопірит, халькопірит, пірит і золото, що вказує на можливість формування у зв'язку з цим петротипом золото-сульфідного зруденіння. Подібна золоторудна мінералізація прогнозується також для гідротермалітів демуринського, мокромосковського і токівського петротипів гранітів, де у складі накладеної асоціації акцесоріїв присутні (відповідно): пі+апі+мол+гал+хпі; апі+пі; хпі+пірр+апі+мон. Ймовірно, що у наведених асоціаціях золото знаходиться у формі субмікроскопічних включень у структурах арсенопіриту, піриту, халькопіриту, оскільки вони є його мінеральними супутниками. Виходячи з цього, можна очікувати проявів золота аналогічного мінерального типу у петротипах порід кіровоградського комплексу (граніти вознесенські, бобринецькі), у яких накладена асоціація мінералів представлена, відповідно, хпі+апі; гал+фл+кін+апі. Зазначимо, що саме з гранітоїдами кіровоградського комплексу ряд дослідників [13] пов'язують формування таких родовищ золота, як Клинцівське та Юріївське. Таким чином, на основі досліджень акцесорних мінералів у гранітоїдних утвореннях УЩ на території їхнього поширення ймовірні прояви 2 епох золоторудної мінералізації – мезоархейської та палеопротерозойської, які певним чином синхронізуються з уран-рідкоземельною. Рідкіснометальна і рідкоземельна металогенічні спеціалізації є наскрізними для гранітоїдів УЩ головним чином інтрузивного походження. Крім того, не виключається уран-рідкоземельна спеціалізація для гранітів пержанських і хочинських, про що свідчить присутність радіоактивних мінералів у шліфах цих петротипів.

Окремо зазначимо, що, на нашу думку, практично всі наведені для провідних петротипів гранітоїдів асоціації автометасоматичних і накладених мінералів пов'язані з процесами докембрійської (а деякі, можливо, фанерозойської) тектоно-магматичної активізації на УЩ і, у першу чергу, з її пізньою тектоно-метасоматичною стадією, тоді як синпетрогенні акцесорії утворюються на ранній стадії – власне тектоно-магматичній.

Висновки. На основі комплексування трьох незалежних способів (за абсолютними величинами значень кларків концентрації окремих елементів, за величинами індексів накопичення концентрації групи типоморфних елементів, за відповідною акцесорною мінералізацією) визначено об'єкти з різним типом металогенічної спеціалізації.

Аналіз розподілу рідкісних і рудних елементів у провідних петротипах гранітоїдних комплексів УЩ показує, що їх максимальні концентрації безпосередньо пов'язані з метасоматичними процесами, іншими словами, є результатом прояву тектоно-метасоматичної активізації, що виділяється нами як пізня стадія ТМА. Як наслідок цих процесів, всі без винятку найбільш перспективні рідкіснометальні петротипи гранітоїдів УЩ характеризуються значною негативною спеціалізацією (КК < 0,1) на V і явною негативною (КК = 0,2–0,3) та ймовірною (КК = 0,4–0,7) – на Cr, Co, Sr, Ba, P. Таким чином, присутність серед числа дефіцитних елементів V, Cr, Co, Sr, Ba і P в провідних петротипах гранітоїдів може бути ще однією геохімічною ознакою для пошуків в них, або пов'язаного з ними парагенетично, рідкіснометального зруденіння. Це свідчить про важливість використання при прогнозних оцінках хімічних елементів не тільки "позитивної" спеціалізації, а й "від'ємної", як індикатора прояву вторинних накладених процесів.

1. Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины: в 2 т. – Киев–Львов: Центр Европы, 2005. – Т. 1. 2. Сучасні економічні можливості розвитку та реалізації мінерально-сировинної бази України і Росії в умовах глобалізації ринку мінеральної сировини / за ред. Л.С. Галецького. – К.: ІГН, 2005. – 310 с. 3. Петрогеохімія і петрофізика гранітоїдів Українського щита та деякі аспекти їх практичного використання : Довідник-навчальний посібник / М.І. Толстой, Ю.Л. Гасанов, Н.В. Костенко та ін. – К.: ВПЦ "Київ. ун-т", 2003. – 329 с. 4. Петрографія, акцесорна мінералогія гранітоїдів Українського щита та їх речовинно-петрофізична оцінка / М.І. Толстой, Н.В. Костенко, В.М. Кадурін та ін. – К.: ВПЦ "Київ. ун-т.", 2009. – 361 с. 5. Прогнозирование рудопроявлений редких элементов Украинского щита / Е.М. Шеремет, С.Н. Стрекозов, С.Г. Кривдик, Т.П. Волкова и др. – Донецк: Вебер, 2007. – 220 с. 6. *Виноградов А.П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555–571. 7. Редкие элементы Украинского щита / Б.Ф. Мицкевич, Н.А. Беспалько, О.С. Егоров и др. – К., 1986. – 256 с. 8. *Козырев В.В., Ежов Ю.Б.* Геохимическая специализация интрузивных комплексов и вопросы прогнозно-металлогенических построений // Редкие элементы и акцессорные минералы в интрузивных комплексах Срединного Тянь-Шаня. – Ташкент, 1972. – С. 281–289. 9. *Металиди В.С., Приходько В.Л., Лыков Л.И., Ананченко М.В.* Геолого-промышленные типы редкометальных месторождений Сущано-Пержанской рудной зоны и перспективы их освоения // Рідкісні метали України – погляд у майбутнє. – К.: ІГН, 2001. – С. 79. 10. *Нечаев С.В.* Редкометальные провинции Украинского щита: эволюционный аспект рудообразования / Там же. – С. 81–82. 11. *Козлов В.Д.* Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометальных провинций. – М. Недра, 1985. – 304 с. 12. Гранитоиды Украинского щита: петрохимия, геохимия, рудоносность / К.Е. Есипчук, В.И. Орса, И.Б. Щербаков и др. – К., 1993. – 232 с. 13. *Щербак Д.М., Курило М.В., Шевченко В.І.* Металогенічні епохи та корисні копалини України. – К.: ВПЦ "Київ. ун-т", 2002. – 90 с.

Надійшла до редколегії 15.01.12

УДК 553.042

М. Жикаляк, канд. геол. наук, В. Чиж

РЕГІОНАЛЬНІ АСПЕКТИ ГЕОЛОГО-ЕКОНОМІЧНОЇ ОЦІНКИ НЕМЕТАЛІЧНИХ КОРИСНИХ КОПАЛИН

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

Реалізація програм сталого розвитку промислових регіонів України вимагає значного збільшення запасів високоліквідних неметалічних корисних копалин з метою створення енергозберігаючої та екологічно чистої продукції з новими споживчими властивостями.

Implementing of programs of stable development of industrial regions of Ukraine requires significant increasing of stocks of highly liquid non-metallic (industrial) minerals to create energy-efficient and environmentally friendly products with new consumer properties.

Валовий регіональний продукт в розрахунку на душу населення у абсолютній більшості регіонів України позитивно корелюється з обсягом (часткою) промисловості і структурі доданої вартості. В свою чергу, природноресурні (сировинні) галузі домінують в обсягах промислової продукції та здійснюють переважний (в окремих випадках визначальний) вплив на рівень бюджетного забезпечення регіонів.

Тому регіони з домінуючим і ефективно функціонуючим мінерально-сировинним комплексом можуть перейти на рентно-орієнтовану та соціально-направлену економіку сталого розвитку. При цьому вони не тільки виживатимуть, але і підвищувати конкурентоспроможність промислового виробництва та реалізовувати стратегію прогресивного реформування економіки [1].

Неметалічні корисні копалини у порівнянні з паливно-енергетичними видами мінеральної сировини характеризуються набагато меншими вартісними показниками. Раніше в період планової економіки Радянського Союзу вони здебільшого розглядалися як допоміжна мінеральна сировина для забезпечення базових напрямків мінерально-сировинного комплексу країни або для промислового та цивільного будівництва.

Нині в Державному балансі України в Донецькому регіоні нараховується понад 220 родовищ неметалічних корисних копалин, з яких біля 100 інтенсивно експлуатуються, а по 26 – проводяться геологорозвідувальні роботи, у тому числі з дослідно-промисловою розробкою.

Видобутком неметалічних корисних копалин в регіоні займаються приватні підприємства та акціонери товариства, які і виступають замовниками для проведення геолого-економічної оцінки запасів. У більшості випадків це діючі підприємства малою (до 20 тис. т) і середньою (до 200 тис. т) проектною потужністю, яким для продовження терміну служби потрібні нові джерела сировини. Геолого-економічна оцінка проводиться з використанням вже наявної геологічної бази і лише в деяких випадках, коли запаси не відповідають необхідній балансовій принадлежності для видобутку, проводиться додаткове вивчення з дотриманням інструктивних та методичних вимог.

Видобутком таких нерудних корисних копалин як будівельний пісок і пісковик з невеликими запасами і незначною щорічною виробничою потужністю з видобутку сировини в регіоні займаються приватні підприємці товариства (ЧП "Мандзяк", ЧП "Салато", ТОВ "Авангард") із запасами понад 1 млн м^3 і виробничою потужністю підприємств з видобутку від 50 до 150 тис. м^3 та товариства з обмеженою відповідальністю (ТОВ "Авангард"). Видобутком пісковиків, доломітів, вогнетривких і тугоплавких глин із запасами від 12 до 80 млн т займаються великі приватні підприємства, такі як ЗАТ "Веско", "Керамет", АТ "Глини Донбасу", ТОВ "Євромінерал", ТОВ "Вахрушевський завод будівельних матеріалів", ВАТ "Докучаєвський флюсово-доломітний комбінат" з проектною потужністю 500–3300 тис. т.

Разом із забезпеченням металургійного і будівельного комплексів місцевою мінерально-сировинною базою в регіоні проводиться видобуток і дається геолого-економічна оцінка такої мінеральної сировини як вогнетривка і тугоплавка глина, яка відправляється в значних кількостях на експорт і тим самим є сировинною базою для керамічної та вогнетривкої промисловості інших країн.

Системна геолого-економічна вартісна оцінка родовищ неметалічних корисних копалин займає важливе місце як в системі державного управління надрами, так і в системі управління активами областей, адміністративних районів і господарюючих суб'єктів надрокористування для ефективного управління та прийняття економічно обґрунтованих рішень [1].

При проведенні геолого-економічної оцінки нерудних корисних копалин використовується і застосовується уся наявна нормативна база, а також раніше складені і апробовані у ДКЗ звіти та проекти за аналогічними або іншими видами нерудної сировини. В якості основного документу при оцінці використовується "Положення про порядок розробки та обґрунтування кондицій на мінеральну сировину для підрахунку запасів твердих корисних копалин у надрах" (2005 р.).

У видобувній галузі нерудної сировини східного регіону України є значні можливості для обґрунтування і вибору найбільш економічно ефективних та екологічно безпечних об'єктів для нарощування видобутку. Зокрема передбачається, що у 2012 році загальна вартість видобутої за рік нерудної сировини складе 7 млрд гривень. Крім того, в минулий 5-річний період від Донецької області видобута неметалічна сировина щорічно забезпечувала від 7 до 10 млн гривень надходжень (платежів) на відтворення сировинної бази. Проте для підвищення ефективності використання нерудної сировини слід звернути особливу увагу на необхідність розширеної геолого-економічної оцінки нерудних корисних копалин. Передусім це стосується розробки стратегії розвитку, основаної на дослідженні і прогнозуванні ринкової кон'юнктури, зниження собівартості видобутку, зниженні транспортних витрат, за рахунок інноваційного підходу до використання мінерально-сировинної бази з врахуванням районування та детальної геометризації, підвищення якості продукції, екологічних та земельних аспектів.

Зараз економічну ефективність освоєння запасів неметалічних корисних копалин та встановлення розміру (об'єму) платежу за користування надрами для нових розвіданих родовищ необхідно розраховувати тільки на базі технологічно видобувних запасів – частини геологічних запасів родовищ (покладів), вилучення яких із надр можливе при раціональному використанні сучасних технічних засобів і технологій видобутку з врахуванням вимог щодо охорони надр та довкілля.

Динаміка світового ринку неметалів демонструє його стійке зростання і збільшення ступеню споживання неметалів над металами [2]. В США, Канаді, Бразилії та

© Жикаляк М., Чиж В., 2012

Китаю за обсягами видобутку та вартості нерудної сировини неметалічні корисні копалини є індикатором соціально-економічного розвитку країн. В США в до кризовий період 10 тисяч підприємств, які спеціалізуються на видобутку та переробці нерудної сировини, щорічно виробляли високоліквідну продукцію загальною вартістю біля 35 млрд доларів. Одночасно Китай за виробництвом та експортом такої продукції як скло, магнезит, графіт, тальк, графит, гіпс і цеоліти випередив навіть США [2].

Реалізація програми розвитку базових і високоліквідних видів корисних копалин вимагає впровадження науковоємних інноваційних технологій з оцінки якості нерудної сировини, їх видобутку та переробки з метою створення енергозберігаючої і екологічно чистої продукції з новими споживчими властивостями.

Для досягнення цієї мети, на наш погляд, необхідно вирішити такі завдання:

1. Обґрунтувати теоретичні основи сучасної геолого-економічної оцінки нерудних корисних копалин стосовно інновацій та нових напрямків використання.

2. Визначити конкретні економічні критерії комплексної геолого-економічної оцінки нерудної сировини з урахуванням екологічної складової, природно-ландшафтних і земельних умов видобування і питомої цінності надр.

3. Розробити Тимчасові методичні рекомендації щодо складання техніко-економічних обґрунтувань, доцільності залучення до експлуатації розвіданих родовищ нерудних корисних копалин з їх вартісною оцінкою в умовах вільного ринку.

4. Удосконалити принципи і підходи до оцінки промислової значущості родовищ нерудних корисних копалин, що знову вводяться і резервних, з метою обґрунтування стратегії подальшого розвитку гірничорудної промисловості регіону.

5. Дослідити тенденції розвитку галузевої промисловості, де використовується нерудна сировина, з визначення приорітетних напрямків на перспективу до 2030 року.

6. Провести укрупнену геолого-економічну оцінку резервних родовищ і ділянок нерудної сировини, їх ранжирування згідно вибраним критеріям оцінки та вибору оптимальних і приорітетних варіантів освоєння.

1. *Жикаляк Н.В.* Особенности устойчивого недропользования в современных экономических условиях // Механизмы управления развитием социально-экономических систем. – Донецьк: ДВНЗ "ДонНТУ", 2010. – С. 498–507. 2. *Аксенов Е.М., Васильев Н.Г., Садыков Р.К.* Сырьвая база неметаллических полезных ископаемых России – состояние и перспективы развития // Разведка и охрана недр. – 2008. – № 9. – С. 108–113.

Надійшла до редколегії 07.10.11

УДК: 553. 042

А. Толкунов, асп.

ЗАКОРДОННИЙ ДОСВІД ТА ФОРМИ ЗАЛУЧЕННЯ ІНВЕСТИЦІЙ У НАФТОГАЗОВИДОБУВНУ ГАЛУЗЬ

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

Розглянуто результати дослідження організаційно-економічних форм відносин надрокористування та закордонного досвіду залучення інвестицій у нафтогазовидобувну галузь. Показано що Договір про розподіл продукції є дієвим механізмом залучення інвестицій. Найбільш позитивний ефект для приймаючої країни дають прямі іноземні інвестиції, оскільки вони пов'язані з переносом в країну нових технологій, методів управління та передового досвіду, що веде до підвищення загального рівня конкурентоспроможності економіки приймаючої країни.

A critical analysis of foreign experience in the attraction and use of investments in oil and gas resources had been made by the author of the research. This analisis showed that the the contractual forms of subsoil use and especially Production Sharing Agreements are the effective mechanism to provide the development of mineral resources of hydrocarbons and rational subsoil use.

Потановка проблеми

Прогнози багатьох експертів щодо подальшого підвищення цін на енергетичні ресурси дають нам всі підстави вважати проблему суттєвого збільшення обсягів видобутку нафти та газу на території України однією з найголовніших для Держави. Але для вирішення цього завдання потрібні значні фінансові ресурси та досвід з освоєння важко видобувних, глибоководних та нетрадиційних вуглеводневих ресурсів. Саме тому, на сьогодні, дуже важливим є збільшення обсягів залучення прямих іноземних інвестицій (ПІІ) в нафтогазовидобувну галузь. Проблема оцінювання закордонного досвіду залучення й використання інвестицій з метою вибору найбільш ефективних форм відносин надрокористування є актуальною для нафтогазового комплексу й у цілому для економіки країни.

Аналіз останніх досліджень і публікацій

Теоретичні основи інвестиційної діяльності в нафтогазовидобувній галузі висвітлені у працях вітчизняних та зарубіжних вчених таких, як Г. Бірмана, С.М. Богданчикова, Д. Буша, П.Л. Виленського, А. Гальчинського, В.М. Гейця, Д. Джоносона, М.С. Дь'ячкова, С. Кошечкіна, В. Лімітовського, М. Лівшиц, Л.К. Ліннік, О.Л. Лаврик, А. Марголіна, В. Пономаренко, К.Н. Міловідова, О. Рогача, С.О. Сосна, А. Кемпа, А.О. Конопляніка, Б.Д. Клюкіна, Д.О. Єгеря, О.М. Єрмілова, Ю.В. Шафраника, Н.О. Цвєткова та ін. Аналіз останніх досліджень і публікацій, дозволив зробити висновок про те, що проблема використання закордонного досвіду залучення інвестицій в нафтогазовидобувну галузь України є на сьогодні не достатньо розробленою.

Цілі статті полягають в дослідженні:

- умов та форм залучення інвестицій в освоєння нафтогазових ресурсів у світовій практиці,
- досвіду залучення інвестицій в освоєння нафтогазових ресурсів провідних нафтогазовидобувних країн світу.

Основні результати дослідження Вивченням світового досвіду залучення іноземних інвестицій в нафтогазовидобувну галузь (НГВГ) займалось багато дослідників. Найбільш змістовними працями на цю тему є роботи Буша Д., Джонсона Д., Дь'ячкова М.С., Лаврик О.Л., Ліннік Л.К, Міловідова К.Н., Кемпа А. та ін. [1, 2, 3, 4]. В результаті аналізу цих та багатьох інших досліджень можна прийти до певних загальних висновків щодо основних умов та форм залучення прямих іноземних інвестицій в нафтогазовидобувну галузь в світовій практиці. В кожній країні ці умови мають свої особливості, що обумовлено різними правовими режимами, проте можна сказати що спільним для більшості країн є такі ознаки цих умов:

- суверенітет держави у відношенні природних ресурсів корисних копалин;

© Толкунов А., 2012

• взаємовідносини держави та інвесторів регулюються законами, гірськими кодексами та контрактами які в деяких випадках можуть бути переважними над загальним законом (в разі ратифікації);

• намагання уряду дійти компромісу між, з одного боку, впровадженням непопулярних адміністративних мір та заходів що направлені на запобігання зловживань та мінімізацію ризиків а, з іншого – необхідністю сприяти надходження ПІІ в країну;

• державні органи та національна нафтова компанія (за наявності) захищають інтереси держави при здійсненні участі у відносинах з інвесторами [1].

Основними формами організаційно-економічних відносин надрокористування, відповідно до яких відбувається залучення іноземних інвестицій в нафтогазовидобувну галузь в світовій практиці є такі:

• концесійна фрма організаційно-економічних відносин надрокористування;

• ліцензійна форма організаційно-економічних відносин надрокористування;

• угода про розподіл продукції;

• сервісний контракт.

Представником держави нерідко виступає національна нафтова компанія. Однак, останнім часом все більшу роль у стосунках з закордонним інвестором відіграють відповідні державні органи. Це зумовлено тим, що національні нафтогазові компанії багатьох країн перестають повністю контролюватися державою через процеси приватизації (Великобританія) та, частково, через збільшення частки приватного капіталу в цих компаніях (в Нідерландах, в Швеції). Проте, в країнах що розвиваються обов'язковою умовою законодавства або контракту може бути створення спільного підприємства між компанією – інвестором і державною гірничою (нафтовою) компанією.

Наведені вище основні форми залучення ПІІ в нафтогазовидобувну галузь мають суттєві розбіжності. Розглянемо кожну з них окремо.

Так, **концесія** (від латинського concession – дозвіл, поступка) – є результатом договору про передачу в експлуатацію на певний термін природних ресурсів, підприємств й інших господарських об'єктів, що належать державі. Це схема відносин між державою й, як правило, іноземним інвестором (компанією), що затверджується контрактом (інколи відповідним державним актом у рамках чинного законодавства).

Важливим є те, що право на розробку родовища відрізняється від права власності на землю або надра. Ця форма не припускає надання права власності, а є адміністративним правом, що обмовляється конкретними умовами, обмежено в часі й у певних обставинах може бути анульовано. Більш детально це визначається в гірських кодексах.

У сучасній концесійній формі важливу роль відіграють сформовані в процесі розвитку ринкової економіки відносини між державою й компаніями, закріплені в законодавстві. Надання прав (дозволів, ліцензій), пов'язаних з використанням природних ресурсів, як і подальша діяльність власника цих прав, регулюється гірничим законодавством, або спеціальним галузевим законодавством, наприклад, про нафту й газ (як, наприклад, в Україні). При добре розробленому законодавстві, ця форма дозволяє ставити всіх суб'єктів у рівне положення перед законом і виключити можливість надання переваг будь-якій компанії. З іншого боку, без досить розвиненого законодавства, що регулює як відносини компанії й держави, так і відносини між компаніями (одноособовий ризик, юнітизовані угоди), контракти в кожному разі набувають особливих рис та можуть превалювати над законом.

До основних особливостей концесії відносяться такі:

• суб'єкт, що є власником концесії надається право власності на видобуту продукцію при відкритті й освоєнні родовища;

• суб'єкт, що є власником концесії надається право вільного користування землею й надрами;

• суб'єкт, що є власником концесії залишається власником устаткування яке використовувалось їм при проведенні робіт;

• податковий режим є економічною основою концесійної угоди, що включає сплату роялті й податку на прибуток.

В світовій практиці поширеними є три основні варіанти державної участі за такої форми залучення ПІІ в нафтогазовидобувну галузь (через державні органи або через національну нафтову компанію): 1) з "перенесеною державною участю" – спочатку іноземна компанія фінансує весь проект, а потім держава пропорційно відшкодовує витрати з одержуваної нею частки продукції (в такому випадку ця форма має дещо спільні риси з УРП); 2) шляхом прямого фінансування; 3) без здійснення фінансування [3].

З часом, ця форма, яку ще інколи називають "традиційна концесія", зазнала суттєвих змін і "еволюціонувала" в ліцензійну форму.

Ліцензійна форма залучення ПІІ в нафтогазовидобувну галузь поширена більш ніж в 50 країнах. Переважна більшість країн Західної Європи використовує цей вид угод, що є в загальних рисах подібними до концесійних, але в дещо "модернізованому" вигляді. Так, якщо раніше при концесійній формі держава не мала достатньо важелів впливу на діяльність іноземних компаній, то сьогодні держані органи мають змогу до певного ступеню регулювати цю діяльністю завдяки програмам пошуково-розвідувальних робіт, програмам дослідно-промислової розробки, проектам експлуатаційної розробки що мають бути представлені видобувними підприємствами на різних стадіях робіт та погоджені з відповідними державними органами або з національною нафтовою компанією, та виконання яких є обов'язковим згідно чинного законодавства (гірничі кодекси, відповідні закони).

Ліцензійна система – це певна система прав, основним з яких є право на розвідку або розробку природних ресурсів протягом чітко обмеженого періоду часу й на умовах, що закріплені в ліцензії. До таких умов, як правило, відносяться такі: 1) повернення ділянок; 2) мінімальні робочі зобов'язання іноземної компанії; 3) платежі за користування землею й надрами; 4) участь держави в прийнятті рішень.

Аналіз досвіду багатьох країн світу, що обрали ліцензійну форму залучення ПІІ в нафтогазовидобувну галузь дозволяє зробити висновок, що сучасна система ліцензій є дуже ефективною для держави, лише за умови стабільності гірничого й податкового законодавства. В такому разі, вона може забезпечити більш надійні гарантії як дотримання національних інтересів, так і прав інвестора.

Характерною рисою **угод про розподіл продукції** є надання контракту сили закону (production-sharing agreement – PSA, у Україні – УРП). Це – одна із причин широкого поширення цієї форми залучення ПІІ в нафтогазовидобувну галузь у країнах, що розвиваються. Угоди про розподіл продукції в світовій практиці містять, як правило, такі основні елементи:

• режим часткового розподілу продукції є економічною основою УРП;

• згідно УРП вся продукція до розподілу належить державі (це є дуже важливим з огляду на можливості регулювання ринку, що надає ця особливість цієї форми);

• видобувна компанія є підрядником, що має контракт на проведення робіт;

• на видобувну компанію лягають всі витрати й весь ризик;

• компенсуючи витрати з частки продукції інвестора (в більшості випадків);

• можливе застосування платежу роялті в УРП в деяких випадках;

• для УРП є характерною "автономність" податкового й правового режиму;

• устаткування, яке використовувалось підрядником, стає власністю держави після відшкодування підрядникові його вартості;

• підрядник зобов'язаний виконати мінімальну обов'язкову програму робіт на кожній стадії (пошуки, розвідка, розробка);

• підрядникові відшкодовуються всі витрати у відповідності зі спеціальною бухгалтерською процедурою. Це відбувається, на відміну від розповсюдженого обліку витрат, у складі собівартості як суми поточних витрат й амортизації. У цьому випадку для відшкодування представляється накопичена сума поточних і капітальних витрат [2].

Перевагою УРП є простий й ефективний механізм вилучення державної частки доходів.

Сервісні контракти є специфічною формою участі іноземних компаній у розробці природних ресурсів є сервісні контракти. Вони містять у собі елементи й концесійної угоди, і договору про розділ продукції. Найбільш розвинена ця форма в Латинській Америці (Чилі, Бразилія, Перу, Еквадор).

Відмінними рисами сервісних контрактів є те, що на пошуково-розвідувальній стадії нафтова компанія бере на себе весь ризик і всі витрати. У випадку комерційного відкриття компанія одержує компенсацію, але не у вигляді нафти, а як правило, у грошовій формі. Розмір компенсації залежить від вартості видобутої нафти.

Спільне підприємство (СП), створене за участю державної й приватної компаній, по правовому статусу, як правило, нічим не відрізняється від підприємства з 100 %-ною участю приватних компаній. Таке СП являє собою об'єднання компаній з метою спільної участі в проекті, для здійснення діяльності на умовах ліцензійної форми чи на умовах угоди про розподіл продукції.

Спільне підприємство, створене за участю державної компанії як у рамках концесії, так й у рамках УРП, є важливим елементом цих взаємин. Метою такого СП є участь держави в проекті не тільки як власника ресурсів корисних копалин, але і як інвестора. У свою чергу СП, що створені з державними компаніями, розділяються на три основні категорії:

1) Участь державного підприємства відбувається у формі безпосереднього інвестування (внесення фінансових ресурсів або основних фондів) на умовах, які характерні й для іноземної компанії;

2) Участь державного підприємства відбувається у вигляді так званого "перенесеного інтересу" або, інакше, – "відкладеної участі". У цьому випадку на перших стадіях пошуково-розвідувальних робіт іноземна компанія бере на себе весь фінансовий і геологічний ризик, а після відкриття родовища й початку видобутку державне підприємство відшкодовує зі своєї частки прибутку витрати іноземної компанії пропорційно своєї участі на паях.

3) Участь державного підприємства відбувається у формі реалізації прав держави як власника ресурсів. У цьому випадку внеском підприємства є нематеріальні активи, що включають вартість прав на використання мінеральних, земельних, водних й інших природних ресурсів.

СП за участю державного підприємства засновуються, як правило при концесійній формі діяльності (Гвінея-Біссау, Нігерія), однак у ряді країн такі спільні підприємства виконують роль підрядника в договорах про частковий розподіл продукції (Ангола).

Аналіз світового досвіду та особливості правових режимів та форм залучення ПІІ в НГВГ деяких кран світу

Аналіз світового досвіду показав, що прямі іноземні інвестиції залучають не тільки нафтовидобувні країни, що розвиваються але і розвинуті західні держави, як наприклад Великобританія і Норвегія. Освоєння нафтогазових родовищ Північного моря, що булу відкриті в секторах цих країн, проходило із залученням американського і німецького капіталу і в цілому сприяло не тільки зростанню грошових доходів, але також і зміцненню енергетичного господарства цих країн. Так, колись слабкий, а на сьогодні потужний енергетичний комплекс Великобританії почав інтенсивно розвиватися з середини 70-х років в період освоєння ресурсів Північного моря в значній мірі на базі американських технологій та американського капіталу. Приплив ззовні допоміг в короткі терміни освоїти інноваційні підходи та новітні технології. Саме через це вже на початку 80-х років у Великобританії була вирішена проблема енергетичного самозабезпечення. У Норвегії до моменту відкриття перших родовищ не було ні власного досвіду, ні фахівців нафтогазового профілю. Перші ліцензії на розвідку і виробництво нафти надавалися іноземним, в основному американським нафтовим компаніям. Через брак нафтового законодавства всі умови і взаємні зобов'язання встановлювалися на договірній основі. Приплив іноземного капіталу дав потужний імпульс розвитку норвезької нафтогазової промисловості. Перші 300 тис. т. були видобуті тільки в 1971 р. [5]. На сьогодні, як відомо, Норвегія є країною що відноситься до однієї з найбільших у світі експортерів нафти і газу.

В різних країнах світу діють різні форми та умови залучення прямих іноземних інвестицій в нафтогазовидобувну галузь (табл.1).

Нафтогазова галузь в ряді країн, де вона має переважне значення для національної економіки, регулюється спеціальним законодавством, найбільш важливі положення якого включають:

1. Питання власності на ресурси нафти й газу.
2. Питання, пов'язані з управлінням процесу освоєння природних ресурсів.
3. Види контрактів/угод:
   - ліцензійна угода;
   - контракт про розділ продукції;
   - сервісний контракт.
4. Ділянки, що надаються іноземному й національному інвесторам.
5. Процедури надання ліцензій, дозволів, грантів, умови проведення тендерів, аукціонів, переговорів.
6. Розподіл доходів (роялті, податки, за гнучкою шкалою).
7. Питання функціонування державного нафтового підприємства, його повноваження по представленню інтересів держави при проведені переговорів. Перехід відповідних повноважень до Комітету з нафти при приватизації підприємства.
8. Вирішення спорів.
9. Стабільність умов контрактів.
10. Захист національних інтересів: гарантія залучення місцевої робочої сили, навчання, передача технологій.
11. Умови експорту нафти й газу, включаючи зобов'язання по забезпеченню місцевих потреб. Гарантія вільного експорту нафти, що належить іноземній компанії.

Таблиця 1

Форми та умови залучення прямих іноземних інвестицій в нафтогазовидобувну галузь в деяких країнах світу (з використанням [6] зі змінами)

Країна	Тип фіскальної системи	Тривалість, роки		Роялті (рента), %	Бонус	Повернення затрат для УРП, %	Обов'язки по внутрішньому ринку	Участь держави
		Розвідка	Видобуток					
Україна	ЛФ+УРП (не працює)	До 20	20	Регулюється бюджетним законодавством	По УРП на договірних умовах	100	По УРП на договірних умовах	
Алжир	УРП+ УСП	4+2	12	Плаваюча 12,25–20	За дозвіл на розвідку	-	По газу на договірних умовах	51 % розвіданих запасів
Аргентина	ЛФ	3+6	20	Плаваюча 5–12	-	-	Є	15–50 % реалізації нафти
Франція	ЛФ	5+10	5+10	Плаваюча 0-12 нафта; 5-газ	-	100	Немає	Немає
Єгипет	ЛФ+УРП	8	20	0–10		30-суходіл; 40-шельф	Немає	Немає
Канада	ЛФ			Плаваюча, 0–50	Є в провінції Альберта	-	Є	
Китай	УРП	30	7+15	Плаваюча 0-12,5 нафта; газ: шельф 0-3; суходіл 0–12,5. Псевдо роялті – 5 % КП	-	50-62,5	Немає	До 51 % реалізації нафти
Російська Федерація	ЛФ+УРП		25	Відсутня, 13,5–19 єдиний податок	-	50	Є	До 51 % реалізації нафти
Сирія	УРП	-	-	11	Є	35 %	Немає	Немає
США	ЛФ			Плаваюча 0,5–10		Є	Немає	60 %
Велика Британія	ЛФ	18	-	Немає, 75 % податок на прибуток від нафти	Немає	100 %	60 міс. 10 % ринкової ціни за 25 % нафти	Немає
Норвегія	ЛФ	30	-	Немає, 30 % спеціальний податок	-	100	Немає	80 % компанія Statoil

Особливо важливим для нас є досвід залучення ПІІ Великобританії та Норвегії, з огляду на те що на глибоководних акваторіях цих країн вже декілька десятиріч активно проводяться роботи з видобутку нафту і газу. За оцінками експертів в глибоководній частині українського сектору Чорного моря зосереджено значна частина вуглеводневої мінерально-сировинної бази України. В цілому, в Південному нафтогазоносному регіоні зосереджено біля 2600 млрд т умовного палива, що складає близько 34,5 % від всіх початкових видобувних ресурсів вуглеводнів України [7]. Проте, освоєння цих ресурсів потребує значних інвестицій, що в свою чергу не можливе без створення відповідних організаційно-економічних форм та правових умов їх залучення.

Підсумовуючи вищенаведене можна зробити наступні висновки.

Законодавчі й підзаконні акти в розвиток основного законодавства про вуглеводні в світовій практиці припускають рішення таких питань, як: процедура організації й проведення конкурсів; порядок надання ліцензій; оподатковування в нафтовій промисловості; модель ліцензійної угоди; модель контракту про розділ видобутку.

Проведений аналіз різних організаційно-економічних форм відносин іноземних нафтогазових компаній з державою показує, що їхні сучасні модифікації є досить гнучкими та за великим рахунком можуть приводити до приблизно подібних результатів ефективності отримання державою економічної ренти. Але разом з цим, внаслідок прозорості економічного механізму стягнення фіскальних платежів УРП та більшої "незалежності" від загального законодавства, на даний час виглядає більш прийнятним для країн, що розвиваються. Успішне функціонування концесійної системи вимагає набагато більше глибокого проробления як фіскальних режимів на території таких країн, так і вирішення численних правових питань гірничого законодавства.

Проведений аналіз світової практики показав, що найбільший позитивний ефект для приймаючої країни дають прямі іноземні інвестиції, оскільки вони представляють довгострокові капіталовкладення, орієнтуються в першу чергу на стратегічні переваги приймаючої країни і мало схильні до впливу короткострокових кризових чинників. Крім того, ПІІ пов'язані з переносом в країну передового досвіду, нових технологій, методів управління та ринкових технологій, що веде до підвищення загального рівня конкурентоспроможності економіки приймаючої країни.

Проблема залучення прямих іноземних інвестицій в українську економіку набуває все більшої актуальності по мірі зростання ціни на нафту та газ та падіння обсягів видобутку вуглеводнів на території України. Адже від стану забезпеченості Держави енергоносіями залежать темпи та характер розвитку її економіки. Для розробки нових та вдосконалення вже існуючих організаційно-економічних форм залучення прямих іноземних інвестицій в нафтогазовидобувну галузь України має бути використаний як власний, так і закордонний досвід провідних нафтогазовидобувних країн світу.

Перспективою подальших розвідок у даному напрямку є дослідження можливостей підвищення ефективності організаційно-економічних форм відносин надрокористування в Україні для збільшення обсягів інвестування робіт з пошуків, розвідки та видобутку вуглеводневої сировини.

1. *Джонстон Д.* Международный нефтяной бизнес: налоговые системы и соглашения о разделе продукции. Пер. с англ. – М.: ЗАО "Олимп-Бизнес", 2000. – 340 с. 2. *Daniel Johnston.* International Exploration Economics, Risk, and Contract Analysis/ Pennwell Books, 2003. – 401 p. 3. *Дьячков М.С.* Основные элементы универсальной модели оценки

эффективности инвестиций. Геологическое изучение и использование недр. Научно-технический информационный сборник. – М.: ООО "Геоинформцентр", 2003. – № 1. – С. 46–53. 4. *Кетр А.* Petroleum Rent Collection around the World. Nova Scotia: Institute for International Research on Public Policy Canada, South Halifax. – 1987. 5. *Линник Л.К.* Налоговое регулирование при пользовании недрами в России и зарубежных странах. – М.: ВНИИВС, 2002. – 125 с. 6. Стан і перспективи розвитку нафтогазового комплексу України: Карп І.М., Єгер Д.О., Зарубін, 2006. – 310 с. 7. *Лукін О. Ю.* Вуглеводневий потенціал надр України та основні напрямки його освоєння // Буріння. – 2009. – № 4. – С. 24–32.

Надійшла до редколегії 28.11.11

УДК 553.611.6

О. Андрєєва, канд. геол. наук

ОСОБЛИВОСТІ МЕТОДИК ГЕОЛОГО-ЕКОНОМІЧНОЇ ОЦІНКИ МІНЕРАЛЬНО-СИРОВИННОЇ БАЗИ БЕНТОНІТОВИХ ГЛИН УКРАЇНИ

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

Проведено геолого-економічну оцінку мінерально-сировинної бази бентонітових глин України за допомогою бальної шкали, методики коефіцієнтів приведення, регресійно-кореляційного аналізу. Встановлена доцільність їх використання на початкових етапах вивчення родовищ.

The estimation of raw-material bases of bentonitic clays of Ukraine was carried out using with a ball scale, method of reduction coefficients, regressive-correlation analysis. The set expedience of their use is on the initial stages of study of deposits.

Постановка проблеми. Бентонітові глини – мінеральна сировина багатоцільового призначення, яка характеризується сукупністю корисних фізико-механічних і хімічних властивостей таких, як пластичність, здатність до набрякання, висока сорбційна активність. Родовища та прояви бентонітових та бентонітоподібних глин територіально розміщені досить нерівномірно [1]. Традиційно виділяють шість бентонітоносних провінцій (рис. 1): Закарпатський прогин; Передкарпатський прогин, Львівська мульда і Волино-Подільська плита; Причорноморська западина; Український щит і його осадовий чохол; Гірський і Рівнинний Крим; Донбас.

Серед відомих на сьогодні понад 100 родовищ та проявів лише для 30 % визначені запаси та ресурси за категоріями від $A+B+C_1$ до P_3 і лише 8 родовищ включені до Державного балансу корисних копалин України. На сьогоднішній день такими що розробляються вважаються чотири родовища: Горбківське, Черкаське, Григорівське, Кудринське (на даний час розробляються запаси Черкаського та Горбківського родовищ). Ільницьке родовище знаходилось у промислово-дослідній розробці з 2002 по 2004 рік. Курцівське, Бережанське та Пижівське родовища зараз законсервовані.

Мінерально-сировинна база бентонітових глин України характеризується значною кількістю попередньо-розвіданих запасів і перспективних ресурсів, які досліджувались в окремі періоди відповідно до різних вимог щодо геологічного і техніко-економічного вивчення об'єктів. В результаті сформована мінерально-сировинна база потребує систематизації отриманих даних та їх оцінки за єдиними геолого-економічними критеріями.

Аналіз останніх досліджень. В літературі досить ґрунтовно висвітлено результати наукових досліджень з геології, мінералогії, фізико-хімічних особливостей бентонітових глин України. Однак, геолого-економічна оцінка родовищ зводиться до наведення лише їх техніко-економічних показників, а єдина методика оцінки досі залишається не розробленою. Однією з причин такого стану є існуюча множинність підходів до вирішення цієї проблеми.

Постановка завдання. Всі об'єкти мінерально-сировинної бази (МСБ) бентонітових глин України характеризуються різним ступенем геологічного та техніко-економічного вивчення, тому можливість використання методик, які дають змогу оцінити їх промислову цінність, є обмеженою. Зважаючи на різний ступінь вивченості родовищ, на зростання світового попиту на якісну бентонітову сировину, постійне збільшення об'єму та розширення галузей її використання, необхідно виділити найбільш цінні об'єкти мінерально-сировинної бази бентонітових глин України та переоцінити уже розвідані родовища за єдиними геолого-економічними критеріями, застосовуючи при цьому сучасні методики геолого-економічної оцінки. Зважаючи на вищевикладене виникла необхідність провести геолого-економічну оцінку об'єктів з застосуванням комплексу методів та порівняти результати, що будуть отримані за різними методиками.

Виклад основного матеріалу. Для вирішення поставленої задачі було вибрано наступні методи геолого-економічної оцінки – методика коефіцієнтів приведення, регресійно-кореляційний аналіз та ранжування родовищ за допомогою бальної шкали. Результати оцінювання заносились до об'єднаної таблиці. Щоб встановити перспективність родовищ та проявів бентонітових глин, що відомі на території України, автором розроблено **бальну шкалу** для оцінки бентонітових родовищ та проявів [2]. Використовуючи літературні дані та фондові матеріали було проаналізовано всю існуючу інформацію що стосується вітчизняних родовищ та проявів бентонітових глин.

Встановлені параметри, що відомі для всіх об'єктів мінерально-сировинної бази бентонітових глин України, було віднесено до групи основних (геологічних) показників: потужність та глибина залягання корисної копалини, складність геологічної будови. Крім того, було вибрано параметри, які є найбільш показовими та важливими при економічній оцінці родовищ в якості додаткових показників: якість сировини (лужність чи лужноземельність, а також бентонітова це глина, бентонітоподібна чи полімінеральна) та величина і категорія запасів. Для кожного родовища та прояву за вибраними показниками визначено бали за п'ятибальною шкалою. За сумою балів визначалась перспективність того чи іншого родовища у двох варіантах – за основними та додатковими показниками. Всього за бальною шкалою було проведено ранжування для 107 об'єктів.

Застосування основних показників дає змогу проводити порівняльну геологічну оцінку об'єктів. Введення додаткових показників дозволяє не тільки скоректувати положення родовищ на діаграмі, а й виділити серед рівнозначних об'єктів найбільш перспективні, тобто визначити економічну доцільність їх розробки. За бальною шкалою можливо визначати перспективність родовища чи прояву як за провінціями, так і загальну – в масштабах країни.

Використання запропонованої шкали дає змогу порівнювати об'єкти з різним ступенем вивченості і може застосовуватись при визначенні перспективності будь-якого родовища серед низки об'єктів при обмеженій кількості інформації. В процесі подальших досліджень родовищ чи проявів та з появою більш повних економічних та геологічних даних можливо вводити нові показники, що дозволить проводити ранжування об'єктів більш детально.

© Андрєєва О., 2012

Розрахунок товарної вартості прогнозних ресурсів та запасів бентоніту виконано за **методикою коефіцієнтів приведення**, що була розроблена ВСЕГЕІ – експрес-оцінки вартості мінеральної сировини [3]. Хоча вона не може повністю відображати промислове значення та ринкову вартість родовища, однак виокремлення із наявних об'єктів найбільш цінних за такими розрахунками можливе і є доцільним при неможливості використання інших методик.

Економічна оцінка із використанням методики коефіцієнтів приведення проводилась для 19 об'єктів мінерально-сировинної бази бентонітових глин України. Для її проведення були відібрані родовища з підрахованими запасами та ресурсами від категорії $A+B+C_1$ до категорії P_1.

Товарна вартість вираховувалась у двох варіантах. Перший – з урахуванням середньої вартості бентонітової сировини на внутрішньому ринку США (19 родовищ) , другий – на основі внутрішніх цін на сировину конкретних вітчизняних родовищ (3 родовища).

У випадку відсутності достатньої кількості даних доцільним є порівняння геологічних об'єктів з моделями, які є еталонними для родовищ конкретних видів мінеральної сировини і побудовані з врахуванням геологічних та економічних факторів з використанням системи техніко-економічних показників, що використовуються на завершальних етапах геологорозвідувальних робіт. Таким методом є побудова **графіків регресій**, які відображають співвідношення між геологічними, технологічними, економічними, якісними та кількісними характеристиками родовищ за допомогою рівнянь регресії. Регресійний аналіз слугує для визначення виду зв'язку між двома показниками, що характеризують родовище, і дає можливість прогнозувати значення одного показнику виходячи із значення другого. В результаті ми отримуємо певну геолого-економічну модель родовищ, яка побудована на основі узагальнених геологічних та техніко-економічних показників. В процесі геолого-економічної оцінки даним методом можливо визначити перспективність об'єкту за прийнятними якісними і кількісними характеристиками. Для цього після побудови діаграм та прямої (або гіперболи) перспективності родовищ необхідно винести точки оцінюваних об'єктів на графік (перспективна область об'єктів знаходиться над графіком функції).

Для оцінки якісної складової перспективності родовищ та проявів бентонітових глин можливою є побудова діаграм розсіювання та ліній регресій з використанням даних щодо складу та вмісту обмінних катіонів, сумарного вмісту монтморилоніту. Таким шляхом можна оцінювати якісні характеристики глин для встановлення приналежності об'єкту до конкретної групи технологічної класифікації бентонітових глин та можливості їх використання в різних галузях промисловості.

Для даного дослідження вибірка включає відомі світові родовища бентонітових глин, які розробляються, та об'єкти вітчизняної мінерально-сировинної бази, для яких підраховані запаси або попередньо визначені прогнозні та перспективні ресурси бентонітових глин.

Було побудовано графіки регресій за співвідношеннями показників сумарного вмісту обмінних катіонів та вмісту монтморилоніту в глинах. При проведенні порівняння родовищ та проявів вітчизняної сировинної бази бентонітових глин із відомими родовищами світу визначено, що за співвідношенням цих показників українські родовища знаходяться в середній частині графіку та вище лінії регресії. Оскільки переважна частина глин на вітчизняних родовищах є лужноземельними, то за вмістом обмінних катіонів Na вони знаходяться поза перспективною областю, але за сумарним вмістом обмінних катіонів мають позитивне значення.

Також було побудовано графіки регресій за співвідношеннями показників кількості запасів глин та виробничої потужності гірничого підприємства: а) для відомих світових родовищ, б) для перспективних та прогнозних ресурсів бентонітових глин України. Для всіх вітчизняних родовищ та проявів використовувались проектні значення виробничих потужностей [4].

Результати геолого-економічної оцінки, що була проведена за запропонованими методиками, наведені в табл. 1.

Таблиця 1

Результати геолого-економічної оцінки

Метод оцінки	Якісні та кількісні показники, які враховуються в ГЕО	Високоперспективні об'єкти	Низькоперспективні об'єкти
Бальна шкала	Потужність корисної копалини, глибина залягання, складність геологічної будови	Черкаське, Ільницьке, Горбківське, Хижинська, Біловоди, Велика Чернетчина, Лахновщина	Пелiканське, Смерекiв Камінь, Надієвське, Нікопольське, Камиші, Межиріч, Каракубська, Бакли, Білогородський, Мильний, Скелясте, Терновка, Чорноріченська
	Потужність корисної копалини, глибина залягання, складність геологічної будови, кількість запасів чи ресурсів корисної копалини, мінеральний вид корисної копалини	Черкаське, Горбківське, Ільницьке, Григорівське, Ново-Водолажське, Пісковське, Сорищенське	Новоселицьке, Тячівське, Олександрівське, Великокопанська, Смерекiв Камінь, Надієвське
Методика коефіцієнтів приведення	Складність геологічної будови, кількість запасів чи ресурсів, зовнішні ціни	Черкаське, Сорищенське, Ільницьке, Стулепівське	Курцівське, Пижівське, Смиковецьке, Кудринське, Бережанське, Почаєвське
	Складність геологічної будови, кількість запасів чи ресурсів, внутрішні ціни	Черкаське	Горбківське
Регресійний аналіз	Виробнича потужність підприємства, кількість запасів корисної копалини	Черкаське, Ільницьке, Сорищенське, Ільїчевське, Дроновське	Золочевське, Солоні Маки, Раздоловське
	Вміст обмінних катіонів, вміст монтморилоніту	Кудринське, Черкаське	

Висновки. Оскільки мінерально-сировинна база бентонітових глин України характеризується нерівномірним ступенем вивченості родовищ та проявів, тому ефективним методом для визначення та порівняння перспективності всіх її об'єктів є бальна шкала. Вона дає змогу проводити їх оцінку по-перше – одночасно, по-друге – при обмеженій кількості інформації щодо об'єктів та по-третє – охоплювати всю МСБ.

Якщо за бальною шкалою може визначатись перспективність об'єктів за мінімальною кількістю вихідних даних (ранжування за основними показниками), то для визначення товарної вартості родовищ необхідно воло-

діти інформацією щодо складності геологічної будови, величини запасів та ресурсів корисної копалини. За цією методикою не можна повністю визначити ринкову вартість родовищ, але вона дозволяє встановити та порівняти їх цінність та вибрати першочергові об'єкти для подальших досліджень.

За допомогою регресійного та кореляційного аналізу можливо проводити порівняння родовищ та проявів вітчизняної сировинної бази бентонітових глин з вибіркою світових об'єктів-аналогів. Це порівняння геологічних об'єктів з моделями, які є еталонними для родовищ конкретних видів мінеральної сировини з побудовою графіків, що відображають співвідношення між геологічними, технологічними, економічними, якісними та кількісними характеристиками родовищ за допомогою рівнянь регресії.

За результатами геолого-економічної оцінки мінерально-сировинної бази бентонітових глин України було побудовано заключну таблицю (табл. 1), в якій наведено залежність параметрів геолого-економічної оцінки та перспективності родовищ і проявів бентонітових глин. Для її побудови враховувались показники, що були застосовані при проведенні геолого-економічної оцінки, відповідно по кожному з методів. Встановлено, що при зміні якісних та кількісних показників змінюється перспективність об'єктів. Наприклад, родовища, які за ранжуванням за основними (геологічними) показниками були визначені як перспективні об'єкти, не отримали достатньої кількості балів при введенні додаткових показників. Заключний висновок щодо перспективності об'єктів було сформовано за співставленням результатів оцінки за всіма використаними методами.

За допомогою розглянутих методів геолого-економічної оцінки серед об'єктів вітчизняного надрокористування Черкаське родовище бентонітових і палигорськітових глин визначено як найбільш промислово значимий об'єкт. Воно дає основний процент видобутку бентонітової сировини, балансові запаси його складають близько 80 % запасів країни. Серед балансових родовищ також підтверджується перспективність таких родовищ як Ільницьке (промислово-дослідна розробка), Горбківське, Григорівське (розробляється) (див. рис. 1). Серед родовищ, що не враховані Державним балансом запасів корисних копалин України, найбільш перспективним об'єктом можна вважати Сорищенське родовище з великою кількістю запасів та визначеною товарною вартістю понад 400 млн доларів США.

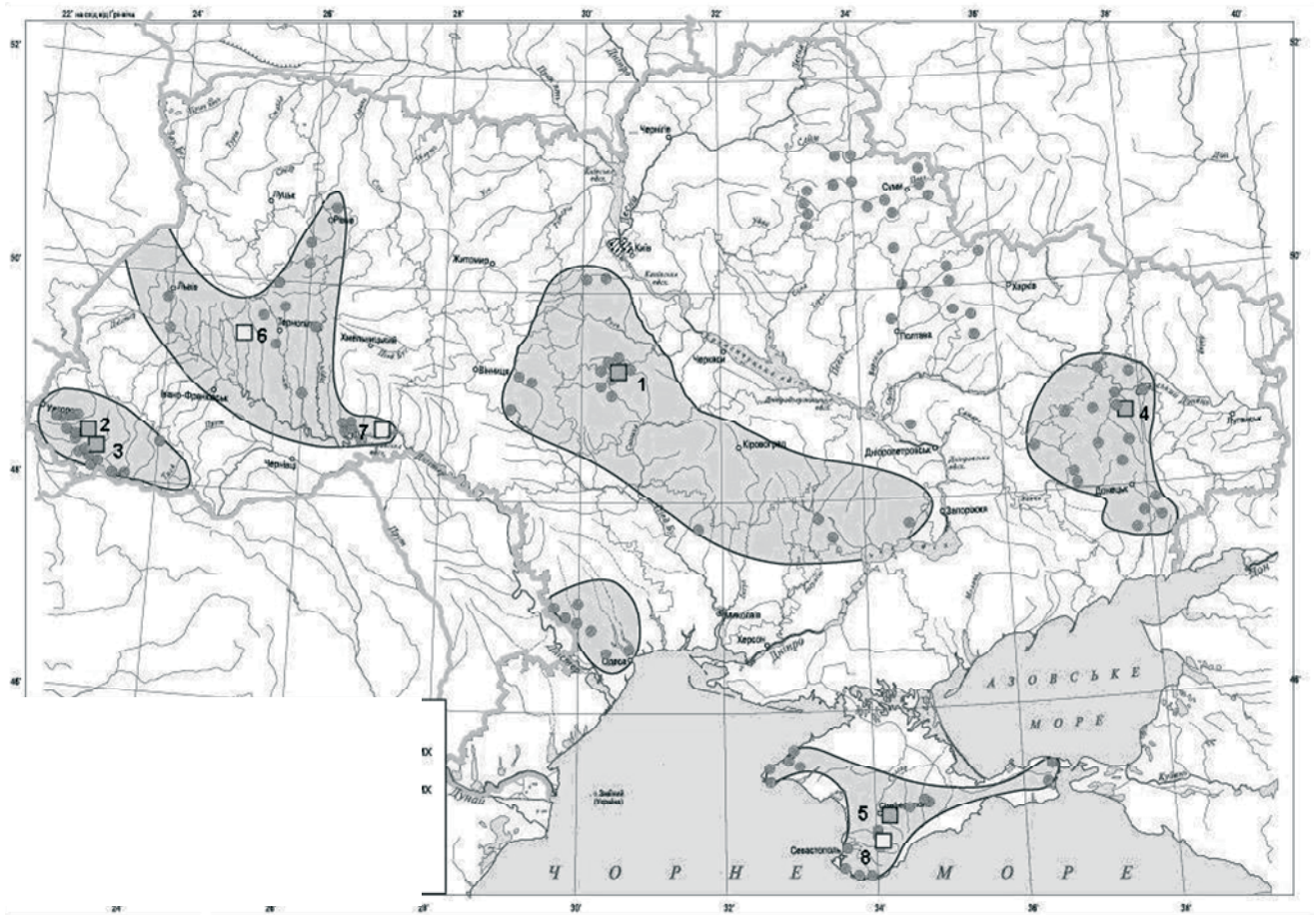


Рис. 1. Схема розміщення вітчизняних родовищ і проявів бентонітових та бентонітоподібних глин.
Родовища, що враховуються Державним балансом корисних копалин України:
1- Черкаське, 2 – Ільницьке, 3 – Горбківське, 4 – Григорівське, 5 – Кудринське, 6 – Бережанське, 7 – Пижівське, 8 – Курцівське

Родовища, що визначені як найбільш перспективні об'єкти мінерально-сировинної бази мають наступні характеристики. Ільницьке та Горбківське родовища знаходяться в провінції Закарпатський прогин. Вони характеризуються приповерхневим горизонтальним заляганням та достатньою потужністю корисної копалини. Глини Ільницького родовища після їх модифікації подібні до якісних лужних імпортних бентонітів. Григорівське та Сорищенське родовища містяться в провінції Донбас, тобто територіально розміщені в індустріальних районах. Вони залягають на незначній глибині, мають декілька продуктивних горизонтів, що характеризуються потужностями до 10 м. У глинах Сорищенського родовища відмічається підвищений вміст Na у деяких

прошарках. Глини Григорівського родовища за якістю подібні до черкаських.

Практичне значення результатів роботи полягає у можливості використання наведених методик геолого-економічної оцінки для визначення перспективності об'єктів мінерально-сировинної бази бентонітових глин України, особливо на початкових етапах їх вивчення. Результати геолого-економічної оцінки можливо використати для планування черговості освоєння та залучення до промислової розробки нових родовищ бентонітових глин.

1. Обзор месторождений бентонитов УССР [Текст]: Отчет / Харьковская комплексная геологоразведочная экспедиция, ТР "Днепрогеология"; отв. исполн. Канский В.Е., Солонская М.М. – Харьков, 1971. – 131 с. 2. *Андрєєва О.О.* Оцінка бентонітових родовищ України за допомогою бальної шкали // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. – Вип. 49. – 2009. – С. 65–68. 3. *Неженский И.А.* О расчете товарной стоимости прогнозных ресурсов и запасов твердых полезных ископаемых // Минеральные ресурсы России. – № 3. – 2003. – С. 54–56. 4. *Курило М.М., Андрєєва О.О.* Оцінка перспектив розробки вітчизняних родовищ і рудопроявів бентонітів за техніко-економічними показниками // Наукові праці інституту фундаментальних досліджень. – Вип. 12. – 2007. – С.107–117.

Надійшла до редколегії 11.11.11

УДК 553.495(477.5)

И. Рослый, д-р геол. наук

ПОЛИГЕННО-ЭКЗОГЕННОЕ ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА В ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЕ

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

Рассмотрен механизм формирования Адамовского, Краснооскольского и Берекского полигенных уранобитумных месторождений, приуроченных к локальным стратиграфическим несогласиям систем карбона и перми. Акцентируется внимание на синхронности динамической активности разломов, формирований антиклинальных структур, поступления гидротермальных рудоносных растворов, разрушения углеводородных залежей и образования U-битумной минерализации в гидрогеологически раскрытых структурах. U-носные оруднения сопровождаются полиметаллическими

The mechanism of forming of the Adamovskoie, Krasnooskolskoie, Berekskoie poligenous uranium – bitumenous fields being attributed to the local stratigraphical disconformities of the Systems of the Carboniferous and Permian, has been considered. The synchroneity of all the following named – the dynamical activity of fractures, the forming of anticlinal structures, the input of hydrothermic ore – bearing solutions, the destruction of hydrocarbon pools, the forming of U-bitumenous mineralization in hydrogeologically opened structures has been strongly paid attention. The U-bearing metallizations being accompanied by that of polymetallization-present

Введение. По данным МАГАТЭ Украина входит в первую десятку стран мира по количеству открытых месторождений урана и является ведущей в Европпе. Здесь известно свыше 20 месторождений с потенциальными ресурсами 235 тыс.т, большая часть которых разведана. В осадочных формациях открыто более 10 месторождений и обнаружены многочисленные рудопроявления. По генетическому типу эти локальные концентрации U делятся на три класса: 1) экзогенно-осадочные; 2) гидрогенные месторождения и рудопроявления; 3) полигенные (экзогенно-гидротермальные) месторождения и рудопроявления [1]. В пределах Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) при поисково-разведочных работах скважинами разной категории вскрыты многочисленные радиоактивные аномалии, которые могут расцениваться поисковыми критериями для месторождений и рудопроявлений U экзогенно-осадочного или полигенного классов [2]. Подобные месторождения выявлены в пределах Славянской брахиантиклинали (Адамовское), вблизи Берекского соляного купола и на Краснооскольской брахиантиклинали. Механизм формирования названных месторождений предлагается рассматривать в комплексе синхронной взаимозависимости локальногеодинамических (эндогенных), гидротермальных и экзогенных процессов, приведших к U-рудообразованию.

Основные факторы уранового рудообразования в осадочной толще. Радионуклиды в окружающей геологической среде находятся в динамическом равновесии. В известных минералах и соединениях урана установлены две валентные модификации – IV и VI-валентный U, поведение которых в природных обстановках резко различно. Имеющиеся химические и геохимические данные указывают на высокую подвижность в этих условиях шестивалентного и практически полную инертность четырехвалентного урана. Шестивалентный уран существует в форме уранил-иона $(UO_2)^{2+}$. Огромные массы урана, находящиеся в земной коре, не образуют достаточно крупных скоплений, которые могли бы относить к обычным месторождениям этого минерального вида. Доля рассеянного урана в горных породах составляет более 50 % его общего содержания в коре [3, 4]. Известно также, что растения и живые организмы не концентрируют соединения урана. Среднее содержание U в золе растений составляет $n \cdot 10^{-6}$ % при среднем содержании в почвах $3 \cdot 10^{-4}$ %. Ничтожные количества урана содержатся также в свежей древесине (10^{-7}–10^{-5} %). Однако после отмирания живых организмов и растений захороненные останки, начиная с ранних стадий диагенеза и кончая поздними эпигенетическими изменениями, могут накапливать уран вплоть до образования его промышленных концентраций. Здесь имеют место геохимические процессы сорбции, ионного обмена и образования ураноорганических соединений – восстановление урана VI- до IV-валентного. При этом необходима обстановка окислительной среды, способствующая миграции U в виде различных соединений ионного уранила. Очень часто концентрация U в органическом веществе связывается исключительно с его восстановлением при окислении сложных соединений углерода. Уместно также отметить, что практика непосредственного изучения минерального состава урановых руд подтверждает прочную форму связи урана с органическим веществом, которое имеет подчиненное значение. Преобладающей формой нахождения U в урановых рудах являются самостоятельные его минералы – коффинит, настуран, уранинит, сопровождающиеся минералами восстановленного железа. Эти данные свидетельствуют, что главным процессом взаимодействия органических веществ и урана является восстановление последнего [2, 3].

Наименее способны восстанавливать уран жидкие углеводороды и нефть. По мере их окисления и превращения в твердые битумы восстановительная емкость возрастает и достигает максимумов в высокоокисленных твердых битумах типа окси- и гумино-керитов. Они обладают наиболее высокой реакционной способностью по отношению к урану, концентрация U в них на

© Рослый И., 2012

месторождениях достигает 5–10 %. В отличие от нефти, ископаемые растительные остатки обладают высокими восстановительными свойствами уже на самых ранних стадиях разложения. Анализ природных ассоциаций U и органических веществ показывает, что наиболее реакционноспособными по отношению к U являются не отдельные элементы, а, по-видимому, группа гуминовых кислот [3, 4].

Вторым важным широко распространенным процессом, приводящим к концентрации урана, является сероводородное восстановление. Сероводород генерируется при восстановлении сульфатной серы подземных вод углеводородами при активном участии сульфатредуцирующих бактерий. Этот процесс характерен для тех участков зоны гипергенеза, где имеет место замедленный водообмен, поэтому особенно активно протекает на стадиях диагенеза и раннего эпигенеза осадков [4].

При формировании месторождений водные растворы обеспечивают миграцию природных соединений урана в толщах осадочных и метаморфических пород. Но соотношение количества аномальных концентраций урана в грунтовых и подземных водах северо-западной части ДДВ (29) и количества радиоактивных аномалий в породах (245) четко свидетельствует, что подземные воды не являются основным источником поступления U в осадочные породы и промышленных их концентраций в пластах. Не существенна также прямая связь содержания U от общей минерализации вод [2].

Таким образом, в геохимии урана, в образовании его промышленных концентраций главная роль принадлежит не столько непосредственно органическим веществам, сколько продуктам их окисления и разложения – гуминовым кислотам и сероводороду. В связи с этим закономерным является формирование гидрогенных урановых месторождений в геоструктурных условиях, при которых возможны процессы окисления органических веществ. Это подтверждается и геологическими закономерностями локализации гидрогенных урановых месторождений. Как правило, они формируются в раскрытых или полураскрытых (проточных) по гидрогеологическим условиям структурах и не образуются в глубоких горизонтах закрытых структур. Наиболее высокое первичное содержание урана характерно для терригенных осадков – конгломератов, песчаников, глинистых сланцев. Наблюдается зависимость содержания урана от гранулометрического состава пород в ряду конгломераты – песчаники – алевролиты. Среди 13 основных генетических и геолого-промысловых типов месторождений урана, охарактеризованных в источнике [1], первые места занимают типы структурно-стратиграфического несогласия, песчаниковый и конгломератовый, что характерно наиболее крупным месторождениям мира. Это дает основание утверждать положение о ведущей роли осадочного процесса и сопутствующих сингенетических процессов с эпигенетическими гидрогенными, инфильтрационными, термодинамическими и другими рудообразующими процессами при формировании месторождений таких типов.

Формирование уранобитумных месторождений. В юго-восточной части ДДВ при геолого-съемочных и поисково-разведочных работах на нефть и газ в пределах Берекско-Славянского вала попутно были обнаружены и впоследствии разведаны Адамовское и Берекское, а через синклинальный прогиб севернее – Краснооскольское полигенные уранобитумные месторождения. В структурно-тектоническом плане *Адамовское* и *Берекское* месторождения связаны с одноименными соляными штоками, а *Краснооскольское* – с погребенным на предбашкирском уровне соляным куполом. Южный сброс Адамовского и смежного Бугаевского штоков контролирует уранобитумное, ртутное и свинцово-цинковое оруденения, их рудные тела и ореолы рассеивания. Мощность тектонической зоны сброса на крыле Славянской структуры составляет 50–150 м (рис. 1).

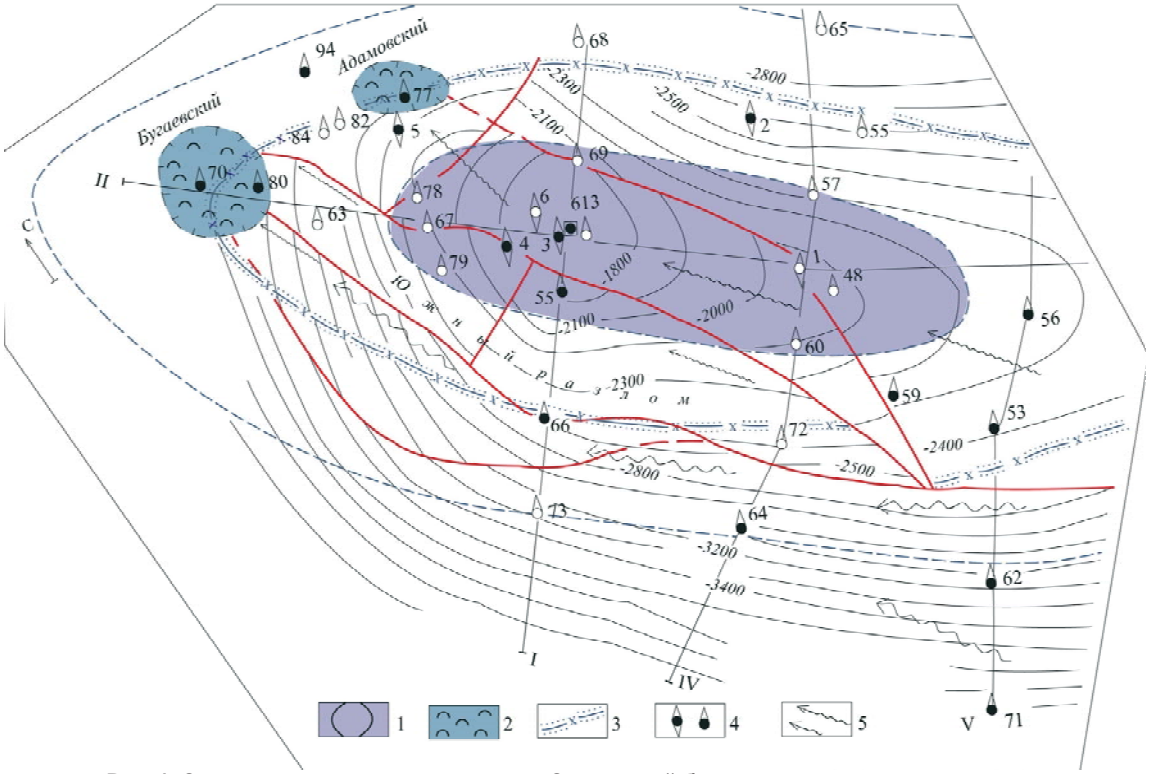


Рис. 1. Схематическая структурная карта Славянской брахиантиклинали по горизонтам на уровне стратиграфического несогласия карбона – перми (Адамовское U-битумное месторождение)

1 – зона свода брахиантиклинали, 2 – соляные штоки, 3 – условное осреднение присводовой зоны разуплотненных пород, 4 – поисковые и структурно-поисковые скважины с признаками нефтегазоносности, 5 – возможные пути миграции углеводородов

В центральной части Адамовского купола кинематика сброса меняется на пологий субширотный надвиг с нарастанием амплитуды смещения с запада на восток до 300 м. По простиранию разлома уранобитумное оруденение локализуется в отложениях дроновской свиты (P_2) мощностью 100–150 м, в зоне протяженностью до 3 км и шириной несколько сотен метров. Установлено 11 пластовых залежей ураноносных битумов, представленных массивными твердыми черными битумами с содержанием U до 2–3 %, коричневыми битумами с десятыми долями % U, битуминозными песчаниками под глинами и алевролитами. Самые мощные и богатые линзообразные залежи вытянуты полосами от 10 до 30 м вдоль разрывных нарушений. В битумах содержатся также элементы ванадия, молибдена и хрома, дисульфиды железа и киноварь [1].

Богатое ртутное (киноварное) оруденение приурочено к изгибу Южного разлома со сменой угла падения плоскости зоны. Литологически оно связано с диапировой брекчией, песчано-глинистыми угленосными отложениями верхнего карбона, известняками P_1 и терригенными отложениями дроновской свиты (P_2). Концентрация ртути в брекчиях колеблется в пределах 0,2–0,4 %, в терригенных отложениях – 0,08–0,18 %. Вдоль разлома в отложениях нижней перми и карбона обнаружены также галенит, сфалерит, барит, флюорит и целестин в форме вкрапленности и прожилков в интервалах до глубины 1000 м, с содержанием Pb до 1 %, Zn – 10 %, Hq – 0,3 %. Ураноносные битумы, ванадий и молибден ниже подошвы дроновской свиты не встречены [1]. U-битумное оруденение встречено также на северном склоне Адамовского штока.

Динамика формирования соляных куполов и штоков очевидно была связана с механизмом формирования и становления ураноносных залежей и, в частности, урано-битумных, разумеется с первоначальным участием эндогенных и гидротермальных процессов. В первом приближении такой механизм можно восстановить методом детальных реконструкций геологической истории структур, с которыми связаны урано-битумные месторождения, что предлагаем рассмотреть на примере Адамовско-Славянского структурного узла и Красноосколькой брахиантиклинали.

Адамовский и Бугаевский соляные штоки с предтриасовым и антропогеновым прорывом девонской соли, соответственно, размещены на северо-западной периклинали Славянской брахиантиклинальной складки. В палеозойских отложениях соляная масса – это единая штокверковая ножка. Брахиантиклиналь активно формировалась на восточной периклинали Берекско-Новодмитриевско-Адамовско-Славянского соляного вала как в конседи-ментационном режиме, так и постседиментационном до мелового периода включительно, а в кайнозое – только постседиментационно, с интенсивным размывом зоны свода на глубину до отложений нижней перми. За нашими данными суммарный прирост амплитуды (А) структуры как солянокупольной, составил 2600 м, из которых конседиментационно – 1300 м на протяжении позднего карбона и мела, а разница постседиментационного прироста А только в ранней перми (P_1sl) составила 780 м. В это же сравнительно короткое время произошли продольные, по отношению к соляному валу, сдвиговые деформации, другие рудоносные нарушения, прорыв на раннепермскую поверхность девонской соли Берецкого, Новодмитриевского, Бугаевского и Адамовского штоков. В конце палеозоя, вследствие перетоков соляных масс, в плане по стратиграфическим горизонтам карбона образовался свод в районе селения Крещатое (скв. 613). Славянская структура приобрела форму горст-антиклинали с серией южных и северных зон разрывных нарушений на крыльях. Они оказались рудоносными, особенно Южная зона.

Поскольку Славянская структура изначально развивалась как солянокупольное поднятие, то с девонского периода и до ранней перми синхронно формировалась ловушка и залежи углеводородов (УВ), и вполне вероятно, что на предмезозойском этапе уже существовало месторождение УВ в газоконденсатной фазе. Разрывные деформации сдвигово-сбросового характера начали разрушать эти скопления. В качестве доказательного аргумента может служить брекчия соляных штоков, насыщенная твердыми битумами и вскрытая структурно-поисковыми скважинами 70, 75, 77, 80, 94 и др. (см. рис. 1). Вероятно это были завершающие этапы формирования солянокупольных фрагментов Славянской структуры с одновременным разрушением нефтяных залежей, остатки одной из которых сохранились в песчаниках свиты C_3^3 в виде насыщения маслянистой жидкостью в скв. 80. Предполагается, что формирование большого нефтегазоконденсатного месторождения под нижнепермской покрышкой длилось до времен образования славянской глинисто-хемогенной свиты. С этого рубежа, вследствие регионального тангенциального сжатия по вектору короткой оси брахиантиклинали, соляные массы по шарниру складки начали смещаться к ослабленному разрывными нарушениями Адамовско-Бугаевскому участку и к концу пермского периода соль прорвалась на предтриасовую поверхность. Внутрипластовая миграция УВ происходила в том же направлении по восходящим каналам. Возможно, в мезозои штоки были погребены и структура формировалась конседиментационно с одновременным наполнением ловушек УВ. Но в кайнозое произошел повторный прорыв соляных масс и окончательное разрушение сводовых залежей, особенно их газовых составляющих.

В региональном структурном плане вся обширная зона Славянской площади с прилегающими территориями с эпохи позднего палеозоя и в мезозое подвергалась геодинамическому влиянию разновекторных деформаций тангенциального сжатия, горизонтального растяжения и вертикальных движений: в позднем карбоне и ранней перми ортогонально к ДДВ – сжатию, в триасе – субширотному растяжению (триасовый на Земле рифтогенез), в юрский период – сжатию (J_1), в меловой – растяжению (K_1, меловой рифтогенез [5]) и еще, вероятно, было несколько незафиксированных кратковременных фаз сжатия и растяжений на геодинамическом фоне эпейрогенических колебательных движений. Каждый режим сопровождался образованием региональной, зональной и локальной систем разрывных нарушений, трещиноватости, ослабленных зон, которые могут расцениваться путями вертикальной миграции УВ и поступления рудоносных гидротермальных растворов из глубинных мантийно-коровых очагов. Немаловажную роль при этом играла и внутрипластовая миграция углеводородных, рудоносных и других компонентов в сложном процессе формирования и разрушения месторождений. Только таким механизмом можно объяснить широкий интервал зафиксированных признаков УВ-насыщения в породах возрастом от среднего карбона до антропогена. А нефтегазонасыщенность отложений нижней перми (скв. 53–56, 58, 59, 61, 62, 64, 65, 71), которые в принципе имеют качественные флюидоупорные свойства, объясняется только вертикальной миграцией УВ из нижележащих комплексов.

Процесс разрушения нефтегазовых залежей усложнялся предшествующим или одновременным с миграцией УВ поступлением из глубин рудоносных гидротермальных растворов. По данным В.А. Шумлянского и Ю.И. Третьякова [1] в недрах Славянской структуры имели место процессы двух рудных стадий и одна пострудная. Первая – галенит-сфалеритовая, которая сопровождалась образованием минералов: карбонатов, пирита, марказита, сфалерита, галенита; в меньшей мере – кварца, блеклой руды, халькопирита и др. Вторая – урано-битумная и киноварная, когда возникли черные и темно-коричневые битумы, содержащие U, происходило минералообразование настурана, коффинита, пирита, марказита, молибденита, ильземанита, киновари, изредка золота, асфальтов без U. В киноварную ассоциацию входят киноварь, метацинабарит, пирит, марказит, кальцит, кварц. Образование урано-битумных соединений происходило при смешивании грунтовых кислородных вод с восходящими по разломам гидротермальными растворами. По этим же разломам поступали УВ из разрушающихся залежей. Физико-химические процессы происходили в водоносных горизонтах дроновской свиты, где и образовывались металлоорганические соединения с ураном, ванадием, хромом и сульфидами молибдена. Процессы протекали при температуре от 400 до 200 ^{0}C с вероятным присутствием газов CO_2, N_2, H_2, CH_4 и под давлением не более 16 МПа [1].

В своих исследованиях по вопросам локализации уранового оруденения в карбонатных породах А. И. Рослый [6] пришел к заключению, что урановые руды имеют эпигенетический характер, что оруденение возникло в результате окислительных и восстановительных процессов. При этом, формирование урановых руд предшествует поступлению углеводородов в рудную зону. Возможна аналогия таких выводов присуща и Адамовскому уранобитумному месторождению на Славянской структуре по таким соображениям: рудоносный Южный разлом был регенерирован в раннепермское время вследствие оживления древнего коромантийного глубинного разлома. Рудные тела, стадийность образования которых на западной периклинали Славянской структуры и на Адамовском куполе описана выше, формировались на протяжении сравнительно короткого времени ранней перми и дроновского века поздней перми одновременно с воздыманием купола. С нарушенного разрывами свода Славянского поднятия в районе п. Крестище (скв. 613) нефтегазовые залежи стали разрушаться, а УВ перемещаться по пластам латерально и по зоне разлома – вертикально к участкам Адамовского и Бугаевского куполов. При этом газообразная и часть жидкой фазы УВ улетучивалась, другая же часть вступала в соединения с органическими остатками на путях латеральной миграции и рудоносными растворами в каналах разлома. Надо учитывать, что УВ разрушались не только под влиянием температуры гидротермальных растворов, но и температуры радиоактивного распада, излучений. В такой сложной "карусели" геодинамических, кинематических, гидро- и термодинамических, геохимических и геофизических процессов образовался "симбиоз" уранобитумных соединений и металлогеническая вертикальная зональность в протяженной зоне Южного разлома.

Динамический механизм, причины, время и характер формирования *Берекского* соляного штока практически идентичен механизму Адамовско-Бугаевского диапира. Поэтому принципиальная модель образования этого второго уранобитумного месторождения не будет отличаться от первого, за исключением отдельных конкретных несущественных вещественных деталей и генетических особенностей, которые следует еще проанализировать.

Геологическая история современной *Краснооскольской* горстантиклинали с девонского периода началась постепенным конседиментационным ростом соляного купола, соляное ядро которого в конце раннего карбона вышло на предбашкирскую палеоповерхность. Впоследствии брахиантиклиналь развивалась как в этапы осадконакопления, так и во время перерывов. Формирование структуры сопровождалось разрывными нарушениями сложной кинематики до раннепермской эпохи включительно.

В турнейский век, вследствие нарушения гравитационной устойчивости соли, на северо-восточном крыле зарождающейся брахиантиклинали возник сброс Z (рис. 2), скорее всего, унаследованный от внутригра-беннового рифтогенного коро-мантийного разлома северо-западного простирания. К авиловскому времени (C_3^2) амплитуда увеличилась на 100–130 м. Развитие восточной ветви сброса зависело от галокинеза – под действием восходящей энергии соляных масс сброс реверсивно превратился в кинематику взброса и под конец карбона достиг амплитуды 230 м (см. рис. 2, разрез ВД), но суммарная кинематика правого сбросового блока и взбросовая – левого диапирового по измерениям в подошве башкирского яруса достигла амплитуды 460 м. Унаследованный от девонского сброс Y в конце карбона по той же причине реверсивно трансформировался во взброс, образовавши горстантиклинальную складку, что подтверждено геологическими разрезами АБ, ВГ и ВД (рис. 2).

Сложный динамический механизм развития в процессе осадконакопления и формирования структуры развивался в зоне разлома X сбросо-взбросо-сдвиговой кинематики и северо-восточного простирания, природа которого, по всей видимости, обусловлена оживлением в постдевонское время докембрийского Жмеринско-Старобельского глубинного разлома, обоснованного В.К. Гавришем [7, 8]. На современном детальном геолого-литологическом разрезе ЖЗ амплитуда смещений по подошвенным горизонтам фиксируется в пределах: C_2b – 240 м, C_2m – 80 м, C_3^1 – 175 м, C_3^2 – 200 м, C_3^3 – 140 м, T – 50 м. Помимо этого можно наблюдать размывы в сводовых частях структуры башкирских отложений около 175 м, московских – ~100 м, авиловских – ~115 м, араукоритовой свиты – несколько болем 80 м, что определенно нивелирует амплитуды этого нарушения по отдельным горизонтам. На протяжении геологической истории смещения по плоскости нарушения X имели сложную кинематику – в девоне, раннем карбоне и в башкирском веке развивался сброс, а в московском веке, позднем карбоне, перми и триасе вектор движения блоков поменялся на противоположный, конседиментацийно приобретал взбросовый характер, вследствие роста соляного ядра. Вместе с тем, в пермский период (P_1) западный блок со сводом в районе скв. 4, 808, 801 (рис. 2) вследствие активизации одной из ветвей зоны Жмеринско-Старобельского глубинного разлома, начал горизонтальное движение в направлении на северный восток. Смещение в горизонтальном плане блока с нарушением Y достигло амплитуды примерно 900 м, а северное крыло с нарушением Z – около 300 м. Разница в сдвиге тыльной и фронтальной части западного сводового блока следует объяснять амортизацией соленосной толщи и короблением пород в складчатую форму, вследствие большего по амплитуде смещения южного крыла, откуда шло

тангенциальное напряжение, а северное крыло в направлении сдвига встречало большее сопротивление.

В триасовый и юрский периоды вся брахиантиклинальная складка была, вероятно, погребена, но в результате новой инверсионной активизации в мелу и неогене эрозионными процессами была раскрыта до отложений верхнего карбона.

В мелких картировочных, структурно-поисковых и глубоких поисковых скважинах встречены признаки многочисленных нефтегазопроявлений (непромышленные притоки нефти и газа в колонне, присутствие битумов, маслянистой жидкости и примазок, запахи нефти и конденсата в керне, газирование при бурении, положительные результаты опробования на трубах, положительные заключения ГИС и пр.). Такие скважины расположены преимущественно в сводовой зоне структуры, а проявления встречены в широком стратиграфическом интервале каменноугольной системы от араукоритовой свиты (C_3^3) до серпуховского яруса (C_1s); литологически приурочены к песчаникам, алевролитам, известнякам и аргиллитам. Узлы пересечения разрывных нарушений в зоне свода однозначно указывают на гидрогеологическую раскрытость структуры и на процессы разрушения залежей углеводородов: – битумы свидетельствуют о полном разрушении, жидкостно-нефтяные УВ – о частичном, а газовые проявления следует связывать с отдельными сохранившимися изолированными карманами. Следовательно, поэтапное конседиментационное и постседиментационное формирование брахиантиклинали способствовало формированию месторождения УВ с несколькими залежами. Активизация разрывной динамики разнонаправленной кинематики – сбросов, взбросов, сдвигов и сбросо-сдвигов в конце карбона и ранней перми и глубокий предверхнепермский размыв явились причиной разрушения большей части нефтегазовых залежей, особенно в сводовой части структуры.

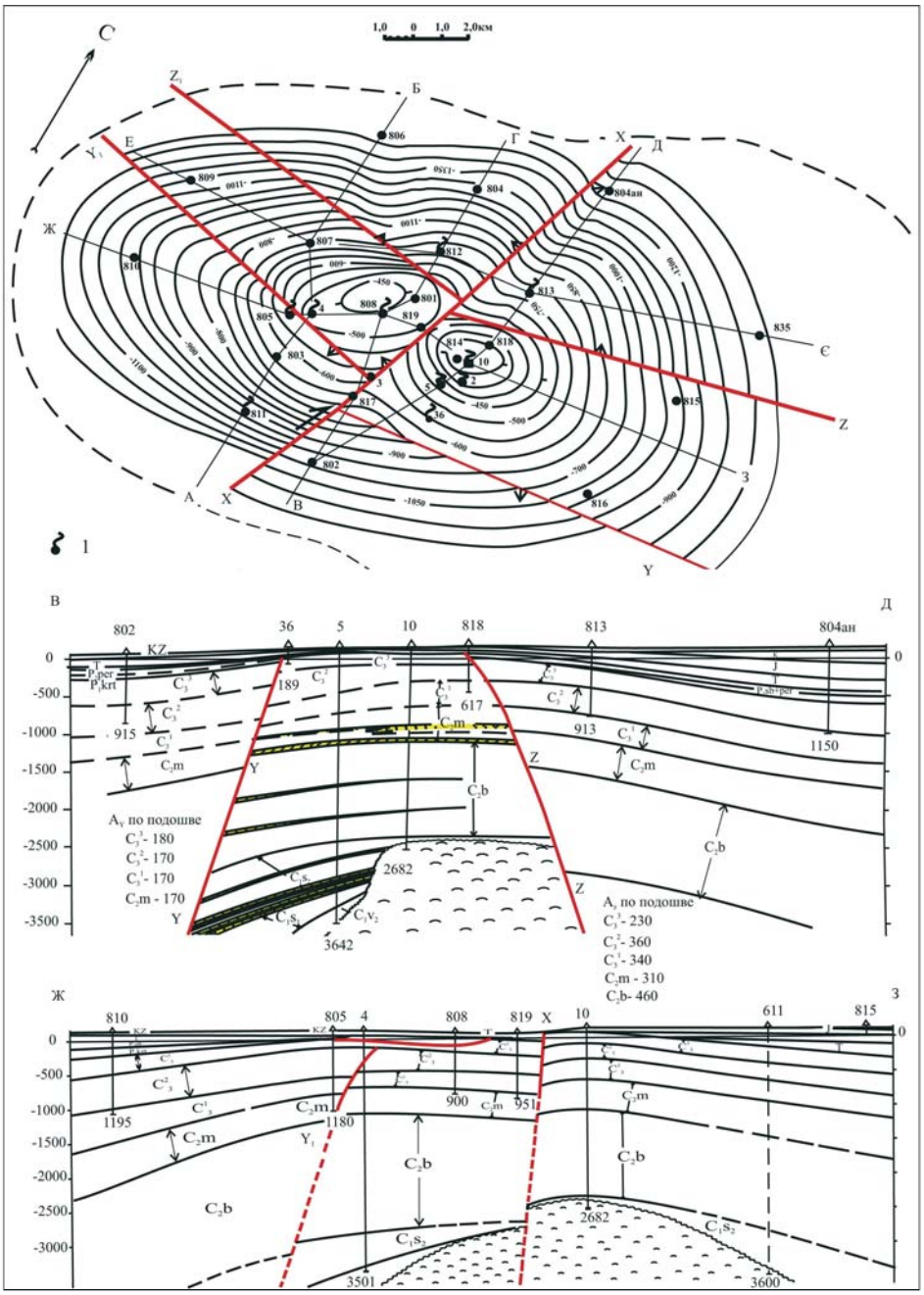


Рис. 2. Структурная карта Краснооскольской брахиантиклинали по подошве авиловской свиты верхнего карбона (C_3^3) и геологические разрезы 1 – скважины с признаками нефтегазоносности

С позиций глубинной структурной геологии в структурно-тектоническом плане Краснооскольская складка размещена над узлом пересечения Жмеринско-Старобельского северо-восточного простирания, субмеридионального Мангуско-Губкинского докембрийских глубинных разломов [7, 8] и девонского внутриграбенного рифтогенного коро-мантийного разлома. Если видимые признаки влияния на структурообразование Мангуско-Губкинского разлома скрыты, то геодинамические факторы формирования поднятия под влиянием двух иных разломов очевидны (см. рис. 2). В позднем палеозое последние были регенерированы (возобновлены) и, вероятно, динамически были активными до кайнозоя, в то время как первый погребенный разлом служил каналом активной термодинамики. Под ее влиянием в ледниковый период было заложено русло р. Оскол по схеме, описанной в работе [9].

Уранобитумное оруднение началось в позднем карбоне – ранней перми в процессе синхронного разрушения нефтегазовых скоплений, поступления рудоносных растворов с U и образования битумов. Основным рудоподводящим разломом был диагональный северо-восточного простирания сбросо-сдвиг, фрагмент Жмеринско-Старобельского, разделивший Краснооскольскую брахиантиклиналь на западную и восточную почти равные половины. В гидрогенно-окислительной зоне пермской палеоповерхности подвижный U^{+6} гидротермальных растворов с падением температуры восстанавливался до U^{+4}, сорбировался битумами, кристаллизуясь устойчивыми минералами. Наиболее активно процессы протекали в зоне свода структуры, которая в настоящее время раскрыта. Это обстоятельство позволяет предполагать, что стадии уранобитумного оруднения повторялись до кайнозоя.

Выводы. Общими характерными особенностями Адамовского, Краснооскольского и Берекского урановых месторождений юго-восточной части ДДВ являются гидрогеологическая раскрытость палеозойских структур, широкая сеть разрывных нарушений в сводовых и присводовых зонах, многочисленные признаки нефтегазоносности пород в широком стратиграфическом интервале разреза, сложная геологическая история структур, развивавшихся как на этапах осадкопадения, так и в инверсионные стадии перерывов, что в конечном итоге выразилось уранобитумным оруднением. Полиметаллический характер руд Адамовского месторождения свидетельствует о глубинных коро-мантийных источниках рудоносных гидротермальных растворов, поступающих по разломам и разломным зонам в осадочную толщу. Присутствие в зонах U-битумного оруднения следует рассматривать во взаимосвязи процессов разрушения нефтегазовых залежей под влиянием разрывной динамики, поступления гидротерм из глубин, инфильтрации кислых вод из поверхности и падения температуры, вследствие чего U^{+6} сорбировался битумами и восстанавливался до U^{+4} в форме минералов. То есть, при формировании месторождений урана геодинамический, гидротермальный, термодинамический, гидрогенный, нафтидогенный и экзогенный факторы участвовали в едином синхронном процессе полиметаллического рудообразования. В сравнительно коротком геологическом времени этот процесс был полигенным и, вероятно, повторялся. Погребенные стратиграфические несогласия на локальных структурах перспективны для поисков полиметаллических руд.

1. Металічні і неметалічні корисні копалини. Т.1. Металічні корисні копалини / Наук. ред. М.П. Щербак, О.Б. Бобров. – Київ-Львів: "Центр Европы", 2006. – С. 365–395, 560–602. 2. *Гошовский С.В., Бобров А.Б., Рослый И.С.* и др. Радиоактивные аномалии геологического разреза Днепровско-Донецкой впадины // Збірник наукових праць УкрДГРІ. – К.: УкрДГРІ, 2010. – С. 12–26. 3. *Смыслов А. А.* Уран и торий в земной коре. – Л.: Недра, 1974. – 231 с. 4. Химия урана / за ред. Б. Н. Ласкорин. – М.: Наука, 1981. – С. 5–57. 5. *Рослий І. С.* Регіональний рифтогенез, геодинаміка і нефтегазоносність Дніпровсько-Донецького авлвкогену. – К.: УкрДГРІ, 2006. – 330 с. 6. *Рослый А. И.* О локализации уранового оруденения в карбонатных породах // Литология и полезные ископаемые. – 1975. – № 1. – С. 84–97. 7. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие. – К.: Наук. думка, 1989. – С. 12–13, 98–122. 8. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинные разломы и комбинированные нефтегазоносные ловушки / Гавриш В. К., Недошовенко А. И., Рябчун Л. И. и др. – К.: Наук. думка, 1991. – С. 37–147. 9. *Гошовский С. В., Рослый И. С.* Универсальная роль разломно-блоковой динамики земной коры Днепровско-Донецкой впадины и воронежского массива // Збірник наукових праць УкрДГРІ. – К.: УкрДГРІ, 2008. – С. 115–128.

Надійшла до редколегії 28.11.11

УДК 553.495(477.5)

В. Харитонов, канд. геол. наук,
Т. Олійник, д-р техн. наук

КАТЕГОРИЗАЦІЯ РОДОВИЩ ТИТАНУ ЗА ЗАГАЛЬНИМИ ЗАПАСАМИ

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

Проаналізовані дані декількох інформаційних джерел про запаси металевих корисних копалин унікальних, крупних, середніх і дрібних родовищ. Для більшості металів різниця в запасах між категоріями родовищ становить десять разів. Висунуто пропозицію про прийняття єдиної градації родовищ титану за загальними запасами: унікальні родовища – понад 50,0 млн т, крупні – 50,0–5,0, середні – 5,0–0,5, дрібні – 0,5–0,05.

The data on reserves of metallic minerals from unique, large, medium and small deposits have been analyzed. There is ten times difference between reserves categories for most of metals. Proposals to adopt a universal gradation for titanium deposits of total reserves: unique deposits having more than 50.0 million tons, large ones 50.0–5.0, medium ones 5.0–0.5, small ones 0.5–0.05 have been suggested.

Категоризація родовищ будь-якої корисної копалини за загальними запасами є важливим геолого-економічним показником. Зазвичай прийнято поділяти родовища на: унікальні, крупні, середні та дрібні. В залежності від категорії родовища нараховується податки на екологію, за користування надр, ставка за державну геолого-економічну експертизу, розмір грошової винагороди за відкриття нових родовищ і ін. [1–4]. Крім того, презентація родовищ в зазначених категоріях особливо "унікальних" та "крупних" є однією з умов сприятливого інвестиційного клімату кожної країни – продуцента мінеральної сировини.

Для титанових руд загальна кількість запасів для однакових категорії відрізняється в залежності від геолого-промислового типу родовищ – магматичний (корінний) чи розсипний. Для останнього також враховується мінеральна форма титану (рутил чи ільменіт). В інформаційних джерелах міститься неоднозначна інформація про поділ на категорії родовищ титану за запасами (табл. 1). З метою розробки єдиного принципу виділення меж категорій для родовищ титану автори проаналізували категоризації родовищ за запасами більшості металевих корисних копалин. Була оцінена

© Харитонов В., Олійник Т., 2012

різниця в запасах між категоріями родовищ металевої сировини, для чого використовувались дані, які містяться в інформаційних джерелах [1–3]. Для категоризацій, в яких відсутні унікальні родовища, нижня межа кількості корисної копалини, що відповідає цій категорії, визначалась з врахуванням різниці в запасах між категоріями крупні, середні і дрібні. Також було проведено співставлення співвідношення світові запаси/запаси унікальних родовищ ($C_{св}/C_{ун}$) зі значеннями коефіцієнтів концентрації (К.к.) і кларків металів. Так як значення цих показників коливаються у великих межах, то для порівняння були взяті порядки чисел (рис. 1–5).

За даними В.І.Смірнова та ін. [1], для чорних металів і алюмінію різниця між запасами унікальних, крупних і дрібних родовищ становить один порядок. Виключення існує для ванадію – різниця між крупними і дрібними родовищами складає два порядки. Відмінність між загальними світовими запасами заліза та алюмінію і запасами їх унікальних родовищ становить два порядки, для інших – один порядок.

Таблиця 1

Категоризація родовищ титанових руд за загальними запасами TiO_2

Інформаційний ресурс	Категорії родовищ			
	унікальні	крупні	середні	дрібні
В.І. Смірнов, А.І. Гінзбург, В.М. Григор'єв, Г.Ф. Яковлєв [1]	для корінних родовищ			
	понад 10 млн т	одиниці млн т	–	сотні тис. т
	для розсипних родовищ			
	понад 100 тис.т	сотні тис. т	–	одиниці тис. т
М. Фрадков [2]	для корінних родовищ			
	–	понад 10 млн т	10–3 млн т	менше 3 млн т
	для розсипних родовищ (рутил)			
	–	понад 1 млн т	1–0,1 млн т	менше 0,1 млн т
	для розсипних родовищ (ільменіт)			
	–	понад 5 млн т	5–0,5 млн т	менше 0,5 млн т
С.В. Гошовський [3]	для корінних родовищ			
	–	30 млн т	20 млн т	10 млн т
	для розсипних родовищ (рутил)			
		1 млн т	0,5 млн т	0,1 млн т
	для розсипних родовищ (ільменіт)			
	–	5 млн т	2 млн т	0,5 млн т
Е.А. Висоцький [4]	понад 10,0 млн т	1–10 млн т.	0,1–1 млн т.	50–100 тис. т.

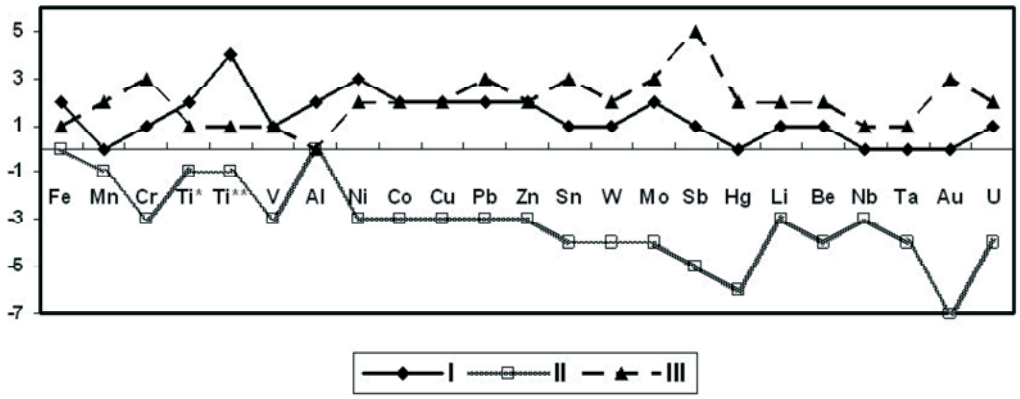


Рис. 1. Діаграма співставлення порядків співвідношень $C_{св}/C_{ун}$ (I), значень кларків металів (II) і коефіцієнтів концентрації (III), за даними В.І. Смірнова та ін. [1]. Ti* – корінні родовища титану; ** – розсипні родовища титану

Для кольорових металів (крім алюмінію) різниця в запасах між категоріями родовищ складає менше ніж один порядок і коливається від 2 до 7 разів. Різниця між світовими запасами та кількістю компоненту в унікальних родовищах для більшості кольорових металів становить два порядки. Виключення складають нікель (три порядки), олово, вольфрам і сурма (один порядок).

Для більшості рідкісних, дорогоцінних і радіоактивних металів інформація про поділ родовищ за категоріями відсутня. Для берилію, танталу, ніобію різниця в запасах родовищ, аналогічно до кольорових металів, не перевищую одного порядку і коливається в межах 2,5–7,5 разів. Унікальні родовища порівняно зі світовими запасами металів поступаються на один порядок (літій, берилій, уран) і менше ніж в десять разів (ніобій, тантал, золото).

Відповідно до постанови "Про внесення змін у положення про державну експертизу запасів родовищ корисних копалин, геологічної, економічної і екологічної інформації..." [2], серед категорій родовищ за запасами відсутня категорія "унікальні". А межа між категоріями крупні, середні та дрібні корінних родовищ становить:

- для чорних металів – один порядок; для заліза – шість разів;
- для більшості кольорових металів – також один порядок, виключення складають нікель (6,7 рази), кобальт (7,5 рази), вісмут (15 разів) і ртуть (21,4 рази);
- для рідкісних, дорогоцінних і радіоактивних металів – один порядок (Ta, Cs, Pt, Au), 3–6 разів (Li, Nb, Zr, Ag, Ge, Sr, U), 20 разів (Be).

Для розсипних родовищ металів у більшості випадків різниця в запасах між категоріями становить один порядок (олово, тантал, титан); 6 разів встановлено для золота і платини і 15 разів для вольфраму.

Враховуючі інтервали між зазначеними категоріями родовищ різноманітних металевих корисних копалин автори визначили нижню межу для категорії "унікальні" родовища. Для корінних титанових родовищ цей показник становив понад 30,0 млн т, для розсипних рутилових – понад 10,0 млн т, розсипних ільменітових – понад 50,0 млн т.

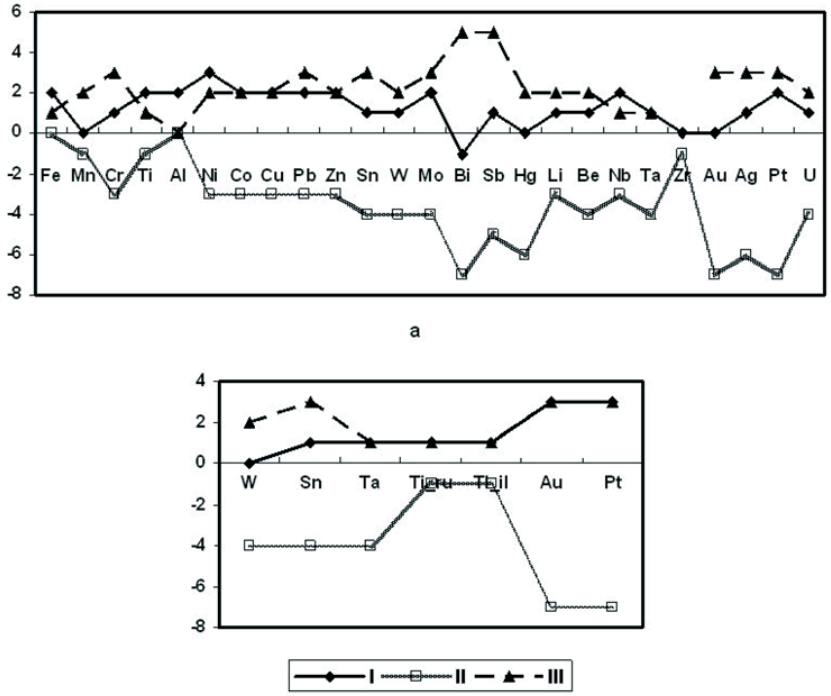


Рис. 2. Діаграма співставлення порядків співвідношень $C_{св}/C_{ун}$ (I), значень кларків металів (II) і коефіцієнтів концентрації (III), корінних (а) і розсипних (б) родовищ, за даними М. Фрадкова [2]

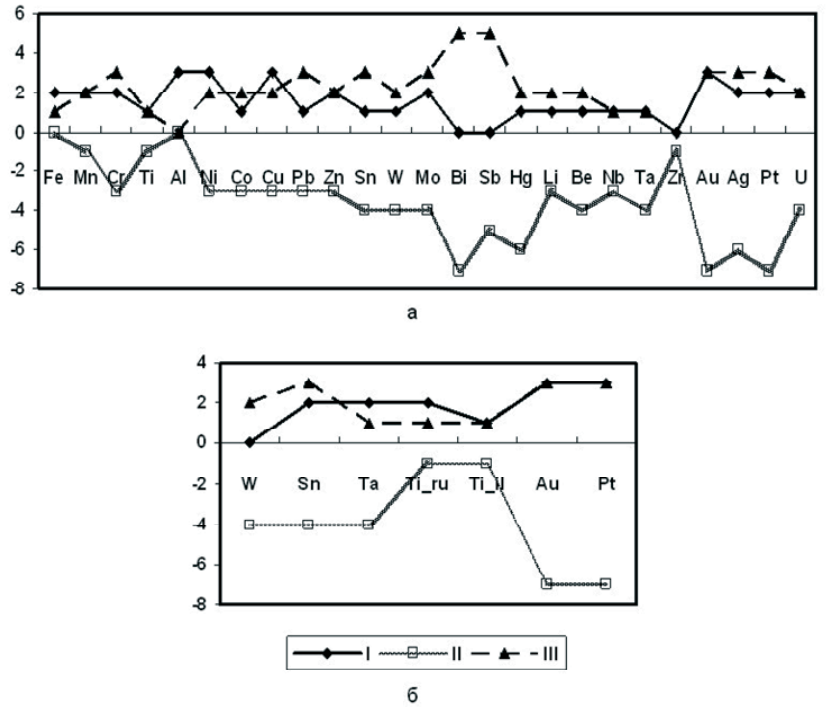


Рис. 3. Діаграма співставлення порядків співвідношень $C_{св}/C_{ун}$ (I), значень кларків металів (II) і коефіцієнтів концентрації (III) корінних (а) і розсипних (б) родовищ, за даними С.В. Гошовського [3]

В результаті порівняння загальних світових запасів чорних, кольорових, рідкісних, дорогоцінних і радіоактивних металів з їх кількістю в унікальних родовищах виявлено, що для корінних родовищ більшості металів різниця не перевищує двох порядків і становить десятки (Mn, Cr, Ti, Al, Ni, Cu, Pb, Zn, Sn, Mo, Li, Nb, Ag, U) та одиниці (Co, W, Sb, Be, Ta, Zr) разів. Виключенням є залізо (194,4 рази), золото (140,0 разів) і платина (133,3 рази). Аномальна різниця встановлена для вісмуту (0,7 рази).

Для розсипних родовищ металів виявлена закономірність зберігається окрім золота і платини, для яких різниця між світовими запасами і запасами унікальних родовищ становить тисячі разів.

Згідно "Інструкції про грошові винагороди за відкриття нових родовищ корисних копалин, що мають промислове значення" [3] всі родовища поділяються не на категорії, а на групи. Всього їх виділяють три, друга група поділена на дві підгрупи.

I – крупні родовища корисних копалин загальнодержавного значення з високою якістю або високим вмістом корисних компонентів в рудах і сприятливими для промислового освоєння гірничотехнічними та еколого-

економічними умовами, розташовані в районах, найбільш важливих для розвитку відповідної галузі промисловості.

II-а – крупні родовища корисних копалин загальнодержавного значення з високою якістю або високим вмістом корисних компонентів у рудах, які мають відносно складні гірничотехнічні чи економічні умови промислового освоєння або знаходяться в районах, де розвиток відповідної галузі промисловості не практикувався.

II-б – середні за запасами родовища корисних копалин загальнодержавного значення з високою якістю або високим вмістом корисних компонентів в рудах і сприятливими для промислового освоєння гірничотехнічними та еколого-економічними умовами, або крупні родовища корисних копалин місцевого значення зі сприятливими гірничотехнічними та еколого-економічними умовами промислового освоєння у районах дефіциту відповідної сировини.

III – невеликі за запасами корисних копалин родовища загальнодержавного значення зі сприятливими гірничотехнічними та еколого-економічними умовами промислового освоєння, що знаходяться поряд з гірничо-видобувними підприємствами.

Кількість загальних запасів родовищ I групи і підгрупи II-а співпадає, для підгрупи II-б зменшена в декілька разів, для групи III вона ще менша. З метою адаптації групування родовищ, що розглядається, до зазначеної вище категоризації (унікальні, крупні, середні і дрібні родовища) група I і підгрупа II-а були прирівняні до категорії "крупні", підгрупа II-б – до категорії "середні" і група III – до категорії "дрібні". Тоді, загалом, різниця між категоріями складає 1,5–6 разів; між середніми і дрібними родовищами вона суттєвіша (2–6 разів), ніж між крупними і середніми (1,5–4 рази).

Нижній рівень запасів родовищ металевих корисних копалин, що відносяться до унікальних було розраховано як середньоарифметичне між різницями в запасах категорій крупні, середні і дрібні. Для корінних титанових родовищ цей показник становив 52,5 млн т, для розсипних рутилових – 3,5 млн т, розсипних ільменітових – 16,3 млн т. Виявлено, що унікальні корінні родовища містять корисного компоненту порівняно з планетарними запасами в десятки (Ti, Co, Pb, Sn, W, Hg, Li, Be, Nb, Ta, Zr, U) та сотні (Fe, Mn, Cr, Ni, Cu, Zn, Mo, Ag, Pt) разів менше. Виключення складають алюміній, золото (тисячі разів) та вісмут і сурма (одиниці разів). Для розсипних родовищ металів ця різниця збільшується на порядок – для олова, танталу вона збільшується до сотень разів, платини – до тисяч разів; для вольфраму та золота різниця збільшується приблизно в 2 рази, але не переходить до більшого розряду і становить, відповідно десятки та тисячі разів. Для титану картина змін співвідношення носить складний характер. Унікальні розсипні родовища рутилу містять в сотні разів менше двооксиду титану порівняно зі світовими запасами цього корисного компоненту; для ільменітових родовищ різниця складає десятки разів.

Враховуюче вище викладене, можна зробити декілька висновків.

1. Серед розглянутих даних (сумарна кількість становить 87) одне значення різниці між світовими запасами і запасами унікальних родовищ становить чотири порядки, вісім значень – три порядки, вісімнадцять – два порядки, сорок – один порядок, дев'ятнадцять – менше ніж порядок (одиниці разів).

2. Для родовищ титану – одне значення в чотири порядки, три значення – в два порядки, чотири – в один порядок.

3. Різниця в запасах між категоріями "унікальні", "крупні", "середні", "дрібні" для більшості металів складає 10 разів (рис. 4).

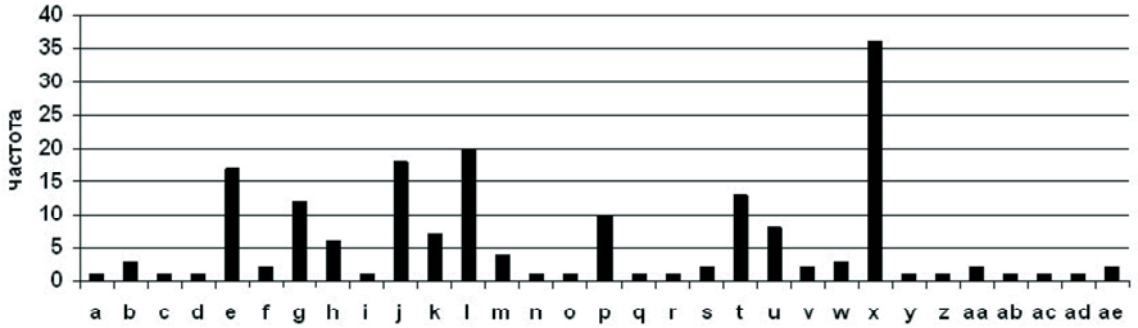


Рис. 4. Діаграма співставлення частот зустрічаємості значень різниці в запасах між категоріями "унікальні", "крупні", "середні" і "дрібні".

a – 1,4; b – 1,5; c – 1,7; d – 1,9; e – 2,0; f – 2,3; g – 2,5; h – 2,7; i – 2,8; j – 3,0; k – 3,2; l – 3,3; m – 3,5; n – 3,7; o – 3,8; p – 4,0; q – 4,2; r – 4,5; s – 4,7; t – 5,0; u – 6,0; v – 6,7; w – 7,5; x – 10; y – 11,3; z – 13,0; aa – 15,0; ab – 20,0; ac – 21,4; ad – 25,0; ae –100,0 разів.

4. В результаті порівняння порядків значень кларків металів і співвідношення світові запаси/запаси унікальних родовищ виявлено, що зі збільшенням від'ємного порядку значення кларку зменшується порядок різниці між глобальною кількістю металу і його унікальними запасами в межах окремої ділянки. Зазначена тенденція є властивою для всіх розглянутих категоризацій (див. рис. 1–3).

5. Порівняння порядків значень $C_{св}/C_{ун}$ і К.к. виявило складний характер взаємозв'язку цих показників. Для більшості металів порядок значення коефіцієнту концентрації переважає над порядком значення $C_{св}/C_{ун}$ (понад половини розглянутих даних) і складає, в основному, один порядок. Одна шоста проаналізованих даних показує перевагу співвідношення світові запаси/запаси унікальних родовищ над значенням К.к. Частина даних, яка залишилась, виявила збіг у порядках значень показників, що описуються.

6. Для титанових родовищ авторами пропонується прийняти єдину категоризацію: унікальні родовища нараховують понад 50,0, крупні – 50,0-5,0, середні – 5,0–0,5, дрібні – 0,5-0,05 млн т.

1. *Смирнов В.И., Гинзбург А.И., Григорьев В.М., Яковлев Г.Ф.* Курс рудных месторождений. – М.: Недра, 1986. – 360 с. 2. *Фрадков М.* О внесении изменений в положение о государственной экспертизе засов полезных ископаемых, геологической, экономической и экологической информации о предоставляемых в пользование участках недр, об определении размера и порядка взимания платы за ее проведение / Постановление правительства РФ N 37 от 22.01.2007.– http://www.gkz-rf.ru. 3. *Гошовський С.В.* Про затвердження Інструкції про грошові винагороди за відкриття нових родовищ корисних копалин, що мають промислове значення / Наказ N 135 від 26.11.97.– http://uazakon.com. 4. *Высоцкий Э.А.* Месторождения металлических полезных ископаемых. – Ч. I. Черные и цветные металлы. – Минск: изд-во БГУ, 2005. – 179 с.

Надійшла до редколегії 01.12.11

УДК 553. 495 (477.5)

С. Гошовский, д-р техн. наук,
И. Рослый, д-р геол. наук,
А. Бобров, д-р геол.-минерал. наук

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ УРАНА ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

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

Виконано аналіз радіоактивних аномалій у свердловинах і досліджені концентрації урану в підземних водах північно-західних околиць Дніпровсько-Донецької западини. Обгрунтовано п'ять урановносних зон, де на різних глибинах прогнозуються родовища урану. Зони розміщені на ділянках перетину докембрійських глибинних і девонських рифтогенних коромантійних розломів. Першоджерелами уранової мінералізації осадочних порід є корінні родовища і рудопрояви кристалічного фундаменту, гідротермальні флюїди, що надходять по розломах, та інфільтраційні розчини з U. Передбачається уранобітумне зруденіння в урановносних зонах.

The radioactive analysis of the anomalies being situated there where the boreholes are drilled, has been performed and the uranium concentrations of the underground water, at the territory of the north-western borderlands of the Dnieper-Donetsk cavity, have been studied. The presence of five uranium-bearing zones where uranium fields being forecasted at different depths, has been substantiated. The zones are situated at the places of intersections of the Pre-Cambrian deep-seated and the Devonian riftogeneous crust-mantle fractures. The primary sources of uranium mineralization of the sedimentary rocks are primary deposits and shows of ore of the crystalline foundation, hydrothermal fluids supplied through fractures and infiltrational solutions having uranium, too. The uranium-bitumen metallization, in the uranium-bearing zones, has been supposed

Введение. Первая качественная оценка содержания урана в осадочном чехле Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) выполнена в 60-тые годы в юго-восточной части региона на Славянской, Берецкой и Краснооскольской структурах; к 80-тым годам здесь были разведаны небольшие месторождения руд уранобитумного типа. В это же время проводились гамма-каротажные исследования на участках северо-западной части ДДВ. Изучалось распределение радиоактивности в породах по разрезу в структурно-поисковых и глубоких поисковых скважинах, раскрывших толщу осадочных комплексов – от антропогеновых до девонских, а также исследовались концентрации урана в грунтовых и подземных водах. Измерение естественной радиоактивности пород и обработка результатов определения концентраций урана в пластовых водах проводились лабораториями объединений "Черниговнефтегазгеология" (ГПО ЧНГГ) и "Кировгеология" (Г.В. Раков, Н.М. Фещенко и др.). Преимущественно в пределах Талалаевско-Рыбальского и Монастырищинско-Софиевского нефтегазоносных районов из интервалов глубин от 20 до 4770 м отобрано и проанализированно 334 пробы воды, результаты обобщены и графически показаны на рис. 1.

Основным способом попутных поисков и качественной оценки концентрации урановой минерализации (U) в породах служил гамма-каротаж скважин. Наши выводы базируются на обобщении 245 радиоактивных аномалий, зафиксированных при исследованиях скважин в интервалах глубин 440–5102 м.

Основная цель настоящего сообщения – качественная оценка перспектив урановносности конкретной территории, прогнозирование возможных месторождений U в недрах осадочного чехла ДДВ и предварительные предложения по реализации методических элементов прогноза.

Первичные источники U-минерализации осадочных пород. Первоисточники U для образования промышленных концентраций могут находиться в земной коре и в мантии. При всей проблематичности процессов вытяжки соединений U из морской воды и избирательности каких-то катализаторов при этом, магматогенные коро-мантийные источники можно рассматривать более предметно на примерах генетических типов собственно магматических месторождений, урановносных пегматитов и гидротемальных месторождений [1]. Хорошо известно, что содержание урана, тория и прдуктов их распада значительно выше в кислых породах, чем в основных. В Северной Нигерии в альбитоорибекитовых гранитах с пирохлором содержание U_3O_8 достигает 0,012 %, а ниобия – 0,26 %. В юго-западной Гренландии широко распространены ультращелочные породы с участками повышенной радиоактивности, что обусловлено присутствием U-содержащих минералов – эвдиалита, монацита и др. Содержание U достигает 0,05–0,08 %, Th – 0,1–0,2 % [1]. Основная часть ресурсов U Украины связана с образованием уранонатриевой (альбитовой) формации. Оруднение происходило в результате щелочного метасоматоза пород на гранито-гнейсовом субстрате и для многих месторождений пространственно связано с одновековыми гранитными массивами с повышенной щелочностью [2].

Проявления урана, локализованные в фундаменте ДДВ и особенно на склонах Украинского щита и Воронежского массива, являются потенциальными источниками образования радиоактивных аномалий в породах осадочного чехла. Наиболее вероятными источниками эпигенетического перераспределения аномального оруденения были U-месторождения и проявления гидротермального жильного типа. В главные урановые фазы образовывались настуран, уранинит, коффинит, браннерит. Урановая минерализация локализуется в кварцевых и карбонатных жилах в ассоциации с выполняющими их минералами с микроэлементным комплексом (Co, Ni, Bi, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo и др.)

Флюидные системы изученных трех гранитоидных комплексов – днепропетровского, сурского и токовского ответственны за формирование урановых проявлений разного типа и возраста. Так, с телами субвулканических и гипабиссальных дацитов-тоналитов южной части Сергеевского золоторудного месторождения известны рудопроявления урана с микроэлементным рядом металлов постмагматического этапа стабилизации флюидных систем соответствующих интрузий [3].

В других регионах U-минерализация часто встречается в нифелин-сиенитовых породах, но не известна в ультраосновных массивах [1]. В тектонически активных и в приподнятых платформенных областях при разрушении U-содержащих интрузивных массивов радиоактивные минералы освобождаются, часто образовывая рассыпные месторождения монацита, циркона, лопарита, колумбита, которые известны в Индии, Бразилии, Нигерии и на Украине. Часть же минералов разлагается, образуя уранил-ионы U^{+6}, которые с водными рас-

© Гошовский С., Рослый И., Бобров А., 2012

творами мигрируют к участкам вторичной концентрации на месторождениях преимущественно осадочного генезиса. При сравнении масштабов концентраций U и других сопутствующих ему радиоактивных элементов осадочных месторождений с месторождениями рассеянной минерализации магматического типа, скоплений пегматитового и гидротермального типов следует отметить, что до 1946 г. запасы U в гидротермальных месторождениях составляли 92 % от общих мировых, но в 1959 г. запасы уже осадочных месторождений достигли доли 90 % [1].

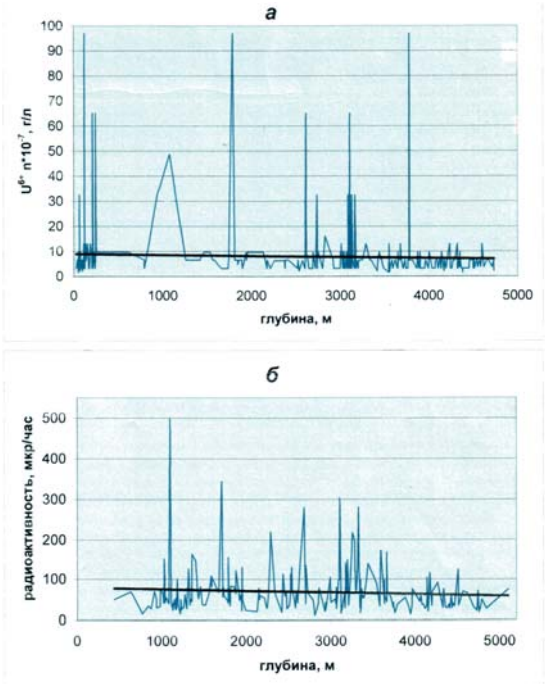


Рис. 1. Распределение U^{6+} в грунтовых и подземных водах (а) и радиоактивность пород (б) по глубинам залегания в скважинах северо-западной части ДДВ. Составил С. П. Янченко.

Приведенные выше положения, аргументы и факты имеют своей целью привлечь внимание к тем, возможно неброским, радиоактивным аномалиям осадочного чехла обширной Днепровско-Донецкой впадины, которые охарактеризованы ниже и явно связаны с месторождениями осадочного типа руд радиоактивных элементов.

Зональность радиоактивных аномалий северо-западных окраин ДДВ. Естественная фоновая радиоактивность осадочных отложений в районе исследований колеблется в пределах 8–15 мкр/час, в том числе (мкр/час): визейских – 5–10, московского яруса 8–15, триаса – 8–15, юры – 20–25, неогеновых и антропогеновых отложений – 10–15. Низкий естественный фон имеют также породы девона и башкирского яруса. Небольшая радиоактивность была зафиксирована в нефтяной скважине Бахмачская 6, в интервале глубин 2811,5–2811,55 м (песчаник) – 11,5 мкр/час, что подтверждает известные выводы о крайне низкой сорбционной способности нефти урановых радионуклидов [3].

Фоновая концентрация урана в грунтовых и подземных водах изучаемой территории составляет n (1,62–9,7)$\cdot 10^{-7}$ г/л. Прослеживается слабая тенденция к уменьшению концентрации в водах с глубиной. На этом фоне природного динамического равновесия распространения радионуклидов было выявлено несколько аномальных концентраций со значениями (13–97)$\cdot 10^{-7}$г/л. Максимальные значения (до $97 \cdot 10^{-7}$ г/л) были получены в водной скважине в окрестностях села Берестовец на глубине 120,3 м, в параметрической скважине 222 (3779 м) и в Адамовской скв. 6 (1792,5 м). Берестовецкая скв. 222 расположена в подножьи Холмской структуры, раскрыла подсолевой девон и находится вблизи краевого коромантийного разлома Осьмаковско-Борзнянского прибортового грабена, с чем следует связывать природу аномалии [4]. Аномальные концентрации U, как правило, приурочены к участкам активной циркуляции вод как в пористых пластах, так и зонах глубинных разломов. Уран в подземные воды, вероятно, поступал в результате растворения минералов с окружающих пород. Не исключен механизм, когда из высокоминерализованных перегретых ураносодержащих растворов, поступающих из мантии по разломам в осадочную толщу, в результате падения температуры и давления, возникали новые минералы U. Поэтому концентрация урана в грунтовых и подземных водах водоносных горизонтов может рассматриваться как остаточная.

Из числа выявленных 245 радиоактивных аномалий максимальные значения получены в песчаниках Великозагоровской скв. 357–500 мкр/час, в интервале 1099,9–1101,6 м. Высокая радиоактивность пород обнаружена в скважинах Великобубновской и Липоводолинской площадей. Радиоактивный интервал в скв. 9 Великобубновской площади приурочен к базальному слою песчаников и алевролитов нижневизейского и турнейского ярусов с радиоактивностью от 64 до 140 мкр/час. Здесь в темно-серых алевролитах наблюдается вкрапленность черного блестящего минерала, вероятно уранинита (инт. 3085–3089 м). Повышенное содержание радиоактивного циркона отмечено в пестроцветных алевролитах в скв. 7, интервал 3166–3170 м. Приведенные примеры, очевидно, свидетельствуют о присутствии в породах минеральных концентраций U промышленного значения (табл. 1).

Заслуживают внимания также все аномалии с превышением импульсных значений 50 мкр/час. Скважины с такими показателями на структурном плане сгруппированы в зоны, которые отличаются не только своими планами, но и тектоническими особенностями по разрезу (рис. 2). А в таблице показаны наиболее характерные скважины с аномалиями превышающими значения 100 мкр/час. Для

некоторых из них рассчитаны эквиваленты содержания U в породах по формулам из источников [1, 5].

В Березнянско-Кинашевской зоне (А) по вертикали разреза известно до семи аномалий с максимальной активностью отдельных до 162 мкр/час. Глубинный интервал их расположения сравнительно небольшой – от 990 до 1680 м. В региональном структурно-тектоническом отношении аномалии расположены в приразломной зоне северного глубинного коромантийного разлома Днепровского грабена [4, 6]. Кристаллический фундамент под аномалиями находится на сравнительно небольших глубинах с возможными магматогенными, пегматитовыми и гидротермальными очагами ураново-ториевой минерализации.

Видимая часть *Холмско-Бахмачской* (Б) урановосной зоны на глубинах 1030–2303 м с установленной радиоактивностью до 500 мкр/час имеет явную связь с соляными куполами, на которых присутствует окисленная нефть, а в плане глубинной структуры – аномалии приурочены к южным коровым разломам малого прибортового грабена, где могли происходить процессы инфильтрации урановосных растворов из больших глубин.

Многослойные аномалии в *Красноколядинско-Крещатинской* зоне (В), до пяти в одной скважине, пространственно приурочены к северному борту, приразломной и прибортовой зоне в интервале глубин разновозрастных пород 2200–3200 м. Максимальные показания радиоактивности зафиксированы в Великобубновской скв. 9 в интервале 2852,7–2853,4 м – 320 мкр/час, а также в Крещатинской скв. 1 на глубине 2684 м – 280 мкр/час. Содержание урана здесь приближается к промышленным концентрациям. Геодинамические факторы и геологические процессы, способствовавшие урановой минерализации в зоне, первоначальные источники U были сходными с таковыми на участках предыдущих зон.

Большинство аномалий в скважинах *Бережовско-Житной* (Г) урановосной зоны сосредоточено в интервале глубин 3200–3700 м. Аномальная многослоистость радиоактивных аномалий зафиксирована в Великобубновской скв. 11 – девять аномалий с показаниями не менее 50 мкр/час, с максимальным значением 281 мкр/час в интервале 3323,2–3324 м. Все аномалии зоны, вероятно, обусловлены геодинамическим фактором образования глубинного диагонального, по отношению к ДДВ, разлома и вулканическими процессами извержения магмы в девонский период, постмагматической гидротермальной активизацией с поступлением глубинных рудоносных растворов. Аномалию Бережовской скв. 3 на глубине 980 м можно рассматривать как следствие процессов инфильтрации урановосных растворов во времени, как минимум, до мелового периода в структурных условиях южного борта Дмитриевской депрессии.

Серия радиоактивных аномалий в ряде скважин на бортах внутреннего горстового Артюховско-Липоводолинского выступа фундамента [4] выделены в отдельную *Николаевско-Липоводолинскую* (Д) урановосную зону. Г- γ - аномальные горизонты расположены в интервалах от 1700 до 4500 м. Содержание урана в пластах на глубине 3104м в Ярмолинцевской скв. 5 приближается к промышленным концентрациям. Отдаленность скважин с аномалиями от приподнятого фундамента северного борта ДДВ однозначно указывает на инфильтрационную природу урановой минерализации в аномальных пластах. Процессы инфильтрации происходили в постмагматические периоды по зональным коровым разломам на стадиях их активизации.

Таблица 1

Урановосные зоны и максимальная радиоактивность аномалий в скважинах северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины [3]

№ п/п	Зона, площадь	№ скважины	Кол-во аномалий в скважине	Интервал максимальной γ-активности	Радиоактивность, мкр/час	Содержание экв. урана, %
А. Березнянско-Кинашевская						
1	Городищенская	500	1	992,3-992,8	112	
2	Березнянская	433	1	1181,1-1181,8	101	
3	Борковская	2	2	1358,3-1358,7	162	
4	Максаковская	4	7	1874,6-1875,9	121	
5	Максаковская	5	1	1358,8-1354,5	109	0,010
6	Адамовская*	2	5	1315,4-1316,6	126	
Б. Холмско-Бахмачская						
7	Холмская	351	1	1032,4-1032,9	150	
8	Великозагоровская	357	7	1099,9-1101,6	500	0,042
9	Бахмачская	12	1	2302,9-2303,4	176	0,009
В. Красноколядинско-Крещатинская						
10	Турутинская	1	1	2522-2522,6	112	
11	Владимирская	3	3	2285,2-2285,6	220	0,024
12	Великобубновская	8	5	3172,8-3175,4	140	
13	Великобубновская	9	2	2852,7-2853,4	320	0,031
14	Крещатинская	1	3	2683,8-2684,1	280	0,040
Г. Бережовско-Житная						
15	Осиновская	1	2	3197,2-3197,8	148	0,015
16	Талалаевская	19	1	3661,15-3661,55	166	0,019
17	Великобубновская	10	2	3442,7-3443,1	138	
18	Великобубновская	11	9	3323,2-3324	281	
19	Нынивская	3	2	3632,6-3633	100	
Д. Николаевско-Липоводолинская						
20	Николаевская	4	1	4263,1-4265,1	92	
21	Ярмолинцевская	5	1	3104,4-3104,7	304	0,033
22	Коржевская	3	1	4508,2-4508,6	124	0,017
23	Липоводолинская	6	5	1709,5-1710,7	344	0,019
24	Писаренковская	1	1	2330,7-2331,4	120	

*Одноименная с месторождением урана структура северо-западной части ДДВ.

Структурно-тектонические условия размещения радиоактивных аномалий в ДДВ. Прогноз месторождений урана. В процессах концентрации U в осадочной толще, безусловно, существенную роль играли эндогенные процессы – геодинамические, гидротермальные, термодинамические. Не следует также недооценивать экзогенные источники формирования урановых концентраций – физические и химические способы разрушения урановосных пород: растворение, инфильтрацию, перенос и переотложение U-содержащих минералов. Каналами поступления рудоносных с компонентами U растворов в северо-западной части ДДВ были глубинные разломы и особенно узлы пересечения молодых с более древними, докембрийскими. Выделенные аномалии и показанные на рис. 2 и в таблице, Березнянско-Кинашевской и Холмско-Бахмачской урановосных зон (А и Б) приурочены к узлам пересечения Северного глубинного краевого разлома Днепровского грабена и коровых разломов прибортового грабена девонского возраста, вместе взятых, с зонами архей-протерозойских глубинных субмеридионального простирания разломами, в частности, Новомиргородско-Щорсовским и Смеловско-Холмским (Кировоградским на УЩ), обоснованных В. К. Гавришем [6–9]. Одни пласты с максимальной интенсивностью γ - активности в Великозагоровской скв. 357, Холмско-Борзнянских скв. 366, 370 и Борковской скв. 2 приурочены к песчаникам стратиграфического несогласия московского яруса и нижней перми, другие – находятся на контакте базальной части песчаников кореневской свиты триаса с глинами пересажской (дроновской) свиты перми. Семь аномалий зафиксировано в Максаковской скв. 4 в верхневизейских отложениях, в т.ч. на уровне стратиграфического несогласия с девонскими породами. Многослойность аномалий в Адамовской (5), Максаковской (7), Великозагоровской (7) и Борковской (2) скважинах свидетельствует о близости присутствия урановосных пластовых тел промышленного значения. В связи с этим на глубинах до 2000м в зоне аномалий А № 1–8, протяженностью более 70 км, можно прогнозировать Максаковское, а в зоне Б № 7–9 – Великозагоровское месторождения урана (см. табл.).

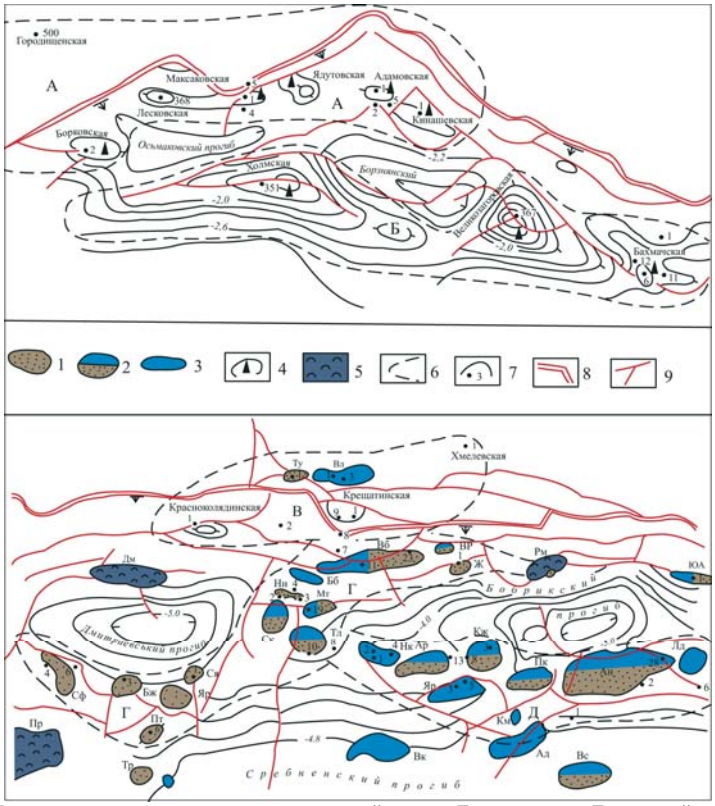


Рис. 2. Урановосные зоны северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины.
Месторождения: 1 – нефтяные: Сф – Софиевское, Бж – Бережовское, Тр – Тростянецкое, Пт – Петрушевское, Яр – Ярошевское, Ся – Североярошевское, Ту – Турутинское, Нн – Нынивское, Ж – Житное;
2 – нефтегазовые: Ск – Скороходовское, Тл – Талалаевское, Мт – Матлаховское, Вб – Великобубновское, ВР – Восточнорогинцевское, Ар – Артюховское, Кж – Коржевское, Пк – Перекоповское, Ан – Анастасьевское, Вс – Васильевское, ЮА – Южноафанасьевское;
3 – газоконденсатные: Вл – Владимирское, Бб – Бабчинское, Нк – Николаевское, Яр – Ярмолинцевское, Лд – Липоводолинское, Вк – Волошковское, Ад – Андреяшевское, Км – Кампанское;
4 – нефтепроявления; 5 – соляные штоки: Пр – Парафиевский, Дм – Дмитриевский, Рм – Роменский;
6 – урановосные зоны, см. таблицу 1; 7 – скважины с радиоактивными аномалиями;
8 – Северный глубинный разлом Днепровского грабена; 9 – разломы осадочного чехла.

Красноколядинско-Крещатинская и Бережовско-Житная урановосные зоны находятся в узлах пересечения докембрийского Ингулецко-Брянского и девонского Северного краевого глубинных коро-мантийных разломов, Ичнянско-Скороходовско-Крещатинского разлома с девонской вулканогенной геодинамической системой, а также краевых нарушений Дмитриевской депрессии. Аномалии интенсивного γ- излучения в скважинах Великобубновской 9 и Крещатинской 1 явно свидетельствуют о присутствии рудных тел промышленного значения. Литологически они представлены темно-серыми песчаниками и черными аргиллитами. Аномалия в Турутинской скв.1 приурочена к перемято-деформированным аргиллитам, что указывает на ве-

роятное присутствие, рудоподводящего разрывного нарушения. Стратиграфически аномальные горизонты тяготеют к несогласным контактам верхневизейских отложений с девонскими или нижневизейскими, нижневизейских – с турнейскими (в горизонтах В-20, В-25-26) в скважинах Крещатинская 1, Великобубновские – 8, 9, 10 и 11, Талалаевская – 11 и 9. Кроме того, аномалии зафиксированы в верхневизейских, башкирских и триасовых комплексах, на контакте башкирских и серпуховских. То есть, многопластовость аномалий в зоне В под № 10–14 может свидетельствовать о наличии пластовых рудных тел с промышленными концентрациями урана, приуроченных в плане к коленчатым изгибам глубинного разлома, где прогнозируется Крещатинское месторождение типа стратиграфического несогласия. Подобного типа месторождение можно прогнозировать также в зоне диагонального коромантийного разлома и погребенной вулканической гряды (Г № 15–19) на Великобубновской площади (см. табл.). Ураноносные зоны В и Г вдоль Северного глубинного разлома, протяженностью около 40 км (В) и южной дугообразной системы коромантийных, коровых разломов и диагональной вулканической гряды (Г) длиной до 100 км, в районе Великобубновско-Крещатинской площади соединяются, образуя большое изометричное рудное поле.

Николаевско-Липоводолинская ураноносная зона Д приурочена к Артюховско-Липоводолинскому горстовому выступу фундамента и генетически связана с узлами пересечения франско-фаменских магмоподводящих разломов горста с докембрийскими Овручско-Лебедянской, Ингулецко-Брянской и Болтышско-Обоянской зонами глубинных разломов [7, 8, 9]. Интенсивная радиоактивная аномалия в Липоводолинской скважине 6 на глубине 1710 м приурочена к базальному песчанику байосского яруса (J_2) на контакте с глинами. Пять аномалий по стволу скважины указывают на цикличность процессов концентрации U в разрезе. Аномалия в скв.5 Ярмолинцевской на глубине 3104 м связана с подошвой мощного песчаника московского яруса (32 м, горизонт М-3). Песчаник, по-видимому, руслового происхождения. По факту широкого интервала распространения радиоактивных аномалий в разрезе зоны Д № 20–24 в породах разного возраста на глубинах от 1700 до 4510 м можно сделать вывод о явно инфильтрационном характере распространения ураноносных растворов по вертикальным каналам миграции. Причем, максимальные концентрации урановой минерализации могли формироваться как на небольших глубинах (1710 м – 344 мкр/час), так и на значительных (3105 м – 304 мкр/час) с импульсными значениями близкими к показателям промышленного содержания U. Ориентировочно длина зоны – 40–44 км. До глубины 2000 м здесь прогнозируется Липоводолинское урановое месторождение осадочного генезиса.

Происхождение возможных месторождений урана описанных выше зон радиоактивных аномалий может быть обусловлено группой генетических факторов – эндогенных, экзогенных и хемогенных. Эндогенные факторы создают структурно-тектонические формы, среди которых определяющими для уранового оруденения были разломы, рассеянная минерализация в древних кристаллических массивах и, вероятно, эффузивная геодинамика. Активизация циркуляции гидротермальных растворов происходила по зонам глубинных коромантийных и коровых разломов в постмагматические этапы позднего девона и раннего карбона. Основные фазы разломной динамики Днепровского грабена завершились в турнейско-ранневизейском веке. Радиоактивные аномалии в песчаниках и аргиллитах верхневизейского и турнейского ярусов, стратиграфически несогласно залегающих на девонских в зонах А, В и Г, позволяют предполагать активную роль гидротермальных источников U, но в то же время не могут исключаться экзогенные источники поступления его в визейском веке с разрушающихся кристаллических массивов на северном борту ДДВ, где верхневизейские отложения непосредственно перекрывают его.

Высокая степень вероятности, что в зонах аномалий имел место и хемогенный фактор уранобитумной минерализации. В зоне А аномалии встречены в скважинах на Борковском, Максаковском, Ядутовском, Адамовском и Кинашевском разрушенных нефтяных месторождениях; в зоне Б – на Холмском, Великозагоровском и Бахмачском также разрушенных месторождениях; в зоне В присутствуют Турутинское, Владимирское и Великобубновское нефтегазоконденсатные месторождения; зоне Г свойственны нефтяные месторождения – Софиевское, Бережовское, Петрушевское, Ярошевское, Нынивское, а также нефтегазоконденсатные – Талалаевское, Скороходовское, Великобубновское, Восточно-Рогинцевское и др. Названные месторождения приурочены преимущественно к верхневизейскому продуктивному комплексу пород с радиоактивными аномалиями в подошве, на поверхности стратиграфического несогласия с нижневизейскими и турнейскими отложениями. К визейским отложениям приурочены нефтегазоконденсатные залежи Николаевского, Артюховского, Коржевского, Ярмолинцевского, Перекоповского, Анастасьевского и Липоводолинского месторождений зоны Д. Такая связь нефтегазоносности с радиоактивными аномалиями скорее закономерна, чем случайная.

Солянокупольная динамика Холмской, Великозагоровской, Талалаевской, Ярошевской и Коржевской структур в формировании аномальных ураноносных концентраций имела второстепенное значение, так же как и пластовая соль Адамовской, Кинашевской и Ядутовской структур, где определенную роль в концентрации играли остаточные нефтегазонасыщения в пластах и разломы.

Аномальные значения в песчано-глинистых породах на контактах триаса и перми, перми и карбона, вероятно, следует связывать с фазой новой геодинамической активизации в пермский период и в начальных стадиях триаса, что явилось причиной гидрогенно-инфильтрационного способа концентрации ураноносных компонентов.

Выводы. В северо-западной части ДДВ в осадочных породах, в скважинах γ- каротажным способом выявлен ряд радиоактивных аномалий. Скважины с аномальными значениями в плане сгруппированы в ураноносные зоны, в геологическом разрезе которых прогнозируются месторождения урана: в Березнянско-Кинашевской зоне прогнозируется Максаковское, в Красноколядинско-Крещатинской – Крещатинское, в Бережовско-Житной – Великобубновское месторождения типа стратиграфического несогласия, в Холмско-Бахмачской зоне – Великозагоровское уранобитумное месторождение вблизи соляного купола и в Николаевско-Липоводолинской зоне – Липоводолинское месторождение инфильтрационно-осадочного генетического типа. В структурно-тектоническом плане охарактеризованные зоны, как правило, приурочены к участкам пересечения древних докембрийских глубинных разломов субмеридионального простирания с рифтогенными девонскими коро-мантийными разломами преимущественно северозападного направления; значительная часть последних осложнена вулканогенной динамикой.

Генезис месторождений U и других радиоактивных элементов может быть обоснован наличием первичных источников их в названых зонах с эндогенной, экзоген-

ной и хемогенной трансформацией U-носной минерализации в осадочный чехол. Первичными источниками служили рассеянная минерализация в кристаллических породах северного борта и других частей ДДВ, U-носные жилы и прожилки, гидротермальные растворы, поступавшие по глубинным разломам, другим нарушениям и трещинам. То есть, γ - каротажные аномалии должны расцениваться не только как основа прогноза месторождений осадочного типа, но и как поисковый критерий гидротермальных, магматогенных и метаморфогенных коренных месторождений U .

U-носные зоны, как правило, приурочены к нефтегазоносным зонам. Скважины с аномалиями размещены или на месторождениях промышленного значения, или на разрушенных с остаточной нефтенасыщенностью, или вблизи тех и других. Такая связь скорее закономерна, чем случайная и указывает на высокую вероятность присутствия залежей с уранобитумной минерализацией.

Перспективная для поисков месторождений U площадь ДДВ составляет более 123 тыс. км^2. Нефтегазоносная ее часть (около 70 тыс. км^2) высокоперспективна для поисков месторождений уранобитумного типа. Борта впадины – склоны Украинского щита и Воронежского массива, перекрытые осадочным чехлом, могут быть первоочередными объектами для поисков коренных и осадочных месторождений U. При этом особое внимание следует обращать на исследования массивов альбитовой формации со щелочным метасоматозом гранито-гнейсового субстрата, с которыми связана основная часть ресурсов U Украины [2].

1. *Мелков В.Г., Пухальский Л.Ч.* Поиски месторождений урана. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. – 220 с. 2. Металічні і неметалічні корисні копалини. Т.1. Металічні корисні копалини / Наукові ред. М. П. Щербак, О. Б. Бобров. – Київ-Львів: "Центр Европы", 2006. – С. 365–395, 560–602. 3. *Гошовский С.В., Бобров А.Б., Рослый И.С. и др.* Радиоактивные аномалии геологического разреза Днепровско-Донецкой впадины // Збірник наукових праць УкрДГРІ. – К.: УкрДГРІ, 2010. – С. 12–26. 4. *Рослий І.С.* Регіональний рифтогенез, геодинаміка і нафтогазоносність Дніпровсько-Донецького авлакогену. – К.: УкрДГРІ, 2006. – 330 с. 5. Инструкция по гамма-каротажу при поисках и разведке урановых месторождений. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 134 с. 6. *Рослий І.С., Стрижак В.П.* Геодинаміка Дніпровського грабена на девонсько-кам'яновугільних етапах розвитку // Геолог України. – 2008. – № 1–2, № 3.– С. 66–72, 99–102. 6. *Гавриш В.К.* Глубинные структуры (разломы) и методика их изучения (на примере Доно-Днепровского прогиба). – К.: Наук. думка, 1969. – 270 с. 7. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие. – К.: Наук. думка, 1989. – С. 12–13, 98–122. 8. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинные разломы и комбинированные нефтегазоносные ловушки. – К.: Наук. думка, 1991. – С. 37–147.

Надійшла до редколегії 25.01.12

УДК 553. 495 (477.5)

Л. Галецкий, д-р геол.-минерал. наук,
Е. Ремезова, канд. геол. наук

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ТИТАНА УКРАИНЫ

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

В статье рассмотрены факторы и условия рудоконцентрации месторождений титана различного генезиса. Выявлены закономерности формирования генетического ряда месторождений от коренных до рассыпных. Проведена типизация месторождений, связанных с расслоенными титаноносными интрузиями габбро и намечены перспективы их освоения

The ore-concentration factors and conditions of titanium deposits of a different genesis are considered in the article. The conformities to the natural law of genetic row of deposits forming from primary to placer are exposed. A typification of deposits connected with layered titanium-bearing intrusions of gabbro is conducted and the prospects of their development are outlined

Украина обладает мощной промышленной базой титана. Уровень потенциальных ресурсов титана и мощностей производства ильменитовых концентратов Украины в настоящее время оценивается в 20 % от мирового баланса. Минерально-сырьевая база титана в Советском Союзе формировалась в Украине, которая полностью удовлетворяла потребности страны в титановых концентратах. В бывшем Союзе доля Украины в производстве ильменитовых концентратов составляла 90 %. В настоящее время доля Украины в мировом экспорте титановых концентратов составляет 11 %, в экспорте титана 6 %. Разведанные запасы здесь составляют 40,5 % общих запасов стран СНГ. Коренные месторождения составляют 53,6 % всех запасов месторождений титановых руд Украины [1].

Содержание TiO_2 в коренных рудах месторождений Украины разное: от 4–5 % в бедных разновидностях руд, до 34,2 % в массивных рудах. Ильменит в этих рудах неизмененный, это высококачественное сырье, как для производства пигментов, так и для металлургии. Для потребностей металлургии может применяться также титаномагнетитовый концентрат, который, вероятно, будет добываться из некоторых месторождений (Крапивенковское, Давидковское, Володарское).

В настоящее время, когда в мировой титановой промышленности снова наметился рост цен на титановые концентраты, возникла необходимость дальнейшего развития собственной сырьевой базы титана Украины с целью обеспечения ввода новых объектов. В работах [2, 3, 4] рассмотрена рудно-геохимическая специализация габброидных пород анортозит-рапакивигранитных плутонов, отмечены условия образования коренных титановых руд и приуроченность наиболее богатых концентраций титановых минералов к оливиновым разностям габбро. Уникальность упомянутых выше плутонов как рудоносных массивов с фосфор-титановой минерализацией и их минералого-петрологические особенности отмечены в работе [5]. Геологические особенности и масштаб оруденения, типы месторождений металлогенические эпохи и провинции в пределах бывшего СССР, в т.ч. и для Украины рассмотрены в [6,7]. Наиболее детально металлогения титана проанализирована в [8, 9]. Однако во всех этих работах не выявлены закономерности рудоконцентрации для коренных месторождений титана, приуроченных к расслоенным интрузиям и не прослежен генетический ряд: коренное месторождение-остаточное–россыпь. Изучение этих закономерностей представляется важным, поскольку в современных экономических условиях следует отдать предпочтение комплексной отработке месторождений и осваивать их группами.

Проблемы металлогении титана в связи с этим, являются важными, поскольку дают возможность оценить перспективы обнаружения новых титаноносных объектов, условия и особенности рудоконцентрации в них, взаимосвязи коренных источников и рассыпных месторождений.

Минерально-ресурсная база титана Украины представлена различными по масштабу оруденения и генезису месторождениями, которые находятся на разных стадиях геологического изучения. Основу сырьевой

© Галецкий Л., Ремезова Е., 2012

базы титана Украины составляют месторождения трех геолого-промышленных типов [10]:

1. Коренные магматические месторождения комплексных апатит-ильменитовых руд в габбро-норитах.

2. Экзогенные (остаточные) месторождения кор выветривания основных титаносодержащих пород.

3. Ильменитовые и комплексные рутил-ильменит-цирконовые россыпи.

Наиболее крупными магматогенными месторождениями являются Стремигородское и Федоровское, приуроченные к Коростенскому плутону. Они представлены расслоенными интрузиями габброидов, в которых выделяется до 10–12 слоев пород [11] .

Весьма необычной особенностью всех рассмотренных рудоносных массивов является расположение горизонта наиболее основных пород в их центральных частях, как правило, выше нижнего (внешнего) мезолейкократового горизонта. Представление о разновременном поступлении нескольких, по крайней мере, двух порций магм, несмотря на кажущуюся простоту и логичность, противоречит имеющимся геологическим материалам. В этом отношении, альтернатива – в поступлении единой порции расплава, с последующей его раскристаллизацией и образованием расслоенности, выглядит значительно более правдоподобной. Такой вывод требует признания более поздней консолидации центрального в разрезе меланократового горизонта, средний состав которого приближается к ультраосновному, что не отличается от традиционных взглядов о направленности кристаллизации.

Существуют два механизма образования меланократовых слоев в составе расслоенных титаноносных интрузий.

1. Возрастание основности в последовательно формирующейся серии пород возможно вследствие смещения ликвидусных котектических линий системы, при поступлении в неё поливалентных кислотообразующих катионов. Такая добавка должна способствовать возрастанию доли мостикового кислорода в расплаве, а как следствие, полимеризации и укреплению силикатных каркасообразующих комплексов, активность которых при этом возрастает. В процессе возрастания активности силикатных полимерных комплексов, поддержание равновесия кристалл-расплав требует уменьшения содержания этих комплексов в расплаве (уменьшения доли мостикового кислорода), и состав расплава должен сместиться в область обеднения силикатными каркасообразующими ионами. По этой причине, поле кристаллизации каркасных минералов (полевых шпатов, кварца) - наиболее кислых, расширяется. И котектики между полями более кислых и более основных фаз системы смещаются в сторону последних. Если добавление поливалентного кислотного компонента в расплав происходит постепенно, при фракционировании расплава, то и продукты кристаллизации, протекающей в процессе такого смещения, будут всё более основными. Для объектов, содержащим апатит-ильменитовые руды, в качестве поливалентного кислотного компонента, естественно рассматривать фосфор – ионы $[PO_4]^{3-}$.

2. Гравитационная сортировка кристаллизующихся минеральных зёрен, в условиях высокой плотности расплава, достаточно высокой для всплывания зёрен плагиоклаза. Тогда, на дно магматической камеры на момент кристаллизации будут оседать тяжёлые оливины и пироксены. Основная масса плагиоклаза должна всплывать в верхнюю часть магматической камеры, с образованием здесь зоны флотационных кумулатов.

Для выяснения условий рудоконцетрации обработаны геологические и петрохимические данные по коренным месторождениям и проявлениям апатит-ильменитовых руд в расслоенных рудоносных массивах коростенского комплекса Украинского щита (УЩ). В результате статистической переинтерпретации выделено два типа коренных месторождений (Стремигород-Давидки и Федоровка-Крапивенка). Предложено соответственно две модели их происхождения, строения, особенностей химизма, которыми определяются направления и стратегия поисковых работ на Коростенском и Корсунь-Новомиргородском плутонах УЩ. Эти модели сводятся к вышеописанным: тип Федоровского месторождения и Стремигородского [12].

Своеобразный тип титаноносных массив представляет Юровский массив. На начальном этапе (рис. 1) он представлял собой лополит, отдельные зоны которого наблюдаются ныне на западе тела (меланократовые породы) и востоке (лейкократовая безрудная толща). Такая асимметрия возникла в результате действия перемещений по тектоническим блокам в зоне Руднянского разлома и эрозии, которая вывела на поверхность эти пачки.

В процессе становления Юровского массива проявилась кислотно-основная тенденция. Возрастание концентрации фосфора в расплаве должно привести к смещению равновесия силикатных полимерных комплексов и основ, причем таким образом, что состав расплава и продукты его кристаллизации будут становиться все более основными, что было показано для нескольких массивов Коростенского плутона [12]. Фосфор содержался не только в самой магме, но и мог поступать вначале пневматолитово-гидротермальной стадии из глубинных флюидов. В породах массиву выявлено две генерации апатита, причем одна из них образовалась за счет насыщения флюидами. Для этого же массива характерна и сульфидная минерализация. Сульфидные минералы (пирротин, пирит, пентландит, халькопирит) образуют отдельные рассеянные кристаллы, сростки с ильменитом, т.е. образовались одновременно с последним. Бедность сульфидного оруденения обусловлена сложными тектоническими процессами в Сущано-Пержанской зоне, которые не образовывали ловушек для задержки магмы и ее дополнительной дифференциации, не способствовали увеличению фугитивности кислорода, т.е. условий образования богатых сульфидных руд, подобных норильским. В то же время тектонические процессы способствовали перераспределению титанового оруденения: наибольшие концентрации ильменита наблюдаются в более пологой центральной части массива, а на его краях, где падение расслоенности максимальное – они меньше.

По разработанной в ИГН методике выполнен пересчет химических анализов основных пород (титаномагнетит-апатит-ильменитовых, ульвошпинель-содержащих) на нормы. Предложены и применены петрохимические коэффициенты (железистоть общая относительная, железистость силикатная относительная, железистость оливина, пироксена и др. показатели) которые отражают эволюцию магматических расплавов при становлении рудоносных интрузий с образованием расслоенности и формированием рудных залежей. Разработаны геохимические поисковые критерии для выявления невскрытых на поверхности рудных залежей. Отличительной чертой верхних горизонтов рассмотренных рудоносных массивов, является повышенная железистость силикатной составляющей слагающих их пород. Самые верхние части рудоносных интрузий могут характеризоваться низкими содержаниями рудных минералов, а внешне не

слишком отличаться от вмещающих габбро и габбро-анортозитов. Такие породы верхних частей рудоносных массивов должны, однако выделяться среди вмещающих по вышеупомянутому показателю. Соответственно, геохимические поиски "слепых" апатит-ильменитовых месторождений в пределах массивов габбро-анортозитов Коростенского комплекса могут оказаться весьма результативными.

Рис. 1. Схема формирования Юровского титаноносного массива.

Широкое развитие сиенитовых пород в верхней части разреза Давидковского массива, является фактом, заставляющим пересмотреть представления о перспективности проявлений сиенитовых пород в пределах Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов на глубину.

Большинство известных коренных месторождений титана Украины приурочено к габбро-анортозитовой формации (возраст 1,6–1,8 млн лет). Однако исходные высокоглиноземистые базальты не имели четко выраженной специализации на титан. Согласно разработанной нами модели, оказавшись, впоследствии, на более высоких уровнях – в толще коры, в обстановке значительно более низких давлений, высокоглинозёмистая магма окажется неустойчивой и будет сбрасывать избыток плагиоклаза в кумулят. Исключительно чётко проявлено стремление и титана и фосфора накапливаться в остаточных порциях магмы, совместно с магнием и железом, в процессе ухода из расплава кристаллизующегося плагиоклаза. В результате наиболее меланократовые разности будут обогащаться на титан. Сам по себе, такой процесс концентрирования чаще всего не будет самодостаточным для возникновения промышленно значимых концентраций металлов. Однако он может способствовать усилению, или запуску иных процессов их перераспределения и накопления, уже с образованием руд. Комплексы или серии, в которых процесс концентрирования метала, прослеживается от ранних фаз к поздним, и является прямым следствием направленного фракционирования, предлагается именовать динамически специализированными на металл. Соответствующее распределение металла – возрастание его содержания в последующем ряду фаз (фракций) следует именовать динамической специализацией данного комплекса на этот металл.

Кроме того, на основе статистической обработки данных силикатных анализов пород, руд и минералов установлены механизмы образования титановых руд в пределах двух плутонов УЩ – Коростенского и Корсунь-Новомиргородского. Первый путь реализуется при условии достаточного динамического и длительного проявления течений в кумулатных слоях, которое имело место как к, так и после ликвации. Создаются предпосылки для дифференциации двух жидкостей после стадии ликвации. В своем крайнем выражении такая дифференциация может привести к образованию весьма богатых руд. В составе пород реализация этого пути оказывается в виде наличия прямой связи рудных фаз с ранними по времени кристаллизации и отложения магнезиально-железистыми силикатами и, одновременно, в проявлении негативной связи рудных с поздними клинопироксенами в интеркумулятивном пространстве. Другой путь связан с проявлением в поровом пространстве течений в ослабленном виде, и раннем их прекращении к началу фазы ликвации. В таких условиях возможности дифференциации и отделения в пространстве силикатной и рудной жидкостей сильно уменьшаются, или совсем исключаются. Ввиду ограничения миграционных возможностей рудной жидкости, предпосылки к образованию богатых руд не создаются. Возможны лишь убогие и небогатые, по большей части тонковкрапленные руды. Такой путь фиксируется в составе пород прямой корреляционной связью ильменита с силикатными компонентами поздних этапов. Именно первый механизм на фоне общей дифференциации исходного расплава приводит к формированию богатых месторождений коренных титановых руд [13].

Таким образом, в результате становления анортозит-рапакивигранитных плутонов согласно механизму сбрасывания в кумулят плагиоклазов, создавались условия для накопления в остаточных расплавах железа и титана. Уникальность этих структур как крупных титаноносных массивов объясняется последующими

процессами усиления рудоконцентрации. В дальнейшем происходит запуск процессов перераспределения рудных компонентов и их накопления в промышленных концентрациях. Такому повышению содержаний рудных минералов способствует образование специфических рудоконцентрирующих структур – расслоенных интрузий, где имеет место перераспределение минералов между слоями. В зависимости от степени и условий проявления течений в слоях кумулятов происходит образование более бедных или богатых титановых руд.

Коры выветривания мезозой-кайнозойского возраста, развитые на рудоносных габброидах, – это остаточные месторождения. Среди них известно крупное по запасам Торчинское месторождение. В общих чертах распределение ильменита в корах соответствует распределению его в исходных габброидах .

Коры выветривания на Коростенском плутоне являются промежуточными коллекторами для формирования россыпей. При образовании коры титан выносится ограниченно, преимущественно за счет разрушения железо-магнезиальных силикатов. Ряд подвижности для коры по рудным троктолитам Коростенского плутона представляется таким образом: Na, K > Ca > P > Mg > Fe > Mn > Si > Ti > Al. Ильменит в коре изменен незначительно, в результате чего происходит окисление и частичное вынесение железа, и накопление титана. Содержание ильменита в корах по рудным габброидам может достигать 500 кг/м^3. Ильменит имеет довольно крупные (до 3мм) зерна [6]. То есть, учитывая относительную стойкость этого минерала, он способен накапливаться в россыпях. Рассыпные месторождения ильменита сформировались в результате размыва кор выветривания габброидных пород. Часто контуры аллювиально-делювиальных россыпей и титаноносной коры выветривания совпадают. По отношению к коренным источникам россыпи расположены на расстоянии 5–3 км, это типичные россыпи ближнего сноса.

При анализе структурно-литологических моделей Злобичского рассыпного месторождения ильменита (элювиальная часть россыпи) было выявлено, что в целом распространение площадной коры выветривания подчиняется закономерностям расположения основных форм палеорельефа фундамента. Наиболее высокое залегание коры характерно для центральной части месторождения и в периферийных частях – на крайнем западе и юго-востоке участка. Ход изолиний кровли в целом повторяет расположение их для подошвы, однако поверхность кровли гораздо более расчленена локальными неровностями. Это объясняется дальнейшим размывом коры в дораннемеловую эпоху. Для данной территории было характерно развитие размыва и сноса больших объемов материала с водораздельных пространств. В некоторых случаях возможно омоложение коры в пределах этих форм рельефа. Часто дресвянистая зона имеет здесь большую мощность, чем обычно (4–6 м), дресва некаолинизированная или малокаолинизированная. В палеодепрессиях породы коры выветривания сохранились от размыва. В некоторых случаях контуры повышенного содержание ильменита формируют линейные зоны, тяготеющие к ареалам распространения габбро, и отображают их приуроченность к тектоническим нарушениям. В целом структурно-тектонический фактор образует некоторую мозаичность палеорельефа и мозаичность распространения кори.

На основе построения структурно-литологических моделей отложений полтавской серии, составляющих 75–80 % пласта (на примере выше упомянутого рассыпного месторождения), нами выделены фации и литофации, выявлены закономерности распределения в них ильменита, повышенные концентрации которого приурочены к микроформам палеорельефа древней долины, вмещающей россыпь [14].

Формирование оруденения начинается в склоновом потоке, исходящем от коренных источников сноса; наиболее крупные фракции ильменита тяготеют к подножьям склонов. Более мелкий ильменит (<0,3мм) сносился потоками воды далее от бортов долины и претерпевал дальнейший перемыв. Образовывался "хвост" или "шлейф" концентраций ильменита по долине. На внешней пойме ильменит накапливался на плоских возвышенных участках, которые в меньшей степени размывались. Более сложные закономерности распределения ильменита характерны для русловой пристрежневой фации, где в отдельных местах происходил значительный перемыв отложений, в других - накопление рудных минералов.

Следует отметить, что россыпи Волынского титаноносного района пространственно совпадают с палеодолинами различного возраста, преимущественно палеоген-неогенового возраста. Часто контуры россыпей вытянуты, повторяют контуры древних долин, как это наблюдается для Очеретянской, Федоровской, Валки-Гацковской и других россыпей. Рядом находятся месторождения коренных титановых руд с развитой по ним корой выветривания. Для района Злобичской россыпи характерны несколько перестроек гидросети, что привело к такому разнообразию фаций и литофаций.

Ильмениты аллювиальных и элювиальных россыпей Коростенского рудного района (Злобичское, Валки-Гацковское, Правобережное, Краснореченское и ряд других) содержат V_2O_5 – 0,23 %, Sc – 0,01 %, что унаследовано от коренных источников, в которые также зафиксированы в повышенных количествах эти элементы. Ильмениты россыпей Иршанской группы месторождений содержат (г/т): Sc – 88,8–91,7; V – 453,6–485,5; Ce – 74,6–98,4; Nb – 194,6–196,0; Ta – 13,7–14,4; Hf – 12,4–15,1; а ильмениты Торчинского остаточного месторождения (г/т): Sc – 74; V – 1800; Nb – 220; Ta – 8,7; Zr – 455; Hf – 15; Co – 88. То есть, источниками формирования россыпей Волынского титаноносного района были расслоенные интрузии габбро.

Для Правобережного, Левобережного и некоторых других рассыпных районов характерны прибрежно-морские россыпи, имеющие сложное строение и образованные часто за счет перемыва не только кор выветривания, но более древних песков [6]. Закономерности распространения ильменита в них подчиняются течениям в палеобассейнах. Древние долины служили здесь путями транспортировки титановых минералов, выносимых с Украинского щита, а ловушками служили разные микроформы рельефа дна прибрежной зоны. Для выяснения процессов рудоконцентрации этих россыпей следует также построить структурно-литологические модели.

Основные ресурсы титана Украины сегодня сосредоточены в больших ильменитовых и ильменит-рутил-цирконовых рассыпных месторождениях. Кроме того, в пределах Украины расположено крупнейшее в Европе Стремигородское коренное месторождение, являющееся комплексным (титан, фосфор, ванадий, скандий, сырье для производства строительных материалов). Отработка титановых объектов с позиций комплексности позволит обеспечить их рациональное освоение и значительно повысить рентабельность их дальнейшей разработки. В ближайшем будущем главной задачей является подготовка к освоению коренных месторождений, которые заменят выбывающие мощности активно отрабатываемых россыпей.

1. *Галецький Л.С., Ремезова О.О.* Титанові руди України // Геолог України. – 2007. – № 3. – С. 51–61. 2. *Личак И.Л.* Петрология Коростенского плутона. – К.: Наук. думка, 1983. – 248 с. 3. *Кононов Ю.В.* Металлоносность габброидных пород Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1985. – 156 с. 4. *Тарасенко В.С., Металиди С.В.* Условия образования титановых руд в габброидах Чеповичского габбро--анортозитового массива (Коростенский плутон) // Геол. Журнал. – 1983. – Т. 43. – Вып. 3. – С. 16–26. 5. *Кривдік С.Г., Дубина О.В., Гуравський Т.В.* Деякі мінералогічні та петрологічні особливості рудоносних (фосфор, титан) габроїдів анортозит-рапаківігранітних плутонів Українського щита // Мінералогічний журнал. – 2008. – 30, № 4. – С. 41–57. 6. Справочник по рудам чёрных металлов. – М., 1985. 7. *Цымбал С.Н., Полканов Ю.А.* Минералогия титано-циркониевых россыпей Украины. – К.: Наук. думка, 1975. 8. Металлогения Украины и Молдавии. – К., 1974. 9. Атлас "Геологія та корисні копалини України". – К., 2001. 10. Металлические и неметаллические полезные ископаемые Украины. – Т. 1. Металлические полезные ископаемые // Гурский Д.С., Есипчук К.Е., Калинин В.И. и др. – Киев-Львов: Центр Европы, 2005. – 785 с. 11. *Ремезова Е.А.* Геолого-геохимическая модель Федоровского коренного месторождения титана // Мат. Междунар. конф. Ti-2009 в СНГ. Одесса, 17–20 мая 2009 г. – К., 2009. – С. 163–169. 12. *Галецький Л., Ремезова О.* Моделі формування розшарованих титаноносних інтрузивів Українського щита // Стан і перспективи сучасної геологічної освіти і науки. Тези доповідей наук. конф., присвяченої 65-річчю геологічного факультету Львівського національного університету ім. Івана Франка. – Львів, ЛНУ, 2010. – С. 42–43. 13. *Галецький Л., Комський М., Ремезова О.* Особливості складу порід коростенського комплексу і походження корінних титанових руд // Вісник Київ. національн. ун-ту ім. Тараса Шевченка, сер. Геологія. – 2011. № 52. – С. 9–13. 14. *Хрущов Д.П., Лобасов А.П., Ремезова Е.А., Кирпач Ю.В., Степанюк А.В., Свивальнева Т.В.* Цифровые структурно-литологические модели как информационно-аналитическая основа для принятия решений по эксплуатации и охране минеральных ресурсов и геологической среды // V Міжнародна науково-практична конференція "Екологічна безпека: проблеми і шляхи вирішення" 7–11 вересня 2009 р., Алушта, 2009. – Т.II. – К., 2009. – С. 60–65.

Надійшла до редколегії 20.11.11

УДК 553. 495 (477.5)

К. Бурбан, Л. Скакун

МІНЕРАЛОГО - ГЕНЕТИЧНА МОДЕЛЬ ЗАВАЛЛІВСЬКОГО РОДОВИЩА ГРАФІТУ

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

Мінералізація графіту в породах Завалліського родовища сформувалась після метаморфічних перетворень, що відбувались в умовах амфіболітової і гранулітової фацій метаморфізму. Процес формування графіту є синдеформаційним (деформації проміжні між пластичними і крихкими). Формування графіту супроводжується процесами розчинення і перекристалізації кварцу зі збільшенням розміру зерен. Досліджено мінеральні асоціації графіту. Найбільш поширеними є асоціації: графіт + Mg-Fe змішано-шаруваті силікати, графіт + K-Ba польові шпати, графіт + альбіт + серицит + кальцит. Мінеральні асоціації графіт є типовими середньотемпературними гідротермальними утвореннями. Графіт кристалізується з гідротермального розчину в результаті змішування двох флюїдів відмінного складу – розчину, збагаченого на HCO_3^-***, що знаходиться в рівновазі з карбонатними породами (мармури, кальцифіри), і*** $CH_4 - C_2H_6 - H_2S$ ***– вмісного розчину глибинного походження.***

Graphite mineralization has been formed after metamorphic processes of amfobolite and granulite facies. Process of graphite's formation is syndeformative (deformations are between plastic and brittle). Formation of graphite are* accompanied with *processes of* dissolution *and* recrystallization *of quartz with* growth *of grain size. Mineral associations of graphite in various types of Zavallya deposit have been investigated. The most widespread associations are: graphite + Mg-Fe mix-layered silicates, graphite + sericite + albite + calcite, graphite + K-Ba feldspars. Mineral associations are typical moderate-T hydrothermal. Graphite precipitates from hydrothermal solution due to mixing of CO_2 ***- bearing fluid from carbonate rocks and deep*** $CH_4 - C_2H_6 - H_2S$ ***– bearing fluids.***

Завалліське родовище графіту традиційно розглядають як стратиформне. Формування графіту в цьому випадку описується в рамках метаморфічної або органогенно-сингенетичної гіпотези [1, 2, 3]. Згідно цієї гіпотези, графіт утворюється в процесі регіонального метаморфізму первинно-осадових алюмосилікатних порід, збагачених вуглецем біогенного походження. Крім графіту органогенно-сингенетичного походження припускається можливість формування накладеної мінералізації графіту, пов'язаної з пневматолітово-гідротермальною діяльністю [4, 5].

Відповідно до уявлень про органогенно-сингенетичну природу графіту в породах Завалліського родовища виокремлено близько 20 парагенетичних асоціацій графіту [2, 6], серед яких найбільш поширеними є дві асоціації – графіт + біотит + плагіоклаз + кварц і графіт + біотит + гранат + плагіоклаз + кварц. Вважають, що біотит є найбільш поширеним мінералом в парагенезисі з графітом. Ушакова [7] вказує на епігенетичність графіту по відношенню до біотиту. Для епігенетичного графіту встановлена асоціація з каолінітом, серпентином, хлоритами [4, 5].

За останні роки в літературі помінялася точка зору на формування родовищ графіту в метаморфічних породах. На основі дослідження парагенетичних асоціацій графіту, співвідношення графіту з іншими мінералами порід, ізотопного складу графіту ряд родовищ, які раніше розглядались дослідниками, як метаморфізовані (наприклад, родовища Шрі Ланка; родовища в Східних Гатах, Індія; масив Блек Хілс, США та ін.), зараз вважають гідротермальними [8].

Інтерпретація результатів макроскопічних і детальних мінералогічних досліджень складу графітвмісних порід і гідротермальних жильних утворень дала змогу переглянути основні гіпотези щодо походження графіту на Завалліському родовищі.

Методика досліджень. Проби були відібрані з різних типів порід Завалліського родовища з метою охопити всі можливі варіанти мінеральних асоціацій графіту. Дослідження структури мінеральних агрегатів хімічного складу мінералів здійснювалось за допомогою енергодисперсного аналізатора на базі растрового електронного мікроскопа-мікроаналізатора РЕММА – 102-02 в лабораторії науково-технічного та навчального центру низькотемпературних досліджень Львівського національного університету імені Івана Франка (аналітик Р.Я. Серкіз) (напруга електронного променя – 20 кВ). Рентгеноструктурний аналіз Mg-Fe змішано-шаруватих силікатів виконано на дифрактометрі ДРОН-3 в лабораторії рентгенографії мінеральної речовини геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка (аналітик Х.О. Галайко).

Результати дослідження. Завалліське родовище графіту розташоване в межах розломної зони, що розмежовує два блоки: північний блок складений породами чарнокіт-ендербітового гайворонського комплексу палеоархею [9, 10], південний блок – магнезіальними скарнами, різноманітного складу кристалічними сланцями і гнейсами, кварцитами хащувато-завалліської світи бузької серії мезо-неоархею [10, 11]. Центральна зона складена інтенсивно дислокованою товщею різноманітного складу графітовмісних кристалічних сланців і гнейсів.

Графіт присутній в різноманітного складу кристалосланцях і гнейсах, ендербітах, кварц-плагіоклазових пегматитах, магнезіальних скарнах та ін. Найбільші концентрації графіту (в середньому до 6–10 %, іноді до

© Бурбан К., Скакун Л., 2012

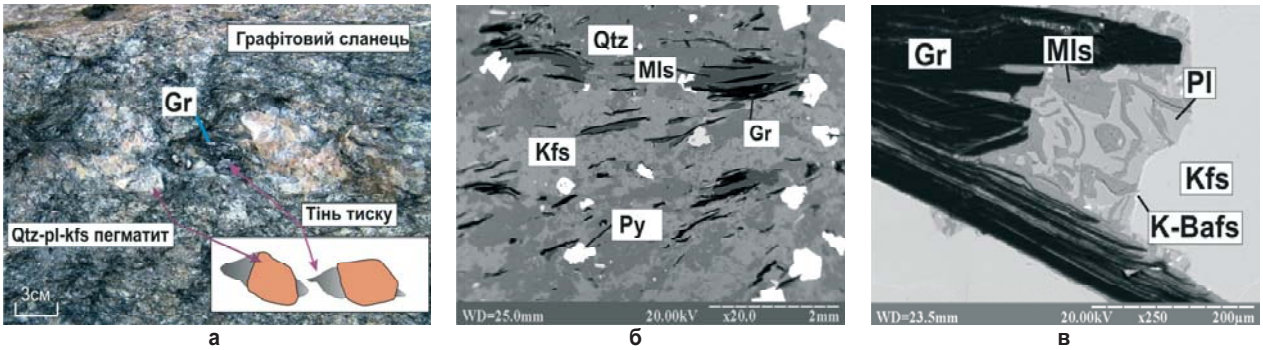
14–20 %) характерні для тонкосмугастих графіт-гранат-біотитових кристалічних сланців. В цих породах спостерігаються будини кварц-плагіоклаз-калійшпатових пегматитів, діопсидових скарнів. Менші вмісти графіту характерні для кварцитів (до 5 %), магнезіальних скарнів – до 3 %, ендербітів – до 1 % [1].

Формування графіту відбувалось в умовах інтенсивної деформації при переході від пластичного до крихкого типу деформацій. Це відображується в розвитку сланцюватості і кліваж них тріщин. Сланцюватість, що обумовлена орієнтацією лусок графіту в одному напрямку, проявляється виразніше зі збільшенням вмісту графіту в породі. Сланцюватість, обумовлена графітом, неузгоджена (перетинає) з більш ранньою сланцюватістю, що визначається біотитом. Графіт також перетинає раніше сформовані мінерали.

Графіт розвивається по кліважних тріщинах в різноманітних породах, в тінях тиску будин калійшпат-плагіоклаз-кварцових пегматитів (рис. 1а), діопсидових скарнів в графітовмісних кристалосланцях. Характерно, що в будинах калійшпат-плагіоклаз-кварцових пегматитів в графітовмісних сланцях кварц пластично тече, тоді як калієвий польовий шпат зазнає крихкої деформації. Ці ознаки також свідчать про перехідний між пластичними і крихкими характер деформацій. По мірі зростання ступеня дислокованості породи збільшується вміст графіту в породі.

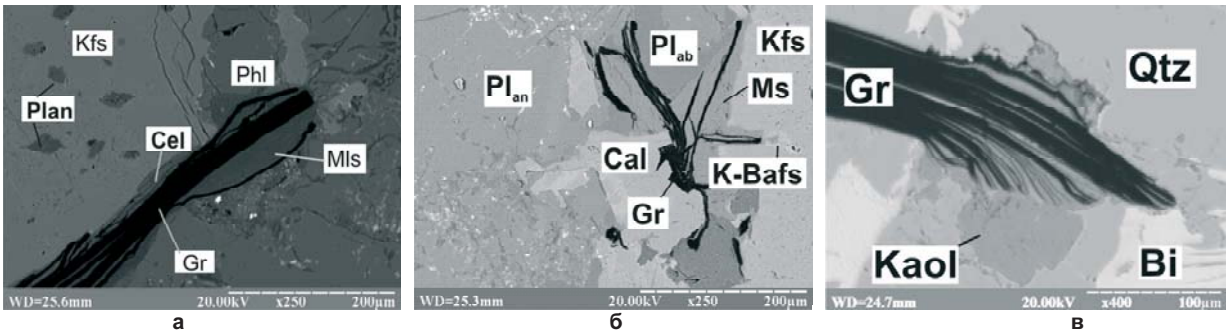
В тонкосмугастих графітовмісних кристалосланцях і кварцитах центральної зони графіт є більш дрібнозернистим і формує видовжені індивіди, часто зростки зі змішаношаруватими силікатами. На периферії (в діопсидових скарнах, кальцифірах південного борта, в графіт-кальцитових жилах північного борта) графіт є більш крупнозернистим і формує індивіди округлого обрису.

Кристалізація графіту супроводжується процесами розчинення і перекристалізації кварцу. На початку процесу кварц розчиняється. Так, к кварц-плагіоклазових симплектитах в породах центральної зони кварц розчиняється, що призводить до появи порожнин розчинення. На наступному етапі проходить перекристалізація кварцу зі збільшенням розміру зерен, що проявлено в формуванні перекристалізованих графітовмісних кварцитів. В кінці процесу відбувається відкладення кварцу у вигляді кварцових гідротермальних жил з друзовою текстурою.



а б в

Рис. 1: а – графіт в тінях тиску будин кварц-калійшпат-плагіоклазових пегматитів в графітовмісному сланці, б – паралельні зростки графіту (Gr) і Mg-Fe змішаношаруватих силікатів (Mls). Біотит-графітовий кристалосланець. Ум. познач.: Kfs - калієвий польовий шпат, Py - пірит. Комп'ютерна обробка BSE зображення в – розвиток Mg-Fe змішано-шаруватих силікатів (Mls) по кварц-плагіоклазовому парагенезису. Кварц-плагіоклазовий пегматит. Ум. познач.: Pl - плагіоклаз бітовніт-андезинового складу, K-Bafs –калій-барієві польові шпати. BSE зображення



а б в

Рис. 2: а – паралельний зросток графіту, алюмоселадоніту (Cel) і Mg-Fe змішаношаруватих силікатів в кварц-плагіоклазовому пегматиті. Ум. познач.: Pl_{an} – плагіоклаз андезинового складу, Phl – флогопіт. BSE зображення, б – розвиток альбіт (Pl_{Ab}) – кальцит (Cal) – серицит (Ms) – графітового парагенезису по плагіоклаз-калійшпатовому агрегату. Кварц-плагіоклазовий пегматит. BSE зображення, в – зросток графіту і каолініту в андалузит-гранат-біотитовому кристалосланці. Ум. познач.: Bi –біотит, Kaol – каолініт, Qtz – кварц. BSE зображення

Досліджені мінеральні асоціації графіту в різноманітних типах порід. Для мінеральних асоціацій графіту характерний локальний розвиток: приурочені переважно до крихких тріщин з графітом. Мінерали в асоціації з графітом формують зростки з графітом, облямівки.

Найбільш поширеною є асоціація графіт + Mg-Fe змішано-шаруваті силікати. Ця асоціація характерна для всіх типів силікатних порід родовища. Mg-Fe змішано-шаруваті силікати заміщують більш ранні магнезіальні силікати (наприклад, біотит) (рис. 1б). У цьому випадку в Mg-Fe змішаношаруватих силікатах спостерігаються включення рутилу розміром до 10 мкм. Також Mg-Fe змішано-шаруваті силікати виповнюють порожнини розчинення кварцу в кварц-плагіоклазових симплектитах (рис. 1в). Електронно-мікрозондові дослідження проб показали, що дані шаруваті мінерали формують однорідні за складом прихованокристалічні агрегати (розмірність зерен – 0,n мкм). За цими ознаками можна припустити, що дані утворення є змішаношаруватими силікатами, а не сумішшю мінералів. За

даними рентгеноструктурного аналізу, Mg-Fe змішано-шаруваті силікати зі збагачених магнієм порід (різноманітні відміни кристалічних сланців) складені пакетами шамозиту, лізардиту і мінесотаїту, тоді як Mg-Fe змішано-шаруваті силікати зі збагачених алюмінієм порід (кварц-плагіоклазові пегматити і кварцити) – пакетами клінохлору і смектиту [12].

Для силікатних порід типовою, але малою за об'ємом, є асоціація графіту з K-Ba польовими шпатами, що розвиваються на контакті новоутвореного калієвого польового шпату і плагіоклазу основного складу (рис.1в). За даними електронно-мікрозондового аналізу, вміст BaO складає 2–34 %.

Для графіту характерна асоціація з диоктадричними слюдами, що формують твердий розчин ряду мусковіт-алюмоселадоніт. В кварц-плагіоклазових пегматитах описана асоціація графіт + алюмоселадоніт (рис. 2а). Для всіх силікатних порід Заваллівського родовища характерна асоціація графіт + серицит + альбіт + кальцит (рис. 2б).

Ряд асоціацій спостерігається лише в певних породах. В гранат-біотит-графітових кристалосланцях поряд з Ti-вмісним біотитом, що знаходиться в парагенезисі з гранатом, нами встановлений біотит в асоціації з графітом. Біотит в асоціації з графітом відрізняється від більш раннього біотиту відсутністю в складі домішки TiO_2. В магнезіальних скарнах встановлена асоціація графіту з серпентином. В андалузит-силіманіт-гранат-біотитових кристалосланцях графіт асоціює з каолінітом, що заміщує андалузит і силіманіт (рис. 2в). Специфічна асоціація графіт + Sr-вмісний доломіт + Ba-вмісні карбонати + барит + магнезіальний амфібол встановлена в кварц-графітових і кіношиталіт-цельзіан-графіт-кальцитових жилах.

Графіт формує парагенезис з магнетитом і піротином. Співвідношення цих мінералів в асоціації з графітом змінюється залежно від складу порід. В графітовмісних тонкосмугастих кристалічних сланцях об'ємні співвідношення магнетиту і піротину майже 1:1, в ендербітах в асоціації з графітом переважає піротин, в кальцифірах – магнетит. Графіт з магнетитом і піротином формує паралельні зростки. В окремих зернах піротину зустрічаються включення пентландиту розміром соті долі мм. Первинне поширення піротину в графітовмісних породах було більшим; внаслідок пізніх процесів дисульфідизації піротин замістився піритом з формуванням агрегатів характерної коломорфної текстури. Магнетит в асоціації з графітом відрізняється за хімічним складом від більш раннього магнетиту, що формувався в асоціації з гранатом, біотитом і ільменітом на регресивному етапі метаморфізму. За даними мікрозондового аналізу, склад магнетиту в асоціації з графітом в порівнянні з більш раннім магнетитом є майже стехіометричним; характерна майже повна відсутність домішок (окрім незначних домішок MnO - до 0,53 ваг.%). Для більш раннього магнетиту характерні домішки Al_2O_3, TiO_2, V_2O_3 і Cr_2O_3 [12].

В графітовмісних породах Заваллівського родовища описаний більш пізній сульфідний парагенезис: халькопірит + арсенопірит + сфалерит + антимоніт + алтаїт + галеніт. Халькопірит встановлений в гранат-біотитових і піроксенових кристалосланцях у вигляді виділень неправильної форми розміром до 1 мм. Сфалерит, антимоніт, арсенопірит спостерігаються спорадично у вигляді поодиноких зерен розміром кілька мікронів. Мінералізація алтаїту і галеніту встановлена лише в зернах ториту. Джерелом Pb для галеніту і алтаїту є Pb, що утворився за рахунок радіоактивного розпаду Th і U ториту.

Обговорення результатів. Процес формування графіту пов'язаний з пізнім етапом деформацій (менше 1,8 млрд р.). На цьому етапі відбувається підняття блоку і товща порід піддається деформаціям, які є проміжними між пластичними і крихкими. Власне деформації цього типу передують формуванню графіту. Про зв'язок деформацій і утворення графіту свідчить наявність графіту в тінях тиску будин кварц-калійшпат-плагіоклазових пегматитів, діопсидових скарнів, гранат-біотитових сланців, розвиток графіту по системі кліважних тріщин в різноманітних типах порід або на границях зерен інших мінералів. Графіт часто перетинає раніше сформовані мінерали. Кількість графіту в породі збільшується по мірі зростання ступеня дислокованості породи. Характерно, що в центральній частині по відношенню до периферії вміст графіту вищий і графіт є більш дрібнозернистим. Ця ознака вказує на те, що в центральній частині був більший ступінь перенасичення розчину відносно графіту, ніж в бортах.

Графітова мінералізація сформувалась після метаморфічних перетворень, що відбувались в умовах амфіболітової і гранулітової фацій метаморфізму. Графіт розвивається по різноманітних типах порід: по ендербітах, кварц-плагіоклазових пегматитах, кальцифірах, магнезіальних скарнах та ін.

Кристалізація графіту відбувається в умовах нестабільності кварцу, що проявлено в процесах розчинення і подальшої перекристалізації кварцу зі збільшенням розміру зерен.

Мінеральні асоціації графіту розвинуті локально (приурочені до тріщин з графітом) і характеризуються малим об'ємом. Склад мінеральної асоціації графіту частково залежить від складу порід. Практично у всіх типах порід спостерігаються асоціації графіт + Mg-Fe змішано-шаруваті силікати, графіт + альбіт + кальцит + серицит і графіт + K-Ba польові шпати. Ряд асоціацій спостерігається лише в певних породах: графіт + біотит в гранат-біотитових кристалічних сланцях; графіт + алюмоселадоніт в кварц-плагіоклазових пегматитах; графіт + каолініт в андалузит-силіманіт-гранат-біотитових кристалосланцях; графіт + серпентин в діопсидових скарнах; графіт + Sr-вмісний доломіт + Ba-вмісні карбонати + барит + магнезіальний амфібол в кварц-графітових і кіношиталіт-цельзіан-графіт-кальцитових жилах.

Наявність в складі асоціацій з графітом Mg-Fe змішаношаруватих силікатів, серпентину, серициту, явища альбітизації вказують на те, що асоціації з графітом є типовими середньотемпературними гідротермальними утвореннями. Локальний розвиток мінеральних асоціацій з графітом і часткова залежність від складу порід свідчить про те, що графіт формувався при високому співвідношенні порода/розчин.

На Заваллівському родовищі графіт знаходиться в парагенезисі з піротином і магнетитом. Встановлена зональність в розподілі асоціюючих з графітом мінералів. В центральній зоні характерний максимальний розвиток піротин-магнетитового парагенезису (співвідношення піротину до магнетиту майже 1:1). Однак в напрямку до ендербітів збільшується вміст піротину, а в напрямку до кальцифірів зростає вміст магнетиту. Зональність в розподілі піротину і магнетиту в асоціації з графітом може свідчити про існування в центральній зоні геохімічного бар'єру: з однієї сторони ділянка з відновними умовами (ендербіти) і з другої сторони ділянка з окисними умовами (кальцифіри).

Для встановлення природи гідротермальних розчинів, з якими пов'язане формування, було проведено дослідження флюїдних включень в кварці з кварцевих гідротермальних жил і їх відгалужень. За результатами кріометричних досліджень, встановлено наступні групи

включень за складом: рідинно-газові натрій-хлоридні (концентрація 1–10 %), рідинні кальцій-хлоридні (концентрація 20-28%), рідкі вуглекислотні, газові етанові. М. Братусь [13] також встановив в так званому "вонючому" кварці метанові включення і включення з сірководнем. Температури гомогенізації флюїдних включень з кварцу становлять 230–400 °С [13].

Розрахунки ізотопних складів складу CO_2 і CH_4 в рівновазі з графітом, що ґрунтуються на даних по ізотопному складу вуглецю графіту і карбонатів в породах Заваллівського родовища [14, 15], свідчать про закономірну зміну ізотопного складу вуглецю графіту при переході від кальцифірової товщі до товщі графітовмісних кристалосланців. Для графітовмісних кристалосланців ізотопний склад вуглецю графіту коливається в межах -16..-35 ‰, для карбонатних порід (мармури, кальцифіри) характерний дещо ізотопно "важчий" графіт ($\delta^{13}C$ -4..+1‰) [14, 15]. Вказана закономірність дозволяє припускати два джерела вуглецю для формування графіту: 1 – вуглець глибинного походження, який утворився, ймовірно, за рахунок термального розкладення органічної речовини; 2 – вуглець карбонатних порід.

Широкий розвиток мінералів заліза (зокрема, піротину, магнетиту) в парагенезисі з графітом свідчить про те, що розчини, з яких сформувався графіт, привносили в систему залізо. Вуглець-вмісні розчини також містили в своєму складі Te, Cu, Zn, Sb, про що свідчить наявність відповідних сульфідів цих металів в зоні графітизації.

Згідно результатів дослідження, висунуто гіпотезу, що графіт формується на геохімічному бар'єрі з гідротермального розчину в результаті змішування двох флюїдів відмінного складу – розчину, збагаченого на HCO_3^-, що знаходиться в рівновазі з карбонатними породами (мармури, кальцифіри), і $CH_4 - C_2H_6 - H_2S$ – вмісного розчину глибинного походження.

Висновки. Процес утворення графіту є синдеформаційним: характер деформацій проміжний між пластичними і крихкими. Формування графіту супроводжується процесами розчинення і перекристалізації кварцу. Для мінеральних асоціацій графіту характерний локальний розвиток, часткова залежність від складу порід. За складом це типові середньотемпературні гідротермальні утворення. Утворення графіту відбувалось при високому співвідношенні порода/розчин. Графіт кристалізується на геохімічному бар'єрі з гідротермального розчину в результаті змішування двох флюїдів відмінного складу – розчину, збагаченого на HCO_3^-, що знаходиться в рівновазі з карбонатними породами (мармури, кальцифіри), і $CH_4 - C_2H_6$ - H_2S – вмісного розчину глибинного походження.

1. *Іванців О.Є.* Геологія та генезис графітових родовищ України. – К.: Наук. думка, 1972. – 134 с. *2. Лазько Е.М. и др*. Нижний докембрий западной части Украинского щита (Возрастные комплексы и формации). Львов: Вища школа, 1975. – 239 с. 3. *Войтович В.С.* Генезис Завальевского графитового месторождения // Геол. журн. – 1990. – № 2. – С. 138–144. 4. *Вульчин Є.І., Іванців О.Є., Шабо З.В.* Високометаморфізовані вуглисті утворення і графіти України. – К.: Наук. думка, 1967. – 134 с. 5. *Яценко В.Г.* Геология, минералогия и генезис графита Украинского щита. – К., Логос, 2008. – 127 с. 6. *Лазько Ел.Е.* Геология графитоносных формаций западной части Украинского щита / Автореф. дис. … канд. геол-мин. наук. К., 1981 – 26 с. 7. *Ушакова К.Н.* Минералогия и петрография метаморфических пород сёл Хащеватое и Завалье на Побужье / Автореф. дис. … канд. геол-мин. наук. – Львов, 1960. – 271 с. 8. *Luque F.J., Pasters J.D., Wopenka B, Rodas M., Barrenechea J.F.* Natural fluid-deposited graphite: mineralogical characteristics and mechanisms of formation // American journal of science. – June, 1998. – Vol. 298. – P. 471–498. 9. *Щербак Н. П.* Гранитоидные формации Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1984. – 244 с. 10. *Щербаков И.* Петрология Украинского щита. – Львов: ЗУКЦ, 2005. – 360 с. 11. *Нечаєв С. В., Сёмка В. А.* Скарны Украины. – К.: Наук. думка, 1989. – 208 с. 12. *Шакіна К.А., Скакун Л.З.* Мінеральні асоціації графіту на Заваллівському родовищі // Мінер. зб. – 2010. – № 60, вип. 1. – с. 70–85. 13. *Братусь М.Д., Белецька Ю.А., Демидов Ю.О., Фомін Ю.О., Яценко В.Г.* Флюїдний режим мінералогенезу та ізотопна природа компонентів флюїдів у вуглецьмістних комплексах Українського щита // Мінер. зб. – 2004. – № 54, вип. 2. – с. 195–207. 14. *Загнитко В. Н., Луговая И. П.* Изотопный состав графита в породах Украинского щита // Минералогический журнал. – 1986. – Т. 8, № 1. – С. 44–56. 15. *Шабо З. В.* Исследование условий образования графитов Украинского кристаллического щита по данным изотопного состава углерода / Автореф. дис. … канд. геол-мин. наук. – Львов, 1975. – 34 с.

Надійшла до редколегії 24.01.12

ГІДРОГЕОЛОГІЯ, ІНЖЕНЕРНА ТА ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ

УДК 504.062; 504.054

О. Пономаренко, член-кор. НАН України,
О. Юшин, канд. геол.-мінерал. наук,
О. Грінченко, канд. геол.-мінерал. наук, доц.

МОЖЛИВИЙ ПОТЕНЦІАЛ ПОВТОРНОГО ВИКОРИСТАННЯ ПРОМИСЛОВИХ ВІДХОДІВ ГІРНИЧОВИДОБУВНОЇ ГАЛУЗІ УКРАЇНИ

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

У статті наведено інформацію про основні типи промислових відходів та їх можливу класифікацію. Подана оцінка перспектив повторного використання промислових відходів гірничовидобувних підприємств

The articles discusses information about the basic types of industrial wastes and their possible classification. The estimation of prospects of repeated usage of industrial wastes of the mining enterprises is presented

Вступ та постановка проблеми. В індустріально розвинутих країнах світу питанню утилізації промислових відходів приділяється значна увага, внаслідок чого рівень їх повторної переробки перевищує 65 % (в США з промвідходів видобувають більше ніж 20 % від загального виробництва алюмінію, 33 % заліза, 50 % свинцю і цинку, 44 % міді). В Україні ще за часів СРСР щорічно продукувалось до 1,7 млрд т. промислових відходів і станом на 2001 р. їх було нагромаджено не менше 25 млрд т. Проте рівень вторинної переробки промвідходів в Україні був і залишається досить низьким – по окремих регіонах складає від 5 до 20 % (в середньому 8–10 %). Таким чином, проблема зниження все зростаючого екологічного навантаження на навколишнє середовище обумовленого величезною кількістю різноманітних промислових відходів, що щорічно виробляються підприємствами України не є новою [1, 11, 12].

Виклад основного матеріалу.

1. Основні типи складованих промислових відходів.

Відомо, що в абсолютній більшості складовані промислові відходи, в залежності від їх речовинного складу здійснюють як безпосередній, так і опосередкований

© Пономаренко О., Юшин О., Грінченко О., 2012

вплив на довкілля. Особливу увагу багатьох дослідників привертає не тільки можливість повторної переробки металоносних відвалів і хвостів збагачення з вилученням залишкових кількостей головних рудних компонентів, але часто підкреслюється особливе значення домішок цінних супутніх рудних компонентів в складі матеріалу. Проте оцінки можливостей повторного використання промислових відходів гірничовидобувних підприємств повинна базуватись на врахуванні двох головних аспектів – екологічного та технолого-економічного.

В першому, екологічному аспекті необхідно зважати на присутність в деяких випадках в складі матеріалу відвалів і шламів таких екологічно небезпечних домішок як ртуть, свинець, арсен, радіоактивні елементи та інш. Так, наприклад, близькі за масштабами масиви відходів збагачення вугілля, руд заліза, марганцю і ртуті не тільки покривають і знищують тисячі гектарів культурних земель, але й зумовлюють різний вплив на біологічні об'єкти довкілля високими концентраціями залізистого і марганцевистого пилу в повітрі, продуктами окислення сульфідів, парами ртуті тощо. В хвостах збагачення каоліну деяких родовищ інколи фіксується підвищена радіоактивність, яка зумовлена значною концентрацією монациту. В золах вугілля (переважно бурого) підвищені концентрації урану є швидше правилом ніж випадковістю. А розробка родовищ Криворіжжя (в одних випадках залізорудних, в інших уранових) зумовлює формування значної кількості відходів, які при їх загальній матричній подібності суттєво розрізняються за характером їх впливу на навколишне середовище [13, 14, 18]. Так наприклад, у 1993 р. в Москві було демонтовано вже збудований дитячий об'єкт – в зв'язку з підвищеним радіаційним фоном бетону, який був вироблений з щебеню з використанням матеріалу відвалів розкривних порід Криворіжжя.

В другому, економічному аспекті особливу увагу більшості дослідників привертають дані щодо високих вмістів в деяких промислових відходах цінних рудних компонентів. Зважаючи на те, що основна кількість (по масі) промислових відходів нагромаджується гірничовидобувними та гірничозбагачувальними підприємствами, в рамках даної статті переважно розглядаються особливості металоносності промислових відходів саме цих типів. Саме такі типи відходів продукуються у значних кількостях кар'єрами, шахтами і гірничозбагачувальними комбінатами (ГЗК).

За результатами наших досліджень окремі типи промислових відходів можна об'єднати в чотири основні групи, що контрастно розрізняються за масштабами їх накопичення, рівнем небезпеки і концентраціями цінних компонентів. (табл. 1).

До першої групи можна віднести майже виключно усі масиви відвалів розкривних порід осадового чохла і хвости збагачення більшості розсипних цирконільменітових родовищ (піски, глини, суглинки тощо). До другої групи були віднесені шлами вуглезбагачення та шлами збагачення залізних руд. Третя група найбільш різноманітна за переліком типів промислових відходів, які об'єднує така характерна ознака, як підвищений вміст рухливих токсичних сполук – свинцю, цинку, кадмію, парів ртуті, оксидів сірки і арсену. До четвертої (за рівнем токсичності) групи віднесено специфічні відходи з підвищеними вмістами радіоактивних елементів або ртуті – хвости і шлами збагачення уранових руд і руд ртуті, хвости збагачення каоліну окремих родовищ, а також золи спалювання бурого вугілля. До четвертої групи можуть бути також віднесені високорадіоактивні технологічні відходи та відпрацьоване ядерне паливо атомних електростанцій, проте надзвичайно високий рівень їх радіоактивності та особливі умови збереження і переробки виключають можливість їх розгляду в рамках даної статті [22, 23].

Варто підкреслити, що промвідходи рудників і ГЗК відрізняються від самих руд, які є головним об'єктом видобутку і збагачення, перш за все тим що промвідходи в певному сенсі можуть розглядатися як вже видобута і попередньо підготовлена руда. Тобто їх використання вже не потребує попереднього проведення значних за об'ємами геологорозвідувальних та гірничовидобувних робіт. Цей факт, безумовно є важливим економічний фактором що суттєво впливає на собівартість використання промвідходів як можливої сировини.

Таблиця 1

Чотири основні групи промислових відходів

Група	Типи промислових відходів	Головні токсичні компоненти	Переважний характер впливу на довкілля
I	Відвали розкривних порід осадового чохла, хвости збагачення розсипів ільменіту	Практично відсутні	Механічне забруднення грунтів, гідросфери, повітря
II	Відвали і шлами видобутку і збагачення руд заліза	Пил гідроксидів Fe, сполуки S, зрідка радіоактивні елементи	
III	a) Відвали і шлами збагачення руд марганцю, продукти вуглезбагачення	Сполуки S, As, інколи Hg,	Хімічний та механічний
	b) Шлами збагачення руд алюмінію (бокситів)	Солі важких металів	
	c) Шлами і шлаки виробництва кольорових металів, гальванічних та електротехнічних виробництв, золи бурого вугілля і нафтопереробки	Мідь, цинк, свинець, кадмій, нікель, хром, ртуть тощо	
IV	a) Відходи збагачення руд ртуті	Ртуть, свинець, кадмій	
	b) Відходи збагачення урану, хвости збагачення каоліну та золи бурого вугілля окремих родовищ	Радіоактивні елементи	Радіаційний та механічний

В деяких випадках у відходах ГЗК можуть фіксуватися підвищені вмісти окремих цінних супутніх компонентів. Проте економічна доцільність їх вилучення при процесах повторної переробки повинна визначатись окремо в кожному випадку (за умови, що вартість вилучення цих супутніх компонентів не повинна перевищувати їх ринкової вартості):

$$P_{мет} = P_{эк} + P_{техн},$$

де $P_{мет}$ – вартість вилучених металів; $P_{техн}$ – затрати на технологічні процеси повторної переробки; $P_{эк}$ – розміри фінансування, яке суспільство (держава) здатне вкладати в ліквідацію промвідходів.

Тому навряд чи припустимо розглядати на цій основі в якості рудних субкларкові концентрації металів. До

того ж необхідно дотримуватись умов коли сама переробка промвідходів не буде супроводжуватись утворенням нових типів вторинних відходів з класом небезпечності 4 групи і вище.

2. Цінні компоненти в складі матеріалу відходів збагачення ГЗК та відвалів.

Оцінка перспектив повторного використання промислових відходів гірничовидобувних підприємств повинна базуватись на врахуванні головним чином технолого-економічного аспекту, а саме можливості рентабельного вилучення корисних компонентів.

За даними деяких дослідників [4, 5, 16] у відходах ГЗК Кривбасу і Приазов'я окрім промислово цінних руд заліза вміст супутніх інших корисних компонентів може досягати (г/т): Cu та Ni – до 200; Zn – 300; V – до 600. Одночасно з тим, в хвостах збагачення Криворізьких ГЗК (2,6 млрд м^3) відмічаються суттєво підвищені вмісти таких елементів як Bi, Sr, Ti, Ge, Sc, Y, U, Au, Ag. Відвали ж розкривних порід Криворіжжя (біля 3,8 млрд т.) містять суттєві кількості Fe, Bi, Sr, Ni, Al, Ti, Au, Ag., а відвали металургійних шлаків Криворізького металургійного комбінату (понад 30 млн м^3/рік) характеризуються підвищенними вмістами Ti, Au, Ag. [19, 20].

Дійсно, в окремих випадках відходи гірничовидобувних підприємств України вміщують підвищені концентрації ряду цінних компонентів, вилучення яких може забезпечити економічно доцільну переробку промвідходів, за умови що вартість їх вилучення не повинна перевищувати вартість отриманих металів. В той же час рівень вивченості супутньої металоносності техногенних відходів в Україні оцінюється як надзвичайно низький [2, 17], а технології їх повторної переробки, які пропонувалися раніше базуються на традиційних, але деякою мірою застарілих методиках вилучення корисних компонентів.

3. Промвідходи ГЗК, перспективні для повторної переробки.

Відомо, що на гірничо-збагачувальних комбінатах (ГЗК) утворюються два види відходів – розкривні породи та відходи збагачення. Розкривні породи вивозяться за межі кар'єрів та шахт і складуються у відвали.

Відвали розкривних порід є, по суті, звичайними гірськими породами, з якими як правило, не пов'язані значні концентрації рудних компонентів, у тому числі шкідливих. В переважній більшості ці відходи забруднюють навколишнє середовище чисто механічно. З одного боку, величезні маси відвальних порід, що нагромадилися і продовжують нагромаджуватися навколо кар'єрів і шахт можна оцінювати як украй несприятливий екологічний чинник, що призводить до виведення з користування значних площ земель. Разом з тим, широкомасштабні дослідження попередніх років, які були проведені в Канаді і Росії, дозволили прийти до парадоксального висновку – при незначному ступені рекультивації кар'єрних і відвальних площ так звані "порушені землі" сприятливо позначаються на природних біоценозах. Як правило, в таких місцях збільшується видова різноманітність рослинного і тваринного світу, істотно підвищується продуктивність мисливських і риболовецьких угідь.

За видом заскладованої речовини відвали розрізняються в залежності від мінерального складу і механічних властивостей гірських мас. За мінеральним складом виділяються піщані, піщано-глинисті, глинисті, суглинкові, грунтові, гранітні, залізорудні, сланцьові та інші відвали. В залежності від механічних властивостей порід вони можуть бути поділені на скельні, пухкі (складені пісками, суглинками, глинами), змішані (скельно-суглинкові, скельно-глинисті). До відвалів, що складаються з грунтів, слід віднести земельні відвали.

В той же час, однією з суттєвих обставин, що перешкоджає використанню можливих накопичених у відвалах корисних компонентів, окрім їх недостатньої вивченості, є нераціональна з сучасної точки зору технологія формування цих відвалів – а саме, змішування гірських порід і корисних копалин різного складу. На думку більшості дослідників, для зменшення об'ємів мінеральної маси, яка нагромаджується у відвалах, а також розширення кількості корисних компонентів, що можуть супутньо вилучатися з відвалів, необхідною є розробка технологій їх селективного видобутку з раціональними технологіями їх (селективного) складування.

Додатковим чинником розробки раціональної технології складування, повинно бути детальне вивчення, з використанням сучасних методів дослідження, мінерального і хімічного складу розкривних порід, складаючих їх мінералів і мінеральних комплексів, визначення можливостей їх збагачення.

Характерним прикладом є Криворізький басейн. У відвалах його родовищ міститься, за різними оцінками, від 10 до 13 млрд т. розкривних порід. На теперешній час відомі близько 50 мінералів і гірських порід з продуктивних і вміщуючих товщ залізорудних родовищ Кривбасу, які можуть розглядатися в якості потенційних металевих і неметалевих корисних копалин. [9, 10, 12, 15]. Так наприклад, піски відвалів при деякій додатковій обробці можуть ефективно використовуватися як нерудна сировина, а в окремих випадках – і як джерело рудних компонентів (в Росії, наприклад, є рентабельним вилучення золота з пісків при середньому вмісті 0,15–0,25 г/м^3, а в Україні це питання до цього серйозно не вивчалося – навіть для сотень мільйонів кубометрів відвальних пісків численних кар'єрів Криворіжжя. В той же час слід брати до уваги, що матеріал відвалів не завжди за своєю якістю може відповідати вимогам до нерудної сировини (велика кількість оксидів заліза в кварцовом піску, тріщинуватість або шаруватість відвальних уламків порід і т.п.), що може значно зменшувати сировинний потенціал промвідходів гірничого виробництва цього типу.

Слід зазначити, що незважаючи на надзвичайно широкий перелік супутніх рудних елементів в матеріалах відвалів і хвостів збагачення ГЗК, єдиним компонентом який постійно привертає увагу дослідників і дійсно може мати реальне економічне значення залишається золото. Реальний рівень вмісту благородних металів в незмінених залізистих кварцитах був проконтрольований нами на прикладі Криворізького залізорудного басейну, де в зонах інтенсивних метасоматичних перетворень дійсно інколи фіксуються підвищені вмісти золота. [22]. В ділянках сульфідно-кварцевої мінералізації епізодично відзначалась присутність підвищених концентрацій золота (навіть до 4,0-12 г/т, проте переважно відзначались вмісти в діапазоні 0,1-2,0 г/т), спорадично фіксувались також локальні точки з підвищеними вмістами платинових металів (найбільш значні установлені в зразках з РУ ім. Фрунзе – платина до 1 г/т, паладій до 6 г/т; РУ ім. Р.Люксембург – паладій до 0,5 г/т). В межах рудного поля РУ ім. Фрунзе в декількох свердловинах зафіксовано інтервали 10-15 м із вмістом золота 0,03-0,1 г/т, з локальними вмістами до 0,1-0,3 г/т. В розрізах Первомайської діляни в брекчійованих і окварцованих вуглецевих сланцях вмісти золота сягають 0,6 г/т, а у вуглецевих відмінах порід гданцевської і амфіболомагнетитових породах саксаганської світи вмісти золота

сягають інколи 1-3 г/т.. Золото лускувате, мікронне, високої пробності (Au – 99,08; Ag – 0,1; Fe – 0,01) [3].

На відміну від відвалів розкривних порід усі відходи збагачення, що накопичуються у хвостосховищах, є найбільш підготовленою (внаслідок подрібнення рудних мінералів) сировиною для подальшої переробки, яка потребує значно менших енерговитрат на процеси вилучення корисних компонентів. В той же час мінеральний і хімічний склад відходів збагачення ("поточних хвостів") істотно змінюється і суттєво відрізняється від складу початкової руди. Як наслідок змінюється і природа корисної копалини – з первинного корінного воно перетворюється на техногенне розсипне, що може бути навіть більш придатним для промислового вилучення окрім головних, ще й супутніх корисних компонентів.

Загалом, в якості потенціально промислових техногенних родовищ можуть розглядатись:

• *хвости збагачення залізних руд*. Щорічно гірничо-збагачувальні комбінати Криворізького басейну скидають у відстійники біля 60 млн т хвостів збагачення залізних руд, загальна кількість накопичення яких досягла вже більше 2500 млн тон. За результатами досліджень, що були проведені за останні роки була доведена можливість отримання з них товарних залізних концентратів і деяких кількостей золота (середній вміст 0,05–0,4 г/м^3). За попередніми розрахунками УкрДГРІ, до вторинної переробки придатні 500 млн т. [6].

• *хвости збагачення руд марганцю*. У Нікопольсько-Марганецькому рудному районі у хвостосховищах міститься біля 240 млн т відходів збагачення марганцевих руд, частка марганцю яких сягає 10–15 %. Результати аналізу полімінеральних суттево кварцових лежалих хвостів збагачення марганцевих руд Грушівської, Чкалівської, Максимовської фабрик показали їх придатність для отримання товарних марганцевих концентратів. В той же час ці техногенні утворення містять золото в кількостях (0,27–0,78 г/м^3), що також надає додатковий практичний інтерес. [2]. За попередніми розрахунками інституту УкрДГРІ, до вторинної переробки придатні 150 млн т марганцевих хвостів.

• *шлами переробки бокситів*. При переробці гібситових бокситів Австралії, Бразилії, Гвінеї, Індії і інших країн Миколаївський глиноземний завод щорічно скидає 1,2–1,3 млн т. так званих "червоних шламів", що містять суттєві домішки (г/т): циркону – 2500–3500, рутилу – 800–1200, золота – 0,05–0,4. За результатами досліджень утилізація тільки 35 % твердої речовини цих шламів дозволить отримувати золото-рутил-цирконієві (золото – 36–42 %, циркон – 40–60 %, рутил – 14–20 %) і залізовмісні (загальне залізо – 47–49 %) концентрати. [7, 8].

• *відходи збагачення ільменітових та цирконільменітових розсипів*. Результати вивчення хвостів збагачення титанових руд Іршанської збагачувальної фабрики вказують на можливість вилучення з них золота (середній вміст Au – 5,64 г/т) [21].

• *відходи збагачення каоліну*, що складаються переважно з кварцового піску з домішками циркону, рутилу, монациту, ільменіту, гетиту, лейкоксену, гранату. Монацитовий концентрат розглядається як одне з джерел отримання легких лантаноїдів і торію.

Висновки. Виходячи з вищенаведеного слід зазначити, що майже усі великотоннажні масиви складованих промвідходів ГЗК можуть розглядалися як можливі техногенні родовища, з властивими кожному з них спеціалізацією, комплексністю але й часто з можливою складною будовою і вірогідною геохімічною зональністю. Тому в подальшому постає необхідність проведення системного і геологічно обґрунтованого вивчення варіацій речовинного складу відходів ГЗК, з використанням сучасних методів дослідження мінерального і хімічного складу розкривних порід та відходів збагачення, мінералів і мінеральних комплексів що їх складають, визначення можливостей їх збагачення. В той же час, закономірності які були виявлені вже на теперішньому етапі досліджень дозволяють провести попередню економічну оцінку рентабельності переробки металоносних промвідходів.

1. *Бент О.Й.* Техногенні родовища і приріст запасів корисних копалин. // Мінерал. журн. – 1996. – 18. – № 6. – С. 81–84. 2. *Брагін Ю.М.* Ресурсна цінність хвостів збагачення і гідрометалургійного переділу руд чорних і кольорових металів // Мін. ресурси України – 2006. – № 3. – С. 16–19. 3. *Бутырин В.К., Юшин А.А.* Новые данные о золоторудном потенциале Криворожья (Украинский щит) // Материалы конференции "Месторождения природного и техногенного сырья: геология, геохимия, геохимические и геофизические методы поиска, экологическая геология" – Воронеж.: Воронежпечать. – 2008. – С. 55–57. 4. *Галецкий Л.С., Макагон В.Ф., Польской Ф.Р., Бент О.И.* Перспективы получения цветных, редких и благородных металлов из техногенных отходов в Украине. – К.: Общество "Знание", – 1998. – 36 с. 5. *Галецкий Л.С., Польской Ф.Р, Петрова Л.О., Пилипчук А.Д.* Техногенні відходи – потенційні джерела для утворення техногенних родовищ // Наукові праці ДонНТУ Серія: "Гірничо-геологічна" – 2004. – Вип. 81 – С. 110–113. 6. *Гошовский С.В., Брагин Ю.Н., Добровольская Т.И., Поддубная Т.Д.* Техногенные россыпи в Украине – важный и перспективный источник минерального сырья // Зб. наук. праць УкрДГРІ – 2007. – № 2. – С. 130–137. 7. *Губіна В.Г., Кадошніков В.М.* Червоний шлам Миколаївського глиноземного заводу – цінна техногенна сировина // Геолого-мінералогічний вісник – 2005. – № 2 (14). – С. 122–126. 8. *Губіна В.Г., Кадошніков В.М., Заборовський В.С., Бондаренко Г.М., Горлицький Б.О.* Оцінка можливості використання відходів збагачення залізистих кварцитів в народному господарстві. // Зб. наук. праць ІГНС. – 2007. – Вип. 14. – С. 156–165. 9. *Евтехов В.Д., Паранько И.С., Евтехов Е.В.* Альтернативная минерально-сырьевая база Криворожского железорудного бассейна. – Кривой Рог: Изд-во Криворожского технического университета. – 1999. – 70 с. 10. *Евтехов В.Д.* Техногенные месторождения: от использования имеющихся – к созданию более совершенных // Геолого-мінералогічний вісник – 2003. – № 1 (9). – С. 19–26. 11. *Калінін В.І., Чумак Д.М.* Щодо стану геологорозвідувальних робіт з оцінки техногенної сировини // Мін. ресурси України – 2001. – № 1. – С. 11–12. 12. *Куделя А.Д.* Комплексное использование минеральных ресурсов железорудных горно-обогатительных комбинатов УССР. – Київ: "Наукова Думка" – 1984. – 496 с. 13. *Лісова Т.С.* Радіаційний вплив уранодобувної промисловості на довкілля // Екологія довкілля та безпека життєдіяльн. – 2008. – N 2. – С. 12–16. 14. *Ляшенко В.И.* Охрана окружающей природной среды и защита населения в уранодобывающих регионах // Екологія довкілля та безпека життєдіяльності – 2005. – № 4. – С. 82–92. 15. *Паранько І.С., Євтєхов В.Д., Сидоренко В.Д.* Шляхи вирішення актуальних проблем Криворізького басейну в умовах сталого розвитку регіону // Геолого-мінералогічний вісник – 2007. – № 1 (17). – С. 5–12. 16. *Петрова Л.О.* Умови формування техногенних родовищ // Наукові праці ДонНТУ Серія: "Гірничо-геологічна" – 2004. – Вип. 81 – С. 114–116. 17. *Польской Ф.Р., Баклан Ф.Г., Пикальчук О.Д.* Промислові відходи – база доволі цінних видів мінеральної сировини в Україні // Мін. ресурси України – 2002. – № 4. – С. 46-47. 18. *Рудько Г.І., Бондар О.І.* Екологічні ризики при розробці родовищ корисних копалин // Екологія довкілля та безпека життєдіяльності – 2005. – № 5. – С. 9–14. 19. *Тырышкина С.Н., Иванченко В.В., Котляр М.И., Ковальчук Л.Н.* Минералогическое обоснование повышения эффективности использования сталеплавильных шлаков // Геолого-мінералогічний вісник – 2005. – № 2 (14). – С. 113–116. 20. *Филенко В.В., Тырышкина С.Н., Иванченко В.В., Евтехов В.Д., Нестеренко Т.П., Ковальчук Л.Н.* Состав и обогатимость металлургических шламов комбината "Криворожсталь" // Геолого-мінералогічний вісник – 2005. – № 2 (14). – С. 109–112. 21. *Цимбал С.М., Юшин О.О.* Благородні метали в ільменітових розсипах Іршанського рудного району УЩ // Матеріали наук.-техн. наради "Мінерально-сировинна база чорних та кольорових металів". – Київ, 2002. – Держгеолслужба України. – С. 75–78. 22. *Юшин А.А., Коваленко А.И.* Ресурсы благородных металлов в разных типах промышленных отходов Украины.// Проблемы геологии и разведки месторождений золота, извлечения благородных металлов из руд и отходов производства: Материалы Международной научно-технической конференции. –Екатеринбург: Изд. УрГГГА, 1999. – С. 9–10. 23. *Ярощук М.А.,* Юшин А.А., *Бастригина Т.М.* Промотходы: вещественный состав, влияние на окружающую среду и возможности утилизации // Зб. наук. праць ІГНС. – 2003. – Вип. 3/4. – С. 213–225.

Надійшла до редколегії 02.10.11

УДК 551.43

О. Остроух, асп.

ПРИРОДНІ ТА АНТРОПОГЕННІ ЧИННИКИ ЗМІНИ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ПІДЗЕМНИХ ВОД НА ТЕРИТОРІЇ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ЗАКАРПАТСЬКОЇ ОБЛАСТІ

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

Розкрито та проаналізовано основні природні і антропогенні чинники зміни хімічного складу підземних вод в межах південно-західної частини Закарпатської області

Exposed and analysed basic natural and anthropogenic factors of change of chemical composition of underwaters within the limits of south-west part of the Zakarpatskoy area

Постановка проблеми. В Закарпатті, як і у всій Україні, з її високою щільністю населення, значним площинним навантаженням промисловістю і сільським господарством та відповідно недостатньою забезпеченістю чистими водними ресурсами, підземні води відіграють надзвичайно важливу роль. Основною проблемою використання ресурсів підземних вод на території області є не їх нестача, а впорядкування їх використання з врахуванням реалій економічної та екологічної обстановки. Для забезпечення питного водопостачання населення, промислових та сільськогосподарських об'єктів в межах південно-західної частини території, що є найбільш населеною, широко використовується водоносний горизонт озерно-алювіальних відкладів минайської світи (IaP_{II-III} *mn*), що зазнає відчутного антропогенного навантаження, яке, в свою чергу, викликає погіршення якості питних вод. Таким чином, зважаючи на важливість підземних вод з метою забезпечення населення цим природним ресурсом, питання зміни хімічного складу внаслідок природних та антропогенних чинників є актуальним.

Стан вивчення проблеми. Горизонт грунтових вод озерно-алювіальних відкладів минайської світи (IaP_{II-III} *mn*) поширений повсюдно на території південно-західної частини Закарпатської області. Зверху, на одній третині площі свого розвитку, перекритий шаром глин та суглинків, потужністю більше 2 м. В підошві горизонту залягають слабоводозбагачені відклади чопської та ільницької світ. За підрахунками В.М. Петрика [4] в заплавах річок Уж, Латориця, Боржава та їх приток потужність водонепроникних мулистих відкладів є незначною, тому підземні води вищезгаданого водоносного горизонту мають тісний гідравлічний зв'язок з поверхневими в межах впливу вказаних водотоків. Літологічний склад водовмісних відкладів минайської світи змінюється від переважно галькового до піщаного з рідкими валунами і домішками гравію, різнозернистого піску і глин. Глибина залягання складає від 3–5 м до 80–120 м, води горизонту безнапірні. За хімічним складом підземні води озерно-алювіальних відкладів минайської світи відносяться до гідрокарбонатних кальцієвих і хлоридно-гідрокарбонатних натрієво-кальцієвих. В основному живлення водоносного горизонту здійснюється за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, річкових вод в період повені і перетоку з боку Вигорлат-Гутинського пасма. Розвантаження підземних вод здійснюється частково в місцеву гідрографічну мережу (річки Уж, Латориця, Боржава) та в регіональну дрену, якою є річка Тиса.

Хімічний склад підземних вод водоносного горизонту озерно-алювіальних відкладів минайської світи (IaP_{II-III} *mn*) на даній території досліджується акредитованою лабораторією Закарпатської геологорозвідувальної експедиції. На основі матеріалів моніторингових досліджень якісного стану підземних вод, що проводяться на цій території з кінця 60-х років минулого століття, встановлено, що підземні води водоносного горизонту минайської світи загалом відповідають вимогам ГОСТ 2874-82 "Вода питьевая" за мікробіологічними та санітарно-хімічними показниками [2]. Однак, на деяких площах, в основному поблизу великих населених пунктів, існують ділянки підвищеного забруднення підземних вод вищевказаного водоносного горизонту.

Метою статті є розкриття та аналіз природних та антропогенних чинників зміни хімічного складу підземних вод водоносного горизонту озерно-алювіальних відкладів минайської світи на території південно-західної частини Закарпатської області.

Виклад основного матеріалу. Якість підземних вод в межах південно-західної частини Закарпатської області формується під впливом природних і антропогенних чинників. Досить часто складно їх відрізнити один від одного, оскільки інтенсивна господарська діяльність нерідко активізує дію природних факторів, які в свою чергу провокують погіршення якості підземних вод. Характеристика якості підземних вод базується на щорічних даних моніторингу підземних вод, що вміщують інформацію про стан та рівень забруднення підземних вод даної території.

Хімічний склад визначається характером живлення, розвантаження, ступінню взаємозв'язку з іншими водоносними горизонтами та комплексами**.** "Фоновий" склад макрокомпонентів дуже близький до складу поверхневих вод. В теперішній час, в межах площі дослідження, виявлені аномальні ділянки, де вміст хімічних елементів в підземних водах перевищує санітарно-гігієнічні норми до питних вод. Виділяються аномалії з підвищеним, відносно ГДК, вмістом заліза і марганцю, що на думку більшості дослідників мають природне походження [4-7]. Води з підвищеним вмістом заліза фіксуються практично на всій площі розвитку водоносного горизонту алювіальних відкладів. Невеликі ділянки, де вміст заліза у воді не перевищує 1 мг/л зустрічаються південніше м. Ужгород, в районі с. Ратівці-Струмківка, на захід від с. Чома і Бадалово (південніше м. Берегове), в районі с. Велика Паладь, а також в межах неширокої смуги, що проходить через села Олешник і Нове Село. Решта території поділяється на райони:

- порівняно благополучні за вмістом заліза (1–10 мг/л);
- вода умовно придатна для централізованого водопостачання (10–20 мг/л);
- вода не придатна для централізованого водопостачання (більше 20 мг/л);

Порівняно благополучною є територія, розташована в східному напрямі від с. Добросілля. Від проникнення заліза алювіальний водоносний горизонт тут захищений товщею слабопроникних глинистих відкладів, що знаходяться в підошві алювію. Концентрації в межах 10–20 мг/л зустрічаються в зоні розвантаження Ужгородських мінеральних вод. Розвиток таких вод можливий поблизу розломів, що обмежують Велико-Доброньську кальдеру з півночі. Аномально високий вміст заліза в плані пов'язаний з дочетвертинними тектонічними западинами. Чітко прослідковується зв'язок вод з вмістом заліза більше 20 мг/л з Берегівським вулкано-

© Остроух О., 2012

тектонічним горстом, а також з Чопським вулканом. Тут концентрації заліза можуть досягати 50–100 мг/л.

С.Р. Фролова вказує на декілька джерел накопичення заліза одночасно [7]. Поблизу зон широкого розвитку сульфідів (в більшості випадків піриту), залізисті і сульфатні аномалії просторово співпадають. В цьому випадку джерелом заліза слугує пірит, який окислюється. Фоновий вміст заліза може також накопичуватися під впливом елізійного режиму фільтрації, а залізо в верхній частині розрізу може надходити із поверхневих суглинків за рахунок їх оглеїння в паводковий період. Зі свого боку Н.Й. Радько [5] пояснює зв'язок підвищених концентрацій заліза з розривними диз'юктивними порушеннями, що приурочені, головним чином, до вузлів перетину поздовжніх і поперечних розломів (с. М. Бийгань, м. Чоп). Ці ділянки поширення вод аномального складу розглядаються як осередки вертикальної висхідної міграції по ослаблених тектонічних зонах глибоких мінералізованих вод і часткового їх розвантаження в верхній алювіальний водоносний горизонт.

Практично вся площа розвитку алювіальних відкладів минайської світи "заражена" марганцем. Вміст марганцю більше 0,1 мг/л (тобто вище ГДК), зустрічається майже в половині свердловин. Концентрації до 0,5 мг/л рівномірно розподілені по всій площі. Води, які вміщують більше 0,1 мг/л марганцю пов'язані з певними елементами геологічної будови території і можна чітко прослідкувати зв'язок підвищеного вмісту марганцю з Мукачівським регіональним розломом, Берегівським горстом, Чопським вулканом. Підвищені концентрації марганцю зазвичай співпадають з зонами розвитку аномально високих концентрацій заліза.

При інтенсивному антропогенному впливі підземні води підлягають найбільшому забрудненню. Техногенне навантаження на підземні води, обумовлене різними видами господарської діяльності залишається одним із основних факторів, які впливають на гідрогеохімічні процеси, що викликають забруднення підземних вод. Поняття "забруднення підземних вод", що застосовується до підземних вод, які є елементом геологічного середовища, визначається наступним чином – це викликана господарською діяльністю зміна якості підземних вод (фізичних, хімічних і мікробіологічних показників і властивостей) в порівнянні з її природним станом і санітарно-гігієнічними нормами до якості питної води, які частково або повністю виключають можливість використання цих вод в питних цілях без попередньої їх водопідготовки або ж обробки [3].

Ще з середини 70-х років минулого століття в південно-західній частині Закарпатської області, тобто в межах поширення основного алювіального водоносного горизонту минайської світи, намітилася тенденція до погіршення якості підземних вод, яка зберігається і до тепер. Збільшення мінералізації підземних вод та збагаченнями їх азотистими сполуками типу нітритів, нітратів та амонію, свідчить про інтенсивне органічне та бактеріальне забруднення, обумовлене перевантаженням території сільгоспоб'єктами і неканалізаційованими населеними пунктами [1]. Як і в попередні роки, найбільш характерними потенційними забруднювачами залишаються господарсько-побутові стоки міст і сільських населених пунктів, відходи і стоки тваринницьких ферм, промислові відходи та пестициди. В промислових зонах, де здійснюється накопичення і тимчасове зберігання виробничої сировини та твердих відходів виробництва (численні сміттєзвалища, полігони) інтенсивність забруднення є найбільш високою.

Значне навантаження на алювіальний водоносний горизонт спричинюють численні сміттєзвалища, велика кількість яких розташована на берегах річок Уж, Латориця. На них складується понад 0,4 млн тонн найрізноманітнішого сміття, яке щороку збільшується на 40 тис. тонн.

В південно-західній частині області, де ведеться інтенсивне сільськогосподарське виробництво, нараховується 53 склади пестицидів. В ряді випадків тара для їх зберігання пошкоджена або ж розміщена в місцях, де існує загроза підтоплення [6]. Така система зберігання пестицидів спричиняє проникнення хімічних речовин у водоносний горизонт. Аналізи проб відібраних по проблемних в сенсі забруднення води водозаборах (Ужгородський – "Минай", Берегівський – "Геча") свідчать про високий вміст деяких пестицидів, що перевищують ГДК. На ділянках розміщення багаточисленних заправок, на пунктах миття вагонів (станції Ужгород, Батьово), а також вздовж автомагістралей підземні води перебувають в зоні впливу хімічного забруднення.

Геолого-екологічні обстеження, які були проведені протягом 90- х років минулого століття в Берегівському, Мукачівському, Виноградівському районах Й.Й. Черепаня, показали значний ріст концентрації Cl-іону [8]. По сульфат-іону вміст виріс в 2–10 разів. На локальних ділянках в Берегівському районі поверхневі і підземні води забруднені нітратами і амонієм, що значно перевищують ГДК. Ріка Верке, що протікає через центр м. Берегове, перетворена в стічну канаву, а її береги захаращені сміттєзвалищами. Аналогічна ситуація прослідковується в районі м. Виноградів. Там виділяються цілі площі, де підземні води забруднені азотистими сполуками в кількостях, що перевищують ГДК (NO_3 – 90–180 мг/л; NH_4 – 1,3–1,5 мг/л).

Інтенсивна меліорація земель, яка відбувалася в межах рівнинної частини Закарпатської області у 80-х роках XX століття, призвела до зниження захисних властивостей слабопроникних порід зони аерації, що зумовлено значною кількістю магістральних меліоративних каналів, глибина котрих часто перевищувала потужність покривних суглинків і глин. Так, при прокладанні магістрального каналу Бактянської меліоративної системи (Берегівський район), був повністю знищений шар слабопроникних порід потужністю 6–8 м, що призвело до незахищеності всього грунтового водоносного горизонту в межах всієї системи. Негативні процеси з погіршення якості підземних вод спостерігаються під час паводкового наповнення каналів і в після паводковий період фільтрації. В межах меліоративних систем збільшується інтенсивність забруднення поверхневих і підземних вод внаслідок сільгоспвиробництва (мінеральні та органічні добрива, пестициди, тощо). Крім того, в паводковий період на значній території відмічений ріст мінералізації грунтових вод та засолення грунтів [9].

Велику небезпеку для геологічного середовища загалом і для водоносного горизонту минайської світи зокрема, складає хімічна речовина "Премікс", яка була завезена з Угорщини до Закарпаття у 1999–2004 роках. Ця речовина, яка за даними "Інституту гігієни та медичної екології ім. О.М. Марзєєва АМН України", містить у своєму складі оксиди важких металів (свинець, хром, нікель), належить до найвищого першого класу небезпеки, загрожує здоров'ю і, навіть, життю людей. Одна із ділянок, де згадана речовина знаходиться у відкритому вигляді, розміщена в зоні живлення підземних вод алювіального водоносного горизонту, що використовуються водозабором "Геча" для централізованого водопостачання м. Берегове (зона виклинювання алювію) [2]. Водозабір розміщений нижче по потоку, а його відстань до "Премікс" складає 2,2–2,4 км. На даний час Державному управлінню охорони навколишнього природного середовища в Закарпатській області за сприяння Мінп-

природи вдалося організувати вивезення на утилізацію більшої частини цієї речовини, але ще близько 1300 тонн тимчасово зберігається в контейнерах та у залізничних вагонах [10].

Висновки. Таким чином, аналіз природних та антропогенних чинників зміни хімічного складу підземних вод алювіального водоносного горизонту дозволяє зробити висновок про те, що природні аномальні ділянки підвищеного вмісту заліза і марганцю пов'язані з певними елементами геологічної будови території. Антропогенне навантаження на підземні води, обумовлене різними видами господарської діяльності залишається одним із основних факторів, які впливають на гідрогеохімічні процеси, що викликають забруднення підземних вод. На більшій частині території верхня частина водоносного горизонту до глибини 8–12 м, знаходиться в зоні забруднення. До основних антропогенних чинників зміни гідрохімічного складу підземних вод відносяться меліоративний стан земель, інтенсивна експлуатація водозаборів поблизу великих промислових зон, вплив діяльності сільськогосподарських та промислових об'єктів.

1. *Габор М.М.* Звіт по оцінці екологічного стану геологічного середовища прикордонних територій Закарпатської області в масштабі 1: 100 000. – Берегове, 2004. 2. *Жарнікова Р.С.* Оцінка стану прогнозних ресурсів та експлуатаційних запасів підземних вод Закарпатської області (2002–2007 рр.). – Берегове, 2008. 3. Оцінка запасів підземних вод: підручник / М.І. Дробноход. – К.: Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет", 2008. – 384 с. 4. *Петрик В.Н.* Изучение режима, госучет, использование, контроль за охраной подземных вод от истощения и загрязнения на территории Закарпатской области: Отчет за 1986–1987 гг. 5. *Радько Н.Й.* Підземні води Закарпатського внутрішнього прогину. – К.: Наук. думка, 1975. 6. *Ратушний В.А.* Підготовка автоматизованої БД існуючих і потенційних джерел забруднення підземних вод по Закарпатській області. 1991–1994 рр. – Берегове, 1994. 7. *Фролова С.Р.* Отчет о региональной оценке ресурсов подземных вод Закарпатской области (пресные воды) за 1973-77 гг. 8. *Черепаня И.И.* Отчет о результатах эколого-геохимической съемки г. Берегово за 1990–1994 гг. 9. http://www.vodhosp.uzhgorod.ua/. 10. http://www.ecores.uzh.ukrtel.net/

Надійшла до редколегії 17.01.12

УДК 556.314(477-25)

Т. Кошлякова, асп.

ВИЗНАЧЕННЯ ОСНОВНИХ ТЕНДЕНЦІЙ ЩОДО ЗМІН СТАНУ ПИТНИХ ПІДЗЕМНИХ ВОД У М. КИЄВІ

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

Представлені результати опрацювання фондових та літературних джерел, присв'ячених дослідженню гідрогеологічних умов м. Києва. Виявлені тенденції змін гідродинамічних та гідрогеохімічних умов водоносних горизонтів. Проаналізовані можливі чинники змін цих умов.

Scrutinizing results of library stock and literary sources, devoted to Kyiv hydrogeological conditions investigation are presented. Hydrodynamic and hydrogeochemistry conditions changes tendencies of aquifers are revealed. Possible changes factors of these conditions are analysed.

Актуальність проблеми. Прісна вода на нашій планеті становить близько одного відсотка обсягу запасів гідросфери і є одним із найцінніших природних ресурсів. Стрімке зростання населення Землі, потужний техногенний прес на довкілля спричинили різке зростання проблеми якісної питної води. А тим часом від її розв'язання чималою мірою залежить подальший розвиток нашої цивілізації. Саме на цьому наголошувалося у рішеннях міжнародних конференцій, що відбулися у Ріо-де-Женейро (1992), Нью-Йорку (1997) та Йоганнесбурзі (2003). Проблема забезпечення питною водою є однією з найактуальніших і для України. Враховуючи незадовільну якість води у поверхневих водостоках, істотні витрати на її очищення і неможливість ефективного захисту від техногенних забруднень, стратегічного значення набувають пошук і використання підземних прісних вод для потреб населення. Україна належить до держав, які мало забезпечені водними ресурсами (менше 1000м^3/рік на одного мешканця, тоді як ООН вважає достатнім цей показник на рівні 10-15тис.м^3/рік). Надійно захищені від забруднення, підземні води є стратегічним ресурсом, оскільки за деяких надзвичайних ситуацій вони стають єдиним надійним джерелом питного водопостачання населення, отже, забезпечують одну із основних умов життя людей[1].

Київ є великим мегаполісом, що розвивається. Цілком закономірним є збільшення попиту на чисту питну воду. Наразі населення міста постачається водою за рахунок змішаних поверхневих та підземних вод. Зважаючи на незадовільний стан річкової води та застарілі водопровідні мережі, які самі по собі є джерелом забруднення, актуальною стала ідея впровадження щільної мережі бюветних комплексів з метою забезпечення населення безпечною прісною водою. Однак, зважаючи на тривалий термін експлуатації (понад 100 років), не могли не відбутися зміни у зоні активного водообміну, в межах якої поширені водоносні горизонти та комплекси, з яких відбирається вода. Тому дослідження цих змін як на якісному, так і на кількісному рівні, дозволить відслідкувати та попередити вичерпання ресурсів підземних вод, а також погіршення їх стану.

Аналіз проблеми. Київ є традиційним споживачем підземних вод. Основні водоносні горизонти, що використовуються для водопостачання, приурочені до відкладів іваницької світи середньої і верхньої юри та загорівської, журавинської, бурімської світ нижньої і верхньої крейди та відкладів орельської світи байоського ярусу середньої юри. Перші глибинні свердловини для водопостачання були пробурені наприкінці XIX століття. З моменту їх уведення і до сьогоднішнього дня здійснюється постійне нарощування відбору підземних вод. Наприклад, розвиток водопостачання за рахунок водоносного комплексу, приуроченого до відкладів іваницької світи середньої і верхньої юри та загорівської, журавинської, бурімської світ нижньої і верхньої крейди здійснювався таким чином.

У 1915 році на правому березі р. Дніпро у Києві експлуатувалося 27 свердловин з сумарним водовідбором 28,8 тис. м^3/добу. З них 20,3 тис. м^3/добу відбиралося зі свердловин, розташованих в долині р. Дніпро (Подільська насосні станція) і 8,4 тис. м^3/добу – зі свердловин, що знаходяться в долині р. Либідь. Зниження рівнів від первинних складало 5–10 м.

До 1935 р. при водовідборі 55 тис. м^3/добу зниження напорів відповідно склало 20 і 35 м. Одночасно відмічається інтенсивне зростання воронок депресії в плані та відбувається їх злиття. Утворюється єдина правобережна депресійна воронка, обмежена р. Дніпро.

На лівому березі р. Дніпро інтенсивний водовідбір розпочався у 1935 р. Біля кожного водозабору утворюються локальні депресійні воронки. Загальна лівобережна депресійна воронка формується у 1970 р. [2]

© Кошлякова Т., 2012

В наш час зниження рівня досягло в м. Києві 50м. Це призвело до спрацювання напорів на деяких територіях правобережжя Дніпра. В переважній частині міста напір над покрівлею сеноман-келовейських відкладів не нижче 20м і зростає в північно-східному напрямку. Депресійна воронка розвинута в межах всієї міської території Києва. Окремі локальні воронки в північній і південній частинах території мають невеликі зниження (до 4-х метрів) і з "київською" воронкою не взаємодіють. Внаслідок порушення рівневого режиму сеноман-келовейського водоносного комплексу сталася інверсія умов водообміну з вищезалягаючими водоносними комплексами в південній частині м. Київ і на лівобережжі Дніпра. Тепер тут відбувається живлення даного водоносного комплексу за рахунок низхідної фільтрації з інтенсивністю 0,1–1,0 л/сек. км^2.

В межах більшої частини території, що охоплена воронкою депресії, сталося або зниження розвантаження (наприклад, в долині р. Здвиж до тисячних долей л/сек.км^2), або збільшення живлення (максимальне – на ділянках концентрованого водовідбору в м. Києві, де модулі досягли значень 7 л/сек. км^2).

Сумарне для "Великого Києва" висхідне розвантаження сеноман-келовейського водоносного комплексу складає 94 тис. м^3/добу, а низхідне живлення – 534 тис. м^3/добу [1].

Закономірності живлення та розвантаження підземних вод напірних горизонтів у природніх та порушених експлуатацією умовах можуть бути простежені на основі наявних гідродинамічних, ізотопних та геотермічних даних.

Аналіз рівнів підземних вод водоносного комплексу, приуроченого до відкладів іваницької світи середньої і верхньої юри та загорівської, журавинської, бурімської світ нижньої і верхньої крейди, що отриманий по замірам у ряді свердловин, виконаним до початку експлуатації, показав, що конфігурація п'єзометричної поверхні цих вод визначається характером сучасного рельєфу, максимальні абсолютні відмітки п'єзометричних рівнів приурочені до межиріч Дніпро-Ірпінь. Найбільш істотне зниження рівнів відмічається у долині р. Дніпро. Створення максимальних гідродинамічних напорів в межах водороздільних просторів свідчить про живлення сеноман-келовейського водоносного комплексу за рахунок вертикальної фільтрації води з вищезалягаючих водоносних горизонтів у природніх умовах [2].

Найбільш інтенсивно живлення водоносного горизонту відбувається в долині р. Дніпро, де в результаті розмиву київських мергелів вищезалягаючий горизонт еоценових відкладів безпосередньо пов'язаний з обводненими алювіальними відкладами та поверхневими водами.

Результати, отримані за допомогою різних методів, однозначно свідчать про те, що поверхово залягаючі водоносні горизонти у районі м. Києва утворюють єдину гідравлічно пов'язану водообмінну систему.

В результаті інтенсивного водовідбору з водоносного комплексу у відкладах іваницької світи середньої і верхньої юри та загорівської, журавинської, бурімської світ нижньої і верхньої крейди, а також водоносного горизонту у відкладах орельської світи байоського ярусу середньої юри у Києві переважає процес низхідної фільтрації, що обумовило формування експлуатаційних запасів підземних вод вказаних горизонтів за рахунок вищезалягаючих горизонтів і поверхневих вод. При цьому долина р. Дніпро, яка у природніх умовах була основним контуром розвантаження, на сьогоднішній день перетворилася на додаткову область інтенсивного живлення поверхової системи горизонтів. [2].

Вивчення хімічного складу підземних вод. Достовірність гідрогеохімічних досліджень залежить від застосовуваних методів аналізу хімічного складу підземних вод. Тим часом підземні води являють складне і важке для хімічного аналізу багатокомпонентне середовище. При гідрогеохімічних дослідженнях обирають серед безлічі методів такі, що дозволяють одержати при певному хімічному складі підземних вод максимальну і точну інформацію.

Для сучасного розвитку хіміко-аналітичних досліджень підземних вод характерні такі тенденції: збільшення кількості компонентів, що визначаються, тих, що містяться у водах у мікроконцентраціях; збільшення межі визначення (чутливості визначення) багатьох елементів; удосконалення і створення нових експресних і високочутливих інструментальних методів визначення мікрокомпонентів, особливо фізичних; розширення робіт з методів визначення органічних речовин підземних вод, газів та ізотопів.

На сьогодні для визначення хімічного складу підземних вод, поряд із класичними хімічними методами (ваговим, об'ємним), широко використовують такі фізико-хімічні методи, як колориметрія, фотолюмінесценція, потенціометрія, кондуктометрія та інші, а також інструментальні фізичні методи – атомно-абсорбційна спектрометрія, газова і рідинна хроматографія, ультрафіолетова та інфрачервона спектрометрія, радіоактиваційні методи тощо [3].

Донедавна в Україні діяли одночасно два нормативних документи, що регламентують якість питної води: ГОСТ 2874-82 "Вода питна. Гігієнічні вимоги та контроль за якістю" та ДСанПіН 136/1940 "Вода питна. Гігієнічні вимоги до якості води централізованого господарсько-питного водопостачання". ДСанПіН діє з 1996 року, в ньому була збільшена кількість нормативів (28 – в ГОСТі, 56 – в ДСанПіНі), які для деяких показників стали більш жорсткими, з'явилися рекомендації відносно значень показників фізіологічної повноцінності мінерального складу води [4].

Наразі діють два нових нормативних документи: ДСТУ 4808:2007 "Джерела централізованого питного водопостачання. Гігієнічні та екологічні вимоги щодо якості води і правила вибирання" та ДСанПіН 2.2.4-171-10 "Гігієнічні вимоги до води питної, призначеної для споживання людиною".

У якості критеріїв безпеки питної води у епідемічному відношенні та безпечності по хімічному складу у згаданих нормативних документах використовуються мікробіологічні, органолептичні, фізико-хімічні та токсикологічні параметри. Для основних показників хімічного складу підземних вод регламентовані значення граничнодопустимих концентрацій (ГДК). ГДК визначається як така концентрація хімічних елементів та їх сполук у воді, яка при щоденному впливові протягом тривалого часу на організм людини не викликає патологічних змін або захворювань [5].

Вивчаються підземні води за допомогою режимної мережі, що являє собою систему свердловин, пробурених з метою проведення моніторингу. У кожній свердловині через фіксовані проміжки часу проводяться спостереження за величинами напорів підземних вод, за хімічними та фізичними показниками води. Отримані з режимної мережі дані дозволяють узагальнювати інформацію та робити висновки, відслідковувати тенденції змін стану досліджуваної гідрогеологічної системи і робити прогнози.

Захищеність підземних вод та фактори формування хімічного складу. Під природною захищеністю підземних вод розуміється сукупність геологічних, гідрогеологічних і гідродинамічних умов, що перешкоджають проникненню забруднюючих речовин з поверхні землі в водоносні горизонти. До них відноситься глибина залягання підземних вод, літологічний склад порід зони ае-

рації, потужність та водопроникність водотривких порід, величина напору та співвідношення рівнів ґрунтових і напірних вод. Водоносний комплекс у відкладах іваницької світи середньої і верхньої юри та загорівської, журавинської, бурімської світ нижньої і верхньої крейди є захищеним на правобережжі р. Дніпро і умовно захищеним на лівобережжі. Це пов'язано з тим, що на лівому березі у геологічному розрізі відсутні неогенові глини, а також шар неогенових та палеогенових пісків, що поширені на правому березі р. Дніпро

Водоносний горизонт, приурочений до відкладів орельської світи байоського ярусу середньої юри, є захищеним по всій площі розповсюдження в межах м. Києва. Природну захищеність підземних вод від впливу зовнішніх джерел забруднення забезпечують водотривкі товщі, які мають місцеве і регіональне розповсюдження, а також гідродинамічні умови водоносних горизонтів. Геологічний розріз родовища від поверхні землі до 24,0–33,0 м складений четвертинно-неогеновими суглинками і глинами місцевого розповсюдження. Нижче залягають водотривкі товщі, що мають регіональне розповсюдження: товща київських мергелів (від 42,0–47,0 м до 68,0–76,0 м), товща канівських глин (від 100,0–117,0 м до 115,0–127,0 м), мергельно-крейдова товща (від 115,0–127,0 м до 130,0–136,0 м) та глини підлужної і ніжинської світ середньої юри (від 156,0–189,0 м до 265,0–270,0 м). Виходячи з цього, водоносний горизонт у відкладах орельської світи байоського ярусу середньої юри достатньо захищений за літологічними показниками від забруднення з поверхні землі. Потужність осадових порід, що знаходяться в покрівлі цього водоносного горизонту, складає 265,0–270,0 м, з яких 139,0–192,0 м (52–71 %) водотривкі породи, що мають регіональне розповсюдження. Напір водоносного горизонту вказує на гідродинамічну захищеність водоносного горизонту [6].

Що стосується факторів формування хімічного складу підземних вод, то американські дослідник Г. Меддокс та ін. виділяють такі: хімічний склад опадів, поверхневі умови в зоні живлення, тип ґрунтів у зоні живлення, мінералогія та склад системи водоносного горизонту, природа пористості та структури системи водоносного горизонту, схема потоку у системі водоносного горизонту, темпи водообміну, перемішування з іншими водами у системі водоносного горизонту, мікробіологія водоносного горизонту [7].

Поряд з природними факторами, обумовлюючими формування підземних вод, великий вплив на них має техногенна діяльність на території м. Києва.

Техногенні процеси приводять до забруднення підземних вод і виснаження водоносних горизонтів за рахунок їх інтенсивної експлуатації. В теперішній час техногенні процеси спричинили великий вплив на підземні води Києва.

Великий вплив на живлення ґрунтових вод справляє техногенний фактор – зрошення, втрата води з водопровідної, каналізаційної та теплової мереж, що призводить до підвищення рівнів і виникнення верховодки, яка переходить як наслідок до четвертинних горизонтів.

До основних причин зміни хімічного складу вод слід віднести: підвищення рівнів ґрунтових вод у зв'язку з засипанням ярів та балок, за рахунок бетонування русел річок та ін., що призводить до зменшення градієнта фільтрації; значне скорочення відкритих для інфільтрації площ за рахунок забудови та асфальтування (у Києві закрита частина складає близько 85 %), що погіршує промивний режим; взаємозв'язок ґрунтових вод з захороненими продуктами діяльності людини.

На зміни хімічного складу підземних вод у бік його погіршення впливають різні забруднювачі, до яких належать забруднене атмосферне повітря та різноманітні промислові об'єкти, що є потенційними джерелами забруднення.

Токсичні речовини, які містяться в атмосфері, разом із дощем та снігом випадають на земну поверхню, що сприяє забрудненню зони аерації та ґрунтових вод.

Наряду з викидами в атмосферу, потенційними джерелами забруднення поверхневих та підземних вод є неочищені або не зовсім очищені стічні води промислових установ, автопідприємств, транспортних депо та ін.

З метою оцінки умов захищеності підземних вод від забруднювачів та відображення джерел забруднення побудована схематична карта умов захищеності та джерел можливого забруднення підземних вод.

На карті, в залежності від наявності різних за проникністю та потужністю піщано-суглинистих відкладів зони аерації, територія Києва поділяється на площі умовно захищених та незахищених ґрунтових вод. На незахищених і, у меншій мірі, на умовно захищених площах ґрунтові води можуть забруднюватися токсичними речовинами, що містяться в атмосфері та стічних водах промислових, автотранспортних, комунальних та інших підприємств.

Описані зміни гідродинамічного режиму підземних вод, викликані діяльністю людини, в свою чергу впливають на зміни гідрохімічного режиму підземних вод, а діяльність людини – на їх забруднення [2].

Дослідження змін гідрогеохімічного стану питних підземних вод м. Києва. У середовищі програми MapInfo Professional була виконана типізація території м. Києва за геоморфологічними ознаками: рівнинна частина Придніпровської височини, лесові останці Придніпровської височини, долина р. Либідь, долина р. Дніпро та частина Придніпровської низовини (рис.1).

На основі фондових матеріалів були систематизовані результати хімічного аналізу підземних вод водоносного комплексу, приуроченого до відкладів іваницької світи середньої і верхньої юри та загорівської, журавинської, бурімської світ нижньої і верхньої крейди, для експлуатаційних свердловин, пробурених на території м. Києва. Дані були згруповані для різних періодів часу – 60–80 рр., 90-ті рр. XX ст., 2000-і рр. XXI ст., а також для різних геоморфологічних типів. Гідрогеологічна інформація була проаналізована з точки зору вимог Національного стандарту України ДСТУ 4808:2007 "Джерела централізованого питного водопостачання. Гігієнічні та екологічні вимоги щодо якості води і правила вибирання". Результати наведені у табл. 1.

Висновки. У процесі тривалої інтенсивної експлуатації підземних вод водоносного комплексу, приуроченого до відкладів іваницької світи середньої і верхньої юри та загорівської, журавинської, бурімської світ нижньої і верхньої крейди, а також водоносного горизонту, приуроченого до відкладів орельської світи байоського ярусу середньої юри, відбулися зміни умов живлення та розвантаження вод. Інтенсифікувався водообмін між згаданими водоносними горизонтами та підземними водами, що залягають вище, з поверхневими водами. Ще у 1940 р. К.І. Маков відмічав, що в той час, як підземні води, приурочені до відкладів орельської світи байоського ярусу середньої юри у зв'язку зі збільшенням відбору води майже не змінили свого складу, підземні води комплексу у відкладах іваницької світи середньої і верхньої юри та загорівської, журавинської, бурімської світ нижньої і верхньої крейди по окремим свердловинам дали деяке зростання окремих компонентів, головним чином, лужно-земельних. Збільшилася величина жорсткості [8].

Рис.1. Карта-схема м. Києва з геоморфологічою типізацією:
1 – рівнинна частина Придніпровської височини, 2 – лесові останці Придніпровської височини, 3 – долина р. Либідь, 4 – долина р. Дніпро, 5 – частина Придніпровської низовини

Таблиця 1

Якість води водоносного комплексу, приуроченого до відкладів іваницької світи середньої і верхньої юри та загорівської, журавинської, бурімської світ нижньої і верхньої крейди згідно ДСТУ 4808:2007 на прикладі долини р. Дніпро (1 клас – відмінна, бажана якість води, 2 клас – добра, прийнятна якість води, 3 клас – задовільна, прийнятна якість води, 4 клас – посередня, обмежено придатна, небажана якість води)

Показники хімічного складу	60-80	90	2000
Сухий залишок	240-492МГ/ДМ^3 (1 КЛАС)	200-308МГ/ДМ^3 (1 КЛАС)	170-378МГ/ДМ^3 (1 КЛАС)
ТВЕРДІСТЬ	1,8-7МГ-ЕКВ/ДМ^3 (2 КЛАС)	3,6-5,4МГ-ЕКВ/ДМ^3 (2 КЛАС)	2-7,8МГ-ЕКВ/ДМ^3 (3 КЛАС)
CL	0,9-38МГ/ДМ^3 (1 КЛАС)	1,4-33,3МГ/ДМ^3 (1 КЛАС)	4,8-29,4МГ/ДМ^3 (1 КЛАС)
SO_4	0,7-59,6МГ/ДМ^3 (1 КЛАС)	0,8-29,6МГ/ДМ^3 (1 КЛАС)	1,1-36,27МГ/ДМ^3 (1 КЛАС)
NH_4	0,05-0,6МГ/ДМ^3 (3 КЛАС)	0,45-0,6МГ/ДМ^3 (3 КЛАС)	0,11-0,7МГ/ДМ^3 (3 КЛАС)

З даних табл.1 можна зробити загальний висновок, про тенденцію до погіршення якості води досліджуваного водоносного комплексу внаслідок тривалої експлуатації, зокрема по таких показниках як твердість та NH_4.

Таким чином, можна стверджувати, що існує загроза погіршення хімічного стану питних підземних вод м.Києва під впливом інтенсифікації природних чинників формування складу води, а також техногенних факторів. Варто відмітити, що дія природних факторів стає вагомою у зв'язку з антропогенною діяльністю людини. Основними чинниками підвищення вмісту компонентів хімічного складу підземних вод можна вважати:

1. Віджимання порових розчинів із товщі київських мергелів, викликане зниженнями напорів водоносного горизонту, приуроченого до еоценових відкладів. Останнє зумовлене інтенсивним водовідбором з водоносного комплексу, приуроченого до відкладів іваницької світи середньої і верхньої юри та загорівської, журавинської, бурімської світ нижньої і верхньої крейди, з яким еоценовий горизонт гідравлічно пов'язаний.

2. Надходження забрудненої води з поверхневих вод, зважаючи на той факт, що р.Дніпро з області розвантаження змінилася на область живлення для водоносних горизонту еоценових відкладів та водоносного комплексу, приуроченого до відкладів іваницької світи середньої і верхньої юри та загорівської, журавинської, бурімської світ нижньої і верхньої крейди.

3. Підвищення мінералізації ґрунтових вод внаслідок засолення ґрунтів в межах м. Києва, що викликає аналогічний процес у залягаючих нижче водоносних горизонтах і комплексах через зони тектонічних порушень.

Зважаючи на викладене вище, можна зробити висновок, що основну загрозу для безпеки питних підземних вод м. Києва несуть гідрогеохімічні процеси в системі "гірська порода – підземні води", які викликані інтенсифікацією руху підземних вод, а також перетікання підземних вод із залягаючих вище водоносних горизонтів.

1. *Шестопалов В., Руденко Ю., Стеценко Б.*: "Звіт про науково-дослідну роботу "Закономірності формування експлуатаційних ресурсів підземних вод схилів артезіанських басейнів (на прикладі водозаборів Києва, Мелітополя, Придунав'я)". – К., 2009. 2. Геологическая карта Украинской ССР масштаба 1:50000. Киевский промышленный регион. Объяснительная записка в 2-х частях. Часть 2. Киев.1984. (Министерство геологии УССР. Центральная тематическая экспедиция). Авторы: *Э. И. Колот, Л. П. Кузишина, В. И. Кутовой* и др. 3. *Рудько Г. І.* Гідрогеохімія : Підручник. – К., 2007. 4. *Прокопов В. А., Зорина О. В., Соболь В. А.* Современное состояние питьевого водоснабжения и качества питьевой воды Украины. – К., 2005. 5. *Рахманин Ю.А., Михайлова Р.И., Шестопалов В.М.*: Критерии безопасности питьевой воды в европейском, российском и украинском водном законодательстве. – Москва, 2007. 6. *Нікіташ О.П., Довженко О.П., Федоренко А.С.:* "Геолого-економічна оцінка експлуатаційних запасів родовища питних підземних вод по свердловинах №1528(5ю), №2134(6ю) та №2057(7ю) Публічного акціонерного товариства "Квазар" в м. Києві за результатами дослідно-промислової розробки в 2009 – 2010 роках (з підрахунком експлуатаційних запасів мінеральних вод за станом на 01.08.2010 р.)". – К., 2010. 7. *Maddox, Gary* and *Upchurch, Sam* and *Lloyd, Jacqueline* and *Scott, Tom*. Florida's ground water quality monitoring program: background hydrogeochemistry [Електронний ресурс]. – Електрон. дан. – Режим доступу: http://aquacomm.fcla.edu/1307/, вільний. – Мова англ. 8. *Маков К. І.* Підземні води Києва. – К., 1940

Надійшла до редколегії 17.02.12

Наукове видання

ВІСНИК

КИЇВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

ГЕОЛОГІЯ

Випуск 57

Статті подано в авторській редакції.

Оригінал-макет виготовлено Видавничо-поліграфічним центром "Київський університет"

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. 9,12. Наклад 300. Зам. № 212-6094.
Вид. № Гл2. Гарнітура Arial. Папір офсетний. Друк офсетний.
Підписано до друку 21.05.12**

**Видавець і виготовлювач
Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет"
01601, Київ, б-р Т. Шевченка, 14, кімн. 43
☎ (38044) 239 3222; (38044) 239 3172; тел./факс (38044) 239 3128
e-mail: vpc@univ.kiev.ua
http: vpc.univ.kiev.ua
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 1103 від 31.10.02**