



НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ  
NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF UKRAINE

---

# ГЕОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ

## GEOLOGICAL JOURNAL

---

Засновники  
Національна академія наук України  
Інститут геологічних наук  
НАН України

Науковий журнал,  
заснований у березні 1934 року  
Виходить один раз  
на три місяці

---

**2014 \* № 3 (348)**

**Головний редактор**  
ГОЖИК Петро Феодосійович

### РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ

АНДРЕЄВА-ГРИГОРОВИЧ А. С. (Україна)  
ВЕЛІКАНОВ В. Я. (Україна)  
ГАЛЕЦЬКИЙ Л. С. (Україна)  
ГЕВОРК'ЯН В. Х. (Україна)  
ГІНТОВ О. Б. (Україна)  
ГАРЕЦЬКИЙ Р. Г. (Білорусь)  
ДЕМЧИШИН М. Г. (Україна)  
ДУГІНА Н. І. (Україна) заст. гол. редактора  
ЗАГОРОДНЮК П. О. (Україна)  
ІВАНІК М. М. (Україна)  
КЛИМЧУК О. Б. (Україна)  
КРИВДІК С. Г. (Україна)  
ЛАВРУШИН Ю. О. (Росія)  
ЛУКІН О. Ю. (Україна)  
ЛЯЛЬКО В. І. (Україна) заст. гол. редактора

МАРКС ЛЕШЕК (Польща)  
МИТРОПОЛЬСЬКИЙ О. Ю. (Україна)  
ОГНЯНИК М. С. (Україна)  
ПОЛЄТАЄВ В. І. (Україна)  
СИТНІКОВ А. Б. (Україна)  
ФЕДОНКІН М. О. (Росія)  
ФЕДОРОВІЧ СТАНІСЛАВ (Польща)  
ХРУЦОВ Д. П. (Україна)  
ШОВКОПЛЯС В. М. (Україна) заст. гол. редактора  
ШЕСТОПАЛОВ В. М. (Україна)  
ШНЮКОВ Є. Ф. (Україна)  
ШУЙСЬКИЙ Ю. Д. (Україна)  
ЩЕРБАК М. П. (Україна)  
ЩОГОЛЄВ О. К. (Україна)  
ЯКОВЛЄВ Є. О. (Україна)

---

---

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ**

Главный редактор  
ГОЖИК П. Ф. (Украина)  
АНДРЕЕВА-ГРИГОРОВИЧ А. С. (Украина)  
ВЕЛИКАНОВ В. А. (Украина)  
ГАЛЕЦКИЙ Л. С. (Украина)  
ГЕВОРКЬЯН В. Х. (Украина)  
ГИНТОВ О. Б. (Украина)  
ГАРЕЦКИЙ Р. Г. (Беларусь)  
ДЕМЧИШИН М. Г. (Украина)  
ДУГИНА Н. И. (Украина)  
зам. глав. редактора  
ЗАГОРОДНЮК П. А. (Украина)  
ИВАНИК М. М. (Украина)  
КЛИМЧУК А. Б. (Украина)  
КРИВДИК С. Г. (Украина)  
ЛАВРУШИН Ю. А. (Россия)  
ЛУКИН А. Е. (Украина)  
ЛЯЛЬКО В. И. (Украина)  
зам. глав. редактора  
МАРКС ЛЕШЕК (Польша)  
МИТРОПОЛЬСКИЙ А. Ю. (Украина)  
ОГНЯНИК Н. С. (Украина)  
ПОЛЕТАЕВ В. И. (Украина)  
СИТНИКОВ А. Б. (Украина)  
ФЕДОНКИН М. А. (Россия)  
ФЕДОРОВИЧ СТАНИСЛАВ (Польша)  
ХРУЩОВ Д. П. (Украина)  
ШЕЛКОПЛЯС В. Н. (Украина)  
зам. глав. редактора  
ШЕСТОПАЛОВ В. М. (Украина)  
ШНЮКОВ Е. Ф. (Украина)  
ШУЙСКИЙ Ю. Д. (Украина)  
ЦЕРБАК Н. П. (Украина)  
**ЩЕГОЛЕВ А. К.** (Украина)  
ЯКОВЛЕВ Е. А. (Украина)

**EDITORIAL BOARD**

Editor-in-Chief  
GOZHNIK P. F. (Ukraine)  
ANDREEVA-GRIGOROVICH A. S. (Ukraine)  
VELIKANOV V. Ya. (Ukraine)  
GALETSKY L. S. (Ukraine)  
GEVORKIAN V. H. (Ukraine)  
GINTOV O. B. (Ukraine)  
GARETSKY R. G. (Belarus)  
DEMCHYSHYN M. G. (Ukraine)  
DUGINA N. I. (Ukraine)  
Deputy Editor-in-Chief  
ZAGORODNYUK P. O. (Ukraine)  
IVANIK M. M. (Ukraine)  
KLIMCHUK O. B. (Ukraine)  
KRYVDIK S. G. (Ukraine)  
LAVRUSHIN Yu. A. (Russia)  
LUKIN O. Yu. (Ukraine)  
LYALKO V. I. (Ukraine)  
Deputy Editor-in-Chief  
MARKS LESZEK (Poland)  
MITROPOLSKY O. Yu. (Ukraine)  
OGNYANIK M. S. (Ukraine)  
POLETAEV V. I. (Ukraine)  
SITNIKOV A. B. (Ukraine)  
FEDONKIN M. A. (Russia)  
FEDOROVICZ STANISLAV (Poland)  
KHRUSHCHOV D. P. (Ukraine)  
SHELKOPLYAS V. M. (Ukraine)  
Deputy Editor-in-Chief  
SHESTOPALOV V. M. (Ukraine)  
SHNYUKOV Ye. F. (Ukraine)  
SHUISKY Yu. D. (Ukraine)  
SHCHERBAK M. P. (Ukraine)  
**SHCHOGOLEV O. K.** (Ukraine)  
YAKOVLEV E. O. (Ukraine)

---

---

**Видавець: Інститут геологічних наук НАН України**

Адреса редакції:  
01601 Київ-54, вул. О. Гончара, 55-б  
Інститут геологічних наук НАН України  
Тел.: 486-38-76  
E-mail: geoj@bigmir.net

Редактор Н. К. Пищенко  
Комп'ютерна верстка Л. Г. Мигаль

Надруковано ПП "Фоліант",  
00121 Київ, вул. Семенівська, 13,  
тел.: (044) 275-47-55.

*Свідоцтво про державну реєстрацію  
друкованого засобу масової інформації  
серія KB № 13744-2718 ПР від 28.02.2008 р.*

*Рекомендовано до друку  
редакційною колегією журналу*

*Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи  
до державного реєстру видавців, виготівників і роз-  
повсюджувачів видавничої продукції  
серія ДК № 4631 від 14.10.2013 р.*

---

Здано до набору 15.06.2014. Підписано до друку 16.07.2014. Формат 60x84/8. Папір офсетний № 1.  
Друк офсетний. Ум.-друк. арк. 12,36. Тираж 410 прим. Зам. № 8.

---



## ЗМІСТ

<i>Шестопалов В.М., Макаренко О.М.</i> Про деякі результати досліджень, які розвивають ідею В.І. Вернадського про «газове дихання» Землі. Стаття 2. Глибинні процеси дегазації надр . . . . .	7
<i>Мельничук Г.В.</i> Тектоніка і походження Волинського палеозойського підняття . .	28
<i>Гранова А.К., Волинська В.О.</i> Геологічна будова узбережжя кайнозойських відкладів Сасицького лиману (Північно-Західне Причорномор'я) . . . . .	39
<i>Поліщук А.М.</i> Виділення і кореляція сергіївської світи в нижньому венді Волино-Поділля . . . . .	45
<i>Вдовенко М.В.</i> Історія вивчення палеозойських форамініфер України та їх значення для стратиграфії . . . . .	52
<i>Наседкін Є.І.</i> Характеристики еолових потоків твердої речовини в зоні взаємодії суходолу та моря . . . . .	65
<i>Артеменко Г.В., Шумлянський Л.В., Беккер О.Ю., Демедюк В.В., Гоголев К.І.</i> Вік залізисто-кременисто-вулканогенної формації Чортомлицького залізородного родовища (Середньопридніпровський мегаблок Українського щита) . . . .	74
<i>Дубина О.В., Кривдік С.Г.</i> Геохімічні та петрологічні особливості лужних гранітоїдів Українського щита . . . . .	83
<i>Лялько В.І., Шпортюк З.М., Сибірцева О.М., Дугін С.С.</i> Дослідження гіперспектральних індексів червоного краю для визначення змін рослинного покриву над нафтовим родовищем за даними спектрометричної зйомки . . . . .	95
<i>Ситніков А.Б., Ситнікова В.А.</i> Обґрунтування закономірностей фазового перетворення рідкої та пароподібної вологи в системі «грунт–повітря–водойма» . . .	104
<b>Ювілеї</b>	
<i>ДЕМЧИШИН МИХАЙЛО ГОРДІЙОВИЧ</i> (До 80-річчя від дня народження) . . . . .	114
<b>Втрати науки</b>	
<i>Пам'яті ОЛЕКСАНДРА КОСТЯНТИНОВИЧА ЩОГОЛЄВА</i> . . . . .	117



## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Шестопалов В.М., Макаренко А.Н.</i> О некоторых результатах исследований, развивающих идею В.И. Вернадского о «газовом дыхании» Земли. Статья 2. Глубинные процессы дегазации недр . . . . .	7
<i>Мельничук Г.В.</i> Тектоника и происхождение Волынского палеозойского поднятия . . . . .	28
<i>Гранова А.К., Волынская В.О.</i> Геологическое строение кайнозойских отложений побережья Сасыкского лимана (Северо-Западное Причерноморье) . . . . .	39
<i>Полищук А.Н.</i> Выделение и корреляция сергеевской свиты в нижнем венде Волыно-Подоллии . . . . .	45
<i>Вдовенко М.В.</i> История изучения палеозойских фораминифер Украины и их значение для стратиграфии . . . . .	52
<i>Наседкин Е.И.</i> Характеристики эоловых потоков твердого вещества в зоне взаимодействия суши и моря . . . . .	65
<i>Артеменко Г.В., Шумлянский Л.В., Беккер А.Ю., Демедюк В.В., Гоголев К.И.</i> Возраст железисто-кремнисто-вулканогенной формации Чертомлыкского железорудного месторождения (Среднеприднепровский мегаблок Украинского щита) . . . . .	74
<i>Дубина А.В., Кривдик С.Г.</i> Геохимические и петрологические особенности щелочных гранитоидов Украинского щита . . . . .	83
<i>Лялько В.И., Шпортюк З.М., Сибирцева А.Н., Дугин С.С.</i> Исследования гиперспектральных индексов красного края для определения изменений растительного покрова над нефтяным месторождением по данным спектрометрической съемки . . . . .	95
<i>Ситников А.Б., Ситникова В.А.</i> Обоснование закономерностей фазового преобразования жидкой и парообразной влаги в системе «грунт–воздух–водоем» . . . . .	104
<b>Юбилеи</b>	
<i>ДЕМЧИШИН МИХАИЛ ГОРДЕЕВИЧ</i> (К 80-десятилетию со дня рождения) . . . . .	114
<b>Утраты науки</b>	
<i>Памяти АЛЕКСАНДРА КОНСТАНТИНОВИЧА ЩОГОЛЕВА</i> . . . . .	117



## CONTENTS

<i>Shestopalov V.M., Makarenko A.N.</i> Some results of studies developing the V.I. Vernadsky's idea about «gas breathing» of the Earth. Paper 2. Depth degassing process in the earth interior . . . . .	7
<i>Melnychuk G.V.</i> Tectonics and the origin of Volynian Paleozoic rising . . . . .	28
<i>Granova A.K., Volynskaya V.O.</i> Geological structure of the cainozoic deposits of the Sasyk estuary coast (the North-West Near Black region) . . . . .	39
<i>Polishchuk A.M.</i> Selection and correlation of the sergiivska suite in lower vend of the Volyn-Podillya . . . . .	45
<i>Vdovenko M.V.</i> The research history of Paleozoic foraminifera of Ukraine and their stratigraphical value . . . . .	52
<i>Nasedkin E.I.</i> Characteristics of aeolian solid flows in the interaction zone of land and sea . . . . .	65
<i>Artemenko G.V., Shumlyanskiy L.V., Bekker A.Yu., Demedyuk V.V., Gogolev K.I.</i> The age of ferruginous-siliceous-volcanogenic formations of Chertomlyk iron deposit (Middle Dnieper megablock of Ukrainian shield) . . . . .	74
<i>Dubyna O.V., Kryvdik S.G.</i> Geochemical and petrological features of the alkaline granites of the Ukrainian shield . . . . .	83
<i>Lyalko V.I., Shportiuk Z.M., Sibirtseva O.M., Dugin S.S.</i> Research of hyperspectral red edge indices for vegetation cover change detection over the oil field using spectrometric survey data . . . . .	95
<i>Sitnikov A.B., Sitnikova V.A.</i> The substantiation for the regularities of phase transformation of liquid and vaporous moisturein «soil–air–water body» system . . . . .	104
<b>Jubilees</b>	
<i>DEMCHYSHYN MYKHAILO GORDIJOVYCH</i> (On the eighty-year-old Jubilee) . . . .	114
<b>Losses of Science</b>	
In memory OLEXANDR KOSTYANTINOVICH SHCHOGOLEV . . . . .	114

## **ПЕРЕДПЛАЧУЙТЕ «ГЕОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ»**

- \* Засновниками журналу є Національна академія наук України та Інститут геологічних наук НАН України.
- \* Журнал висвітлює нові дані геологічної науки і практики, теоретичні розробки, наукові узагальнення, результати досліджень корисних копалин, дискусійні питання, нові концепції, гіпотези тощо. Розглядаються переважно об'єкти України, а також інших країн, якщо вони становлять загальнонауковий інтерес.
- \* Журнал надає українським і зарубіжним суб'єктам великі можливості для реклами виробів, продуктів, технологій, послуг, які мають відношення до геології, мінеральної сировини, геологорозвідувальних робіт тощо.
- \* Журнал розрахований на широке коло геологів: практиків, науковців, викладачів, інженерів, аспірантів, студентів.
- \* Матеріали друкуються українською, російською та англійською мовами.
- \* Періодичність – 4 рази на рік. Передплатити журнал можна в будь-якому відділенні зв'язку.

## О НЕКОТОРЫХ РЕЗУЛЬТАТАХ ИССЛЕДОВАНИЙ, РАЗВИВАЮЩИХ ИДЕЮ В.И. ВЕРНАДСКОГО О «ГАЗОВОМ ДЫХАНИИ» ЗЕМЛИ

### Статья 2. ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ ДЕГАЗАЦИИ НЕДР

**В.М. Шестопапов<sup>1</sup>, А.Н. Макаренко<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Отделение наук о Земле НАН Украины, Киев, Украина, E-mail: vsh@hydrosafe.kiev.ua  
Доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик НАН Украины, академик-секретарь Отделения наук о Земле.*

<sup>2</sup> *Научно-инженерный центр радиогидрогеоэкологических полигонных исследований НАН Украины, Киев, Украина, E-mail: poshuk@mail.ru  
Главный геофизик.*

Обсуждены проблемы и направления современного развития идеи В.И. Вернадского о «газовом дыхании» Земли в аспекте глубинных процессов дегазации: происхождение летучих в недрах Земли; влияние процесса выделения внутреннего тепла Земли на пространственно-временные особенности дегазации; поведение флюидов в земных недрах, процессы их миграции, взрывные явления, влияние на вулканизм и сейсмичность; взаимодействие их с окружающей средой земных глубин; влияние на процессы гранитизации; формирование атмосферы и гидросферы; роль флюидов в формировании месторождений углеводородов и рудных полезных ископаемых.

*Ключевые слова:* «газовое дыхание» Земли, геофлюиды и пути их миграции, приэкваториальный «горячий пояс» дегазации, формирование атмосферы и гидросферы, флюидогенные месторождения полезных ископаемых.

## SOME RESULTS OF STUDIES DEVELOPING THE V.I. VERNADSKY'S IDEA ABOUT «GAS BREATHING» OF THE EARTH

### Paper 2. DEPTH DEGASSING PROCESS IN THE EARTH INTERIOR

**V.M. Shestopalov<sup>1</sup>, A.N. Makarenko<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *National Academy of Sciences of NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine, E-mail: vsh@hydrosafe.kiev.ua  
Academician-Secretary of Earth Sciences Division, NAS Ukraine.*

<sup>2</sup> *Radio-Environmental Center of NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine, E-mail: poshuk@mail.ru  
Chief Geophysicist.*

The problems and current lines of development are discussed, concerning the V.I. Vernadsky's idea about gas breathing of the Earth, in particular, deep gassing processes: the origin of volatiles in the Earth interior; impact of the Earth internal heat liberation on the spatio-temporal degassing features; behavior of fluids and their migration in the Earth interior, explosive phenomena, influence on volcanism and seismicity; their interaction with depth surrounding media; influence on granitization process; atmosphere and hydrosphere formation, role of fluids in hydrocarbon and ore deposits formation.

*Key words:* gas breathing of the Earth; geofluids and their migration pathways; near-equatorial «hot belt» of degassing; atmosphere and hydrosphere formation; fluidogenic mineral deposits.

# ПРО ДЕЯКІ РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕНЬ, ЯКІ РОЗВИВАЮТЬ ІДЕЮ В.І. ВЕРНАДСЬКОГО ПРО «ГАЗОВЕ ДИХАННЯ» ЗЕМЛІ

## Стаття 2. ГЛИБИННІ ПРОЦЕСИ ДЕГАЗАЦІЇ НАДР

**В.М. Шестопапов<sup>1</sup>, О.М. Макаренко<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> Відділення наук про Землю НАН України, Київ, Україна, E-mail: vsh@hydrosafe.kiev.ua  
Доктор геолого-мінералогічних наук, професор, академік НАН України, академік-секретар Відділення наук про Землю.

<sup>2</sup> Науково-інженерний центр радіогідроекологічних полігонних досліджень НАН України, Київ, E-mail: poshuk@mail.ru  
Головний геофізик.

Обговорено проблеми і напрями сучасного розвитку ідеї В.І. Вернадського про «газове дихання» Землі в частині глибинних процесів дегазації: походження летючих у надрах Землі; вплив процесу виділення внутрішнього тепла Землі на просторово-часові особливості дегазації; поведінка флюїдів у земних надрах, процеси їх міграції, вибухові явища, вплив на вулканізм і сейсмічність; взаємодія їх з навколишнім середовищем земних глибин; вплив на процеси гранітизації; формування атмосфери та гідросфери; роль флюїдів у формуванні родовищ вуглеводнів і рудних корисних копалин.

*Ключові слова:* «газове дихання» Землі; геофлюїди та шляхи їх міграції; приєкваторіальний «гарячий пояс» дегазації; формування атмосфери та гідросфери; флюїдогенні родовища корисних копалин.

### **Введение**

В предыдущей нашей статье [Шестопапов, Макаренко, 2013] были рассмотрены поверхностные проявления дегазации земных недр («газового дыхания» планеты), свидетельствующие о распространенности и грандиозных масштабах этого явления. В настоящей работе обсуждаются некоторые аспекты глубинных процессов дегазации, а именно: происхождение летучих в недрах Земли; влияние процесса выделения внутреннего тепла Земли на пространственно-временные особенности дегазации; поведение флюидов в земных недрах, процессы их миграции, взрывные явления, влияние на вулканизм и сейсмичность; взаимодействие их с окружающей средой земных глубин и влияние на нее; влияние на процессы гранитизации; формирование атмосферы и гидросферы; роль флюидов в формировании месторождений углеводородов (УВ) и рудных полезных ископаемых и др.

Прежде чем перейти к изложению указанных вопросов, рассмотрим начальные предпосылки формирования дегазации как одного из основных внутренних процессов планеты.

### **1. Происхождение летучих на Земле**

Земля сформировалась в протопланетном облаке, состоявшем главным образом из водорода. Водород – самый распространенный элемент во Вселенной. Из него большей частью состоит Солнце, а также планеты-гиганты Юпитер и Сатурн, значительно его присутствие в недрах Урана и Нептуна, спутников планет-гигантов, планетоидов и кометных тел на окраинах Солнечной системы. Содержание водорода в недрах астероидов и планет земной группы значительно меньше, но и здесь он относится к относительно распространенным элементам, пребывая как в свободном виде, так и, большей частью, в форме воды и УВ.

Из соединений водорода вода – самое распространенное вещество во Вселенной. Она присутствует в значительных количествах в составе межзвездных газопылевых облаков, входила в состав протопланетного облака Солнечной системы, из нее в значительной мере состоят планеты-гиганты, в особенности водно-ледяные гиганты Уран и Нептун, многие спутники планет-гигантов, планетоиды и кометы на окраинах Солнечной системы, также она присутствует в веществе астероидов, на Земле и Марсе.



УВ – также весьма обычные вещества во Вселенной, широко распространены они и в Солнечной системе. Присутствуют также в больших количествах в атмосферах планет-гигантов, в особенности Урана и Нептуна, а на Титане – спутнике Сатурна – не только атмосфера содержит УВ, но и, как известно, обнаружены углеводородные реки и моря. УВ в значительной мере распространены на поверхности этого и некоторых других спутников планет-гигантов, а также планетоидов пояса Койпера, в частности Плутона. Анализ ряда марсианских метеоритов разного возраста показал наличие и в них органического вещества (УВ) предположительно вулканического происхождения [Schmitt-Kopplina et al., 2010]. Также следы метана найдены в атмосфере Марса.

Особенно значимым для понимания природы летучих веществ в недрах нашей планеты является присутствие воды и УВ в составе малых тел Солнечной системы – комет и, в особенности, астероидов (являющихся, как известно, родительскими телами большинства метеоритов), сложенных первичным недифференцированным веществом, сконденсировавшимся непосредственно из протопланетного облака, поскольку вещество астероидов близко по своему составу к тому веществу, из которого образовалась Земля и другие планеты земной группы.

Наиболее примитивное (и распространенное) вещество астероидов, насколько об этом можно судить из состава метеоритов (углистых хондритов), содержит около 1% (иногда и до 5%) органики, большей частью состоящей из смеси УВ – битумообразного вещества темного цвета с характерным запахом нефти. Для сравнения достаточно сказать, что при всей той активности, которую современная жизнь проявляет при производстве органических веществ, концентрация рассеянного органического вещества (ОВ) в широко распространенных на Земле осадочных горных породах обычно не превышает 1% (по массе). К примеру, в глинистых породах содержится ОВ в среднем 0,9%, в песчаных – 0,2% относительно массы породы-коллектора (сравним – вещество метеорита Мерчисон содержит 5% УВ). Состав этого веще-

ства крайне разнообразен. Так, в углистом хондрите Мерчисон найдено 14 тыс. различных органических соединений [Schmitt-Kopplina et al., 2010], а предполагается присутствие еще и миллионов других ОВ. Среди этих веществ, в частности, найдены такие компоненты нефтей, как пристан, фитан и др., считавшиеся сторонниками органического происхождения месторождений УВ биомаркерами, признаками присутствия биосферной органики.

В моделях валового состава Земли исследователями обычно предполагается, что в основу ее пошло вещество, представляющее собой смесь недифференцированного, примитивного вещества обыкновенных, энстатитовых и углистых хондритов в пропорциях, которые в разных моделях различны. Важными особенностями этого вещества является следующее. Для обыкновенных и энстатитовых хондритов характерно присутствие значительного количества (до 10% вес.) металлического никелистого железа. В то же время углистые хондриты содержат значительные количества летучих – воды (от 1 до 15%) в виде гидросиликатов (серпентин, хлорит, монтмориллонит и др.), а также около 1-3% УВ.

Попав в недра планеты, это вещество подвергалось высокому давлению, растущему разогреву под воздействием энергии аккреции, распада радиоактивных изотопов, энергии начавшейся гравитационной дифференциации и некоторых других тепловых источников. Это способствовало разложению гидросиликатов с образованием воды в свободном состоянии, а также частичному плавлению силикатных минералов.

Из химии известно о том, что при взаимодействии воды с раскаленным металлическим железом происходит ее разложение с образованием молекулярного водорода. Учитывая наличие свободного железа в недрах Протоземли, можно предположить, что неизбежный разогрев их сопровождался образованием свободного водорода и кислорода. Процесс имел эндотермический характер, происходило накопление химической энергии путем преобразования избыточной тепловой энергии окружающей среды. Учитывая наличие в среде значительных количеств двухвалентного железа и железа в форме с нулевой валентностью,

можно предположить, что избыточный кислород шел, хотя бы частично, на его доокисление.

Опыты по моделированию поведения водорода в условиях первичных земных недр [Ohtani et al., 2009] показали, что свободный молекулярный водород переходит большей частью в металлическую фракцию (многие металлы, в том числе железо и никель, как известно, способны поглощать водород в количествах, значительно превышающих собственный объем) и опускается вместе с ней на дно расплава, т. е. водород в присутствии металлического железа является сидерофильным элементом. Из этого можно предположить, что в условиях протопланетных недр обогащенное водородом металлическое железо в ходе гравитационной дифференциации также оседает к центру протопланеты и формирует там насыщенное водородом ядро.

Отмечают также высокую вероятность протекания реакции  $Fe + H_2O \rightarrow FeO + FeH_x$  для условий недр первичной Земли с образованием гидридов железа [Stevenson, 1977].

Нельзя исключать, что значительные количества первичной воды и, может быть, молекулярного водорода сохраняются также изначально в мантийном веществе.

Термодинамические условия в самых глубоких земных недрах таковы, что, по-видимому, молекулярный водород в значительной мере диссоциирует в атомарную форму [Летников, 2001]. Этот процесс также идет с поглощением энергии из окружающей среды.

Таким образом, **в условиях ранней Земли в самых глубоких ее недрах сложилась восстановительная обстановка, сформировался значительный запас водно-водородно-углеводородных флюидов и химической энергии.**

С учетом происхождения летучих в земных недрах, у нас есть все основания предполагать восстановленные газы, прежде всего свободный водород и УВ, исходной формой летучих в недрах Земли. Широко представленные в вулканических эксгаляциях пары воды и углекислый газ являются, по-видимому, большей частью продуктами окисления восстановленных газов в верхних слоях земных недр (скорее всего, в магматических очагах).

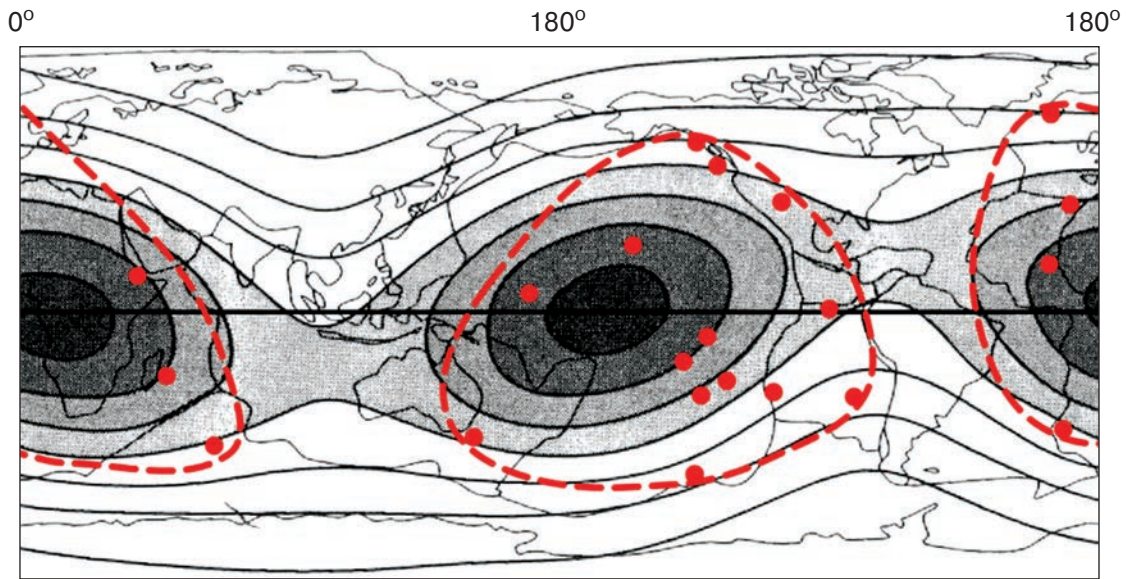
Сера как элемент тоже может быть отнесена к достаточно распространенным летучим. В метеоритном веществе она присутствует почти исключительно в виде троилита ( $FeS$ ). Наблюдается явный дефицит серы в каменных оболочках Земли. Также известно, что, судя по плотностным свойствам земного ядра, в нем должна присутствовать примесь какой-либо относительно легкой компоненты. Обычно такой компонентой считается сера.

## **2. Неравномерность дегазации недр Земли**

Еще в XIX в. была замечена пространственная приуроченность проявлений вулканизма к низким широтам. К настоящему времени накоплен достаточно большой массив данных (пространственное распределение реологических свойств вещества земных недр, проявлений вулканической, сейсмической активности и т. п.), позволяющий некоторым исследователям говорить о существовании в недрах Земли особой зоны повышенной эндогенной активности, приуроченной к низким широтам, – приэкваториальном «горячем поясе» земных недр [Glukhovskiy, Moralev, 1994].

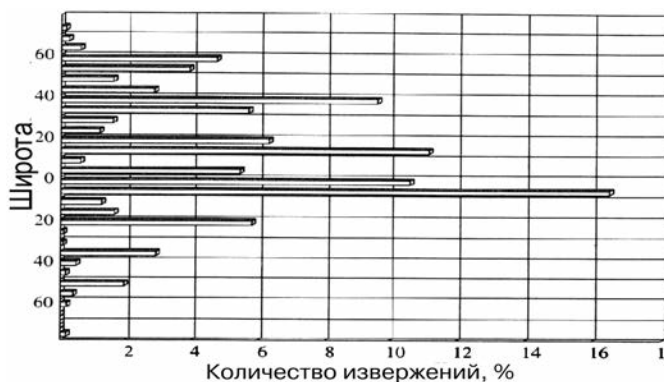
На рис. 1 показано, как проявлен этот пояс в реологических свойствах вещества нижней мантии и в пространственном распределении плюмов. Видно, что, помимо протяженной приэкваториальной зоны разогретого и разуплотненного вещества, пояс включает в себя также восходящие конвективные потоки – Африканский и Тихоокеанский суперплюмы. В районе развития суперплюмов расположены поля повышенной концентрации обычных «рядовых» плюмов.

На рис. 2 показаны широтные распределения проявлений вулканизма как наиболее яркого поверхностного свидетельства внутренней активности Земли. Вполне очевидна приуроченность этого явления к низким широтам. Как известно, извержения вулканов сопровождаются значительными масштабами дегазации земных недр. Масштабы эти таковы, что предполагаемая суммарная масса исторгнутых в ходе земной истории летучих сопоставима с массой внешних, сложенных летучими веществами, оболочек Земли (гидросферы, атмосферы, биосферы) [Мархинин, 1980].



**Рис. 1.** Экваториальный «горячий пояс» Земли. К этому поясу приурочены восходящие конвективные потоки мантии – Тихоокеанский и Африканский суперплюмы. Заливкой на рисунке показаны области с пониженными скоростями сейсмических волн в нижней мантии [Seider et al., 1999]. Пониженные скорости свидетельствуют об размягченном, разогретом состоянии вещества на этих участках. Красное – горячие точки, образованные той частью плюмов, корни которых уходят глубоко в мантию [Courtillot et al., 2003] как поверхностное проявление разогретых участков мантийного вещества

**Fig. 1.** Equatorial “hot belt” of the Earth. The ascending convective streams of mantle – the Pacific and African superplumes are associated with this belt. In the Figure, contours filled with a solid color show areas with reduced velocity of seismic waves in the lower mantle [Seider et al., 1999]. Reduced velocity testifies to the softened, heated state of matter in given areas. Red color denotes hot spots formed by a part of plumes deeply rooted into the mantle [Courtillot et al., 2003], being a surface manifestation of heated portions of the mantle matter



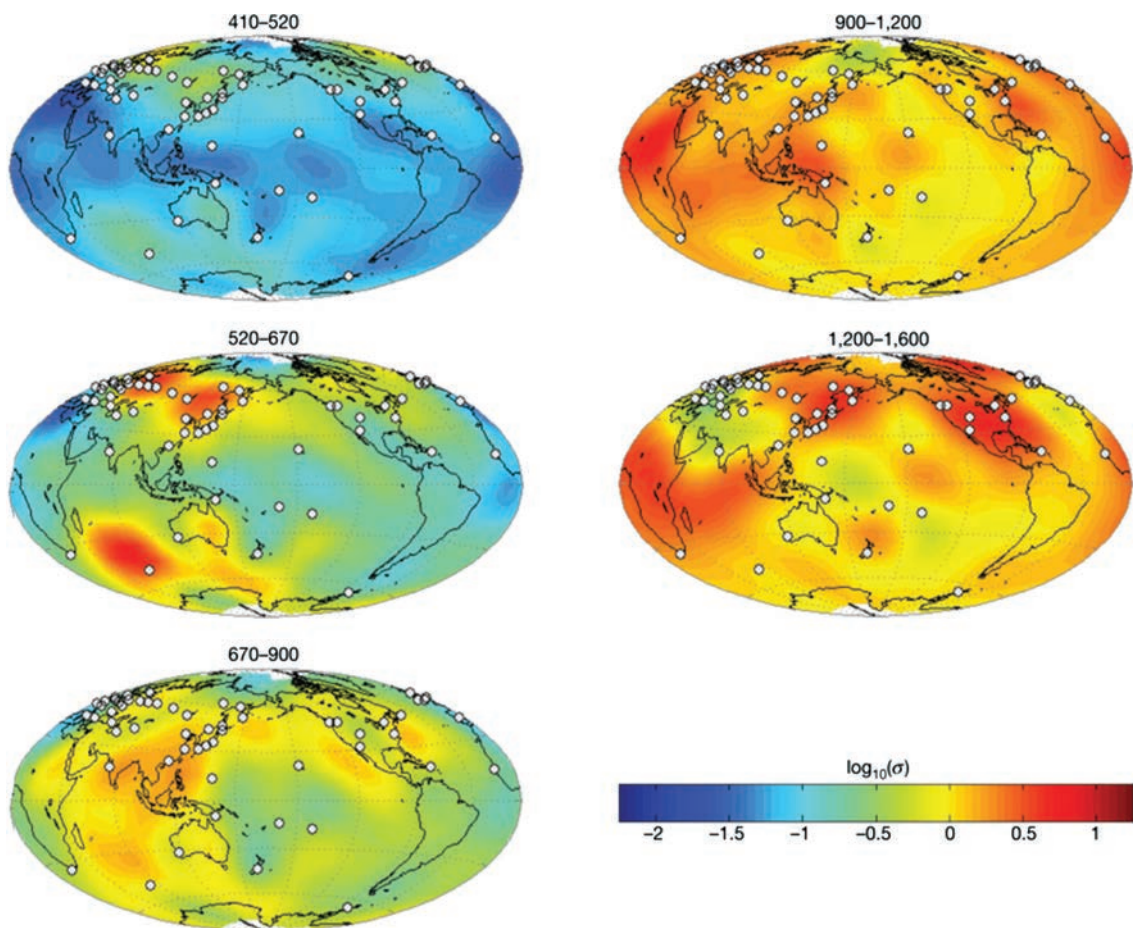
**Рис. 2.** Распределение извержений вулканов на Земле в зависимости от географической широты (период 1900-1977 гг.; 1030 извержений по 272 вулканам) [Федоров, 2002]

**Fig. 2.** Distribution of volcanic eruptions over the Earth, depending on geographical latitude (1030 eruptions from 272 volcanoes, over the period of 1900-1977) [Федоров, 2002]

Интересные, пусть хотя бы и косвенные данные по степени дегазированной отдельных областей земных недр могут быть получены из анализа электрической проводимости пород. Имеющаяся информация по проводимости мантийного вещества приведена на рис. 3. Принято считать, что значения электрической проводимости пород мантии определяются главным образом степенью присутствия в них летучих веществ – в первую очередь водного флюида,

во вторую – содержанием диоксида углерода. Добавление даже малого количества водорода также повышает электропроводность недр [Kareto, 1990]. Следовательно, по электропроводности мантийных пород можно составить некоторое представление о расположении в ней зон, подвергшихся усиленной дегазации.

Получение информации об электрических свойствах пород на больших глубинах сопряжено со значительными трудностями,



**Рис. 3.** Электрическая проводимость пород мантии на разных глубинах (синее – низкая, красное – высокая, кружками показаны точки измерений) (Kobbert et al.)

**Fig. 3.** Electrical conductivity of mantle rocks at different depths (blue color – low, red color – high, bubbles indicate measurement points) (Kobbert et al.)

поэтому данных не так много, но и из того, что отображено на рис. 3, можно сделать достаточно определенные выводы. В мантийном веществе, соответствующем глубинам верхней мантии, вдоль экватора проходит пояс пород, отличающихся низкой электрической проводимостью, из чего можно также заключить и об их относительной дегазированнойности, обедненности флюидами. Для верхов нижней мантии характерна приуроченность обедненных летучими зон к Африканскому и Тихоокеанскому суперплюмам (восходящим глобальным конвективным потокам мантийного вещества). Следовательно, вещество сложенных летучими компонентами оболочек Земли происходит в значительной мере из особой зоны повышенной дегазации – экваториального «горячего пояса» верхней мантии.

Заметим, что перемешивание вещества в ходе многочисленных циклов мантийной конвекции предполагает относительную молодость зоны повышенной дегазации. В то же время наличие следов существования экваториальных «горячих поясов» в недрах других планет, где внутренняя активность давно прекратилась [Макаренко, 2011б], позволяет предположить, что в недрах Земли такая зона существовала на протяжении всей ее истории.

Не только пространственно, но также и во времени процесс дегазации развивался неравномерно, будучи приуроченным к ритмам эндогенной активности Земли космической же природы.

Изменения содержания в атмосфере углекислого газа как одного из преобладающих газов в «газовом дыхании» планеты

происходили в истории Земли с определенной цикличностью, в целом соответствующей цикличности эндогенной активности земных недр. Насколько можно судить по данным работы [Будыко и др., 2012], наблюдается цикличность с периодами примерно 30 и 200 млн лет. Этой цикличности соответствуют основные геотектонические циклы – Штилле и Бертрана, которые, судя по всему, имеют космическую природу и вызваны модуляцией выделения энергии в недрах Земли движением ее в Галактике [Макаренко, 2011а].

Можно заключить следующее: **сложенные летучими внешние оболочки Земли возникли в результате дегазации преимущественно в особой области верхней мантии – ее поясе дегазации (экваториальном «горячем поясе») – под воздействием пульсационного выделения энергии источником космической природы.**

### **3. Глубинные процессы миграции флюидов**

Сегодня прописной истиной является утверждение, что все эндогенные процессы, происходящие в земной коре, приводящие к изменению фазового состояния вещества горных пород и, следовательно, к их преобразованию, обусловлены воздействием флюидов с высокими значениями давления и температуры [Летников, 2006].

Роль флюидов многофункциональна. Они одновременно извлекают из матрицы и концентрируют в себе различные элементы, переносят их на большие расстояния из глубоких недр в сторону поверхности Земли, в процессе переноса в связи с изменением их параметров меняют условия и формы переноса на всем пути своей миграции, активно взаимодействуют с вмещающими породами, изменяют их и постепенно внедряют в них эти элементы в виде соответствующих соединений либо в самородном виде.

В глубинных частях планеты (внешнее ядро, нижняя мантия) параметры давления и температуры достигают высоких значений. Формирующиеся на границе ядра и мантии флюидные образования обладают колоссальной энергией:  $P > 1300$  кбар,  $t > 4000$  °С [Летников, 2001]. При таких параметрах флюид имеет значительную подъемную силу. В процессе его подъема про-

исходит взаимодействие силикатной матрицы вещества мантии и восстановленных газов –  $H_2$ ,  $CH_4$ ,  $CO$ , восстановленной серы, хлора, азота и др.

По эффекту такое воздействие напоминает прожигание вещества мантии с частичным переводом его в сверхсжатое газовое состояние (сублимацию). Этот процесс требует значительных затрат энергии и без энергетической подпитки может затухнуть. Но упомянутое выше взаимодействие начального восстановленного флюида с кислородсодержащим веществом мантии приводит к значительному выделению тепла и подпитке энергетического потенциала плюма, способствует его дальнейшему продвижению вверх. При этом происходит частичное окисление восстановленных газов. Выполненные эксперименты (Ю. Рябчиков, Н. Горбачев) показывают, что при больших давлениях (30 Кбар) в газовом флюиде на основе воды наблюдается высокая растворимость силикатных компонентов и дезинтеграция вещества матрицы, что приводит к существенному увеличению его массы.

Наряду с этим, сохранение части восстановленных газов в конце пути – в верхних частях земной коры и даже на поверхности – свидетельствует о колоссальной исходной массе и энергоемкости глубинного флюида.

Снижение давления по мере продвижения флюидов вверх до некоторой критической глубины создает условия, когда возможным становится плавление пород. Взаимодействие восстановленных газов и прежде всего водорода с окисленными породами литосферы приводит к образованию воды,  $CO_2$ ,  $SiO_2$ , самородных металлов, УВ, хлоридных рассолов.

Таким образом, при температурах выше 400 °С можно выделить [Летников, 2006] две группы флюидов: 1) начальные восстановленные –  $H_2$ ,  $CO$ ,  $CH_4$  и другие УВ,  $H_2S$ ,  $S^0$ , восстановленные формы –  $C$ ,  $N$ ,  $H$  и 2) постепенно возрастающие по объему по мере подъема флюидов окисленные –  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $Cl_2$ ,  $O_2$ ,  $F_2$ ,  $HCl$ ,  $HF$ , окисленный азот, оксихлориды, оксифториды.

При температуре  $t < 400$  °С флюидные газовые системы переходят в водно-газовые, что обеспечивает гетерогенность, неравновесность и большую сложность процессов флюидного воздействия на породы.

В целом, преобразование вещества литосферы и, в частности, рудообразование связано через флюидные системы с двумя высокоэнергетическими источниками – жидким внешним ядром и примыкающим к нему нижним слоем мантии.

При этом накопленные данные позволяют выделить три сценария [Летников, 2006]:

1. Максимальный вынос флюидами гранитизирующих кислородсодержащих компонентов из верхней мантии в земную кору, активное образование гранито-гнейсовых массивов. Флюидные системы, обеспечивающие гранитизацию земной коры, способствуют накоплению рассеянной минерализации.

2. Активизация в постгранитизационную эпоху глубинных разломов, обеспечивающих внедрение и транспорт потенциально рудоносных флюидных систем. В результате в гранитоидной коре образуются интрузии с рудопроявлениями Sn, W, Ta, Nb, Zr, Li и др.

3. Воздействие высокоэнергетических флюидных систем из ядра обуславливает формирование в коре магм от основной до кислой и устойчивую обогащенность Ni, S, Co, Au, Ag, Cu, Mo, элементами платиновой группы и другими халькофильными элементами.

Следует отметить, что **для зон длительно существующих глубинных разломов бывает характерным наложение следов воздействия различных флюидных систем в виде отличающихся по набору нефте-, газо- и рудопроявлений.**

Безусловно, для формирования многих типов рудных месторождений очень важным является сохранение высокого восстановительного потенциала флюидов, несмотря на значительное его расходование в процессе переработки вещества во время их подъема вплоть до места конечной локализации. Подтверждением этого является обнаружение законсервированных газов  $H_2$ ,  $CH_4$ ,  $CO$ ,  $^3He$  в богатых рудопроявлениях золота и других металлах [Нарсеев, 1996].

#### **4. Дегазация недр и УВ**

На основании изложенного затронем несколько подробнее проблему формирования скоплений УВ. Как известно, суще-

ствует две основные гипотезы происхождения УВ – органическая, настаивающая на том, что нефть, газ и битумы являются продуктами переработки отмерших остатков растений и животных, и неорганическая. Сторонниками последней были Г. Агрикола (XVI в.), А. Гумбольдт (начало XIX в.), химики М. Бертло (1866 г.), Г. Биассон (1871 г.), Д.И. Менделеев.

Геолог Н. Соколов еще в 1892 г. предположил, что УВ существовали изначально в первозданном веществе Земли. В.И. Вернадский, подчеркивая важность процессов глубинной дегазации, прежде всего гелия и водорода, не исключал и другие газы, в том числе и углеводородные. Н.П. Семенов полагал, что метан является наиболее глубинным компонентом восходящих из недр газов, являющимся начальным звеном в формировании разнообразных углеводородных веществ.

Идею абиогенного формирования УВ развивали многие исследователи Украины, России, дальнего зарубежья, среди которых отметим прежде всего П. Н. Кропоткина, Н. А. Кудрявцева, В. Б. Порфирьева, Г. Н. Доленко, Ф. Хойла, Т. Голда, В. А. Краюшкина, Б. М. Валяева, П.Ф. Гожица, А. Е. Лукина и др.

Не ставя задачу детального анализа двух упомянутых гипотез нефтегазообразования, все же обратим внимание на те факты, которые свидетельствуют о важной роли глубинной флюидодинамики (дегазации) в формировании углеводородных восходящих потоков и, в частном случае, их месторождений [Зубков и др., 2000]:

1. По данным R. Sugisaki и K. Mimuka, в мантийных ксенолитах (обломочных включениях) вулканических пород, предположительно выносимых с глубин около 100-200 км, в различных местах планеты выявлены включения УВ – алканов. При этом в самих вулканических породах УВ не обнаружены.

2. Полициклические ароматические УВ выявлены в минералах из кимберлитов Якутии и других регионов. Выделения метана также встречены в кимберлитовых трубках.

3. Тяжелые углеводороды и углеводородные газы обнаружены в ультраосновных массивах на Урале, северо-востоке России в щелочных породах Кольского полуострова и в других регионах планеты.

4. По данным [Шнюков, Краюшкин, 1999], на 1999 г. в породах кристаллического фундамента частично или полностью обнаружено 450 месторождений нефти.

5. Подтверждение поступления УВ из мантии получено на Западно-Сибирской платформе, где исследованиями Р. П. Готтиха, Б. И. Писоцкого, Ю. Н. Бурмистенко и других ученых показано этажное их залегание, начиная от кристаллического фундамента и выше по осадочному разрезу. При этом температура гомогенизации изменяющихся по составу углеводородно-водных включений, сосуществующих с тяжелыми УВ, убывает вверх по разрезу, отображая восходящую направленность потока глубинного флюида. Обнаружение глубинного углеводородгенерирующего Обского рифта мантийного заложения еще более усиливает позицию упомянутых выше исследователей. Аналогичные ситуации и во многих других нефтегазовых бассейнах.

Вторжение агрессивных флюидных смесей с УВ снизу иллюстрируется рядом характерных аномалий [Валяев, 1997]:

- температурные аномалии достигают нередко десятков градусов и более по сравнению с фоном;

- превышение давления над давлением поровых вод составляет десятки мегапаскалей;

- на глубинах более 3 км в составе газов, кроме УВ, встречаются глубинные, нередко восстановленные газы –  $H_2$ , He,  $H_2S$ , CO и др.;

- целый набор благородных и редкоземельных металлов обогащает залежи УВ;

- с ростом глубины залегания УВ аномальность конденсационных вод в оторочках скоплений УВ возрастает, в контуре залежей появляются некоторые гидротермальные минералы, возникновение которых невозможно в фоновых термобарических условиях;

- на больших глубинах и в породах с низкими коллекторскими свойствами (это не только осадочные, но и кристаллические породы) агрессивные углеродсодержащие флюиды в условиях аномально высоких давлений и температур перерабатывают минеральную матрицу пород и образуют порово-трещинно-кавернозные вторичные резервуары с признаками постинтрузивного диапиризма.

В этом отношении показательны результаты исследований месторождения Белый Тигр, расположенного на южном шельфе Вьетнама [Лукин и др., 2007]. С гранитоидным фундаментом здесь связано до 90% разведанных запасов нефти. Вверх по разрезу установлено снижение коэффициента заполнения ловушек нефтью от 1 для кристаллических пород до 0,4-0,5 в верхнем олигоцене – нижнем миоцене.

Как отмечено выше, гранитоидный породный субстрат преобразован во вторичнопоровые кавернозные хорошо проницаемые метасоматиты с признаками полиминерального вещества.

Огромный набор минералов, образующихся при весьма отличающихся термодинамических условиях, наличие самородных металлов, карбидов и других свидетельствует о том, что воздействующий на гранитоидные породы флюид находился под сверхвысоким давлением, имел поликомпонентный состав, включая восстановленные газы H, C, S. Все это указывает на ядерные глубины источника газа. Наличие примесей привнесенных оксидов, силикатов, карбонатов, сульфатов, хлоридов и других компонентов свидетельствует о попутной ассимиляции вещества мантии, включая воду, при прохождении глубинных газов по проницаемым каналам дегазации.

Как отмечалось, в зонах подводных современных рифтов, где практически отсутствуют осадочные породы, а сами разломы имеют мантийные (и более глубокие) корни, отслежена система действующих подводных гидротерм с температурой до 700 °C и более, разгружающих в морскую среду природные гидротермальные нефти. Эти проявления зафиксированы в центральной рифтовой долине Восточно-Тихоокеанского поднятия, в осевой долине спрединга Срединно-Атлантического хребта, в Красноморском рифте, Калифорнийском заливе, тихоокеанской впадине Эсканоба [Шнюков, Краюшкин, 1999]. В отдельных местах здесь были обнаружены крупные промышленные залежи гидротермальной нефти, приуроченные к гидротермальным сульфидным образованиям. Известны гидротермальные образцы, образующие каверны, стенки которых покрыты друзами кварца и кальцита и заполнены флюидом,

состоящим из нефти, битума, соленой воды, природного газа. Подтверждают глубинное происхождение УВ и результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины, расположенной на Балтийском щите. Скважина вскрыла лишь изверженные и метаморфические кристаллические породы. В интервале глубин 7-10 км она вошла в пласты изверженных пород, насыщенных нефтью.

Важным показателем несоответствия представлений об органическом происхождении нефти реалиям является сопоставление оценок ресурсов нефти согласно модели органического ее происхождения и фактическим определениям (J. H. Tatsch, C. Barker и др.). Так, на основе оценки биогенных веществ в нефтематеринских отложениях Саудовской Аравии запасы нефти должны составлять не более 7,5 млрд м<sup>3</sup>. В действительности же этот объем достигает менее 5% от известных запасов региона. При этом следует учитывать, что известные запасы – это далеко не все запасы.

М. Р. Ладыженский еще в 1955 г. подсчитал, что Бориславское месторождение в Предкарпатье может содержать 4,5 млн м<sup>3</sup> добываемой нефти. Но уже тогда ее было добыто гораздо больше, а ее добыча к 2010 г. составила 33 млн т и эксплуатация продолжается. Аналогичная ситуация наблюдается на многих месторождениях Украины и мира.

Во многих месторождениях отмечен пульсационный режим нефтедобычи, обусловленный природными изменениями давления в пласте. Известны естественные высачивания нефти на поверхность морского дна. Они установлены у берегов Австралии, Аляски, Венесуэлы, Канады, Мексики, США, в Персидском заливе и др.

***Все эти и многие другие примеры свидетельствуют о том, что процесс нефтегазообразования мог осуществляться не только в геологическом прошлом. Он также является современным, весьма активным, в ряде случаев пульсирующим. Его объемы во много раз больше, чем возможная переработка захороненной органики. При этом его основные закономерности согласуются с иными проявлениями процессов дегазации.***

В этой связи, в соответствии с предложениями Б. А. Соколова, В. В. Трофимова и

других ученых, с учетом имеющихся новых знаний, нефтегазовое месторождение следует рассматривать как сложную длительно существующую систему. Она в основном состоит из очага генерации УВ, путей их восходящей миграции и попутного преобразования, а также замыкающей ловушки или ловушек, обеспечивающих их сохранение, дифференциацию, дальнейшее преобразование и пополнение. Чтобы эта трехчленная система состоялась, необходимо наличие бассейнов переслаивающихся проницаемых и слабопроницаемых пород, среди которых кристаллические породы могут выполнять роль нижнего коллектора-ловушки.

Наряду с упомянутыми системами, на планете Земля распространено огромное количество двухчленных систем, состоящих из очагов генерации УВ и путей их миграции. Это прежде всего зоны спрединга, не перекрытые мощными осадками, в основном молодые рифты, многочисленные раскрытые разломы. Из-за отсутствия надежных ловушек разгрузка жидких и газообразных УВ происходит здесь непосредственно в окружающую среду (прежде всего в океан). Объем этой разгрузки существенно превосходит пополнение систем с ловушками. В целом же, формирование и сохранение (в связи с трехчленным строением) крупнейших и большинства крупных месторождений и нефтегазоносных бассейнов приурочены к зонам сочленения тектонически разнородных образований (платформ, складчатых структур, океанических впадин и т.п.), т. е. в зонах крупнейших разломов глубинного заложения. Такие зоны обеспечивают активный прогрев мантийно-корового вещества и интенсивную восходящую миграцию флюидов с высокими термобарическими показателями.

По-видимому, под этим углом зрения следует посмотреть и на проблему нафтидогенеза в зонах субдукции. Эти зоны, обеспечивающие погружение значительных масс корового вещества в мантию, не могут формироваться вне районов развития секущих мантию крупнейших разломов, обеспечивающих восходящий мощный приток глубинных УВ. В тыловых поясах зон субдукции, где часто обнаруживаются крупные месторождения УВ, обычно фиксируются и высокие концентрации водорода, встреча-



ется в повышенных концентрациях также  $^3\text{He}$ . Все это подтверждает наличие глубинных активных путей восходящей флюидной миграции. Приведенные выше соображения, а также сопоставление возможных объемов поступления глубинных абиотических УВ и продуктов переработки остатков захороненных организмов (не говоря уже о других доводах) показывают, что значение рециклинга УВ для таких областей весьма переоценено [Родкин, 2002].

Рассматривая возможные источники углерода в формировании УВ, нельзя не учитывать огромную его массу, вовлекаемую в карбонатный седиментогенез. Его пополнение, с учетом осадочного захоронения, возможно лишь из глубинных источников.

Впервые теоретическое обоснование поступления тяжелых УВ из мантии в земную кору выполнил украинский исследователь Э. Б. Чекалюк [Чекалюк, 1967]. Используя метод констант химических реакций, с позиций термодинамики он обосновал возможность существования тяжелых УВ в верхней мантии. В равновесных условиях при избытке углерода они могут сменяться метаном и ближайшими гомологами. Он также показал, что в верхней мантии тяжелые УВ могут соседствовать с неорганическими газами –  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{N}$  и др.

Спустя почти 30 лет группа российских исследователей [Зубков и др., 2000; Карпов и др., 1998] с использованием достижений компьютерного моделирования физико-химических процессов перепроверила выводы Э. Б. Чекалюка. Не вдаваясь в детали исследований, отметим, что они не только получили подтверждение выводов Э. Б. Чекалюка, но и сформулировали ряд сценариев поведения УВ при их подъеме в земную кору.

Следует отметить, что один из сценариев – возникновение специфического режима подъема УВ, обеспечивающего возрастание энергетической их емкости до уровня взрывчатого вещества с последующей детонацией – подтвержден не только термодинамическими расчетами [Карпов и др., 1998], но и разнообразными геологическими исследованиями и гипотезами ряда исследователей [Вадковский, 2012; Семеновко, 1990; Шаров, 1993].

В частности, в последней из перечисленных выше работ на основе анализа землетрясений в Японии, зафиксированных в каталоге землетрясений JMA, показано, что только высококомобильные углеводородные флюиды могут создавать вертикальную цепочку очагов детонаций – землетрясений в конкретных гипоцентрах в диапазоне глубин до 90 км. Однако динамика их проявления весьма хаотична и требует дальнейших исследований для выявления конкретных механизмов.

Родственным этим процессам является и образование кимберлитовых трубок (трубок взрыва). В некоторых из них, как известно, находят скопления алмазов. В настоящее время наиболее обоснованной представляется «взрывная» гипотеза образования алмазов. А.М. Портнов [Портнов, 1982] сформулировал модель, согласно которой кимберлитовые трубки – это следы протыкания литосферы водородно-метановыми скоплениями, имеющими колоссальную подъемную силу в десятки тысяч атмосфер при их восходящем движении из мантии. По приближенным оценкам подъемная сила  $1 \text{ км}^3$  газа, раскаленного до  $600\text{--}800 \text{ }^\circ\text{C}$ , составляет 2,5 млрд т! Приложение этой силы к относительно небольшой площади приводит к пронизыванию части мантии и коры и образованию восходящего канала длиной до 100–150 км. Пронизывая массив пород, газовое скопление оставляет после себя зону относительно низкого давления. Измененные в результате взаимодействия с флюидом мантийные породы стенок канала дробятся, обрушаются и устремляются по разреженному от давления каналу вслед за поднимающимся скоплением газа.

Обломочный материал, заполняющий образовавшийся канал – трубку, весьма похож на речную гальку специфической окатанности, возникшую в результате волочения вверх по трубке в раскаленном газе. На заключительном этапе формирования трубки вещества падения давления активность кислорода газовой смеси существенно возрастает, он активно соединяется с выделением тепла с метаном и водородом. Если кислорода в смеси не слишком много, то он, соединяясь с водородом метана, образует воду, которая способствует

образованию серпентинита – типичного минерала кимберлита. Оставшийся углерод при давлении в тысячи атмосфер и температуре около 1000 °С образует молекулы чистого углерода под названием алмаз. Если кислорода слишком много, то образуются соответственно лишь пары воды и оксиды CO или CO<sub>2</sub>. В этих случаях кимберлитовые трубки остаются без алмазов. И таких трубок насчитывается до 90-95%. По сути, кимберлитовые трубки – это не состоявшиеся вулканы. Они зарождаются лишь на платформах в условиях восстановительной среды, и порождающий их флюид не накопил достаточной мощности, чтобы пронзить всю достаточно мощную платформенную литосферу насквозь.

Как видим, **в соответствии с охарактеризованными версиями образование кимберлитов, возникновение части землетрясений, функционирование вулканов, формирование месторождений нефти и газа и точечная дегазация на поверхности суши или на дне моря обусловлены активной дегазацией глубинных флюидов, осуществляющейся благодаря функционированию газовых труб (точечных каналов) и линейных разломов.**

Наиболее важным для практики и до последнего времени не очевидным является выявление путей восходящего поступления в месторождения нефти и газа. В последние десятилетия благодаря совершенствованию методики обработки и проведения сейсмических и других видов геофизических работ появилась возможность массового выявления газовых труб или, иначе, труб дегазации (англ.: gas chimneys; синонимы: столбчатые аномалии скоростей и амплитуд – VAMP, слепые зоны или зоны отсутствия отражений, газовые окна и столбы, структуры прорыва флюидов, караванные тропы флюидов, вертикальные «сверхпроводящие» колонны и т. д.) – каналов, отличающихся своей проницаемостью от пород фона, с фиксацией в них углеводородных потоков. Известно, что практически каждое крупное месторождение УВ содержит в своей структуре газовую трубу. Трубы дегазации рассматриваются в настоящее время как питающий механизм месторождений УВ, не только приводящий к образованию месторождений, но и способствующий

щий возобновлению их запасов [Поликарпов, Ладнев, 2010]. Сами месторождения можно рассматривать как тупиковую ветвь углеводородной дегазации или, скорее, как временное хранилище на пути углеводородного флюида к земной поверхности.

**Выявление этих каналов явилось еще одним убедительным подтверждением правомерности представлений об абиотическом происхождении нефти и газа и колоссальной роли дегазации Земли в ее эволюции в целом.**

Как было сказано ранее в предыдущей нашей статье [Шестопалов, Макаренко, 2013], трубы дегазации в огромных количествах встречаются также и вне зон углеводородных месторождений. Фактически это «поры», через которые осуществляется «газовое дыхание» планеты.

## **5. Гидрогеологические аспекты формирования нефтегазоносных залежей**

В последние годы в результате выполнения комплексных гидрогеологических исследований с привлечением обширных материалов нефтегазоносных изысканий были получены результаты, выбивающие опору из-под гипотезы органического происхождения нефтегазовых месторождений.

Дело в том, что эта гипотеза по существу базируется на классических представлениях об артезианских (и нефтегазоносных) бассейнах как структурах с региональными областями питания и стока. В пределах регионального замедленного на больших глубинах стока, по мнению сторонников этой гипотезы, создавались условия стягивания с обширных территорий захороненного рассредоточенного в осадочных отложениях ОВ в участки концентрации и образования месторождений УВ. Построенные ранее гидрогеологами мелкомасштабные карты параметров (изопьез, приведенных давлений и др.) в различных артезианских бассейнах в целом не противоречили этой концепции. Но ситуация коренным образом изменилась, когда на смену мелкомасштабным (в значительной мере умозрительным) построениям пришло более детальное комплексное исследование.

Прежде всего, еще в 60-80-х годах XX ст. на обширном гидрогеологическом мате-

риале было показано, что классические представления о существовании региональных (основных, главных) областей питания и стока в пределах зон интенсивного и значительного (по М.А. Гатальскому) водообмена являются ошибочными. В бассейнах платформенного типа на глубинах до 1000-1500 м и более установлена четкая зависимость динамики подземных вод от орогидрографических особенностей территории [Всеволожский, 1991; Шестопалов, 1981; Шестопалов, 1988]. В частности, выявлено, что питание системы этажно залегающих водоносных горизонтов осуществляется в результате вертикальной нисходящей фильтрации атмосферной влаги через проницаемые и слабопроницаемые слои с поверхности водоразделов и их склонов, основная разгрузка – в долинах рек разного порядка. Области стока без вертикального водообмена в большинстве случаев отсутствуют либо выделяются на весьма ограниченных участках, не имеющих регионального распространения. По существу этажная система водоносных горизонтов разделена на множество участков, конфигуративно в основном соответствующих орогидрографическим особенностям территории. В их пределах происходят и основная разгрузка, и питание подземных вод.

Латеральные пути и масштабы фильтрации подземных вод определяются размерами этих участков, интенсивностью питания, орогидрографическими и тектоно-литофациальными особенностями, а не региональным распространением водоносных пластов.

С глубиной орогидрографические факторы ослабевают и постепенно (за исключением основных рек) исчезают. Вместе с этим минимизируется и постепенно прекращается поступление инфильтрационных вод в глубинную флюидонапорную систему.

Конкретный гидрогеологический анализ и количественные оценки показали, что элизионные (каталитические) и дегидротационные процессы мобилизации воды в осадочных бассейнах не могут быть тем мощным источником питания и транспорта органики, который им приписывался. Их удельное питание, растянутое на геологическое время существования системы, крайне незначительно. Оно не может под-

держивать существование водонапорной системы с наблюдаемыми параметрами [Дюнин, Корзун, 2005] и ни в коем случае не может обеспечить транспорт ОВ. Тем более нельзя таким образом объяснить существование участков аномально высокого пластового давления (АВПД) со значениями выше геостатического.

Наряду с этим, было установлено, что с глубиной усиливается проявление разрывных тектонических нарушений. Это характерно не только для зон сочленения платформ с горными обрамлениями, краевых прогибов, платформенных авлакогенов, современных развивающихся геосинклиналей и т.п., где они особенно активны, но также и для относительно более спокойных платформ, где, тем не менее, выявляется мелкоблоковое строение фундамента и нижних частей осадочного чехла [Козин, 1978; Коробов, Малюшко, 2002].

Такие нарушения могут приводить к контакту по плоскостям смещения слабопроницаемых и флюидопроницаемых пластов и частичному запечатыванию последних. Кроме того, в зонах сжатия проницаемость пород вблизи разломов существенно уменьшается, что вызывает усиленное выпадение солей в осадок и дальнейшее уменьшение проницаемости вплоть до ее почти полного исчезновения.

Выявленный детальными исследованиями в пределах многих нефтегазовых бассейнов мира мозаичный разнонаправленный характер распределения пластовых давлений, наличие участков АВПД, локальных гидрохимических и тепловых аномалий свидетельствуют о том, что мозаичность соответствующих полей является отражением характера и структуры процессов, обеспечивающих их функционирование [Анников, 1980; Дюнин, 2000; Дюнин, Корзун, 2005]. Мозаичность и, следовательно, автономность отдельных частей таких полей подтверждается тем, что в пределах ряда нефтяных месторождений [Дюнин, Корзун, 2005] снятие напоров в результате откачки нефти и воды из скважин не приводит к изменению давлений и химического состава вод (рассолов) на относительно близких расстояниях, что было бы невозможным в случае сплошности трещинно-пористой проницаемости продуктивного

пласта. Эти результаты коррелируют также с данными о составе нефти. Нередко они отличаются даже на соседних участках одного месторождения [Дюнин, Корзун, 2005] и не смешиваются при эксплуатации месторождения.

Результаты опробования локальных гидрхимических аномалий свидетельствуют о наличии в их составе большого разнообразия элементов, не присущих вмещающим и смежным породам (Rb, Br, Sr, Ba, Mn, Pb, Sn, Ga, V, As, Cu, Zn, Ti, В и др.) и часто на порядок и более превышающих концентрации этих элементов в морской воде [Розин, 1977]. Для многих из них характерны многоэтажность расположения и близость химического состава, что свидетельствует об их родстве и связях, ограниченности размеров по латерали, нередкое совпадение их местоположения с тепловыми аномалиями, с локальными максимумами пластовых давлений. Все они, как правило, приурочены к выявленным или предполагаемым тектоническим нарушениям. Наличие  $H_2$  и  $^3He$  в пластовых флюидах только усиливает доводы в пользу их генетической связи с глубинными источниками.

Направленность градиентов уменьшения пластовых давлений вверх и мозаичность их значений в этажно залегающих пластах также в большинстве случаев свидетельствуют об этом. Таким образом, весь комплекс отмеченных (и других) данных говорит об определяющей роли восходящего массопереноса в глубоких частях флюидонапорных систем и о подчиненной роли латерального переноса [Аникиев, 1980; Дельян и др., 1994; Дюнин, Корзун, 2005; Исаев, Рукавишников, 1977; Талиев, 1976].

Аномально высокие давление и температура глубинных флюидов, обусловленные их генезисом в нижних частях литосферы, мантии и, по-видимому, внешнем ядре, обеспечивают их активное проникновение, инжекцию по ослабленным зонам разломов и трубоподобным каналам в отложения земной коры. Имеются многочисленные доказательства неоднократного внедрения УВ и образования разновозрастных залежей в пределах одной территории, что свидетельствует об импульсности, периодичности процесса [Дмитриевский, Валяев, 2002; Дюнин, Корзун, 2005; Перчук, 2000; Шаров, 1993].

По мере прорыва флюидов через ослабленные зоны земной коры осуществляется их насыщение компонентами вмещающих пород с дополнительным раскрытием порово-трещинного пространства. Распространение флюидов под избыточным давлением происходит как вверх по ослабленным зонам, так и латерально по наиболее проницаемым литологическим разностям. Однако расстояния латерального продвижения сравнительно невелики, так как постепенное падение давления и температуры создает последовательно изменяющиеся термодинамические условия, обуславливающие выпадение в осадок солей. Образованные таким образом минералы заполняют трещинно-поровое пространство, образуя на периферии латеральных зон фильтрационные и геохимические барьеры. Эти барьеры вместе с упомянутыми выше тектоническими барьерами образуют сложную мозаику внутренних частично проницаемых и непроницаемых границ, обеспечивающую полную или частичную изоляцию образовавшихся ячеек друг от друга и от внешних латеральных подвижений вод из краевых частей бассейнов [Дюнин, 2000; Дюнин, Корзун, 2005; Коробов, Малюшко, 2002].

Периодический пульсационный режим активизации глубинных флюидов может способствовать разрушению части указанных барьеров. Но при этом неминуемо создаются новые границы, изменяющие конфигурацию ячеек, однако сохраняющие ячеистую структуру в целом. Наличие вторичных барьеров, установленное по перечисленному выше комплексу признаков, подтверждается также обнаружением секущих породы многочисленных кальциевых, халцедоновых жил, насыщенных сульфидными минералами.

Таким образом, ячеистая структура фильтрационного пространства глубинных частей водоносных (артезианских) и нефтегазоносных бассейнов исключает обширные латеральные перемещения воды, рассолов, а также УВ с последующим, предполагаемым сторонниками органической гипотезы, стягиванием их с больших территорий на участки будущих месторождений.

Доказанное незначительное влияние элизионных и дегидратационных процессов в питании и отсутствие их воздействия при

формировании динамики глубинных флюидонапорных систем лишает эту гипотезу реальных механизмов формирования месторождений.

Только периодически возникающие (в связи с глубинной активизацией) восходящие прорывы флюидов с высоким давлением и температурой обеспечивают поступление УВ, воды, рассолов в земную кору и дальнейшее их распространение по этажно залегающим коллекторам и на поверхность [Дюнин, Корзун, 2005; Саркисян, 1977]. УВ органического происхождения могут вовлекаться в мощный гидротермальный процесс, вызванный внедрением глубинных флюидов. Но роль их не может быть основной, ведущей или значимой.

## **6. Иные (дискуссионные) последствия дегазации**

В конце XX ст. появились обобщающие работы [Карта..., 1997; Неотектоническая..., 1981; Макагов, 1995 и др.], свидетельствующие о том, что в последние 5-2 млн лет приблизительно на 90% площади современных континентов происходило поднятие земной коры, приведшее к подъему их поверхности приблизительно от 100 м на некоторых равнинах и до 2-4 км в ряде горных систем.

Член-кор. РАН Е.В. Артюшков [Артюшков, 2012а; Артюшков, 2012в] на основании анализа вероятных механизмов этого процесса пришел к выводу, что процесс стал возможным в результате почти повсеместного подъема флюидов в верхнюю мантию. Подтверждением существования этого процесса служат прежде всего результаты геофизических исследований и, в частности, данные сейсмической томографии. Важно отметить, что это более масштабный и динамичный процесс, чем воздействие отдельных, пусть и очень обширных плюмов. Плюмы, в отличие от материков, занимают устойчивое положение на планете и действуют длительное время. Они не связаны и тем более не зависят от современных материков.

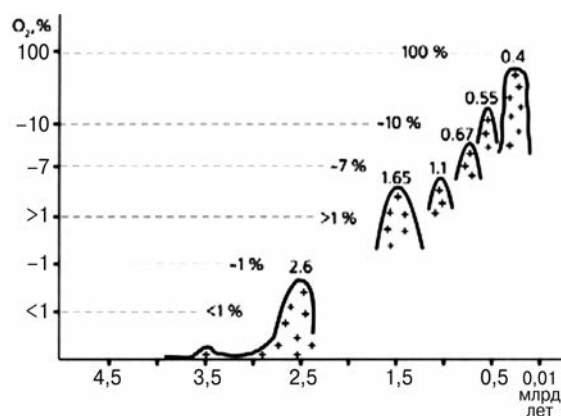
В результате активизации упомянутого процесса под существующими материками произошло изменение свойств верхней мантии мощностью до 60-80 км. Это стало возможным при внедрении в литосферу флюидов, по объему сопоставимых с объемом метаморфизирующихся пород [Ferry, 1994].

Следует отметить, что еще в 1980 г. Б.Г. Лутц [Лутц, 1980] обосновал концепцию, согласно которой континентальная гранитизированная кора формировалась из мантийного вещества, перерабатываемого глубинными флюидами. Для глубокого преобразования мантийного материала в кислые породы необходимо было весьма активное повсеместное насыщение их флюидами. По-видимому, процесс гранитизации крупных массивов происходил под влиянием территориально более обширного восходящего переноса глубинных флюидов, чем при переносе их по отдельным трубам, при формировании месторождений УВ или кимберлитовых трубок.

В этой связи целесообразно обратиться внимание на оценку влияния процессов гранитизации на формирование кислородной атмосферы Земли, выполненную Ф.А. Летниковым [Летников, 2006] на основе данных, полученных в работах [Клауд, 1983; Пушкарев, 1990]. Он обратил внимание на противоречие между господствующим представлением о биогенной природе кислорода в атмосфере Земли и фактическим изменением содержания кислорода в атмосфере в геологическом прошлом. Если 670 млн лет тому назад содержание  $O_2$  в воздухе составляло 7% от современного, 550 млн лет тому назад, т.е. через 120 млн лет, оно увеличилось всего на 3% и равнялось 10% от современного уровня, то еще через 150 млн лет (400 млн лет тому назад) оно возросло в 10 раз и достигло современных значений. Но в это время только появились наземные растения и только начали выделять биогенный кислород.

Поэтому был сделан вывод о влиянии абиогенных процессов гранитизации базитового вещества на формирование кислородной атмосферы. В процессе метасоматического преобразования минералов меланократовых пород под воздействием флюидов происходило массовое образование новых минералов с большим молекулярным объемом (кварц, кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат) и меньшим удельным содержанием в них кислорода (рис. 4). Из 1 м<sup>3</sup> преобразуемой породы выделяется, согласно Ф.А. Летникову [Летников, 2006], от 1993 до 6808 молей кислорода. Установленные в геологической истории Земли мегациклы грани-

тизации коры хорошо коррелируют со значениями и периодами возрастания содержания кислорода в атмосфере (рис. 4).



**Рис. 4.** Изменение содержания свободного кислорода в атмосфере Земли, % от современного уровня [Клауд, 1983], и мегациклы гранитизации и гранитообразования [Пушкарев, 1990] (взято из работы [Летников, 2006])

**Fig. 4.** Changing of free oxygen content in the Earth atmosphere, % of the current level [Клауд, 1983], and megacycles of granitization and granite formation [Пушкарев, 1990] (taken from [Летников, 2006])

Упомянутая гипотеза не только определяет более правдоподобную версию изменения содержания кислорода в атмосфере былых эпох, но и подтверждает нарастание объема гранитизированной облегченной коры и, следовательно, ее «всплывание», обуславливающее подъем ее поверхности, что наблюдается сейчас. Если современный подъем поверхности материков связан с мегагранитизацией, то должен через некоторое время наблюдаться и процесс дальнейшего увеличения кислорода в атмосфере, что подлежит проверке с учетом техногенного его поглощения и активизации выхода на поверхность восстановленных газов.

Кроме того, полученный вывод позволяет предполагать, что кислородсодержащие атмосферы могут возникать лишь на планетах земного типа, **где происходят процессы гранитизации коры**. Из этого следует, что периодичность, активность и причины мегагранитизации должны быть предметом более углубленного изучения, так как они являются следствием и индикаторами аномальной дегазации и флюидизации верхней мантии и коры. **На основании результатов исследований, полученных**

**разными авторами, можно также заключить, что современная эпоха эволюции Земли длительностью до 5 млн лет обусловила активизацию дегазации Земли во всех ее проявлениях. Их комплексное изучение является важнейшей научной и прикладной задачей.**

## 7. Выводы

1. Земля сформировалась в протопланетном газопылевом облаке, в состав которого входили водород, вода, УВ, железо, никель, силикаты.

2. В протопланетных недрах в результате гравитационной дифференциации железа и никель, насыщенные водородом, постепенно образовали ядро, обогащенное водородом.

3. Восстановленные газы (водород, УВ и др.) являются исходной и наиболее глубокой формой летучих в недрах Земли.

4. Многие разнообразные данные позволяют сделать вывод о том, что в пределах низких широт Земли функционирует зона повышенной эндогенной активности и усиленной (по отношению к другим широтам) дегазации.

5. К сожалению, глубинные флюиды недоступны для прямого изучения. Исследование продуктов их взаимодействия с вмещающими породами, изучение изменений газов на разных этапах их выделения, геофизические данные о свойствах и параметрах геосред, результаты термодинамического моделирования, отдельные эксперименты позволяют сделать выводы о том, что исходное состояние глубинных геосред, вытекающее из их генезиса и условий формирования, их высокие термобарические параметры предопределяют аномальные термодинамические условия миграции флюидов. Пути миграции углеводородпроизводящих и рудных флюидов нередко идентичны или достаточно близки.

6. **Газо-флюидоперенос в недрах Земли, как предвидел В.И. Вернадский, достигает таких масштабов, что формирование месторождений отдельных полезных ископаемых является незначительной относительно тупиковой (и потому сохранившейся) ветвью этого грандиозного процесса.** (Достаточно еще раз напомнить, что объем выброшенного

газа при взрыве вулкана Кракатау оценивается в 100 трлн м<sup>3</sup>, что в 50 раз больше, чем добывается газа ежегодно на всей нашей планете! Грязевые вулканы Восточного Азербайджана за миллион лет извергли на поверхность не менее 175 трлн м<sup>3</sup> метана, в то время как разведанные запасы и прогнозные ресурсы газа этой территории составляют лишь доли процента от упомянутой выше естественной дегазации.)

**7. Комплексными детальными гидрогеологическими исследованиями во многих артезианских (нефтегазоносных) бассейнах платформенного типа доказано, что в связи с отсутствием региональных областей стока в них нет условий для стягивания с больших по площади территорий рассеянного в осадочных отложениях УВ к участкам формирования нефтегазоносных месторождений.** В этих бассейнах выделяется лишь два значимых источника водного (флюидного) питания: атмосферное (поверхностное) и глубинное, связанное с восходящей флюидной подпиткой водонапорных систем бассейнов. И то, и другое определяют существование ячеистых форм фильтрационного продуктивного пространства, преобладания вертикального переноса и соответствующего этому накопления вещества, включая УВ.

8. Идеи о «газово-тепловом дыхании» планеты, связанные с плюмовым режимом глубинных геосфер (жидкого внешнего ядра, мантии), находят многочисленные подтверждения. Однако анализ динамики развития орографии суши за последние 5 млн лет показывает, что есть и иные, более сложные, связи между континентальной корой и газотепловым режимом глубинных геосфер. Их влияние на развитие земной коры может быть весьма значительным и, следовательно, требует тщательного всестороннего изучения.

9. Заслуживает внимания и дальнейшей проверки гипотеза о влиянии абиогенных процессов гранитизации на обогащение атмосферы кислородом.

**10. Многочисленные и разносторонние исследования дегазации Земли и прежде всего миграции и накопления углеводородного комплекса соединений, развивающие идею В.И. Вернадского о**

**«газовом дыхании» планеты, все более убедительно показывают, что углеводородные проявления на планете являются глубинной производной дегазации и что их ресурсный потенциал постоянно возобновляется и достигает колоссальных объемов. Он не сопоставим с объемом биотического органического материала, накопленного планетой за все время функционирования биосферы.**

11. В этой связи попытку повысить значимость биотического углерода в формировании основных углеводородных ресурсов планеты путем привлечения глубинных термобарических и водородных факторов, в частности через рециклинг, использования «биологических меток» и «компонентов», изотопных показателей в нефтях (см. критику Т. Gold и др.) и т.п., со временем будут становиться все более сомнительными по мере роста понимания подавляющего превосходства глубинных источников УВ над их биотическими захороненными остатками, массового вовлечения углерода в карбонатный седиментогенез и все более глубокого изучения процессов восходящей миграции и преобразования глубинных флюидов.

12. В соответствии с новыми знаниями большинство нефтегазовых месторождений следует рассматривать как сложную длительно существующую трехчленную систему, состоящую из очага генерации УВ, путей их восходящей миграции и замыкающих ловушек (ловушки).

**13. С учетом представлений о глубинном генезисе УВ в практику изучения нефтегазоносности необходимо внедрять выявление и оценку очагов нефтегазопоступления в земную кору, путей и активности миграции УВ в этажной системе коллекторов земной коры. Важной является оценка современной подпитки месторождений и отработки такого режима их эксплуатации, чтобы эффект подпитки использовался оптимально для эффективной и длительной эксплуатации месторождений. Этих целей нельзя добиться без создания грамотной системы флюидомониторинга, разработки на основе широкого применения современных методов геофизики и данных флюидодинамики флюидодинамических моделей и опытно-экспериментального управления**

**эксплуатацией месторождения. Переход от парадигмы конечных статичных запасов месторождений к месторождениям как открытым возобновляемым системам должен сопровождаться новой методологией оценки месторождений и внедрения соответствующей системы управления их эксплуатацией.**

14. Наряду с интенсивным транспортом и преобразованием вещества, дегазация может приводить к таким эффектам, как землетрясения. И на стадии подготовки извержения вулканов (на примере вулканов Камчатки), и в зонах устойчивых очагов землетрясений (на примере Японии), транспорт водородного газа по каналам дегазации, его периодические скопления, термодинамическая неустойчивость, мощные взрывы образуют цепочку процессов, обеспечивающих сейсмическую активность ряда территорий.

15. Как отмечалось нами ранее (1-я статья [43]), создание технологии добычи газа в таких зонах может не только обеспечить значительное использование нового

энергосистемы, но и способствовать минимизации рисков от определенного класса землетрясений и газоактивного вулканизма. В этой связи следует вспомнить слова В.И. Вернадского, произнесенные им на 2-м Менделеевском съезде в 1911 г. Уже тогда он пророчески утверждал, что газы являются телами, с помощью которых можно прийти до представления о химии нашей планеты, а не только одной ее поверхностной пленки, изучить химию земного шара глубже его коры. И дело не только в одном научном интересе, а в том, что природный газ есть источник могучей энергии и эта энергия может быть разумно использована только тогда, когда будет научно изучена.

**16. Проявления вулканизма, алмазобразования, определенного класса землетрясений, миграции и накопления УВ, некоторых видов рудообразования и холодной дегазации являются, при всем различии масштабов и эффектов, родственными процессами, преобразующими все геосферы и обусловленными дегазацией нашей планеты.**

## Список литературы / References

1. Аникиев К.А. Геодинамическая теория сверхвысокой пластовой энергии разбуриваемых нефтегазоносных недр Земли. В кн.: *Дегазация Земли и геотектоника*. Москва: Наука, 1980. С. 205-217.

Anikiev K.A., 1980. Geodynamic theory of super high energy of drilled beds of oil-gas Earth interiors. Earth degassing and Geotektonics. Moscow: Nauka, 1980, p. 205-217 (in Russian).

2. Артюшков Е.В. Вертикальные движения земной коры на континентах как отражение глубинных процессов в коре и мантии Земли: геологические следствия. *Вестн. РАН*. 2012а. Т. 82, № 12. С. 1075-1091.

Artyushkov E.V., 2012a. Vertical movements of earth's crust on continents as reflection of deep earth's crust and mantle processes: geological consequences. *Vestnik RAN*, vol. 82, № 12, p. 1075-1091 (in Russian).

3. Артюшков Е.В. Новейшие поднятия земной коры как следствие инфильтрации в литосферу мантийных флюидов. *Геология и геофизика*. 2012б. № 6. С. 738-760.

Artyushkov E.V., 2012b. Newest elevations of earth's crust as a consequence of infiltration of mantle fluids into the lithosphere. *Geologiya i geofizika*, № 6, p. 738-760 (in Russian).

4. Будыко М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л. История атмосферы. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1985. 208 с.

Budyko M.I., Ronov A.B., Yanshin A.L., 1985. History of the atmosphere. Leningrad: Gidrometeoizdat, 208 p. (in Russian).

5. Вадковский В.Н. Субвертикальные скопления гипоцентров землетрясений – «сейсмические гвозди». *Вестн. ОНЗ РАН*. 2012. Т. 4. NZ1001. Vadkovskiy V.N., 2012. Subvertical clusters of earthquake hypocenters – «seismic nails». *Vestnik ONZ RAN*, vol. 4, NZ1001 (in Russian).

6. Валяев Б.М. Углеводородная дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений. *Геология нефти и газа*. 1997. № 9. С. 30-37.

Valyaev B.M., 1997. Hydrocarbon degassing of the Earth and genesis of oil-gas deposits. *Geologiya nefiti i gaza*, № 9, p. 30-37 (in Russian).

7. Всеволожский В.А. Основы гидрогеологии. Москва: Изд-во МГУ, 1991. 351 с.

Vsevologhskiy V.A., 1991. Fundamentals of Hydrogeology. Moscow: Izdatel'stvo MGU, 351 p. (in Russian).

8. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. Локализованные потоки глубинных углеводородных флюидов. В кн.: *Дегазация Земли: геодинамика*,



геофлюиды, нефть и газ. Москва: ГЕОС, 2002. С. 319-322.

Dmitrievskiy A.N., Valyaev B.M., 2002. Localized fluxes of deep hydrocarbon fluids. In: *Earth's degassing: geodynamics, geofluids, oil and gas*. Moscow: GEOS, 2002, p. 319-322 (in Russian).

9. Дюнин В.И. Гидрогеодинамика глубоких горизонтов нефтегазоносных бассейнов. Москва: Научный мир, 2000. 471 с.

Dyunin V.I., 2000. Hydrogeodynamics of deep horizons of oil-gas basins. Moscow: Nauchnyy Mir, 471 p. (in Russian).

10. Дюнин В.И., Корзун В.И. Гидрогеодинамика нефтегазоносных бассейнов. Москва: Научный мир, 2005. 524 с.

Dyunin V.I., Korzun V.I., 2005. Hydrogeodynamics of oil-gas basins. Moscow: Nauchnyy Mir, 524 p. (in Russian).

11. Зубков В.С., Бычинский В.А., Карпов И.К., Степанов А.Н. Термодинамическая устойчивость мантийных углеводородов. *Геология нефти и газа*. 2000. № 2. С. 59-63.

Zubkov V.S., Bychinsky V.A., Karpov I.K., Stepanov A.N., 2000. Thermodynamical stability of mantle hydrocarbons. *Geologiya nefiti i gaza*, № 2, p. 59-63 (in Russian).

12. Исаев В.П., Рукавишников И.И. О роли латеральной и вертикальной миграции при формировании залежей нефти и газа на юге Сибирской платформы. *Тр. ЗапСибНИГНИ*. 1977. Вып. 118. С. 8-15.

Isaev V.P., Rukavishnikov I.I., 1977. On the role of lateral and vertical migration in formation of oil and gas deposits in the south of Siberian Plate. *Trudy ZapSibNIGNI*, iss. 118, p. 8-15 (in Russian).

13. Карпов И.К., Зубков В.С., Бычинский В.А., Артеменко М.В. Детонация в мантийных потоках тяжелых углеводородов. *Геология и геофизика*. 1998. Т. 39, № 6. С. 754-762.

Karpov I.K., Zubkov V.S., Bychinsky V.A., Artemenko M.V., 1998. Detonation in mantle fluxes of heavy hydrocarbons. *Geologiya i geofizika*, vol. 39, № 6, p. 754-762 (in Russian).

14. Карта новейшей тектоники Северной Евразии. М-б 1:5 000 000 / гл. ред. Граков А.Ф. Москва: Мин-во природных ресурсов России, РАН, 1997.

Map of newest tectonics of North Eurasia. Scale 1:5 000 000 / Chief Ed: Grakov A.F. Moscow: Ministerstvo Prirodnich Resursov Rossii, RAN, 1997 (in Russian).

15. Клауд П. Биосфера. *В мире науки*. 1983. № 11. С. 102-113.

Klaud P., 1983. The Biosphere. *V mire nauki*, № 11, p. 102-113 (in Russian).

16. Козин А.Н. Влияние эндогенного фактора на формирование пластовых хлоридных вод. *Геология и геохимия горючих ископаемых*. 1978. Вып. 50. С. 16-22.

Kozin A.N., 1978. Influence of endogenic factor on the formation of chloride groundwater. *Geologiya i geochemiya goryuchich iskopaemych*, iss. 50, p. 16-22 (in Russian).

17. Коробов Ю.И., Малюшко Л.Д. Флюидодинамическая модель формирования залежей углеводородов. Теоретическая основа поисков месторождений нефти и газа. В кн.: *Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ*. Москва: ГЕОС, 2002. С. 360-362.

Korobov Yu.I., Malyushko L.D., 2002. Fluid-dynamical model of formation of hydrocarbon deposits. Theoretical base for gas and oil deposits exploration. In: *Earth's degassing: geodynamics, geofluids, oil and gas*. Moscow: GEOS, p. 360-362 (in Russian).

18. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза. *Геология руд. месторождений*. 2001. Т. 43, № 4. С. 291-307.

Letnikov F.A., 2001. Super-deep fluid systems of the Earth and problems of ore formation. *Geologiya rudnych mestorozhdeniy*, vol. 43, № 4, p. 291-307 (in Russian).

19. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза. *Геология и геофизика*. 2006. Т. 47, № 12. С. 1296-1307.

Letnikov F.A., 2006. Fluid regime of endogenic processes and problems of ore formation. *Geologiya i geofizika*, vol. 47, № 12, p. 1296-1307 (in Russian).

20. Лукин А.Е., Савиных Ю., Донцов В. О самородных металлах в нефтегазоносных кристаллических породах месторождения Белый Тигр (Вьетнам). *Геолог України*. 2007. № 2. С. 30-42.

Lukin A.E., Savinykh Yu., Dontsov V., 2007. On the native metals in oil-gas bearing crystalline rock deposit White Tiger (Vietnam). *Geolog Ukrainy*, № 2, p. 30-42 (in Russian).

21. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. Москва: Недра, 1980. 112 с.

Lutz B.G., 1980. Geochemistry of oceanic and continental magmatism. Moscow: Nedra, 112 p. (in Russian).

22. Макаренко А.Н. Космический фактор «избыточного» тепловыделения в недрах Земли и планет. Ст. 1. Космические ритмы в геологической летописи. *Геол. журн*. 2011а. № 3 (336). С. 116-130.

Makarenko A.N., 2011a. Cosmic factor of "excess" heat release in the Earth's and planets interiors. Paper 1. Cosmic rhythms in the geological

chronicle. *Geologichnyy zhurnal*, № 3 (336), p. 116-130 (in Russian).

23. Макаренко А.Н. Космический фактор «избыточного» тепловыделения в недрах Земли и планет. Ст. 2. Пространственно-временные закономерности распределения тепловыделяющих зон в недрах Земли. *Геол. журн.* 2011б. № 4 (337). С. 83-96.

Makarenko A.N., 2011b. Cosmic factor of "excess" heat release in the Earth's and planets interiors. Paper 2. Space-time regularities of heat-emission zones in the Earth's interiors. *Geologichnyy zhurnal*, № 4 (337), p. 83-96 (in Russian).

24. Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь: проблемы биовулканологии. Москва: Мысль, 1980. 196 с.

Markhinin E.K., 1980. Volcanos and the life: problems of biovolcanology. Moscow: Mysl', 196 p. (in Russian).

25. Нарсеев В.А. Промышленная геология золота. Москва: Научный мир, 1996. 243 с.

Narseev V.A., 1996. Commercial geology of gold. Moscow: Nauchnyy mir, 243 p. (in Russian).

26. Неотектоническая карта мира. М-б 1:15 000 000 / ред. Николаев Н.И., Кузнецов Ю.А., Неймарк А.А. Москва: Мингео СССР, Министерство высшего и среднего специального образования СССР, 1981.

Neotectonic map of the world. Scale 1:15 000 000 / Eds.: Nikolaev N.I., Kuznetsov Yu. A., Neymark A.A. Moscow: Mingeo SSSR, Ministerstvo vysshego i srednego spetsial'nogo obrazovaniya SSSR, 1981 (in Russian).

27. Перчук Л.Л. Флюиды в нижней коре и верхней мантии. *Вестн. МГУ. Сер. Геология.* 2000. № 4. С. 25-45.

Perchuk L.L., 2000. Fluids in the lower crust and upper mantle. *Vestnik MGU. Seriya Geologiya*, № 4, p. 25-45 (in Russian).

28. Поликарпов В.К., Ладнер Г.А. «Трубы» углеводородной дегазации как механизм возобновления месторождений углеводородов и базисная посылка для прогноза нефтегазоперспективных зон. В кн.: *Дегазация Земли: геотектоника, геодинамика, геофлюиды; нефть и газ; углеводороды и жизнь. Материалы Всерос. конф. с международным участием, посвященной 100-летию со дня рождения академика П.Н. Кропоткина*, 18-22 октября 2010 г. Москва: ГЕОС, 2010. С. 419-421.

Polikarpov V.K., Ladner G.A., 2010. "Pipes" of hydrocarbon degassing as a mechanism of renovation of hydrocarbon deposits and the base premise for the forecast of oil-gas prospective zones. In: *Earth's degassing: geotectonics, geodynamics, geofluids; oil and gas; hydrocarbons and the life. Proceedings of All-Russian and International Confer-*

*ence devoted to 100-anniversary of Academician P.N. Kropotkin*, 18-22 October, 2010. Moscow: GEOS, 419-421 (in Russian).

29. Портнов А.М. Самоокисление мантийного флюида и генезис кимберлитовых алмазов. *Докл. АН СССР.* 1982. Т. 267. С. 166-168.

Portnov A.M., 1982. Self-oxidation of mantle fluids and genesis of kimberlite diamonds. *Doklady AN SSSR*, vol. 267, p. 166-168 (in Russian).

30. Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора – мантия. Ленинград: Наука, 1990. 217 с.

Pushkaryov Yu.D., 1990. Megacycles in the evolution of the crust-mantle system. Leningrad: Nauka, 217 p. (in Russian).

31. Родкин М.В. Рециклинг углерода в зонах субдукции и роль процессов рециклинга в образовании месторождений углеводородов в преддуговых и задуговых бассейнах. В кн.: *Дегазация Земли и генезис углеводородных флюидов и месторождений.* М.: ГЕОС, 2002. С. 221-253.

Rodkin M.V., 2002. Carbon recycling in subduction zones and the role of recycling processes in formation of hydrocarbons in sub-arc and trans-arc basins. In: *Earth's degassing and genesis of hydrocarbon fluids and deposits.* Moscow: GEOS, p. 221-253 (in Russian).

32. Розин А.А. Подземные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна и их формирование. Новосибирск: Наука, 1977. 99 с.

Rozin A.A., 1977. Groundwaters of West-Siberian artesian basin and their formation. Novosibirsk: Nauka, 99 p. (in Russian).

33. Саркисян С.Г. Влияние флюидного и газового «дыхания» на постседиментационные преобразования осадочных толщ. *Тр. ВНИГРИ.* 1977. Вып. 21. С. 85-95.

Sarkisyan S.G., 1977. Influence of fluid and gas "breathing" on post-sedimentation transformations of sedimentary beds. *Trudy VNIGRI*, iss. 21, p. 85-95 (in Russian).

34. Семеновко Н.П. Кислородно-водородная модель Земли. Киев: Наук. думка, 1990. 248 с.

Semenenko N.P., 1990. Oxygen-hydrogen model of the Earth. Kiev: Naukova Dumka, 248 p. (in Russian).

35. Талиев С.Д. Пример влияния сейсмичности на вертикальную миграцию флюидов и размещение залежей углеводородов. *Тр. ВНИГРИ.* 1976. Вып. 387. С. 125-137.

Taliev S.D., 1976. Example of seismicity influence on the vertical migration of fluids and location of hydrocarbon deposits. *Trudy VNIGRI*, iss. 387, p. 125-137 (in Russian).

36. Федоров В.М. Особенности широтного распределения вулканических извержений. *Вулканология и сейсмология*. 2002. № 4. С. 39-43.

Fedorov V.M., 2002. Peculiarities of latitudinal distribution of volcanic eruptions. *Vulkanologiya i seismologiya*, № 4, p. 39-43 (in Russian).

37. Чекалюк Э.Б. Нефть в верхней мантии Земли. Киев: Наук. думка, 1967. 254 с.

Chekalyuk E.B., 1967. Oil in the upper mantle of the Earth. Kiev: Naukova Dumka, 254 p. (in Russian).

38. Чепиков К.Р., Ермолова Е.П., Медведева А.М. О миграции нефти в вендских и кембрийских отложениях Непско-Ботубобинской антеклизы. В кн: *Породы-коллекторы и миграция нефти*. Москва: Наука, 1980. С. 65-71.

Chepikov K.R., Yermolova E.P., Medvedeva A.M., 1980. On the migration of oil in the Vend and Cambrian deposits of Nepian-Botuobian anticline. In: *Rocks-collectors and oil migration*. Moscow: Nauka, p. 65-71 (in Russian).

39. Шаров В.И. Тектоническое землетрясение как неравновесный термодинамический процесс разрушения горных пород (к проблеме смены парадигмы сейсмологии). *Физика Земли*. 1993. № 5. С. 121-127.

Sharov V.I., 1993. Tectonic earthquake as a non-equilibrium thermodynamic process of rocks destruction (on the problem of changing the seismology paradigm). *Fizika Zemli*, № 5, p. 121-127 (in Russian).

40. Шестопалов В.М. Естественные ресурсы подземных вод платформенных артезианских бассейнов Украины. Киев: Наук. думка, 1981. 196 с.

Shestopalov V.M., 1981. Natural groundwater resources of platform artesian basins of Ukraine. Kiev: Naukova Dumka, 196 p. (in Russian).

41. Шестопалов В.М. Методы изучения естественных ресурсов подземных вод. Москва: Недра, 1988. 168 с.

Shestopalov V.M., 1988. Methods of studying groundwater natural resources. Moscow: Nedra, 168 p. (in Russian).

42. Шестопалов В.М., Макаренко А.Н. О некоторых результатах исследований, развивающих идею В.И. Вернадского о «газовом дыхании» Земли. Ст. 1. Поверхностные и приповерхностные проявления аномальной дегазации. *Геол. журн.* 2013. № 3 (344). С. 7-25.

Shestopalov V.M., Makarenko A.N., 2013. On some research results developing the idea of V.I. Vernadsky about the Earth's "gas breathing". *Geologichnyy zhurnal*, № 3 (344), p. 7-25 (in Russian).

43. Шнюков Е.Ф., Краюшкин В. А. О природе нефти. *Геол. журн.* 1999. № 1 (287). С. 109-119.

Shnyukov E.F., Krayushkin V.A., 1999. On the nature of oil. *Geologichnyy zhurnal*, № 1 (287), p. 109-119 (in Russian).

44. Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J., 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 205, № 3-4, p. 295-308 (in English).

45. Ferry J.M., 1994. A historical review metametics fluid flow. *J. Geoph. Research*, vol. 99. p. 15487-15498 (in English).

46. Glukhovsky M.Z., Moralev V.M., 1994. Hot Belts of Venus and the Early Earth: Abstracts of the 25th Lunar and Planetary Science Conference, held in Houston, TX, 14-18 March 1994, p. 431-432 (in English).

47. Karato S., 1990. The role of hydrogen in the electrical conductivity of the upper mantle. *Nature*, vol. 347, p. 272-273 (in English).

48. Kelbert A., Schultz A., Egbert G., 2010. Global electromagnetic induction constraints on transition-zone water content variations. *Nature*, vol. 460, p. 1003-1006 (in English).

49. Makarov V.I., 1995. Neotectonics and geodynamics of mountain systems of Central Asia. *Quaternary Intern.*, vol., 25, p. 19-23 (in English).

50. Ohtani E., Shibazaki Y., Terasaki H.G, 2009. Distribution of Hydrogen in the Deep Earth and its Role in Earth's dynamics (Invited). American Geophysical Union, Fall Meeting 2009, San Francisco, USA / Eos Trans. AGU, 90(52), Fall Meet. Suppl., abstract № V14C-01 (in English).

51. Schmitt-Kopplina P., Gabelicab Z., Gougeonc R.D. et al., 2010. High molecular diversity of extraterrestrial organic matter in Murchison meteorite revealed 40 years after its fall: Proceeding. Natl. Acad. Sci. USA, vol. 107, № 7, p. 2763-2768 (in English).

52. Seidler E., Jacoby W.R., Cavsak H., 1999. Hotspot distribution, gravity, mantle tomography: evidence for plumes. *J. Geodynamics*, vol. 27, № 4-5, p. 585-608 (in English).

53. Steele A., McCubbin F.M., Fries M. et al., 2012. A reduced organic carbon component in martian basalts. *Science*, vol. 337, № 6091, p. 212-215 (in English).

54. Stevenson D.J., 1977. Hydrogen in the Earth's core. *Nature*, vol. 268, p. 130-131 (in English).

Статья поступила  
30.07.2014

## ТЕКТОНІКА І ПОХОДЖЕННЯ ВОЛИНСЬКОГО ПАЛЕОЗОЙСЬКОГО ПІДНЯТТЯ

**Г.В. Мельничук**

*(Рекомендовано канд. геол.-мінерал. наук В.Я. Великановим)*

*Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна, E-mail: 4a0n8r8a@gmail.com  
Аспірант.*

Охарактеризовані внутрішня будова, формації та етапи тектонічного розвитку Волинського палеозойського підняття – складної, контрастної і структури південно-західної частини Східноєвропейської платформи, що має довготривалий розвиток.

*Ключові слова:* формації, яруси, Волинське палеозойське підняття, деформаційні структури.

## TECTONICS AND THE ORIGIN OF VOLYNIAN PALEOZOIC RISING

**G.V. Melnychuk**

*(Recommended by candidate of geological-mineralogical sciences V.Ya. Velikanov)*

*Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine.*

*E-mail: 4a0n8r8a@gmail.com*

*Postgraduate.*

Analyzes the internal structure, formation and development stages of tectonic uplift of Volyn Paleozoic rise – complex and contrasting long evolving structure southwestern part of the East European platform.

*Key words:* formation, longlines, Volynian Paleozoic rising, deformation structure.

## ТЕКТОНІКА И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ВОЛЫНСКОГО ПАЛЕОЗОЙСКОГО ПОДНЯТИЯ

**Г.В. Мельничук**

*(Рекомендовано канд. геол.-мінерал. наук В.А. Великановым)*

*Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна, E-mail: 4a0n8r8a@gmail.com  
Аспірант.*

Охарактеризовані внутрішнє строєння, формації і етапи тектонічного розвитку Волинського палеозойського підняття – складної, контрастної і довго розвиваючої структури юго-західної частини Східноєвропейської платформи.

*Ключевые слова:* формації, яруси, Волинське палеозойське підняття, деформаційні структури.

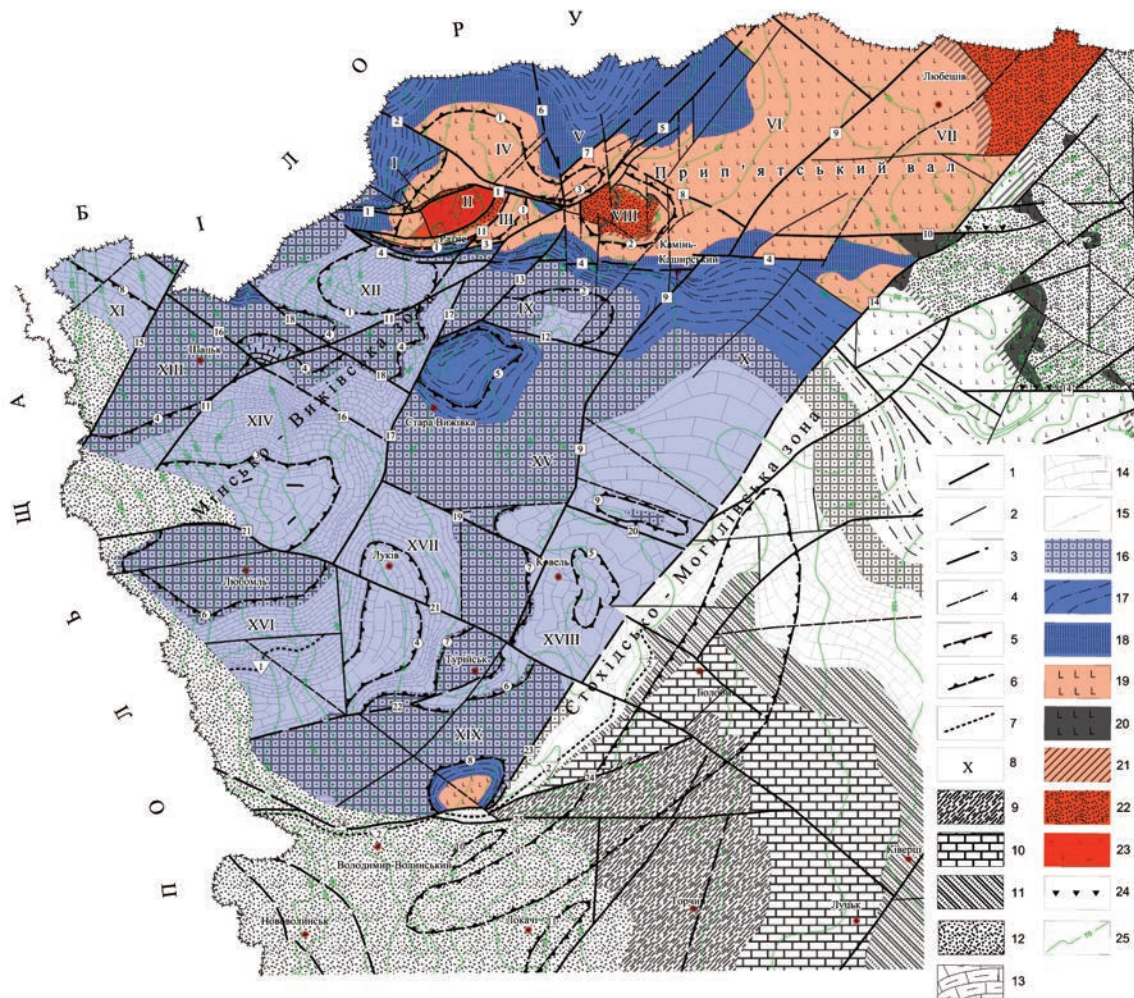
### **Вступ**

Волино-Подільське підняття (ВППд) знаходиться у північно-західній частині Волино-Подільської плити та охоплює прикордонні території України, Польщі і Білорусі в межах аркушів М-34-VI (Влодава), М-35-I (Камінь-Каширський), М-35-VII (Ковель), М-34-XII

(Хелм), М-35-II (Любешів). Від суміжних тектонічних елементів плити ВППд відрізняється відсутністю в його будові відкладів від середнього девону по нижню юру включно, більшою порівняно з прилеглими структурами деформованістю домезозойських утворень, особливостями формаційного

складу і віку порід кристалічного фундаменту. ВППд межує на півдні з Львівсько-Люблінським палеозойським прогином (ЛЛППр) по Володимир-Волинському регіональному розлому. З південного сходу його обмежує Могилів-Стохідська тектонічна зона, відділяючи від Волино-Подільської монокліналі. Вздовж тектонічних обмежень ВППд спостерігаються градієнтні зони абсолютних позначок поверхні домезозойських утворень і гравімагнітного поля. При цьому пенепленізована поверхня протерозойсько-палеозойських утворень характеризується поступовим пониженням

абсолютних позначок від +100 м у північно-східній частині ВППд до -180 м – у його західній частині. На ній місцями збереглися доюрські кори вивітрювання. На півночі ВППд поступово переходить в Брестську западину через систему брахіформних і горстово-грабенових структур Північно-Української зони тектонічної активізації, яка на останній тектонічній карті України [Тектонічна..., 2007] розглядається як самостійний елемент районування. На заході його межа умовна і відповідає східному контуру поширення карбону у люблінській частині ЛЛППр (див. рисунок).



### Тектонічна схема Волинського палеозойського підняття та його обрамлення

1-4 – розривні порушення: 1 – головні достовірні, 2 – головні ймовірні, 3 – другорядні достовірні, 4 – другорядні ймовірні (цифри в квадратах: 1 – Лагожанський, 2 – Кортельський, 3 – Ратнівський, 4 – Південно-Ратнівський, 5 – Щитинський, 6 – Сірчанський, 7 – Катуський, 8 – Броницький, 9 – Камінь-Каширський, 10 – Полицький, 11 – Кримнівський, 12 – Датинський, 13 – Замшанський, 14 – Новочервицанський, 15 – Пульминецький, 16 – Заболоттвський, 17 – Теклинський, 18 – Гранський, 19 – Смідинський, 20 – Стебленський, 21 – Любомльський, 22 – Кратський, 23 – Туличівський, 24 – Володимир-Волинський, 25 – Красноставський, 26 – Кухітсько-Вольський,

27 – Більський); 5-7 – плікативні структури: 5 – брахіантикліналі (цифри в кружках: 1 – Ратнівська, 2 – Хотешівська, 3 – Катуська, 4 – Шацька, 5 – Теклінська, 6 – Любомльська, 7 – Турійська, 8 – Оваднівська, 9 – Кричевицька, 10 – Володимирська, 11 – Локачівська); 6 – брахісинкліналі (цифри в кружках: 1 – Заліська, 2 – Дошнівська, 3 – Головнянська, 4 – Ладинь-Смідинська, 5 – Білашівська, 6 – Соловицька, 7 – Підгородна, 8 – Криливецька, 9 – Бубно-Голобська); 7 – флексури (цифри в трикутниках: 1 – Мосирська, 2 – Устилуг-Голобська); 8 – тектонічні блоки, обмежені головними розломами: I – Дівинський, II – Гірницький, III – Поступельський, IV – Річицько-Бродівський, V – Щедрогірський, VI – Катуський, VII – Любешівський, VIII – Хотешівський, IX – Веригинський, X – Полицький, XI – Томашівський, XII – Заліський; XIII – Нікольський, XIV – Головнянський, XV – Чевельський, XVI – Любомльський, XVII – Луківський; XVIII – Ковельський; XIX – Оваднівський; 9 – глинисто-піщовикова вугленосна формація ( $C_1 ol, vl us, pr, iv, ls, bz, mr$ ) нижньокам'яновугільного структурного ярусу; 10-15 – формації верхньо-середньодевонського структурного ярусу: 10 – карбонатно-теригенна, місцями моласова ( $C_1 ol, hr, kl; D_3 vv, zpb, lt$ ), 11 – карбонатна ( $D_3 rt, mt, zl, rm$ ), 12 – теригенно-сульфатно-карбонатна ( $D_3 pb, D_2 bt, kr, pd, vm, pl, lp$ ); 13-15 – формації ордовіцько-нижньодевонського структурного ярусу: 13-14 – глинисто-карбонатна (13 – сіроколірна граптолітова вапняково-аргілітова підформація ( $D_1 sl, S_2-D_1 tm, S_2 gč, ml, nv, ol, zb, tr, gr, S_1 kl$ ), 14 – вапнякова підформація ( $S_2 ks, rd, vt, lg, gr, tr, sb, S_1 kr, šg$ ), 15 – конгломерат-піщовикова-вапнякова ( $O_2 gr, O_1 sm_1$ ), вапнякова ( $O_2 pč, O_1 sm_2$ ); 16-18 – формації верхньовендсько-кембрійського структурного ярусу: 16 – трансгресивна глинисто-піщовикова ( $E_3 vr, E_2 gt, lc, E_2 or, dm, lb, sv$ ), глинисто-піщовикова з глауконітом ( $E_1 rv, st$ ), 17 – алевроліт-піщовикова строкатоколірна ( $V_2 žt, rk$ ), 18 – вулканоміктова глинисто-конгломерат-піщовикова ( $V_2 kl, rz, bz$ ); 19-22 – формації рифейсько-нижньовендського структурного ярусу: 19 – трапова ефузивна ( $V_1 zb, bb, lč, zr, jk$ ), 20 – трапова інтрузивна ( $vV_1 ht$ ), 21 – кластогенно-глинисто-піщовикова ( $V_1 gb, br$ ), 22 – червоноколірна глинисто-піщовикова ( $R_{2-3} rm, R_3 pc, zb$ ); 23 – нижньопротерозойські формації кристалічного фундаменту: гнейсова ( $PR_1 gn$ ), ортоамфіболітова (am  $PR_1 gr$ ), гнейсовидних гранітоїдів (qm- $\gamma\delta$ - $\gamma$ - $\gamma$ -m  $PR_1 km$ ); 24 – меланж складного походження (брекчієпрояви); 25 – ізолінії домезозойської поверхні. Волинське палеозойське підняття показано кольорами

### Tectonic scheme of Volyn Paleozoic Rising and its framing

1-4 – faults: 1 – the main valid, 2 – main probable, 3 – end Secondary valid, 4 – end Secondary probable (the numbers in the squares: 1 – Lagozhansky, 2 – Kortelsky, 3 – Ratnivsky, 4 – West-Ratnivsky, 5 – Schitinsky, 6 – Sirchansky, 7 – Katushsky, 8 – Bronnitsky, 9 – Kamin-Kashira, 10 – Politsky, 11 – Krimnivsky, 12 – Datinsky, 13 – Zamshansky, 14 – Novochervyschansky, 15 – Pulminetsky, 16 – Zabolotivsky, 17 – Teklinsky, 18 – Gransky, 19 – Smidinsky, 20 – Steblensky, 21 – Lyubomlsky, 22 – Kratsky, 23 – Tulichivsky, 24 – Volodymyr-Volynskiy, 25 – Krasnostavsky, 26 – Kuhotskovolsky, 27 – Bilsky); 5-7 – plicated structure: 5 – brachyantyclines (numbers in circles: 1 – Ratnenska, 2 – Hoteshivska, 3 – Katushska, 4 – Shacka, 5 – Teklinska, 6 – Lyubomlska, 7 – Turiyiska, 8 – Ovadnivska, 9 – Krychevytska, 10 – Volodumirivska, 11 – Lokachivska); 6 – brachysinclines (figures in circles: 1 – Zalisynska, 2 – Doshnivska, 3 – Holovnyanska, 4 – Ladin-Smidenska, 5 – Bilashivska, 6 – Solovytska, 7 – Podgorodna, 8 – Krylyvetska, 9 – Bubno-Holobska); 7 – flexures (the numbers in the triangle: 1 – Mosyrka, 2 – Ustylug-Holobska); 8 – tectonic blocks that bounded by major faults: I – Divynsky, II – Girnitsky, III – Postupelsky, IV – Richytsko-Brodivsky, V – Schedrohirsky, VI – Katusky, VII – Lyubeshovsky, VIII – Hoteshivsky, IX – Veryhynsky, X – Polytsky, XI – Tomaszewsky, XII – Zalisynsky, XIII – Nikolsky, XIV – Holovnyansky, XV – Chevelsky, XVI – Lyubomlsky, XVII – Lukivsky, XVIII – Kovelsky, XIX – Ovadnivsky; 9 – formation of clay-sandstone-coal-bearing ( $C_1 ol, vl us, pr, iv, ls, bz, mr$ ) structural storey of lower Carboniferous; 10-15 – formation of structural storey of upper-middle Devonian: 10 – carbonate-siliciclastic, places molasa ( $C_1 ol, hr, kl; D_3 vv, zpb, lt$ ), 11 – carbonate ( $D_3 rt, mt, zl, rm$ ), 12 – terrigenous-sulfate-carbonate ( $D_3 pb, D_2 bt, kr, pd, vm, pl, lp$ ); 13-15 – formation of structural storey of Ordovician-lower Devonian: 13-14 – clay-carbonate (13 – under formation of grey graptolite-limestone-argillites ( $D_1 sl, S_2-D_1 tm, S_2 gč, ml, nv, ol, zb, tr, gr, S_1 kl$ ), 14 – under formation of limestones ( $S_2 ks, rd, vt, lg, gr, tr, sb, S_1 kr, šg$ ), 15 – conglomerate-sandstones-limestone ( $O_2 gr, O_1 sm_1$ ), limestones ( $O_2 pč, O_1 sm_2$ ); 16-18 – formation of structural storey of upper Vendian-Cambrian: 16 – transgressive clay-sandstone ( $E_3 vr, E_2 gt, lc, E_2 or, dm, lb, sv$ ), clay-sandstone with glauconite ( $E_1 rv, st$ ), 17 – siltstone-sandstone, motley ( $V_2 žt, rk$ ), 18 – volcanoclastic clay-conglomerate-sandstone ( $V_2 kl, rz, bz$ ); 19-22 – formation of structural storey of lower Vendian – Riphean: 19 – traps effusive ( $V_1 zb, bb, lč, zr, jk$ ), 20 – intrusive traps ( $vV_1 ht$ ), 21 – clastogenic-clay-sandstone ( $V_1 gb, br$ ), 22 – by red clay-sandstone ( $R_{2-3} rm, R_3 pc, zb$ ); 23 – formations of basement of lower proterozoic: gneiss ( $PR_1 gn$ ), orthoamphibolites (am  $PR_1 gr$ ), gneissose granites (qm- $\gamma\delta$ - $\gamma$ - $\gamma$ -m  $PR_1 km$ ); 24 – melange of sophisticated origin (breccia manifestations); 25 – isolines of the pre mesozoic to the surface. Volyn Paleozoic Rising displayed colors

Досліджувана структура спочатку була відомою як Брест-Ковельське (Г.Х. Дікенштейн), Волино-Брестське підняття (П.Л. Шульга), а пізніше через невідповідність географічного положення і часу становлення В.М. Шестопаловим [Шестопалов, 1971], Б.І. Власовим, Б.Я. Воловник [Геотектоніка..., 1990] була перейменована у Волинське палеозойське підняття.

Останніми роками інтерес до тектоніки ВППД зріс у зв'язку з його ключовою роллю в розумінні геодинаміки північно-західної частини Волино-Подільської плити в протерозої і палеозої. Разом з тим питання про його геологічні межі, структурні і формаційні особливості, тектонічну природу до теперішнього часу залишаються до кінця не з'ясованими і дискусійними [Геотектоніка...,

1990; Мельничук, 2014; Тектонічна..., 2007; Шестопалов, 1971]. Для розширення існуючих уявлень про геологічну будову та історію розвитку ВВПд виникла потреба в узагальненні попередніх і новітніх геологічних матеріалів на засадах структурно-формаційного аналізу. Актуальність виконаного дослідження зумовлена ще й тим, що у ВВПд виявлені численні прояви самородної міді з супутньою благороднометалевою мінералізацією [Приходько та ін., 2010], а також прояви поліметалів і вуглеводнів, для оцінки перспективності яких потрібна надійна тектонічна основа.

Структурно-формаційний аналіз і тектонічне районування домезозойських утворень ВВПд виконували в різний час автори геологозйомочних звітів з глибинного геологічного картування (В.Л. Приходько та ін., 1988; В.Ф. Судовцев та ін., 1990), групової геологічної зйомки (Я.О. Косовський, 1992; Ф.О. Гречко, В.Г. Мельничук та ін., 2005) та геологічного довивчення площ (Ф.О. Гречко, В.Г. Мельничук та ін., 2008) в межах окремих аркушів масштабів 1:200 000 та 1:50 000. Наукове узагальнення результатів структурно-формаційних побудов цих авторів для ВВПд як цілісної тектонічної структури не здійснювалось і в літературних джерелах не висвітлювалось. Розглянуті в даній статті результати структурно-формаційного аналізу домезозойських утворень ВВПд базуються на усталених методичних засадах, розроблених для платформ вітчизняними дослідниками [Геотектоника..., 1990; Знаменская, Чебаненко, 1985; Тектонічна..., 2007; Шестопалов, 1971] з урахуванням праць по цій тематиці зарубіжних вчених [Геология..., 2001].

### **Структурно-формаційні яруси ВВПд та його обрамлення**

В будові ВВПд приймають участь палеопротерозойський кристалічний фундамент і мезопротерозойсько-палеозойський структурний поверх осадового чохла, поховані під потужними (до 300 м) відкладами кам'яновугільної (на західному обрамленні), юрської, крейдової, палеогенової та четвертинної систем. Кристалічний фундамент ВВПд загалом молодший за віком, має суттєві відмінності у формаційному складі та більш напружену блокову деформаційну

структуру, ніж фундамент в його обрамленні [Мельничук, 2014].

Мезопротерозойсько-палеозойський поверх чохла у ВВПд поділяється на три структурно-формаційних яруси: рифейсько-нижньовендський, верхньовендсько-кембрійський, ордовицько-нижньодевонський, які відрізняються між собою формаційним складом, деформованістю і структурними планами. В будові обрамлення ВВПд, окрім того, виокремлені середньо-верхньодевонський та нижньокам'яновугільний яруси, що відсутні у ВВПд і своїм поширенням окреслюють ЛЛППр прогин. Нижньокам'яновугільні відклади, що перекривають ВВПд з південного заходу, залягають на різних формаціях верхньовендсько-кембрійського та ордовицько-нижньодевонського ярусів з чітким стратиграфічним і структурним (кутовим та азимутальним) неузгодженнями.

**Архейсько-палеопротерозойський (ранньокарельський) кристалічний фундамент в обрамленні ВВПд** розкритий тільки одиничними свердловинами. Його прийнято [Геотектоника..., 1990; Тектонічна..., 2007] відносити до таких структурних елементів: Львівського блока – на півдні, Волино-Поліського (Осницько-Мікашевицького) вулканоплутонічного поясу – на південному сході, Білорусько-Прибалтійського гранулітового поясу – на північному заході. З північного сходу фундамент ВВПд ідентифікується з Центральнобілоруською шовною зоною (ЦБШЗ), яка на південний захід поширюється, вірогідно, аж до границі Східноєвропейської платформи.

У Львівському блоці кристалічний фундамент опущений в південно-західному і південному обрамленнях ВВПд до абсолютних позначок – 1500-4000 м. Тут, на південь від Володимир-Волинського розлому в інтервалі глибин 3977-3920 м свердловиною Володимир-Волинська-1 розкриті біотитові і біотит-амфіболові сланці, а також гіперстен-роговообманкові породи [Геотектоника..., 1990]. Останні, на наш погляд, можуть бути зіставлені з гранулітами нижньоархейської дністровсько-бузької серії [Кореляційна..., 2004]. За геофізичними даними тут також можливе поширення габроїдів юрїївського і гранітоїдів тетіївського комплексів пізнього архею [Кореляційна..., 2004].

Найближче до ВППд у межах Волино-Поліського (Осницько-Мікашевицького) вулканоплутонічного поясу у свердловині Луцьк-1 на глибині 2404,0 м розкриті бластомілоніти граніту, а у св. 2191 на глибині 1178,0-1193,5 м – крупнозернисті рожево-сірі граніти [Геотектоника..., 1990], порівнянні з гранітоїдами осницького інтрузивного комплексу (2000-1980 млн років) Українського щита [Кореляційна..., 2004]. За геофізичними даними тут також ймовірно поширення лептитів нижньопротерозойської клесівської серії.

Простягання гравімагнітних аномалій у Львівському блоці свідчить про переважаючий північно-західний, а у Волино-Поліському вулканоплутонічному поясі – північно-західний структурний план тутешніх елементів фундаменту.

**Палеопротерозойський (пізньокарельський) кристалічний фундамент ВППд** на домезозойську поверхню виступає в межах України в ядрі Ратнівської брахіантикліналі, а за її межами – в ядрах Славатицької (Польща) і Хотиславської (Білорусь) антикліналей. Максимальна абсолютна позначка його поверхні (20 м) фіксується в Ратнівській брахіантикліналі (с. Гірники).

В межах розкритих свердловинами виступів субстратом фундаменту є гнейсова і ортоамфіболітова (гірницька асоціація) формації палеопротерозойського віку, які збереглися у вигляді останців серед формації гнейсовидних гранітоїдів (комаровська асоціація).

Гнейсова формація за геофізичними даними поширена по всій території досліджень і складена гнейсами, лептитоподібними гнейсами, кристалічними сланцями. Абсолютний вік гнейсів визначений прямим термоіонним методом по цирконах, коливається в межах 1,92-1,90 млрд років [Мельничук..., 2014].

Ортоамфіболітова формація представлена амфіболітами, які зберігають ознаки основних плутонічних порід. Дані породи метаморфізовані в амфіболітовій фації і мігматизовані.

До формації гнейсовидних гранітоїдів належать гнейсуваті і порфіробластові породи: кварцові діорити, гранодіорити, біотитові граніти, а також лейкограніти та мігматити. Вік цих порід, визначений по цирконах пря-

вим термоіонним методом, коливається в межах 1,89-1,54 млрд років [Мельничук, 2014], що узгоджується з часом утворення гранітоїдів бобовнянського і вигонівського комплексів ЦБШЗ [Геологія..., 2001], на продовженні якої знаходиться ВППд.

Гнейсовидні гранітоїди прорвані дайками мікрогабро добровської асоціації.

**Рифейсько-нижньовендський (ранньобайкальський) ярус** осадового чохла широко виступає на домезозойську поверхню в брахіантикліналях Прип'ятського і Турійського валів. Даний ярус включає два під'яруси: рифейський і нижньовендський.

**Рифейський під'ярус** є базальним у чохла Волино-Подільської плити. Він представлений поліською серією (глинисто-пісковою червоноколірною формацією), що виповнює авлакогенний Волино-Поліський прогин. Положення абсолютної позначки її покрівлі змінюється від +50 до –1250 м. Порооди даної формації виступають на домезозойську поверхню в ядрах Ратнівської і Хотешівської антикліналей, де залягають з різким неузгодженням на гетерогенному кристалічному фундаменті. Розріз поліської серії (потужністю до 840 м) складений трьома світами – ромейківською, полицькою, жобринською, і загалом відповідає північно-західній крайовій і центральній частинам Волино-Поліського прогину [Геотектоника..., 1990].

**Нижньовендський під'ярус** представлений потужною (до 575 м) теригенно-вулканогенною волинською серією, палеоструктури якої мають поперечний до Волино-Поліського прогину північно-західний структурний план. В його основі з неузгодженням залягає базальна кластогенно-глинисто-пісковова формація (горбашівська, локально бродівська світи). Трапова формація, що лежить вище, належить до Брестсько-Волинської структурно-фаціальній зони (СФЗ) Біловезько-Подільської трапової провінції і поділяється на Західну, Центральну і Східну підзони. Вона включає підформації олівінових базальтів (заболоттівська світа), толейтових базальтів (бабинська та лучичівська світи), титанистих плато-базальтів (якушівські і зорянські верстви ратнівської світи). З титанистими ефузивами якушівських верств, ймовірно, комагматично пов'язані субвулканічні сили підформації титанистих



габро-долеритів раннього венду, що поширені у рифейському структурному під'ярусі. В трапах містяться стратиформні поклади самородної міді із супутньою благородно-металевою мінералізацією [Приходько та ін., 2010]. В межах ВППд поширені переважно трапові комплекси Західної і Центральної структурно-фаціальних підзон, які характеризуються максимальною повнотою трапового розрізу і найширшим розвитком ефувивних фацій.

**Верхньовендсько-кембрійський (пізньобайкальський) ярус** (близько 900 м) представлений теригенними формаціями, що характеризують різні стадії і фаціальні зони розвитку Дністровського перикратонного прогину, але не відображають тектонічної активності ВППд. Вулканоміктова глинисто-конгломерат-пісковикова (бузацька, розницька та колківська світи) формація на досліджуваній території є фрагментом латерального ряду трансгресивного зміщення прибережно-морських фацій Одесько-Ковельської затоки. Центральна і західна частини ВППд по відношенню до цієї затоки були сушею. Алевроліт-глинисто-пісковикова строкатоколірна формація (канилівська серія) в Чевельському, Голованьському, Нікольському, Луківському та Любомльському блоках з глибоким розмивом залягає на траповій формації нижнього венду, що свідчить про трансгресивне розширення Одесько-Ковельської затоки на захід. Глинисто-пісковикова (з глауконітом) формація відповідає морським (затоким) відкладам Ковельсько-Рівненської СФЗ балтійської серії нижнього кембрію. Трансгресивна глинисто-пісковикова формація включає бережківську, смолярську і кратівську серії кембрію, які в Капленсько-Бродівській і Страдецько-Ухивецькій СФЗ [Легенда..., 1995] Дністровського перикратонного прогину характеризують різні фаціальні умови шельфу, що поглиблювався на захід. В кембрійських відкладах досліджуваного району поширена сфалерит-галенітова мінералізація, а серед на шарувань кембрію, ордовіку і силуру трапляються виділення бітуму.

**Ордовіцько-нижньодевонський (каледонський) ярус** на домезозойському зрізі складає ядра синформних структур. В основі ярусу знаходиться малопотужна (до 4 м)

конгломерат-пісковикова-вапнякова формація нижнього ордовіку. Нижньо- та середньордовіцькі відклади, представлені виживською серією, віднесені до вапнякової формації. Основний об'єм ярусу припадає на глинисто-карбонатну формацію силуру – нижнього девону, в будові якої тектонічна активність ВППд також не відображена. В системі Дністровського перикратонного прогину зазначені формації у Львівсько-Коломийській СФЗ [Легенда..., 1995] мають значну (до 745 м) загальну потужність, глинисту доміную і характеризують геодинамічні умови континентального схилу (граптолітова вапняково-аргілітова підформація), а у Ковельсько-Хотинській СФЗ – порівняно меншу (190-365 м) потужність, переважно вапняковий склад і відкладались в умовах шельфу, рифогенних споруд та мілководдя (вапнякова підформація). З сіроколірною граптолітовою вапняково-аргілітовою підформацією силуру нижнього девону, на думку автора, можуть бути пов'язані перспективи на сланцевий газ.

**Середньо-верхньодевонський (ранньогерцинський) ярус** (до 1200 м) репрезентують відсутні у ВППд осадові формації ЛЛППр (знизу вгору): середньо-верхньодевонська теригенно-сульфатно-карбонатна, верхньодевонська карбонатна морська та верхньодевонсько-нижньокам'яновугільна (по нижній візі включно) карбонатно-теригенна (місцями моласова) формації. Нижня з них зі стратиграфічним і азимутальним неузгодженнями залягає на різновікових товщах нижнього девону та силуру, а верхня в обрамленні ВППд містить конгломерати загальною потужністю близько 300 м (літовезька, західнобутьська та володимирволинська світи), для яких областю живлення в пізньому девоні було, очевидно, саме ВППд. Каолінітові теригенні відклади нижньовізейської куличківської світи, що вінчає ярус, відображають процеси утворення кори вивітрювання, які, ймовірно, відбувались на території ВППд на межі девону і карбону.

**Нижньокам'яновугільний (пізньогерцинський) ярус** (до 980 м) належить до ЛЛППр і своїм поширенням окреслює ВППд з півдня та заходу. Його складає глинисто-пісковикова вугленосна формація середньовізейсько-башкирського віку, яка з боку

ЛЛППр з чітким стратиграфічним і структурним (кутовим та азимутальним) неузгодженнями трансгресивно перекриває різні структурно-стратиграфічні рівні верхньовендсько-кембрійського та ордовицько-нижньодевонського ярусів ВППд, консервуючи розглянуті нижче ранньогерцинські складчасто-блокові структури. Нашарування ярусу мають слабкий моноклінальний нахил на південь та південний захід і місцями зміщені розломами, відновленими у пізньогерцинську фазу тектогенезу.

**Меланж складного генезису (mD<sub>3</sub>-J<sub>2</sub>)** уворює окремі субвертикальні тіла в зонах розломів субширотного простягання в основному у східному обрамленні ВППд (Кухітсько-Вольський, Серхівський, Чорторійський, Куликовицький брекчієпрояви, що інтерпретувались [Геотектоника..., 1990] як вибухові та одне тіло в межах ВППд – Поступельський брекчієпрояв). Повсюди навколо брекчієвих тіл і серед самих брекчій фіксуються зони мілонітизації і дзеркала ковзання. Цемент меланжу теригенний. В будові меланжу приймають участь уламки (від жорстких до брилових) найрізноманітніших порід, в тому числі доломітів, вапняків з фауною та вапнистих пісковиків із залишками рослин, ймовірно, середньодевонського віку, аналоги яких знаходяться в автохтонному заляганні серед нашарувань мезопротерозойсько-палеозойського чохла району. Меланж подекуди консервується середньовисхідною карбонатно-теригенною товщею.

### **Деформаційна структура ВППд та його обрамлення**

Деформаційна структура кристалічного фундаменту ВППд визначається його дрібноблоковою будовою (всього виділяється 19 основних тектонічних блоків) і є загалом складнішою, ніж в обрамленні підняття. Про це свідчать сильніша диференційованість гравімагнітного поля і помітно більша кількість розривних порушень північно-східного простягання в межах ВППд. Геологічні тіла і гнейсуватість порід у кристалічному фундаменті мають переважно північно-східне простягання і круті кути падіння. В місцях розривних порушень кристалічні породи зазнали подрібнення, мілонітизації і діафрагми.

Деформаційна структура розглянутих вище рифейсько-нижньовендського, верхньовендсько-кембрійського та ордовицько-нижньодевонського ярусів у межах ВППд в загальних рисах спільна і визначається поширенням пологих брахіформних складок і крутонахилених розривних порушень діагональних та ортогональних систем. Однак рифей-нижньовендські утворення порушені розломами і тріщинами загалом сильніше. Розривні порушення серед них, як правило, залічені гідротермальними мінералами, а зміщення границь стратонів нижнього венду в ряді випадків не поширюються у відклади верхнього венду, які залягають на різних стратиграфічних рівнях нижнього венду трансгресивно і з глибоким розмивом.

**Плікативні структури** ВППд представлені пологими брахіантикліналями (горст-антикліналями), брахісинкліналями (мульдами), сідловинами, флексурами, монокліналями. Ці структури не завжди проявляють тісний зв'язок з блоковою тектонікою. Окремі розломи, горсти і грабени по відношенню до них мають накладений характер. Загалом, плікативні структури належать до складок штампового типу і відображають вертикальні переміщення тектонічних блоків, у межах яких вони знаходяться.

Найбільшими позитивними плікативними структурами, ускладнюючими ВППд, є Прип'ятський і Турійський вали, побудовані низкою брахі- і горст-антиклиналей – Ратнівською, Хотешівською, Теклинською, Оваднівською та ін. Порівняно великими плікативними структурами є також Шацька і Любомльська антиклиналі, негативними – Головніанська, Дошнівська, Заліська, Білашівська, Ладинь-Смідинська брахісинклиналі та ін.

**Прип'ятський вал** [Семененко та ін., 1976] характеризується широтним простяганням, має ширину до 50 км і довжину понад 150 км, відкритий на схід. Складовими валу в межах України є Хотешівська і Ратнівська брахіантиклиналі, які мають в плані близьку до ізометричної форму. Крила в них периклінально нахилені під кутами 2-15°. В центральній частині валу виділяється Луківсько-Ратнівська горстова зона, що об'єднує кілька субширотних горстів в ядрах зазначених антиклиналей. Умовними його контурами на домезозойській поверхні обрано

границю поширення венду і кембрію (див. рисунок), яка, загалом, відповідає флексурним перегинам нашарувань осадового чохла.

*Турійський вал* має меридіональне простягання. Знаходиться на північному продовженні Радехівської зони розломів. Умовними його межами обрано границю поширення відкладів кембрію й ордовіку (або силуру). Він представлений Теклинською та Оваднівською брахіантикліналями, які утворюють структурну сідловину з Турійською антикліналлю в центрі. Крила антикліналей дещо асиметричні через різну величину нахилу, кути їх нахилу зазвичай не перевищують  $5-10^{\circ}$ , а поблизу розломів можуть сягати  $30-45^{\circ}$ .

Брахісинкліналі ВППд співрозмірні з брахіантикліналями і відображають полого центриклінальне замикання нашарувань чохла з кутами падіння  $1-2^{\circ}$  в центрі і до  $10^{\circ}$  на крилах. В їхніх ядрах зазвичай поширені відклади верхнього силуру та нижнього девону, які із структурним неузгодженням перекриваються нижнім карбоном і разом з ним зрізаються розломами.

Значний розвиток на досліджуваній території розломів обумовлює наявність тут, поряд зі складками і монокліналями, флексур, з яких найбільш чітко вираженими є Мосирська та Устилуґ-Голобська.

**Диз'юнктивні структури** ВППд групуються в чотири системи: північно-східну, південно-західну, субширотну та субмеридіональну. Зміщувачі розломів відбиваються в градієнтах геофізичних полів та абсолютних позначок досліджуваних поверхонь домезозойських, нижньовендських і дорифейських утворень, а також у зміщенні сейсмо-стратиграфічних границь. Окремі зміщувачі розкриті свердловинами. Головними є крутонахилені розломи діагональної й ортогональної систем, що обмежують 19 головних тектонічних блоків. Серед них виділяються Вижівсько-Мінська, Стохідсько-Могилівська і Заболоттівсько-Бузька тектонічні зони діагонального напрямку та Луківсько-Ратнівська горстова зона субширотного простягання. До окремих розломів і тектонічних зон приурочені ерозійно-тектонічні депресії та грабени, в яких збереглися від передсеноманського розмиву середньо-верхньорьські відклади.

*Розривні структури північно-східного простягання* успадковують структурний план кристалічного фундаменту. Вони функціонували, ймовірно, ще з палеопротерозою і були відновлені в герцинській етап тектогенезу. До головних міжблокових розломів належать Камінь-Каширський, Щитинсько-Теклинський, Річицький, Кримнівський, Новочервищанський, Стохідський, Красноставський та ін., паралельні регіональним Мінсько-Вижівський і Могилів-Стохідській тектонічним зонам. Переміщення по них мають шарнірний характер. Максимальні амплітуди тектонічних зміщень (до 500 м) фіксуються по Щитинському розлому в Мінсько-Вижівській зоні та Новочервищанському розлому (близько 200 м) в системі Стохідсько-Могилівської зони.

*Розривні структури північно-західного простягання* мають гірше вираження і фіксуються фрагментарно. Деякі з них закладені в ранньому венді, супроводжувались проявами трапового магматизму і вибірково були відновлені в герцинській етап тектогенезу. Найбільш представницькими серед них є Гранський розлом у системі Заболоттівсько-Бузької тектонічної зони, а також паралельні їй Кортельський, Бронницький, Любомльський, Смідинський розломи. Амплітуда вертикальних переміщень по Гранському розлому сягає 400 м, а по Любомльському – 1250 м.

*Розривні структури субширотного простягання* мають найчіткіше вираження. До них належать Лагожанський, Ратнівський, Південно-Ратнівський розломи, що обмежують Луківсько-Ратнівську горстову зону, а також Тойкутський, Датинський, Кратський, Володимир-Волинський. Максимальні тектонічні зміщення фіксуються по Лагожанському (до 700 м) і Володимир-Волинському (до 1000 м) розломах. Субширотні розломи на північному фланзі Луківсько-Ратнівської горстової зони обмежують Духманівський грабен. У зміщувачі Лагожанського розлому тут розкритий тектонічний меланж (Поступельський брекчіє-прояв), представлений уламками порід чохла віком від рифею до девону включно. По Володимир-Волинському, Кратівському, Любомльському розломах спостерігається зміщення не тільки докам'яновугільних

утворень ВППд, а і нашарувань нижнього карбону в межах Люблінсько-Львівського прогину.

*Розривні структури субмеридіонального простягання належать переважно до категорії ймовірних. В геофізичних полях вони виражені у зміщенні лінійних елементів і градієнтних зон. Найбільш виразними із них є Сірчанський, Полицький, Турійський.*

*Пологі розривні порушення в мезопротерозойсько-палеозойському структурному поверсі осадового чохла фіксуються за трищинуватим і катаклазованим керном свердловин. На поверхнях тріщин спостерігаються численні дзеркала ковзання, на яких штриховка орієнтована полого, часто майже по нормалі до осі керна. Геологічне картування пологих тектонічних порушень в умовах глибокого поховання проблематичне.*

В районі виділяється також низка лінеаментних *дугових і кільцевих структур* різних порядків, досліджених іншим автором [Радзівіл, 2009].

**Деформаційна структура обрамлення ВППд** загалом простіша, ніж в самому піднятті. В південно-східному і південному обрамленнях підняття спостерігається відкритий на південний захід Бубно-Голобський периферійний прогин, ускладнений низкою флексурних перегинів і локальних підняттяв (Локачинське, Володимирське та ін.) та переважно діагональних розривних порушень. У його будові на домезозойському зрізі послідовно з північного сходу на південний захід приймають участь нашарування всіх розглянутих вище структурних ярусів домезозойського чохла: від рифейсько-нижньовендського по нижньокам'яновугільний включно. Останній залягає на середньоверхньодевонському ярусі зі структурними неузгодженнями, частково консервуючи зазначені локальні підняття, прогини та окремі розривні порушення в досередньовізейській основі.

### **Основні цикли і фази тектонічного розвитку ВППд**

В історії становлення та формування ВППд, як і сусідніх структурних елементів ВППл, можна виділити такі цикли тектонічного розвитку з різною динамікою тектоно-магматичних процесів у протерозої і палеозої.

На початку **карельського циклу** в ранньому протерозої між архейськими праматериками Сарматією і Феноскандією, ймовірно, існувала Центральноруська структура геосинклінального типу [Геологія..., 2001]. В її межах відбувалось виверження основних магм (гірницька асоціація ортоамфіболітів) і накопичення потужної теригенної формації (гнейсова товща). В **ранньокарельську фазу** тектогенезу (1,92-1,90 млрд років) у результаті складчастості та регіонального метаморфізму в умовах амфіболітової фації зазначені базитові та осадові товщі були перетворені в амфіболіт-гнейсовий метаморфічний комплекс, що на території Білорусі є головною складовою ЦБШЗ. В **пізньокарельську фазу** (1,89-1,54 млрд років) відбувся ультраметаморфізм порід амфіболіт-гнейсового комплексу і подальша їх гранітизація, в результаті чого утворилась комаровська асоціація гнейсовидних гранітоїдів. Дана стадія знаменується колізією континентальних сегментів Сарматії і Феноскандії, остаточне об'єднання яких в спільний блок фундаменту кратону відбулось близько 1,7 млрд років тому [Геотектоніка..., 1990]. Внаслідок тектоно-магматичної активізації кратонізованої території в кінці раннього протерозою спостерігались процеси діафорезу і катаклазу супракрустальних комплексів, а також вторгнення дайок мікрогабро добровської асоціації. В цю стадію відбувались переміщення блоків кристалічного фундаменту по розломах діагональних і ортогональних систем.

На початку **байкальського циклу** в мезо- і неопротерозої доплитна стадія розвитку району відбувалася в активному геодинамічному режимі і спочатку була пов'язана з формуванням авлакогенного ВППр, виповненого середньо-верхньорифейською поліською серією. Пізніше, в ранньому венді на території ВППд в повному обсязі проявився траповий вулканізм, що призвів до формування волинської серії. В **ранньобайкальську фазу** тектогенезу внаслідок висхідних блокових переміщень кристалічного фундаменту нашарування рифейсько-нижньовендського ярусу були порушені розломами діагональних систем і в західній частині ВППд зазнали часткового розмиву.

В наступні **пізньобайкальський і каледонський цикли** починаючи з пізнього венду по ранній девон включно територія ВППд розвивалась в пасивному (плитному) геодинамічному режимі. Тут накопичувались переважно шельфові теригенні і карбонатні формації, що характеризують різні стадії розвитку Дністровського перикратонного прогину.

**Герцинський цикл** тектонічного розвитку знаменується активізацією тектонічних преміщень блоків земної кори в регіоні. Складчасто-блокові структури ВППд, що спільно деформують всі докам'яновугільні яруси мезопротерозойсько-палеозойського чохла, консервуються нашаруваннями нижнього карбону (візейський ярус, середній під'ярус) і утворились, ймовірно, в *ранньогерцинську (бретонську) фазу* тектогенезу. В цей час (з кінця девону до початку раннього карбону включно) територія ВППд зазнавала підняття і денудації, про що свідчить наявність в південно-східному обрамленні підняття потужних верхньодевонських моласових відкладів (конгломерати літовезької, західнобубської та володимир-волинської світ). Тоді ж, ймовірно, в результаті виповнення колювієм субширотних щілинно-грабенівих структур подекуди розпочалось формування меланжу осадово-тектонічного походження. В *пізньогерцинську фазу* тривала активізація субширотних розломів, по яких в обрамленні ВППд відбулося зміщення і нижньокам'яновугільних нашарувань чохла. До середньої юри поверхня домезозойських утворень була пенепленом, на якій утворились доюрські кори вивітрювання.

## Висновки

1. Волинське палеозойське підняття в межах України – це чітко виражена позитивна складчасто-блокова тектонічна структура, яка відрізняється від сусідніх тектонічних елементів Волино-Подільської плити

## Список літератури / References

1. *Геология Беларуси* / под ред. А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкого, А.В. Матвеева. Минск: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.

*Geology Belarusians, 2001 / For order A.S. Mahnach, R.G. Garetsky, A.V. Matveev. Minsk: Institut Geologicheskikh nauk Belarusi, 815 p. (in Russian).*

відсутністю в його будові відкладів від середнього девону по нижню юру включно, більшою деформованістю домезозойських утворень, особливостями формаційного складу і віку порід як дорифейського кристалічного фундаменту, так і неопротерозойсько-палеозойського чохла.

2. Породні асоціації палеопротерозойського (пізньокарельського) кристалічного фундаменту ВППд за будовою, віком і речовинним складом близькі до плутоно-метаморфічних комплексів ЦБШЗ. Тому їх слід відносити до Волинсько-Двінського транс-регіонального міжгеоблокового поясу (між Феноскандійським і Сарматським мегаблоками).

3. Формаційні латеральні особливості рифейсько-нижньовендського, верхньовендсько-кембрійського, ордовіцько-нижньодевонського структурних ярусів не проявляють помітного зв'язку із структурними елементами та межами ВППд, а зумовлені переважно структурно-фаціальною зональністю автономних Волино-Поліського авлакогенного та Дістровського перикратонного палеопротегинів. Разом з тим у будові вендських розрізів у межах ВППд фіксуються аномальна активність трапових вивержень, а також локальні різновікові підняття та розмиви, які вказують на суттєву геодинамічну активність цієї території у ранньому і на початку пізнього венду.

4. Своїм походженням і напруженою плікативно-блоковою деформаційною структурою ВППд, очевидно, завдячує неодноразовій тектонічній активізації пізньокарельського кристалічного фундаменту на продовженні мобільної ЦБШЗ. Тектонічні переміщення фундаменту в межах ВППд проявились у ранньобайкальську і чітко відбилися в складчасто-блокових деформаціях чохла у ранньогерцинську (бретонську) фази тектогенезу. Сучасної амплітуди розривні порушення набули у пізньогерцинську фазу.

2. *Геотектоника Волино-Подоллии* / отв. ред. И.И. Чебаненко. Киев: Наук. думка, 1990. 244 с.

*Geotektonika of Volyn-Podolia, 1990 / Managing ed. I.I. Chebanenko. Kiev: Naukova Dumka, 244 p. (in Russian).*

3. Знаменская Т.А., Чебаненко И.И. Блоковая тектоника Волино-Подольи. Киев: Наук. думка, 1985. 155 с.

Znamenskaya T.A., Chebanenko I.I., 1985. Block tectonics of Volyn-Podolia. Kiev: Naukova Dumka, 155 p. (in Russian).

4. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита. Київ: УкрДГРІ, 2004.

Chronostratigraphic correlation chart of Early Precambrian of Ukrainian Shield. Kyiv: UkrDGRI, 2004 (in Ukrainian).

5. Мельничук Г.В. Палеопротерозойський кристалічний фундамент Волинського палеозойського підняття: особливості будови та геологічної історії. Геол. журн. 2013. № 4 (345). С. 24-32.

Melnychuk G.V., 2013 Paleoproterozoic Crystalline Basement of Volyn Paleozoic Rising: Characteristics of Geological Structure and History. *Geologichnyy zhurnal*, № 4 (345), p. 24-32 (in Ukrainian).

6. Легенда к Государственной геологической карте Украины Волино-Подольской серии листов 1:200 000. Ровно, 1995. 20 с.

Legend to the State Geological Map of Ukraine of Volyn-Podolsk series sheets – 1:200 000. Rovno, 1995. 20 p. (in Russian).

7. Приходько В.Л., Мельничук В.Г., Матеюк В.В. та ін. Перспективність нижньовендської трапової формації Волинського рудного району на промислові концентрації самородної міді. *Мінер. ресурси України*. 2010. № 1. С. 4-11.

Prihodko V.L., Melnychuk V.G., Mateyuk V.V. et al., 2010. The prospect of the Lower Vendian trap formation of Volyn ore district for industrial concentration of native copper. *Mineralni resursy Ukrainy*, № 1, p. 4-11 (in Ukrainian).

8. Приходько В.Л., Михницкая Т.П., Рябенко В.А. Палеоструктуры траппового вулканизма Лу-

ковско-Ратновской горстовой зоны и перспективы поисков богатых концентраций самородной меди. *Там же*. 2006. № 3. С. 7-11.

Prihodko V.L., Mihniatskaya T.P., Ryabenko V.A., 2006. Paleo structure of trap volcanism of Lukowsko-Ratnenska horst zone and prospects to searching rich concentrations of native copper. *Ibid.*, № 3, p. 7-11 (in Russian).

9. Радзівіл В.Я. Структури платформного чохла Волино-Поділля. *Геол. журн.* 2009. № 3 (328). С. 28-40.

Radziwill V.A., 2009. Structure of the platform cover of Volyn-Podolia. *Geologichnyy zhurnal*, № 3 (328), p. 28-40 (in Ukrainian).

10. Семененко Н.П., Савченко М.А., Клушин В.І. Прип'ятський вал (глибинна структура, магматизм, металоносність). Київ : Наук. думка, 1976. 179 с.

Semenenko N.P., Savchenko M.A., Klushyn V.I., 1976. Pripyat rise (deep structure, magmatism, metal contents). Kyiv: Naukova Dumka, p. 179 (in Ukrainian).

11. Тектонічна карта України. М-б 1:1 000 000. Пояснювальна записка. Ч. 1 / за ред. Д.С. Гурського, С.С. Круглова Київ: УкрДГРІ, 2007. 96 с.

Tectonic map of Ukraine. Scale 1:1 000 000. Explanatory note. Part 1 / Ed. Gursky D.S., Kruglov S.S. Kyiv: UkrDGRI, 2007. 96 p. (in Ukrainian).

12. Шестопалов В.М. Про структуру Волинського палеозойського підняття. *Доп. АН УРСР. Сер. Б.* 1971. № 2. С. 123-125.

Shestopalov V.M., 1971 About the structure of Volyn Paleozoic rising. *Dopovidi AN URSSR. Seriya B*, № 2, p. 123-125 (in Ukrainian).

Стаття надійшла  
04.03.2014

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОБЕРЕЖЬЯ САСЫКСКОГО ЛИМАНА (СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПРИЧЕРНОМОРЬЕ)

**А.К. Гранова<sup>1</sup>, В.О. Волынская<sup>2</sup>**

*(Рекомендовано д-ром геол.-минерал. наук В.Н. Шелкоплясом)*

<sup>1</sup> *Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина, E-mail: geoj@bigmir.net  
Кандидат геологических наук, старший научный сотрудник.*

<sup>2</sup> *Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина, E-mail: geoj@bigmir.net  
Ведущий инженер.*

Приведено геологическое строение побережья Сасыкского лимана. Факт наличия базального горизонта пересыпи свидетельствует о начале формирования подводного бара во время максимума голоценовой трансгрессии.

*Ключевые слова:* береговая зона, подводный склон, побережье, пересыпь, фракция.

## GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE CAINOZOIC DEPOSITS OF THE SASYK ESTUARY COAST (THE NORTH-WEST NEAR BLACK REGION)

**A.K. Granova<sup>1</sup>, V.O. Volynskaya<sup>2</sup>**

*(Recommended by doctor geological-mineralogical sciences V.N. Shelkopyas)*

<sup>1</sup> *Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine, E-mail: geoj@bigmir.net  
Candidate of geological sciences, senior scientific worker.*

<sup>2</sup> *Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine, E-mail: geoj@bigmir.net  
Leading engineer.*

The geological structure of the Sasyk estuary coast is given. The fact of the basal horizon of nehrung indicates the beginning of the submarine bar formation during a maximum of the Holocene transgressions.

*Key words:* coast area, submarine slope, shore, nehrung, fraction.

## ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА УЗБЕРЕЖЖЯ КАЙНОЗОЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ САСИЦЬКОГО ЛИМАНА (ПІВНІЧНО-ЗАХІДНЕ ПРИЧОРНОМОР'Я)

**А.К. Гранова<sup>1</sup>, В.О. Волинська<sup>2</sup>**

*(Рекомендовано д-ром геол.-мінерал. наук В.М. Шовкоплясом)*

<sup>1</sup> *Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна, E-mail: geoj@bigmir.net  
Кандидат геологічних наук, старший науковий співробітник.*

<sup>2</sup> *Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна, E-mail: geoj@bigmir.net  
Провідний інженер.*

Наведено геологічну будову узбережжя Сасицького лиману. Факт наявності базального горизонту пересипу свідчить про початок формування підводного бару під час максимуму голоценової трансгресії.

*Ключові слова:* берегова зона, підводний схил, узбережжя, пересип, фракція.

## Введение

Большая часть Сасыкской пересыпи относится к аккумулятивному подтипу первично-аккумулятивных размываемых кос и пересыпей. Исключение составляет небольшая юго-западная часть пересыпи, примыкающая к коренному берегу (у с. Приморское), которую можно рассматривать как аккумулятивный подтип.

К Сасыкской пересыпи мы относим пересыпи лиманов Малый Сасык, Джантшейский и собственно Сасык, являющихся продолжением пересыпи, которая протягивается от Лебедевки до Приморского и является производной единого мощного вдольберегового потока наносов, разгрузка которого происходит в Жебрианской бухте. По строению Сасыкская пересыпь широкая, как и Алибей-Шаганская, но имеет невыразительный вал, который на многих участках вообще отсутствует, а низкий прилиманный уровень переходит в пляжевую террасу.

Морфология подводного склона аккумулятивного берега характеризуется наличием подводных валов, испытывающих в течение сезона существенные подвижки. Для подводного склона Сасыкской пересыпи также характерны два подводных вала – ближний и дальний, но их выразительность по направлению к Жебрианской бухте уменьшается. На всем протяжении подводного склона наблюдаются небольшие абразионные уступы.

Подводный склон от Будакской до Шаганской пересыпи постепенно углубляется; от Шаганской пересыпи до Сасыкской размыв подводного склона незначительный, а местами преобладает аккумуляция; подводный склон Сасыкской пересыпи мористее 5-6 м без существенных изменений, тогда как от глубин 5-6 м до уреза аккумуляция преобладает над размывом, что свидетельствует о повышении поверхности дна за счет привноса материала вдольбереговым потоком наносов. В этих местах, где отсутствуют прорвы, размыв и аккумуляция пляжевой террасы пересыпей находится в прямом соответствии с размывом и аккумуляцией подводного склона.

## Основные результаты исследований

Ранее отмечалось, что к югу и юго-востоку от Шаганской банки кровля карангатских отложений постепенно погружается. Развиты ка-

рангатские отложения к юго-западу от банки, но уже отдельными пятнами. На юго-западе они установлены также в 4 км мористее от перемычки между Сасыкским и Джантшейским лиманами [Гранова, Волынская, 2012].

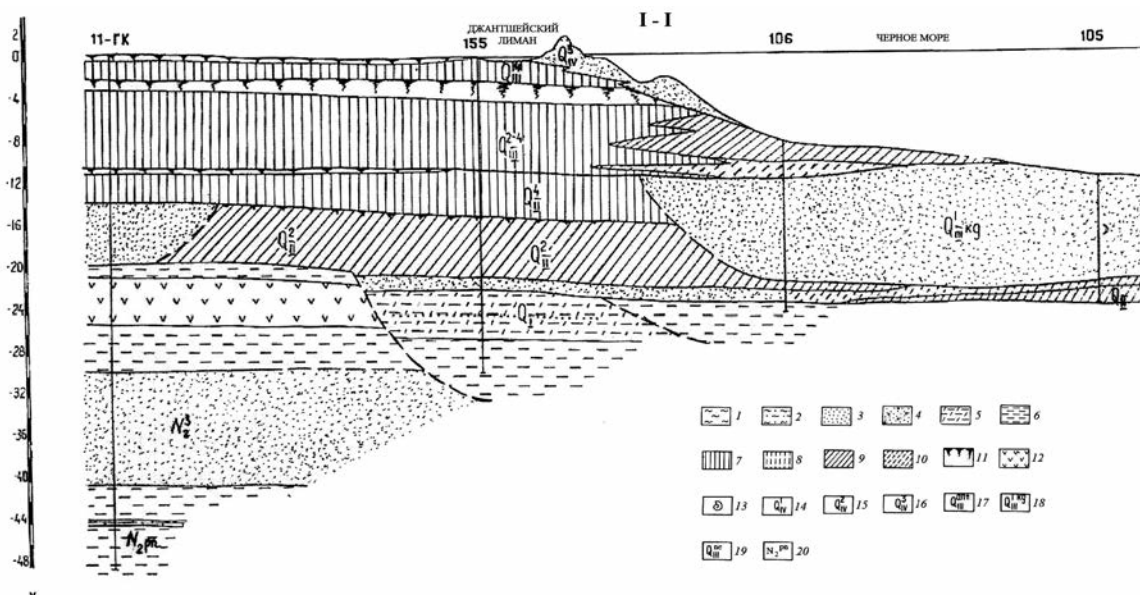
На рис. 1 (профиль I-I) мы видим, что карангатские отложения залегают на глубине 12 м ниже уровня моря, а перекрывают их современные илы незначительной мощности (5-10 см). Представлены карангатские отложения здесь песками кварцевыми, мелкозернистыми светло-желтовато-серого цвета, среднесортированными, неслоистыми, с редкой фауной. Под карангатскими отложениями залегают супеси и суглинки среднеплейстоценового возраста. Ближе к берегу скв. 106 вскрыта толща суглинков и супесей верхнего плейстоцена, которые перекрывают карангатские пески. Незначительная мощность суглинков и супесей или их полное отсутствие мористее связаны, по всей видимости, с подводной абразией.

Профили II-II, III-III (рис. 2) характеризуют подводный береговой склон Сасыкской пересыпи. Карангатские отложения лежат на глубине 11-13 м ниже уровня моря, а подошва имеет абсолютные отметки 22-28 м. Представлены они мелкозернистыми песками от желто- до голубовато-серых, разнородными, плотными, а также светло-серыми алевритами. Редко встречается фауна моллюсков *Cardium*, *Chione*, *Paphia*, *Abra* и др. (скв. 103, интервал 15,8-17,6 м).

Перекрываются карангатские отложения алевритовыми илами каламитско-джеметинского возраста мощностью от 1 м (скв. 90) до 5 м (скв. 104). Так, в скв. 104 в интервале 0,0-3,2 м вскрыты алевритовые илы каламитского возраста с фауной моллюсков *Cardium edule*, *Mytilus galloprovincialis*, *Chione gallina*, *Abra ovata*, *Bittium* sp., *Rissoa* sp., *Hydrobia* sp. Подстилаются карангатские слои аллювиальными песками с гравием (скв. 103) и галькой (скв. 99), а также суглинками и супесями среднего плейстоцена. На профиле II-II четко видно развитие двух песчаных карангатских толщ, разделенных алевритами. По всей видимости, они отвечают двум уровням карангатского бассейна (ранне- и позднекарангатского).

Профили IV-IV показывают, что ни в акватории лиманов, ни на пересыпи карангатские отложения не обнаружены, а встречены



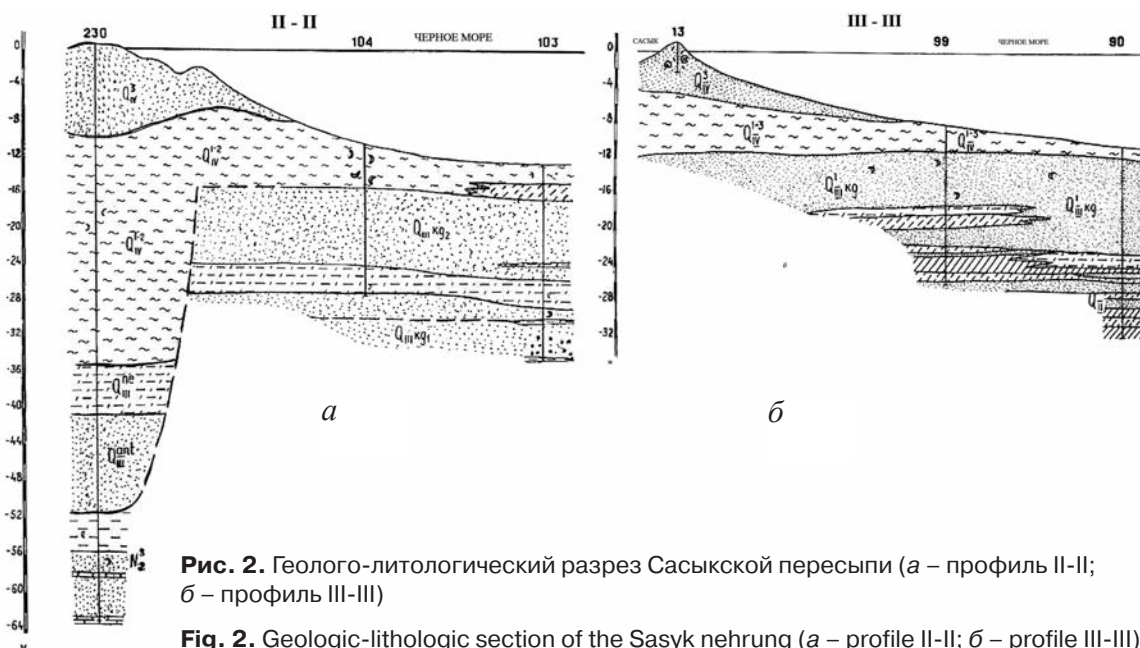


**Рис. 1.** Геолого-литологический разрез пересыпи Джанштейского лимана (профиль I-I)

Здесь и на рис. 2, 3: 1 – илы алевритовые, пелитовые; 2 – песчаные илы; 3 – пески мелко-среднезернистые; 4 – пески разнозернистые; 5 – алевриты; 6 – глины; 7 – лессовидные суглинки; 8 – супеси лессовидные; 9 – суглинки; 10 – супеси; 11 – погребенные почвы черноземовидные, бурые (QII-QIII); 12 – красно-бурые глины; песчаные глины; 13 – раковины моллюсков; 14 – бугазско-витязевские слои; 15 – каламитские слои; 16 – джеметинские слои; 17 – отложения антского горизонта; 18 – отложения карангатского горизонта; 19 – новозевксинские слои; 20 – отложения понтического горизонта

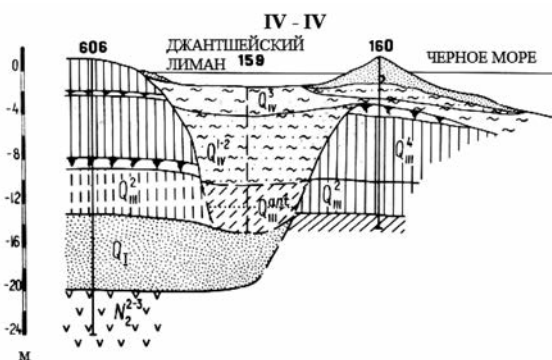
**Fig. 1.** Geologic-lithologic section of nehrung of the Dzhanshtey estuary (profile I-I)

Here and in the figures 2, 3: 1 – siltic, pelitic mud; 2 – sandy mud; 3 – fine-medium-grained sands; 4 – sands inequigranular; 5 – silts; 6 – clay; 7 – loess-type loam; 8 – loess-type sandy loam; 9 – loam; 10 – sandy loam; 11 – buried soil chernozem-type, brown (QII-QIII); 12 – red-brown clay; sandy clay; 13 – shell of mollusk; 14 – Bugaz-Vityazevsky stratum; 15 – Kalamit stratum; 16 – Dzhemetin stratum; 17 – deposit of the Antsky horizon; 18 – deposit of the Karangat horizon; 19 – Novoevksin stratum; 20 – deposit of the Pontian horizon



**Рис. 2.** Геолого-литологический разрез Сасыкской пересыпи (а – профиль II-II; б – профиль III-III)

**Fig. 2.** Geologic-lithologic section of the Sasyk nehrung (а – profile II-II; б – profile III-III)



**Рис. 3.** Геолого-литологический разрез пересыпи Джанштейского лимана (профиль IV-IV)

**Fig. 3.** Geologic-lithologic section of nehrung of the Dzhanshtey estuary (profile IV-IV)

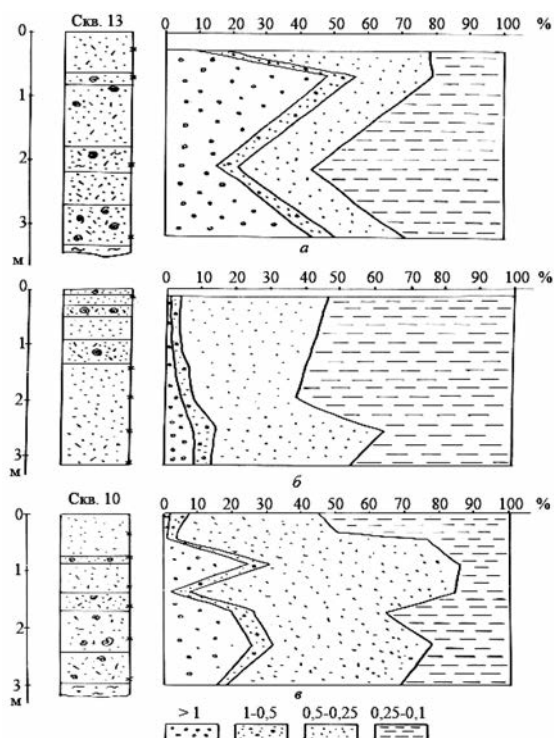
**Рис. 4.** Содержание основных фракций Сасыкской пересыпи (а), Жебриянской косы (б) и дельты Дуная (в)

**Fig. 4.** Content of the basic fraction of the Sasyk nehrung (а), Zhebriyanskaya neck (б) and Danube delta (в)

лишь на подводном береговом склоне. Отложения лиманов представлены супесчаными, голубовато-зеленовато-серыми с ракушкой илами мощностью около 2 м, в основании которых залегают илы суглинистые, зеленовато-голубовато-серые, с ракушкой. Мощность тела пересыпи – до 2,4 м. Пески, слагающие пересыпь, мелкозернистые, светло-серые; чередуются они с синевато-серыми заиленными песками, кварцевыми, водонасыщенными, с ракушкой. Подстилают пересыпь жидкие супесчаные, голубовато-зеленовато-серые илы с ракушкой (рис. 3, профили IV-IV). На профиле I-I (рис. 1) видно налегание илов на верхнеплейстоценовые лессовидные суглинки.

Из-за ограниченности фактического материала анализ строения донных осадков лимана Сасык изучен недостаточно. Имеется несколько скважин, вскрывающих разрез донных отложений. Вверху залегают жидкие супесчаные илы незначительной мощности с примесью растительных остатков, переходящие книзу в суглинистые илы мощностью от 0,7 до 7 м. В основании илов залегают верхнеплейстоценовые супеси. Илы, по всей видимости, каламитского возраста [Гожик, 1984].

Песчаное тело пересыпи имеет мощность от 2,4 до 5 м, а в местах древних



прорыв – и большую, что видно на профилях (рис. 2, профили III-III). Это пески кварцевые, серые, мелкозернистые, сыпучие. В основании – мощная толща илов зеленовато-серых, тяжелых, с прослоями песка до 15 см, с многочисленными раковинами моллюсков: *Cardium edule*, *Ostrea edulis*, *Bittium reticulatum*, *Chione gallina*, *Nassarius reticulatus*, *Cerituum reticulatum*, *Paphia discrepeus*, *Hydrobia ventrosa*, *Rissoa membranaces* sp., *R. Parva*, *Retusa truncatula*, *Mytilus galloprovincialis*, *Dreissena polymorpha*, *Littoglyphus naticoides*, *Loripes Lacteus*, *Abra ovata*, *Spisula*, *Subtruncata*, *Corbula mediterranea* и др.

На рис. 2 (профили III-III) в районе рыбхоза (скв. 13) пересыпь имеет следующее строение:

1. Песок серовато-желтый разнозернистый, преимущественно среднезернистый, с детритом (около 15%) морских раковин . . . . . 0,0-0,65 м

2. Детрит с раковинами и разнозернистым песком желтого цвета, к основанию слоя раковин меньше и детрит мельче . . . 0,65-1,80 м

3. Песок серый слабоилюстый с детритом и целыми раковинами; в основании – среднезернистый с сизоватым оттенком . . . 1,80-2,20 м

4. Песок серый среднесерый мелко-среднезернистый, с детритом морских раковин . . . . . 2,20-2,70 м

5. Детрит и целые раковины в разнозернистом песке . . . . . 2,70-3,30 м

В интервале 3,15-3,25 м определены: *Chione gallina*, *Cardium edule*, *Donacilla cornea*, *Corbula mediterranea*, *Mytilus*, *Ostrea* sp., *Abra ovata*, *Bittium reticulatum*, *Donax* sp., *Rissoa membranacea*, *Nassarius reticulatus*, *Paphia* sp., *Hydrobia ventrosa*, *Goripus Lac-teus*. Датировка по этим раковинам – (2280±80) лет. В прибрежье лимана донные отложения представлены песками мощностью от 0,5 до 4,5 м, что говорит о смещении пересыпи в сторону лимана. Под песками залегают жидкие илы. На таких же илах залегают и пересыпь. С глубиной жидкие илы сменяются более плотными, супесчаными и суглинистыми, обогащенными остатками водорослей. Средняя мощность илов – 7-8 м.

Впервые на залегание илистых песков под пересыпью указал В. Клер [Клер, 1912]. Формировались они на мелководье лимана путем золотого переноса песчаного материала с пляжа, а также посредством прорв.

Исследования механического состава осадков на подводном склоне показали, что с глубиной происходит рассортировка материала по крупности, уменьшается доля песчаных фракций и увеличивается доля алевритовой и пелитовой. До глубины 4 м развиты, как правило, пески, в которых с глубиной увеличивается доля алевритового и пелитового материала и уже на глубинах около 5,5 м развиты песчаные илы (т.е. доля алеврито-пелитового материала превышает 50%), на глубинах более 6 м развиты алевритовые, а свыше 7 м – алеврито-пелитовые илы. Эти изменения алеврито-пелитового материала всецело определяются динамикой водных масс.

Сасыкская пересыпь испытывала неоднократные размывы, отступала по фронту на сотни метров, поэтому выявить участок с нормальным разрезом крайне трудно. Как правило, наблюдается наложение отложений фации прорвы, сформировавшихся во время прорыва пересыпи, на отложения бара. На рис. 4, а в разрезе (в части примыкания к коренному берегу) четко выделяется базальный горизонт, залегающий на морских песчаных илах. Представлен гори-

зонт грубозернистыми (до 50% от общей массы), среднезернистыми (до 20%) и мелкозернистыми (до 30%) песками.

К кровле тела пересыпи содержание крупнопесчаной фракции уменьшается (до 22%), а мелкопесчаной увеличивается (до 53%). На глубине 0,65-0,80 м имеется прослой грубозернистого песка (крупнозернистая фракция составляет 57%), выше которого пески среднезернистые, здесь содержание крупнопесчаной фракции не превышает 10-15%, мелкопесчаной – 21%, а среднепесчаная изменяется от 62 до 69%. Важно подчеркнуть, что в этом разрезе наблюдается уменьшение размерности материала.

Еще более показательный в этом отношении разрез песчаного тела Жебриянской косы (рис. 4, б), в основании которой залегают разнозернистые пески (при содержании крупнозернистой фракции 15%, а мелкопесчаной – 47%). Вверх по разрезу пески становятся мелкозернистыми, содержание мелкопесчаной фракции достигает 62%, а крупнопесчаной уменьшается до 5%.

Как известно, в недалеком прошлом разгрузка вдольберегового потока наносов осуществлялась не в районе Жебриянской косы, а в пределах современной дельты Дуная, представляющей собой ранее открытый эстуарий. В районе Вилково, на одной из аккумулятивных песчаных полос, возвышающихся на 2,0-2,5 м над поймой Дуная, скважиной (рис. 4, в) пройден разрез песчаного тела древнего бара. Мощность тела составляет немногим более 3 м, лежит оно на илистых осадках древнего эстуария. В нижней части тела бара пески среднезернистые (до 51% от общей массы), с содержанием крупнопесчаной фракции до 17%, мелкопесчаной – до 82%. На глубине 0,9-1,0 м имеется прослой раковинного детрита, а в общем к кровле содержание мелкопесчаной фракции увеличивается до 57% при одновременном уменьшении средне- и крупнопесчаной.

Таким образом, как следует из механического состава анализа отложений тела пересыпи Жебриянской косы и песчаных аккумуляций дельты Дуная, все они сложены исключительно песчаными материалами. При этом преобладает среднепесчаная фракция, хотя в основании, как правило, имеется базальный горизонт, сложенный преимущественно разнозернистыми, грубозернистыми

песками. Практически для всех разрезов устанавливается одна закономерность – общее уменьшение размерности к кровле тела пересыпи. Причину этого мы видим в следующем. После выхода аккумулятивного тела из-под уровня воды на ее поверхности со временем выносились все меньшего размера частицы, т.е. с увеличением высоты пляжевой террасы привнос на нее материала во время волнений постепенно уменьшался. Поступление же песчаного материала происходило золовым путем, а им переносятся главным образом средне- и мелкозернистые частицы. Этим мы хотим подчеркнуть, что уменьшение размерности связано с пребыванием тела пересыпи в надволновом состоянии [Гожик, 1984]. Особого внимания заслуживает наличие базального горизонта, который фиксирует начало формирования подводного бара. На нем всегда отлагаются грубозернистые осадки. При этом важно помнить, что раковинный материал в базальном горизонте не всегда будет одновозрастным, так как при формировании бара на его поверхность поступают обломки с размывающегося подводного склона. Возможно даже при подводной абразии древних аккумуляций наложение раковинного материала более древнего возраста на молодые илистые осадки. Из настоящего обзора вытекает еще один вывод – о корреляции начального этапа формирования пересыпи, Жебриянской косы и аккумуляций песчаных гряд дельты Дуная. На общем фоне единообразия состава пересыпей отчетливо выделяются отложения Алибейской и Шаганской пересыпей благодаря большому содержанию крупного материала. По минеральному составу Сасыкская пересыпь и Жебриянская коса относятся

### Список литературы / References

1. Гожик П.Ф. История развития лиманов. В кн.: *Геология шельфа УССР. Лиманы*. Киев : Наук. думка, 1984. С. 76-81.

Gozhik P.F., 1984. History of estuaries development. In: *Geology of shelf of USSR. Estuaries*. Kiev : Naukova Dumka, p. 76-81 (in Russian).

2. Гранова А.К., Волинская В.О. Геологическое строение участка побережья Алибей-Шаганы (Северо-Западное Причерноморье). *Геол. журн.* 2012. № 2 (339). С. 58-65.

Granova A.K., Volynskaya V.O., 2012. The geological structure of area coast of the Alibey-Shagan

к Сасык-Бурнасской теригенно-минералогической провинции, определенной М.Г. Барковской как ставролит-эпидот-циркон-альмандиновая. Для этой провинции характерны естественные шлихи, образующиеся в приурезной полосе в виде натеков темного цвета, преимущественно темно-зернистых песков вследствие волнового воздействия и гравитационных особенностей.

### Выводы

Практически же по всему побережью сохраняется общность минерального состава и процентного соотношения между минералами, что свидетельствует о едином источнике питания материала, слагающего весь прибрежный комплекс. Преобладающими минералами являются магнетит, ильменит, циркон, рутил, альмандин, ставролит, турмалин, амфибол.

Однако следует заметить, что на Сасыкскую пересыпь все-таки влияет дунайский вынос, проявляющийся в уменьшении содержания ставролита, граната и увеличении хлорита, доизита, слюд, полевых шпатов.

Сасыкская пересыпь после возведения дамбы не может рассматриваться как естественная система. Тем не менее за многолетний цикл наблюдений здесь очень резко обособились два крупных залива максимального отступления. Один на удалении в 1,5 км от коренного берега шириной до 2 км, а другой, более резкий, в центральной части шириной до 1 км. После создания дамбы был сnivelирован мощный залив у коренного берега и на всей пересыпи аккумуляция преобладает над размывом, чему способствует прекращение развития прорв. Общая скорость отступления берега – до 2 м/год.

(the North-West Near Black region). *Geologichnyy zhurnal*, № 2 (339), p. 58-65 (in Russian).

3. Клер В. О строении косы, отделяющей от моря лиманы: Сасык, Шаганы, Алибей и Бурнас. Одесса, 1912. 6 с.

Kler V., 1912. About a structure of the neck separating from the sea estuaries: Sasyk, Shagana, Alibey and Burnas. Odessa, 6 p. (in Russian).

Статья поступила  
14.11.2013

## **ВИДІЛЕННЯ І КОРЕЛЯЦІЯ СЕРГІЇВСЬКОЇ СВІТИ В НИЖНЬОМУ ВЕНДІ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ**

**А.М. Поліщук**

*(Рекомендовано канд. геол.-мінерал. наук В.Я. Великановим)*

*Волинська геологічна експедиція, Рівненська партія (Рівне, Україна) та Інститут геологічних наук НАН України (Київ, Україна), E-mail: volynian@gmail.com*

*Геолог, пошукач.*

На основі результатів геологічного довивчення площ масштабу 1:200 000 північно-західної частини Волино-Подільської моноклінали виділено, подано опис та проведено кореляцію відкладів сергіївської світи нижнього венду як окремого стратиграфічного підрозділу.

*Ключові слова:* венд, світа, базальт, туф.

## **SELECTION AND CORRELATION OF THE SERGIIVSKA SUITE IN LOWER VEND OF THE VOLYN-PODILLYA**

**A.M. Polishchuk**

*(Recommended by candidate of geological-mineralogical sciences V.Ya. Velikanov)*

*Volynska Geological Expedition, Rivnenska party (Rivne, Ukraine) and Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine (Kyiv, Ukraine), E-mail: volynian@gmail.com*

*Geologist, aspirant.*

The selection, describe and correlation of Sergiivska suite beds of lower Vend as separate stratigraphic section on the base of the geological study results of northern-western part areas of the Volynian-Podillian monocline in 1:200 000 scale are given.

*Key words:* vend, suite, basalt, tuff.

## **ВЫДЕЛЕНИЕ И КОРЕЛЯЦИЯ СЕРГЕЕВСКОЙ СВИТЫ В НИЖНЕМ ВЕНДЕ ВОЛЫНО-ПОДОЛИИ**

**А.Н. Полищук**

*(Рекомендовано канд. геол.-мінерал. наук В.А. Великановым)*

*Волинская геологическая экспедиция, Ровенская партія (Ровно, Украина) и Институт геологических наук НАН Украины (Київ, Украина), E-mail: volynian@gmail.com*

*Геолог, соискатель.*

На основании результатов геологического доизучения площадей масштаба 1:200 000 северо-западной части Волино-Подольской моноклинали выделены, дано описание и проведена кореляция отложений сергеевской свиты нижнего венда как отдельного стратиграфического подразделения.

*Ключевые слова:* венд, свита, базальт, туф.

## Вступ

Утворення, віднесені до сергіївської світи, свого часу були описані О.В. Крашенінніковою [Крашеніннікова, 1950] як сергіївські верстви ізяславської світи верхнього рифею за керном св. 6, пройденої поблизу с. Сергіївка Рівненського району. В подальшому як самостійний стратон вони не використовувались. В чинній стратиграфічній схемі нижнього венду України сергіївській світі відповідає ратнівська світа. В структурно-фаціальній зоні (СФЗ), проміжній між Волинню і Поділлям, відповідний стратиграфічний рівень займає слущка світа [Стратиграфическое..., 1993]. Разом з тим В.Г. Мельничком та іншими дослідниками було порушено питання про відновлення сергіївських верств в ранзі світи [Мельничук, 2010]. Це реалізується в процесі вдосконалення стратиграфічної схеми венду України, яка останнім часом підготовлена до затвердження НСК України.

Виділення та подальше вивчення петростратиграфічних підрозділів верхнього і нижнього венду у Волино-Подільському регіоні має важливе значення для обґрунтування як стратиграфічної схеми вендських утворень України в цілому, так і загальної схеми як основи геологічного картування для пізнання історії геологічного розвитку регіону у вендському періоді.

При геологічному довивченні площ масштабу 1:200 000 північно-західної частини Волино-Подільської монокліналі (В.Г. Зелінський та ін., 2008) та переоцінці запасів базальтових родовищ на Рівненщині (В.В. Матеюк та ін., 2010, 2011) отримано нові дані з геологічної будови і речовинного складу досліджуваного стратону, що дає змогу розглядати його як самостійний петростратиграфічний підрозділ нижнього венду в ранзі світи. У зв'язку з цим виникла необхідність в описі стратотипового розрізу нового стратону, його кореляції між СФЗ нижнього венду та характеристикі особливостей речовинного складу згідно з вимогами нового Стратиграфічного кодексу України [Стратиграфічний..., 2012].

## Особливості будови і речовинного складу сергіївської світи

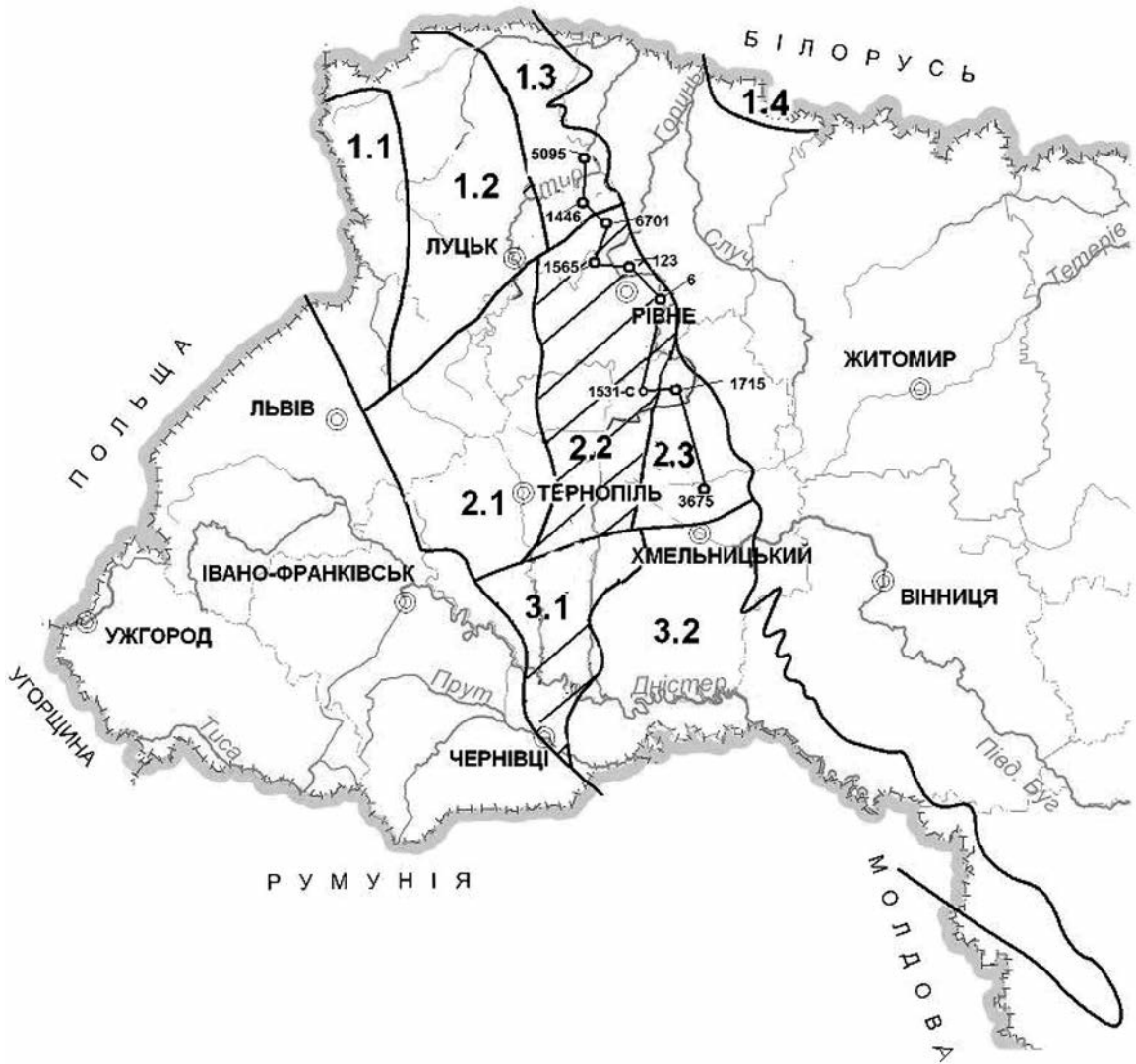
В модернізованій стратиграфічній схемі (2013 р.) сергіївська світа представлена

покривами титанистих плато-базальтів, розшарованих строкатоколірними вулканогенно-осадовими (пелітові, алевритові і псамітові туфіти) та вулканоміктовими (аргіліти, алевроліти, пісковики і гравеліти) відкладами загальною потужністю до 69,1 м. Відповідно до уточненого районування, ареал її поширення (рис. 1) відповідає Кременецькій та, ймовірно, Бродівській структурно-фаціальним підзонам (СФП) Волино-Подільської СФЗ. Кількість базальтових покривів здебільшого тут не перевищує трьох, і тільки у західній частині Бродівської СФП (св. Хмелівка) їх у розрізі чотири, при загальній потужності трапового комплексу 72 м. Вважається, що в сусідній Ізяслівській СФП повним віковим аналогом сергіївської світи є слущка світа, виділена В.Я. Великановим в 80-ті роки ХХ ст. [Великанов та ін., 1983].

В якості стратотипового для сергіївської світи доцільно вибрати розріз, розкритий св. 123 в інтервалі глибин 153,7-123,7 м поблизу с. Ходоси Рівненського району [Крашеніннікова, 1950]. В керні цієї свердловини над туфами бабинських верств нижнього венду знизу вверх по розрізу спостерігається нашарування таких порід:

1. 166,8-155,0 м – базальти масивні темно-сірі;
2. 155,0-153,7 м – сіривато-зелені псамітові туфи і туфіти;
3. 153,7-147,0 м – базальти масивні темно-сірі;
4. 147,0-142,0 м – сіривато-зелені псамітові туфи і туфіти;
5. 142,0-138,9 м – туфобрекція;
6. 138,9-131,0 м – базальти масивні темно-сірі;
7. 131,0-123,7 м – пісковики вулканоміктові й олігоміктові світло-сірі, грубозернисті та конгломератовидні з галькою кварцу та уламками ефузивів, прошарки алевролітів, котрі містять домішки псефітового матеріалу;
8. 123,7-105,4 м – пісковики вулканоміктові й олігоміктові темно- і зеленувато-сірі з лінзовидними прошарками світло-сірих пісковиків.

Вище по розрізу залягають перешарування темно-сірих алевролітів, аргілітів і пісковиків холоневицької світи [Мельничук та ін., 2012].



**Рис. 1.** Поширення і кореляційний профіль сергіївської світи на схемі районування нижньовендських утворень (за В.Я. Велікановим, В.Г. Мельничуком, 2013)

Структурно-фаціальні підзони: Брестсько-Волинської СФЗ (1.1 – Любомльська, 1.2 – Ратнівська, 1.3 – Маневицька, 1.4 – Столинська); Волино-Подільської СФЗ (2.1 – Бродівська, 2.2 – Кременецька, 2.3 – Ізяслівська); Подільської СФЗ (3.1 – Збруцька, 3.2 – Дністровська). Косою штриховкою показано територію поширення сергіївської світи

**Fig. 1.** The Sergiivska suite's distribution and correlation profile on the zoning scheme of Lower Vendian formation (by V.A. Velikanov, V.G. Melnychuk, 2013)

Structural-facial subzones: Brestsko-Volynska SFS (1.1 – Lubomlska, 1.2 – Ratnivska, 1.3 – Manevytska, 1.4 – Stolynska); Volyno-Podilska SFS (2.1 – Brodivska, 2.2 – Kremenetska, 2.3 – Izaslivska); Podilska SFS (3.1 – Zbrutska, 3.2 – Dnistrovska). The area of the sergiivska suite expansion shown in oblique hatching

Базальти макроскопічно характеризуються дрібнокристалічною (фанеритовою) структурою, масивною текстурою, містять відносно невелику (1-2%) кількість мигдалин і прожилків, виповнених халцедоном та яшмоїдами. Під мікроскопом структура базальтів долеритова та толейтова. Порода містить

до 10% заміщеного палагонітом вулканічного скла. Вміст породоутворюючих мінералів зазвичай непостійний (%): плагіоклаз – від 65-70 до 45-50; піроксени – 20-25 до 35-40; рудні мінерали – 5-10. Палагоніт розвивається по склуватому мезостазису і зазвичай виповнює інтерстиційні проміжки.

За результатами петрографічних досліджень [Białowolska et al., 2002] у зразку фанеритових базальтів із сергіївської світи (кар'єр Базальтове) плагіоклази фенокристалів мають лабрадорит-бітовнітовий склад  $An_{68-73}$  і зональну будову: вміст Са змінюється від центра ( $An_{72}$ ) до периферії ( $An_{52}$ ), тоді як плагіоклази основної маси є лабрадоритового складу –  $An_{55}$ . Клінопіроксен теж представлений різними генераціями. Найбільші індивіди (розміром близько 0,2-0,8 мм)  $Wo_{40}En_{39}Fs_{21}$  складу містять понад 2 мас. %  $Al_2O_3$  і, таким чином, є низькоалюмінієвими авгітами, часто із зональною структурою. Порівняно з облямівкою, центральна частина цих зональних зерен збагачена Са і Mg та збіднена Fe. Дрібні зерна (0,02-0,04 мм) за складом відповідають піжоніту –  $Wo_{11}En_{43}Fs_{46}$ .

Досліджувані базальти за хімічним складом характеризуються високим вмістом титану і заліза, а також наявністю кварцу, порівняно високою кількістю магнетиту та ільменіту, відсутністю олівіну [Мельничук, 2010; Białowolska et al., 2002]. Найменш змінені з них належать до родини високотитанистих толеїтових базальтів і феробазальтів нормальної лужності, характерних для біловезько-подільського трапового комплексу [Мельничук, 2007]. Загалом, для них спостерігається різкий спад (порівняно з кларком і базальтами древніших трапових комплексів регіону) вмістів Cr, Ni, Co, а також підвищення вмістів більшості рідкісноземельних елементів.

*Вулканоміткові відклади* в основі сергіївської світи з розмивом залягають на бабинських верствах пригоринської світи нижнього венду. Серед них у басейнах річок Стир та Горинь (кар'єр Берестовець, св. 103, 123 та ін.) знаходяться гальки і валуни базальтів, трахітів і латитів (за петрографічним і хімічним складом). Знахідки серед утворень сергіївської світи гальок трахітів вказують на ймовірність існування на території Волині в досергіївській частині розрізу волинської серії трахітових вулканічних споруд [Мельничук, 2009; Мельничук, 2010].

Вулканоміткові алевроліти, пісковики, гравеліти і конгломерати характеризуються переважанням у їхньому складі уламків основних вивержених порід (базальти, гіалобазальти, базальтові туфи) різноманітних форм і розмірів. Крім того, поряд з уламками порід основного складу в алевролітах та піс-

ковиках трапляються рівновеликі добре обкатані зерна кварцу, рідко польових шпатів, гранітоїдів, кислих ефузивів та ін. Цементуючий їх попеловий матеріал сильно змінений до повного перетворення в глинисті продукти. Цемент базального, порового та змішаного типів репрезентований уламковими частинками пелітової та алевритової розмірності в суміші з гідрооксидами заліза, цеолітами та смектитами. Останні в складі вулканоміткових алевролітів і аргілітів можуть складати до 80% об'єму породи.

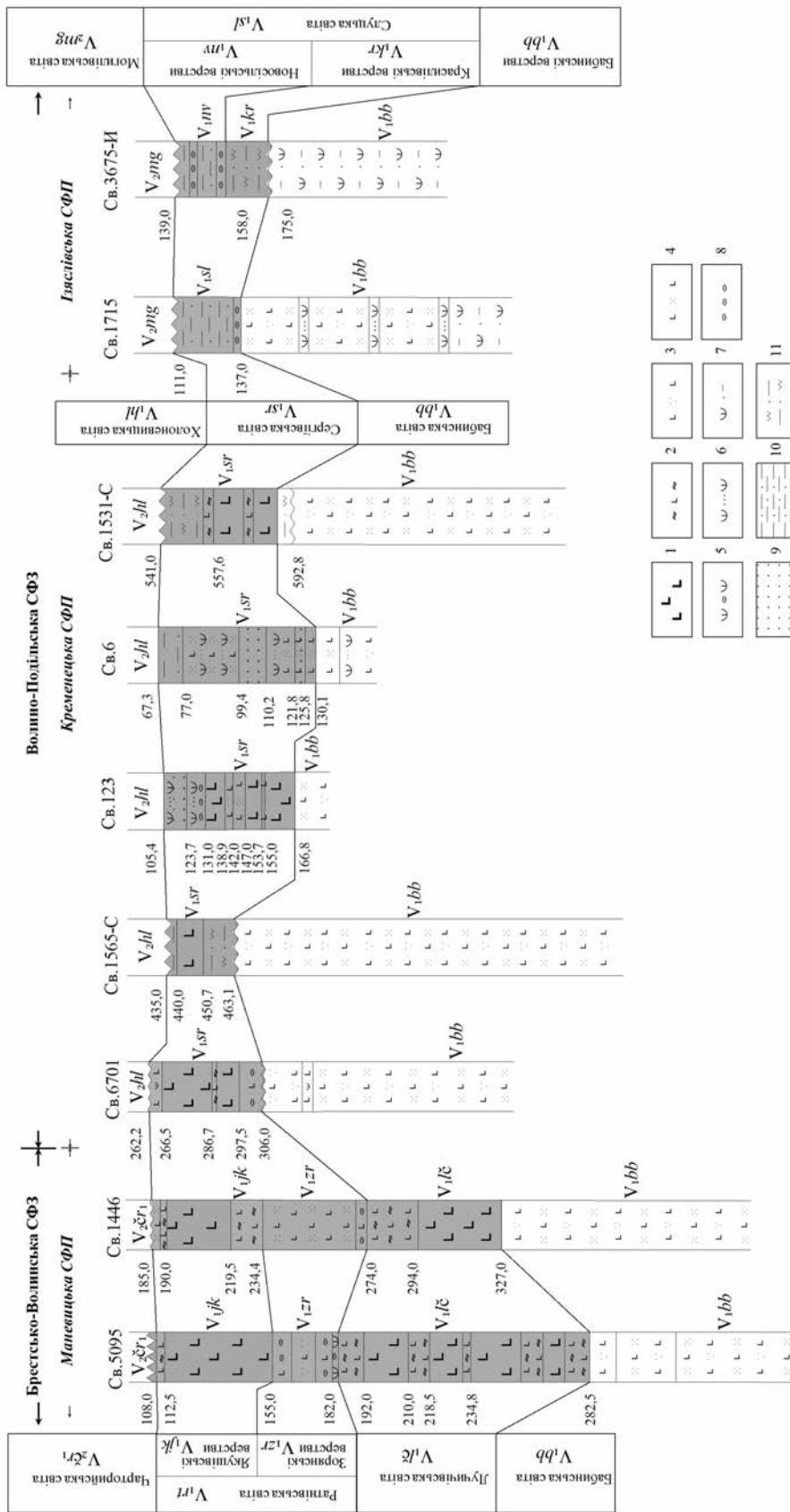
*Туфіти* сергіївської світи характеризуються значною мінливістю літологічного складу і забарвлення. Зазвичай вони алевритові яскраво-червоні, червонувато-коричневі, рожево-бузкові, бузкові і темно-червоні, з блакитнувато-зеленими плямами і смужками, дуже тонкошарові, з прошарками слабозцементованих туфогенних пісковиків і алевролітів. Характерною для пелітових туфітів є присутність дрібних вкраплень сульфідів заліза і міді, які, окислюючись, надають породі плямистого вигляду, забарвлюючи її в блакитнувато-зелений або темно-зелений колір. Скупчення сульфідів заліза і міді приурочені до лінзовидних прошарків алевролітів потужністю від часток міліметра до 1-2 см.

Під мікроскопом структура туфітів пелітова й алевритова. Текстура шарувата або плямиста згусткова. Шарувата текстура підкреслюється чергуванням пелітових і алевритових прошарків та орієнтованим розташуванням слюдяних мінералів. Згусткова текстура зумовлена наявністю скупчень окисленого піриту, які нерівномірно, плямами забарвлюють породу в бурій колір. Мінеральний склад туфітів визначається присутністю глинистих мінералів (сапонінів і смектитів) кварцу, польових шпатів, біотиту, хлориту, циркону, рутилу, апатиту. Нерідко аутигенні мінерали представлені в них піритом, сидеритом, кальцитом, доломітом, фосфатами і рідше сульфатами, які приурочені до алевритових прошарків і зазвичай цементують кластичний матеріал.

### **Фаціальна мінливість і кореляція розривів сергіївської світи**

Для сергіївської світи характерна значна мінливість фацій і потужностей по латералі (рис. 2), що цілком типово для вулканогенно-





**Рис. 2.** Схема кореляції сергіївської світи

1 – базальти; 2 – лавокластичні брекчії; 3 – туфи псефітові; 4 – туфи псефітові; 5 – конгломерати вулканоміткові; 6 – пісковики вулканоміткові; 7 – алевроліти вулканоміткові; 8 – конгломерати олігоміткові; 9 – пісковики; 10 – алевроліти; 11 – туфити псамітові та алевроліти

**Fig. 2.** The correlation scheme of sergiivska suite

1 – basalts; 2 – lava-clastic breccias; 3 – psephitic tufts; 4 – psephitic tufts; 5 – volcanomictic conglomerates; 6 – volcanomictic sandstones; 7 – volcanomictic aleurolites; 8 – oligomictic conglomerates; 9 – sandstones; 10 – aleurolites; 11 – psamitic and aleuritic tufts

осадових утворень. Базальтові покриви в складі світи та її аналога – случької світи розкриті св. 112, 113, 116, 123, 1531, 1565, 3661, 3669, 3672, 3640, 16944-16947, Жобрин, Кременець, Броди, Хмелівка та ін., а також кар'єрами Мидський, Іванова Долина, Берестовець, що на Рівненщині. Зазвичай потужність цих покривів коливається від 10-12 до 20-25 м. Місцями (кар'єри Берестовець, Іванова Долина і природні виходи по р. Горинь) покриви базальтів сергіївської світи бувають складені на всю потужність масивними фанеритовими різновидами базальтів, для яких характерна добре виражена стовпчаста окремість. На контакті такого базальтового покриву з вулканоміктowymi алевролітами, що його підстиляють, як правило, відсутні лавокластичні брекчії, що так характерні для покривів якушівських верств. Натомість, вздовж контакту розвинута зона (до 10 см) освітлення і смектитизації базальтів, а зона загартування в алевролітах не проявлена.

Іноді в базальтових покривах спостерігаються наскрізні ділянки подрібнення та епігенетичних змін базальтів, названі польськими геологами "камінами". Вони виражені структурами катаклазу порід, їх пігментацією оксидами заліза і розвитком смектит-халцедон-баритових прожилків та гнізд. Такі ділянки трактуються [Мельничук, 2009] як фреативні трубки гідропрориву, що могли утворюватися під час перекриття потоком гарячої лави локальних водойм, льоду або мерзлих ґрунтів.

У підшві базальтових покривів місцями залягають вулканоміктові конгломерати, пісковики та алевроліти, переповнені грубим кластичним матеріалом, погано обкатаним і невідсортованим. Морфологія підошви базальтового покриву свідчить про розчленованість поверхні, на яку виливалися базальтові лави, а наявність серед вулканоміктових відкладів гравелітів з окремими валунами ефузивів (днище кар'єру Берестовець) вказує на можливість існування на досергіївській поверхні алювіальних річкових долин.

Наявність в сергіївській світі між покривами базальтів туфогенних і вулканоміктових осадових відкладів із виразною шаруватістю потужністю до 13 м свідчить, що фази вивержень (від одного до чоти-

рьох) в часі були віддаленими між собою [Веліканов та ін., 1997].

В розміщенні плато-базальтових ареалів спостерігається зв'язок з меридіональними палеоструктурами, зокрема з гіпотетичною Рівненською тектонічною зоною, що підкреслюється меридіональною орієнтацією найкраще дослідженої східної (зовнішньої) межі ареалу поширення базальтів [Мельничук, 2010]. В східній частині Волино-Подільської СФЗ базальтові покриви виклинюються і вулканогенно-осадовий розріз заміщується в Ізяслівській СФП нормальновіселивськими верстами случької світи [Стратиграфические..., 1993].

В сусідній з північного заходу Брестсько-Волинській СФЗ стратиграфічним аналогом сергіївської світи є ратнівська світа, якушівські верстви [Мельничук, 2007] якої відрізняються більшою потужністю, переважанням у розрізі вивержених порід у вигляді потужних (до 30-50 м) покривів базальтів, лавокластичних брекчій та агломератових туфів, а зорянські верстви [Мельничук, 2007] містять значно більше вулканоміктового грубоуламкового матеріалу, ніж відклади сергіївської світи. Природною межею сергіївської і ратнівської світ тут є Горинська (Луцька) тектонічна зона.

У сусідній з південного сходу Збруцькій СФП Подільської СФЗ роль стратиграфічного аналога сергіївської світи відводиться слабо вивченій чемеровецькій (за В.Я. Велікановим, В.Г. Мельничуком, 2013) світі, в будові якої також приймають участь один-два базальтових покриви, розшарованих переважно олігоміктовими теригенними відкладами без суттєвих домішок вулканогенного матеріалу. В Дністровській СФП за стратиграфічною позицією сергіївській світі відповідає суттєво теригенна грушкінська світа [Веліканов та ін., 1983; Стратиграфические..., 1993].

## **Висновок**

Охарактеризована сергіївська світа як місцевий стратиграфічний підрозділ вендської системи достатньо чітко виділяється за петростратиграфічними, речовинними особливостями та структурно-стратиграфічною позицією. Її розрізи, розкриті численними свердловинами, простежуються у Волино-

Подільській СФЗ і задовільно корелюються зі стратонами нижнього венду (ратнівська, чемеровецька, грушкінська та слущька світи) сусідніх регіонів. Виділення сергіївської світи поліпшить стратифікацію нижнього венду Волино-Поділля і сприятиме становленню міжрегіональної кореляції нижньовендських розрізів на вищій рівень.

## Список літератури / References

1. Великанов В.А., Асеева Е.А., Федонкин М.А. Венд Украины. Киев: Наук. думка, 1983. 163 с.

*Velikanov V.A., Aseyeva E.A., Fedonkin M.A., 1983. Vend of Ukraine. Kiev: Naukova Dumka, 163 p. (in Russian).*

2. Великанов В.А., Коренчук Л.В. Фазы магматизма и их соотношение с осадконакоплением в позднем докембрии (рифей–венд) Вольно-Подоллии. *Геол. журн.* 1997. № 1-2 (283). С. 124-130.

*Velikanov V.A., Korenchuk L.V., 1997. Magmatic phases and their relation to sedimentation in the late Precambrian (Riphean-Vendian) Volyn-Podillya. Geologichnyy zhurnal, № 1-2 (283), p. 124-130 (in Ukrainian).*

3. Великанов В.Я. Проблемні питання стратиграфії венду України. *Геол. журн.* 2009. № 3 (328). С. 7-13.

*Velikanov V. Ya., 2009. Problematic issues Vendian stratigraphy of Ukraine. Geologichnyy zhurnal, № 3 (328), p. 7-13 (in Ukrainian).*

4. Крашеніннікова О.В. Стародавні світи західного схилу Українського кристалічного щита Поділля. Київ: Вид-во АН УРСР, 1950. 178 с.

*Krashenninnikova O.V., 1950. Ancient suites of the western slope of the Ukrainian Shield of Podillya. Kyiv: Vydavnytstvo AN URSR, 178 p. (in Ukrainian).*

5. Мельничук В.Г. Біловезько-подільський траповий комплекс нижнього венду та його міденосність. *Геол. журн.* 2009. № 4 (329). С. 59-68.

*Melnichuk V.G., 2009. Bilowezian-Podilian trappean Lower Vendian complex and its copper bearing. Geologichnyy zhurnal, № 4, p. 59-68 (in Ukrainian).*

6. Мельничук В.Г. Геологія та міденосність нижньовендських трапових комплексів південно-західної частини Східноєвропейської платформи: автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2010. 36 с.

*Melnichuk V.G., 2010. Geology and copper bearing Lower Vendian trappean complexes of the southwestern part East European platform: Dr. geol. sci. dis. Kyiv, 36 p. (in Ukrainian).*

Автор висловлюю щирю подяку колективу Рівненської партії Волинської геологічної експедиції (П.П. Крещуку, В.В. Матеюку, В.Г. Зелінському, Ю.Д. Харчишину), а також д-ру геол.-мінерал. наук, проф. В.Г. Мельничуку, канд. геол.-мінерал. наук В.Я. Великанову за корисні поради при написанні даної статті.

7. Мельничук В.Г., Крещук П.П., Мельничук Г.В., Поліщук А.М. Виділення і кореляція нових стратонів у могилів-подільській серії верхнього венду Волині. *Геол. журн.* 2012. № 3 (340). С. 39-48.

*Melnichuk V.G., Kreschuk P.P., Melnichuk G.V., Polishchuk A.M., 2012. Selecting and correlation of new Stratons in Mogilev-Podilska Series Upper Vend of Volyn. Geologichnyy zhurnal, № 3 (340), p. 39-48 (in Ukrainian).*

8. Мельничук В.Г., Косовський Я.О., Матеюк В.В., Крещук П.П. Нові стратони в міденосних вендських трапах Волині. *Зб. наук. пр. УкрДГРІ.* 2007. № 4. С. 26-37.

*Melnichuk V.G., Kosovskyi Y.O., Mateyuk V.V., Kreschuk P.P., 2007. New Stratons in copper-bearing Vendian traps of Volyn. Zbirnyk naukovykh prats' UkrDGRI, № 4, p. 26-37 (in Ukrainian).*

9. Стратиграфічний кодекс України / відп. ред. П.Ф. Гожик. Київ, 2012. 65 с.

*Stratigraphic Code of Ukraine, 2012 / Editor-in-Chief P.F. Gozhyk. Kyiv, 65 p. (in Ukrainian).*

10. Стратиграфические схемы фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения (графические приложения). Киев: Геопрогноз, 1993.

*Stratigraphic schemes Phanerozoic formations of Ukraine for the new generation geological maps (graphical application). Kiev: Geoprognoz, 1993 (in Ukrainian).*

11. Bialowolska A., Bakun-Czubarow N., Fedoryshyn Yu., Neoproterozoic flood basalts of the beds of the Volhynian Series (East European Craton). *Geological Quarterly.* 2002. Vol. 46, No.1. P. 37-57.

*Bialowolska A., Bakun-Czubarow N., Fedoryshyn Yu., 2002. Neoproterozoic flood basalts of the beds of the Volhynian Series (East European Craton). Geological Quarterly, vol. 46, No.1, p. 37-57 (in English).*

Стаття надійшла  
17.03.2014

## ІСТОРІЯ ВИВЧЕННЯ ПАЛЕОЗОЙСЬКИХ ФОРАМІНІФЕР УКРАЇНИ ТА ЇХ ЗНАЧЕННЯ ДЛЯ СТРАТИГРАФІЇ

**М.В. Вдовенко**

*(Рекомендовано д-ром геол.-мінерал. наук В.І. Полетаєвим)*

*Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна, E-mail: VdovenkoM@gmail.com  
Доктор геолого-мінералогічних наук, старший науковий співробітник.*

В історії вивчення форамініфер (Ф) палеозою України чітко виділяються три періоди. Перший – з 30-х до кінця 40-х – початку 50-х років минулого сторіччя. Це початок вивчення пізньопалеозойських Ф України та використання їх для цілей стратиграфії.

Другий період пов'язаний з різким зростом обсягів буріння у зв'язку з пошуками горючих корисних копалин у девоні і карбоні. Він продовжувався майже до середини 90-х років ХХ ст. Цей період найбільш продуктивний у вивченні Ф та стратиграфії. Для нього характерне створення і затвердження детальних стратиграфічних схем верхньопалеозойських і особливо кам'яновугільних відкладів Донбасу, Дніпровсько-Донецької западини, Львівського та Переддобрудзького палеозойського прогинів. В біостратиграфічній частині цих схем основну роль відігравали Ф. В цей час була опублікована велика кількість колективних монографій з описом Ф.

На третій період припадає суттєве скорочення пошуково-розвідувальних робіт у верхньопалеозойських відкладах України. Останнє призвело до зменшення робіт з вивчення стратиграфії та Ф у цих відкладах. Так, якщо спочатку кількість спеціалістів з Ф палеозою не була більше 7-8, потім зросла до 30, то в теперішній час їх налічується 3-4 (?). Біостратиграфічні роботи наразі спрямовані в основному на модернізацію наявних стратиграфічних схем.

*Ключові слова:* історія, вивчення, форамініфери, стратиграфія, палеозой.

## THE RESEARCH HISTORY OF PALEOZOIC FORAMINIFERA OF UKRAINE AND THEIR STRATIGRAPHICAL VALUE

**M.V. Vdovenko**

*(Recommended by doctor of geological-mineralogical sciences V.I. Poletaev)*

*Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, E-mail: VdovenkoM@gmail.com  
Doctor of geological-mineralogical sciences, senior scientific worker.*

In the history of Ukrainian Paleozoic foraminifera research three periods can be clearly defined. First one – the 30's till the end of the 40's – beginning of the 50's of the last century. At this time the research of Late Paleozoic foraminifera of Ukraine and their usage for the purposes of stratigraphy started.

The second period is directly associated with the fast growth of drilling activity caused by fossil fuels exploration in the Devonian and Carboniferous deposits. It lasted almost till the end of 90's of the last century. This period was the most productive for foraminifera and stratigraphic research. It is characterized by construction and ratification of the detailed stratigraphical schemes of the Upper Paleozoic and especially Carboniferous deposits of Donbas, Dnipro-Donetsk, Lviv and Dobrudja Foredeep. In the biostratigraphic part of these schemes foraminifera played the leading role. Significant number of major joint works with description of foraminifera is characteristic of this period.

The third period is connected with the substantial diminish of exploration of Upper Paleozoic deposits of Ukraine. This led to the decreasing of research activities on stratigraphy and foraminifera of these rocks. Thus, while at the beginning the number of experts in Paleozoic foraminifera didn't exceed 7-8 and then grew up to almost 30, at the present time there are no more that 3-4 of them. Biostratigraphic research nowadays is mostly focused on the modernization of existing stratigraphical schemes.

*Key words:* history, study, foraminifera, Stratigraphy, Paleozoic.

## **ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ФОРАМИНИФЕР УКРАИНЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ**

**М.В. Вдовенко**

*(Рекомендовано д-ром геол.-минерал. наук В.И. Полетаевым)*

*Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина, E-mail: VdovenkoM@gmail.com  
Доктор геолого-минералогических наук НАН Украины.*

В истории изучения фораминифер (Ф) палеозоя Украины четко выделяются три периода. Первый – с 30-х до конца 40-х – начала 50-х годов прошлого столетия. Это начало изучения позд-непалеозойских Ф Украины и использования их для целей стратиграфии.

Второй период непосредственно связан с резким ростом объемов бурения в связи с поисками горючих полезных ископаемых в девоне и карбоне страны. Он продолжался почти до середины 90-х годов XX ст. Этот период наиболее продуктивный в изучении Ф и стратиграфии. Для него характерно создание и утверждение детальных стратиграфических схем верхнепалеозойских и особенно каменноугольных отложений Донбасса, Днепровско-Донецкой впадины, Львовского и Преддобруджинского палеозойских прогибов. В био-стратиграфической части этих схем основную роль играли Ф. В это время опубликовано большое количество крупных коллективных монографий с описанием Ф.

Третий период связан с существенным сокращением поисково-разведочных работ в верхнепалеозойских отложениях Украины. Последнее привело к свертыванию работ по изучению стратиграфии и Ф в этих отложениях. Так, если вначале количество специалистов по Ф палеозоя не превышало 7-8, затем выросло до 30, то в настоящее время их насчитывается 3-4 (?). Био-стратиграфические работы сегодня направлены в основном на модернизацию существующих стратиграфических схем.

*Ключевые слова:* история, изучение, фораминиферы, стратиграфия, палеозой.

Нами простежено історію вивчення палеозойських форамініфер (Ф) України, використання їх для цілей стратиграфії і результати цього вивчення. Робота базується на висвітленні та аналізі насамперед опублікованих і частково рукописних матеріалів, особистій участі автора в деяких дослідженнях, а також на спостереженнях за процесом і наслідками багаторічного вивчення Ф палеозою України починаючи з 30-х років минулого сторіччя (тут і далі йдеться про XX ст.) і до останнього часу.

Відомо, що дані з розповсюдження Ф застосовуються для розчленування морських відкладів фанерозою починаючи з верхнього девону. Особливо це стосується закритих

територій, де вивчення відкладів відбувається внаслідок розбурювання їх свердловинами. Завдяки своїм переважно мікроскопічним розмірам та численним знахідкам Ф є однією із найбільш вагомих груп фауни, що використовуються для встановлення віку відкладів, кореляції, складання стратиграфічних схем різного рангу від місцевих до майже глобальних і т.п.

Палеозойські відклади в Україні відомі на Волино-Поділлі, Переддобруджі, Доно-Дніпровському прогині (ДДП), що включає Відкритий Донбас з його західним продовженням і південним схилом Воронежської антекклізи, а також Дніпровсько-Донецьку западину (ДДЗ). Нижньопалеозойські (кембрійські – силурій-

ські) відклади відомі у Волино-Поділлі і Переддобруджі. Знайдені в них Ф дуже рідкісні і не відіграють суттєвої ролі у вивченні стратиграфії цих відкладів. Девонські відклади відомі у двох наведених вище регіонах, а також у ДДЗ і Донбасі. У цих регіонах були знайдені Ф. У середньому девоні вони дуже рідкісні і не характерні, а у верхньодевонських відкладах – більш численні і різноманітні. Визначення Ф поряд із іншими групами фосилій дозволило встановити в цих регіонах не тільки девонський вік відкладів, а й уточнити його шляхом кореляцій з одновіковими відкладами суміжних регіонів (Східно-Європейська платформа – СЄП та ін.), виявити та описати найбільш характерні пізньодевонські (франські і фаменські) комплекси Ф. В кам'яновугільних відкладах Ф трапляються у ДДП, Львівському і Переддобрудзькому палеозойських прогинах (ЛПП і ППП). Вивчення Ф у Відкритому Донбасі використовувалось для деталізації біостратиграфічної частини стратиграфічної схеми карбону – поділ біостратиграфічних зон на підзони, уточнення їх меж і обсягу, кореляція, а також визначення границь стратонів МСШ, тобто системи, ярусів тощо. І як кінцевий результат – створення єдиної біостратиграфічної схеми карбону Донбасу. Паралельно досліджувалися Ф на західному продовженні Донбасу (район Новомосковська – Павлограда), де в кінці 40-х і на початку 50-х років ХХ ст. були розвідані промислові запаси вугілля. Для цього району необхідно було створити нову стратиграфічну схему карбону. Потребував своєї стратиграфічної схеми розчленування кам'яновугільних відкладів і район південного схилу Воронезької антеклізи. Це також стосувалось ДДЗ і Львівсько-Волинського вугільного басейну (ЛВБ). У всіх цих районах і субрегіонах кам'яновугільні відклади розбурювалися свердловинами, і Ф здебільшого були тут головною групою фауни для біостратиграфічних досліджень.

Що стосується пермських Ф, то вони трапляються головним чином у окремих вапняках ранньопермського віку Донбасу і ДДЗ, частково у картамиській та слов'янській світах.

В історії вивчення девонських, кам'яновугільних і пермських Ф України можна чітко виділити три періоди.

**Перший** період охоплював час з 30-х років і продовжувався до кінця 40-х – початку 50-х років. Тоді ж починається вивчення кам'яновугільних і пермських Ф Донбасу, карбону ДДЗ і ЛПП. Першими почали вивчати Ф у цих районах Н.Є. Бражнікова (Інститут геологічних наук АН УРСР, м. Київ), М.Ф. Манукалова (об'єднання «Артемгеологія», Артемівськ), а у Ленінграді – Л.Г. Дайн (ВНДГРІ) і М.І. Сосніна (ВСЕГЕІ). Н.Є. Бражнікова із середини 30-х років почала вивчення Ф із вапняків світ  $C_2^7$ ,  $C_3^{is}$ ,  $C_3^{av}$  та араукаритової – Центрального району, а також пермських Ф гіпсово-доломітової світи Донбасу. У 1939 р. вона опублікувала роботу, в якій описала Ф вапняків вказаних вище світ карбону [Стратиграфія..., 1969]\*. У висновках статті Н.Є. Бражнікова вперше довела, що світа  $C_2^7$  за Ф має середньокам'яновугільний вік, а у вапняку  $N_3$  (світа  $C_3^{is}$ ) спостерігається досить різка зміна форамініферової асоціації фузулінід: зникають сферичні псевдоштафели, з'являються перші, але ще примітивні квазіфузуліни. Цей етап Н.Є. Бражнікова вважала початком пізньокам'яновугільного часу і відмічала, що в межах вапняків  $N_2$  і  $N_3$  можна проводити границю між  $C_2$  і  $C_3$  у Донбасі. В наступному вапняку  $O_1$  спостерігалась перша поява дуже рідкісних представників роду *Montiparus*. Тобто уже в ті роки Н.Є. Бражнікова виявила рівні в розвитку Ф, які і до цього часу обговорюються як можливі варіанти рівня границі  $C_2/C_3$ . Приблизно в той же час вона вперше починає вивчати Ф карбону ЛПП. До війни Н.Є. Бражнікова визначила їх у декількох свердловинах поблизу м. Олеськ та в інших місцях. Вона виділила у візейських і намюрських відкладах сім мікрофауністичних зон. Але їх форамініферова характеристика та опис тоді не були опубліковані. У статті 1946 р. Д.Є. Айзенверга із співавторами ці зони були тільки перераховані [Стратиграфія..., 1969].

М.Ф. Манукалова у 1936 р. і пізніше у 1947-1949 рр. вивчала Ф вапняків світ середнього

\* За браком місця список використаної літератури у даній статті не включає всіх робіт, на які посилається автор. Тому цей список складається головним чином із колективних стратиграфічних робіт. В списках літератури останні присутні роботи, на які посилається автор даної статті.

і верхнього карбону різних районів Донбасу. В її публікаціях 1948, 1950 та інших років було зроблено опис видів Ф і показано їх стратиграфічне розповсюдження в окремих вапняках світ  $C_2$  і  $C_3$  [Стратиграфія..., 1969].

М.І. Сосніна у 1938-1939 рр. вивчала Ф вапняків світ середнього (московський ярус) і верхнього карбону північно-західної частини Донбасу і виділила за їх даними 12 зон, які були позначені римськими цифрами. Матеріал цей не був опублікований. Але схема М.І. Сосніної наведена в роботі 1963 р. [Айзенверг и др., 1963].

Л.Г. Даін у 1938-1940 рр. вивчала Ф нижнього і середнього карбону півдня Донбасу, виділила там 20 товщ, що відповідали зонам і світам стратиграфічної схеми Донбасу того часу. Серед них 10 товщ за Ф було простежено Л.Г. Даін у 1940 р. у кам'яновугільних відкладах Ісачківського і Роменського підняттях у ДДЗ. Ці товщі зіставлялись із донецькими зонами  $C_1^{ve}$ ,  $C_1^{vf}$ ,  $C_1^{vg}$ ,  $C_1^{vb}$  –  $C_1^{nc}$ , світами  $C_2^1$ ,  $C_2^2$  –  $C_2^3$ ,  $C_2^3$  –  $C_2^4$ ,  $C_2^5(?)$ ,  $C_2^6$  і  $C_2^7$  Донбасу. Звіт Л.Г. Даін не був опублікований. Тільки в 1953 і 1958 роках було оприлюднено два нових роди і декілька нових її видів [Бражнікова и др., 1967].

В перші післявоєнні роки Н.Є. Бражнікова разом з М.О. Карповою (м. Ромни) і П.Д. Потієвською (ІГН АН УРСР) вивчали Ф карбону за матеріалами окремих свердловин ДДЗ. В них були виявлені Ф візейського, намюрського – башкирського ярусів і верхів московського ярусу карбону. Весь розріз на основі вивчення Ф був поділений на 10 товщ, що за обсягом були близькі до встановлених раніше Л.Г. Даін. Але вони все ж дещо відрізнялись від останніх. Ці відміни детально розглянуті у роботі 1967 р. [Бражнікова и др., 1967]. Тоді ж (1950, 1951 рр.) Н.Є. Бражнікова, крім Ф карбону ДДЗ і ЛПП, почала вивчати кам'яновугільні Ф світ  $C_1^5$ - $C_3^1$  північно-західної окраїни Донбасу самостійно, а з 1948 р. разом з П.Д. Потієвською. Вони вперше зіставили Ф цих світ Західного Донбасу із одновіковими – горизонтів Підмосковного басейну [Стратиграфія..., 1969]. Остання тоді ж вивчала Ф башкирського ярусу західного продовження Донбасу [Стратиграфія..., 1969]. В цей же період Ф московського ярусу і верхнього карбону Донбасу починає вивчати Г.Д. Киреєва (ВНДІГаз, Москва). В своїх публікаціях того

часу (1949-1953 рр. та ін.), які стосувались карбону Донбасу, вона описує нові види Ф, проводить зіставлення із одновіковими відкладами СЄП і Західного Уралу, розглядає рівень границь  $C_1/C_2$  і  $C_2/C_3$  у Донбасі [Стратиграфія..., 1969 та ін.]. Трохи раніше (з 1937 р.) починається вивчення середньо- і пізньокам'яновугільних Ф Східного Донбасу Ф.С. Путрею. Він зіставляє одновікові товщі Східного Донбасу з горизонтами московського ярусу і верхнього карбону СЄП (1940 р. та ін.).

В 40-х роках Ф вапнякової товщі нижнього карбону Донбасу вивчала А.В. Приходько (Дніпропетровський університет). Опис декількох видів Ф було опубліковано у 1948 р. [Бражнікова и др., 1967].

Що стосується зіставлення і рівня границь ярусів карбону у розрізі Донбасу, то у різних мікропалеонтологів вони майже не збігаються [Айзенверг и др., 1963]. Такі явища спостерігаються і до цього часу. Дискусії щодо рівня проведення границь між ярусами і дрібнішими стратонами продовжуються і дотепер. Крім того, тривала робота кожного палеонтолога, нові дані, їх інтерпретація спонукали дослідників з роками уточнювати або змінювати свої погляди щодо границь стратонів того чи іншого рангу та їх зіставлень.

Закінчуючи розглядати результати першого періоду вивчення Ф палеозою України, треба відмітити, що найбільш важливим є початок вивчення Ф карбону у Донбасі, ДДЗ і ЛПП. Воно супроводжувалось першими спробами розчленування кам'яновугільних відкладів за даними Ф. Це біостратиграфічне розчленування карбону в різних регіонах України стало основним підґрунтям для побудови повноцінних стратиграфічних схем в 60-70-х роках, а також подальших змін у цих схемах. В цей же час спостерігаються і спроби проведення глобальних границь карбону за даними Ф, наприклад між візейським і намюрським ярусами,  $C_2$  і  $C_3$  тощо.

**Другий період** вивчення Ф починається з кінця 40-х – початку 50-х років. Він тісно пов'язаний з розгортанням інтенсивних пошуків в Україні родовищ горючих корисних копалин у девонських і кам'яновугільних відкладах. Цей період продовжувався майже до середини 90-х років. Для нього характерне різке зростання кількості пошукових

свердловин у Донбасі та особливо його західному продовженні, у ДДЗ, на південному схилі Воронезької антеклізи, у ЛПП, а з 60-х років і у ППП. Це призвело до необхідності обробки величезної кількості ядерного матеріалу сотень і сотень свердловин для встановлення віку перебуваних відкладів, їх кореляції тощо. Працюючи на той час мікропалеонтолог не в змозі були виконати такий величезний обсяг робіт. Все це призвело до необхідності суттєвого збільшення кількості мікрофауністів-карбонознавців насамперед у наукових установах, а також у виробничих об'єднаннях.

Протягом другого періоду вивчення Ф карбону України дуже плідно і всебічно продовжує досліджувати Н.Є. Бражнікова. В 1956 р. [Бражнікова та др., 1956] публікується колективна робота з вивчення органічних решток в карбоні ЛПП. В цій роботі Н.Є. Бражнікова, використовуючи свої дані вивчення Ф ЛПП у довоєнні і перші післявоєнні роки, описує найбільш характерні і нові види візейських – башкирських Ф, а також наводить детальну мікрофауністичну характеристику зон схеми П.Л. Шульги, опублікованої у 1952 р., їх межі і зіставлення із одновіковими відкладами суміжних регіонів. В ці ж роки Н.Є. Бражнікова вивчає проблеми намюрського ярусу, його обсяги і межі в Україні за даними Ф [Труды..., 1957]. Разом з П.Д. Потієвською вона вивчає Ф карбону Західного Донбасу [Стратиграфія..., 1969], південного схилу Воронезької антеклізи [Айзенверг и др., 1968]. Дані Н.Є. Бражнікової з вивчення Ф карбону Відкритого Донбасу, які вона проводила всі ці роки, значною мірою були використані при складанні біостратиграфічної схеми Донбасу, опублікованої у 1963 р. [Айзенверг и др., 1963]. Подальша робота над цією схемою продовжувалась в напрямі її більшої деталізації (тобто збільшення кількості підзон), а також уточнень границь системи, ярусів і т.п. (тобто границь МСШ), введення в шкалу серпуховського ярусу замість намюрського з визначеним обсягом останнього у схемах карбону СНД, виділення на донецькому матеріалі запалтюбинського і вознесенського горизонтів. Останні доповнили розріз перехідних відкладів карбону між  $C_1$  та  $C_2$  у СЄП (Айзенверг Д.Є., Бражнікова Н.Є., 1974 та ін.) [Айзенверг и др., 1983]. У всіх уточненнях і змінах суттєву роль

відіграли Ф. Всі ці питання з точки зору Ф висвітлені насамперед у роботах Н.Є. Бражнікової, а також П.Д. Потієвської, Г.Д. Киреевої, М.В. Вдовенко, В.О. Погребняк та ін. Але треба відмітити, що при встановленні глобальних границь (системи, підсистем, ярусів) головну роль з 70-80-х років починають відігравати коноданти. Зміни, які відбулись на цих рубежах в складі конодонтів, добре простежуються глобально або майже глобально не тільки в карбонатних, а й у теригенних відкладах. Ф, як правило, в останніх відсутні. Крім того, більшість палеозойських Ф складають бентосні форми, що зазвичай дуже залежать від фаціальних змін відкладів, з якими пов'язане їх життя.

Удосконалення біостратиграфічної схеми карбону Донбасу продовжувалось і у 80-х роках. Так, при підготовці схеми Донбасу як субрегіону СЄП для затвердження її МСК СРСР у 1988 р. та УРМСК у 1993 р. до неї були внесені такі зміни. Комплексні біостратиграфічні зони Донбасу були покладені у біостратиграфічну основу вперше виділених горизонтів карбону. Ці горизонти одержали географічні назви. Їх границі були проведені головним чином за даними Ф. До біостратиграфічної схеми карбону Донбасу тоді ж було додано затверджену МСК СРСР зональну форамініферову схему. Перша спроба побудови зональної форамініферової схеми для всього розрізу карбону Донбасу була зроблена в колективній доповіді Д.Є. Айзенверга, Н.Є. Бражнікової, Н.П. Василіук та інших на VIII Міжнародному карбонному конгресі у Москві в 1975 р. «Разрез карбона Донбасса как эталонный разрез каменноугольной системы», опублікованій у 1978 р. [Полетаев та ін., 2011]. Запропонована схема складалась із 28 зон. Її автори — Н.Є. Бражнікова, М.В. Вдовенко, П.Д. Потієвська, Г.Д. Киреева і В.О. Погребняк. Затверджена у 1990 р. МСК СРСР стратиграфічна схема карбону СЄП та її субрегіонів мала у своєму складі зональну форамініферову схему карбону Донбасу, яка, на відміну від зональної схеми 1978 р., була більш детальною. Особливо це стосується нижньокам'яновугільної її частини (15 зон замість 12). Середньо- і верхньокам'яновугільна частини зональних схем 1978 і 1990 рр. суттєво не відрізняються [Полетаев та ін., 2011; Решение..., 1990].



Паралельно з вивченням Ф карбону Донбасу Н.Є. Бражнікова продовжує плідно досліджувати Ф карбону ДДЗ. У 1952 р. вона за участю геолога А.О. Білика і мікропалеонтолога М.О. Карпової (м. Ромни) вивчає Ф на Радченківській і Сагайдацькій площах в ДДЗ. Там було тоді виділено 14 мікрофауністичних горизонтів (МФГ) у відкладах пізньовізейського – ранньомосковського віку [Бражнікова і др., 1967]. Подальша робота колективу мікрофауністів наукових і виробничих організацій під керівництвом Н.Є. Бражнікової була спрямована на створення єдиної біостратиграфічної схеми карбону і пермі ДДЗ. Ця схема була опублікована у колективній монографії у 1967 р. [Бражнікова і др., 1967]. В роботі були використані також дані мікропалеонтологів Г.Д. Киреевої, М.Ф. Манукалової, В.О. Погребняк, Т.І. Галюк. Подальше удосконалення стратиграфічної схеми карбону ДДЗ відбувалося в напрямі виділення для виробничих цілей, крім МФГ, і продуктивних нафтогазоносних горизонтів. У 70-х роках під керівництвом В.О. Погребняк була проведена комплексна робота з уніфікації синоніміки, кореляції і вікової прив'язки продуктивних горизонтів до МФГ [Вдовенко і др., 1988]. У 80-х роках в офіційну схему ДДЗ на підставі нових даних були внесені уточнення і доповнення, що стосувались в основному деталізації розчленування відкладів турнейського і ранньовізейського віку. В МФГ XV, XIV, XIII були виділені підгоризонти [Вдовенко і др., 1988]. Ці зміни були зроблені у схемі турнейського ярусу за даними Н.Є. Бражнікової, а у візейському ярусі за даними М.В. Вдовенко, Л.В. Винниченко, С.В. Онуфришин і В.О. Погребняк. В схемі 1988 р. [Вдовенко і др., 1988] вперше пропонується проводити нижню границю візейського ярусу вище, ніж вона проводилась раніше в схемах карбону Донбасу, СЄП та інших регіонів СНД. В ДДЗ і Донбасі вона в 1988 р. була проведена в підшві зони  $C_1^b$  Донбасу та її аналогів або у підшві радаєвського горизонту СЄП, за появою групи *Eoparastaffella simplex* Vdovenko. Відомо, що вже після 2008 р. вона на цьому рівні затверджена МГК для МСШ. В схемі ДДЗ 1988 р. вперше в кожній її структурно-фаціальній зоні (СФЗ) були виділені літологічні пачки в обсязі світ, але ще без назв. Кожна з цих товщ одержала мікрофауні-

тичну характеристику. В колективній роботі 1991 р. (В.І. Полетаєв, Г.І. Вакарчук, Л.Г. Винниченко та ін., препринт) товщі переведені в світі, які одержали назви і були описані їх стратотипи [Стратиграфія..., 2013].

В 60-х роках продовжує вивчати Ф середнього і верхнього карбону Донбасу Г.Д. Киреева. В опублікованій нею статті 1962 р. [Стратиграфія..., 1969] та інших подано опис нових видів Ф, зіставлення відкладів башкирського ярусу Донбасу і СЄП, розглянуто історію розвитку північних окраїн Донбасу і ДДЗ в нижньому і середньому карбоні; на основі вивчення Ф зроблено спробу прослідкувати окремі вапняки світ карбону Донбасу у ДДЗ [Стратиграфія..., 1969].

М.Ф. Манукалова з кінця 50-х років вивчає ранньокам'яновугільні Ф західної частини Донбасу, бере участь у складанні стратиграфічної схеми карбону Західного Донбасу для об'єднання «Головгеологія». Після переходу на роботу в Чернігівське відділення УкрНДГРІ вона починає вивчати середньокам'яновугільні Ф ДДЗ. У 1969 р. М.Ф. Манукалова-Гребенюк разом з М.Т. Ільною і Т.Д. Сережніковою [Манукалова-Гребенюк і др., 1969] публікує атлас Ф середнього карбону ДДЗ. В атласі наведено опис Ф башкирського і московського ярусів ДДЗ і частково Західного Донбасу. При вивченні Ф була використана світна (лутугінська) схема карбону Донбасу. В межах світ за даними Ф М.Ф. Манукалова виділила 10 МФГ. Частина останніх за обсягом дорівнювала МФГ схеми ДДЗ 1967 р. Але виділення М.Ф. Манукаловою, крім горизонтів, ще й 12 підгоризонтів зробило її середньокам'яновугільну схему ДДЗ більш детальною, ніж схема 1967 р. Проведені М.Ф. Манукаловою дослідження дали їй можливість поширити на середньокам'яновугільні відклади ДДЗ донецьку (лутугінську) індексацію вапняків. Але простежування окремих вапняків Донбасу у ДДЗ, запропоноване М.Ф. Манукаловою та іншими мікрофауністами (Г.Д. Киреева та ін.), було сприйнято не всіма дослідниками без заперечень [Бражнікова і др., 1967; Стратиграфія..., 1969].

З 50-х років починає працювати у Дніпропетровському гірничому інституті Л.Ф. Самарська. Вона вивчала пізньовізейські і намюрські Ф вапняків світ  $C_1^2 - C_1^5$  та прослідкувала ці вапняки в Західному Донбасі від ст. Межева до р. Орель [Стратиграфія..., 1969].

В.О. Погребняк (УкрНДІГаз, Харків) тоді ж (1958 р.) вивчає Ф середнього карбону північних окраїн Донбасу, а також пізньомосковські Ф північної і північно-західної окраїн Донбасу (1964, 1972 рр.), дає опис видів і виділяє у  $C_2$  сім форамініферових зон [Стратиграфія..., 1969]. Вона вивчає (1975 р.) також Ф низів верхнього карбону цього району Донбасу [Полетаєв та ін., 2011].

З 1951 р. ранньокам'яновугільні (візейські) Ф Донбасу починає досліджувати М.В. Вдовенко (Київський держуніверситет, а з 1962 р. – ІГН АН УРСР). Особливу увагу вона приділяє вивченню ранньовізейських Ф (1954, 1961 рр. та ін.), у той час ще дуже мало відомих, розглядає можливі варіанти проведення границі між ярусами  $C_1^t$  і  $C_1^v$  у Донбасі [Бражнікова, Вдовенко, 1973]. З 1962 р. М.В. Вдовенко вивчає Ф нижнього карбону ДДЗ, а пізніше разом з Н.Є. Бражніковою описує (частково) турнейські Ф Донбасу, ранньовізейські Ф України [Атлас..., 1971; Бражнікова, Вдовенко, 1973], пізньовізейські – ранньосерпуховські [Vdovenko, 2000 (2001)] і частково пізньосерпуховські Ф Донбасу [Айзенберг і др., 1983]. З 70-х років (1972, 1978, 1980-1982 рр. та ін.) М.В. Вдовенко займається вивченням Ф карбону ЛПП, ППП [Вдовенко, 2013], вносить деякі уточнення в стратиграфічну схему карбону ЛПП і в співавторстві з К.Я. Гуревич складає схему карбону ППП [Стратиграфические..., 1993]. В кінці 80-х років вона бере участь у підготовці стратиграфічних схем карбону України до затвердження їх МСК СРСР і НСК України в тих їхніх частинах, обґрунтування яких було зроблено на підставі вивчення Ф, і стає співавтором схеми нижнього карбону Донбасу 1993 р. [Стратиграфические..., 1993].

З кінця 50-х років ранньокам'яновугільними Ф ДДЗ починає займатись Л.Ф. Ростовцева (ВНДІГаз, Москва). Вона виділяє та описує нові види Ф у турнейських і візейських відкладах ДДЗ, проводить розчленування цих відкладів у різних свердловинах западини, бере участь у описі МФГ ДДЗ [Бражнікова і др., 1967; Стратиграфія..., 1969]. Декілька років кам'яновугільні Ф ДДЗ вивчала О.С. Турик (Львівський університет).

В цей же період кам'яновугільні Ф ЛПП вивчала О.А. Зав'ялова (УкрНДГРІ, Львів). Вона вперше виявила тут у 1959 р. турнейські (черепетські) Ф і описала їх [Зав'ялова,

1959], розширила мікрофауністичну характеристику зон (з 60-х років вони стали світами карбону), багато дискутувала з приводу обсягу меж, віку, кореляції окремих світ карбону ЛПП [Стратиграфія..., 1969], описала ряд нових видів. Форамініфери і водорості кам'яновугільних відкладів ЛПП, їх стратиграфію вивчала в цей період також А.А. Муромцева (ІГГК, Львів). Вона разом із Г.М. Помяновською є співавтором стратиграфічної схеми карбону ЛПП, затвердженої МСК СРСР у 1990 р. і УРМСК у 1993 р. [Решение..., 1990; Стратиграфические..., 1993].

З кінця 80-х років в ІГН АН УРСР декілька років вивчав Ф кам'яновугільних відкладів на межі середньої границі карбону або нижньої границі башкирського ярусу Донбасу О. Масло. Його завданням було виявити зміни в складі Ф, що відбулись на цьому рубежі. Але ці дослідження не були закінчені. Разом з Д. Вашаром він тоді склав зональну форамініферову схему башкирських відкладів Донбасу. Вона була опублікована у 1996 р. [Vachard et Maslo, 1996].

Паралельно із зростанням у другому періоді обсягу робіт з вивчення Ф збільшується і кількість мікрофауністів-карбонознавців не тільки у наукових установах, а і у виробничих організаціях.

Так, відкриття у Західному Донбасі промислових шарів вугілля викликало необхідність у вивченні Ф цих відкладів для встановлення їх віку, розчленування, кореляції, складання місцевих стратиграфічних схем тощо. Для вирішення цих питань недостатньо було мікрофауністів-науковців того часу. Тому починається створення мікропалеонтологічних осередків у виробничих об'єднаннях (трестах). В об'єднанні «Київгеологія» вирішення цих питань доручається мікропалеонтологу М.В. Ярцевій [Стратиграфія..., 1969]. В Луганському об'єднанні починає вивчати Ф середнього і верхнього карбону Г.З. Малахова, а пізніше і В.Г. Попова. В Артемівському осередку об'єднання «Артемгеологія», що утворилось раніше, досліджують Ф нижнього карбону В.Х. Кириченко, середнього – З.А. Косенко, верхнього – С.П. Бондаренко [Полетаєв та ін., 2011]. В зв'язку з інтенсивним розбурюванням кам'яновугільних відкладів ДДЗ у виробничих об'єднаннях регіону також створюються мікропалеонтологічні осередки.

В Чернігові продовжує працювати М.О. Карпова. Вона вивчала головним чином Ф нижнього карбону. А з кінця 50-х — початку 60-х років середньокам'яновугільні Ф заходу ДДЗ вивчав Г.І. Вакарчук. Пермські Ф декілька років у Чернігівському об'єднанні вивчала Г.Д. Шевченко [Бражнікова и др., 1967]. Пізніше ранньокам'яновугільні Ф там же починають вивчати Б.М. Храковська і С.В. Онуфришин. Остання до цього часу плідно працює в об'єднанні, успішно займаючись стратиграфією кам'яновугільних відкладів ДДЗ [Вдовенко и др., 1988; Стратиграфія..., 2013]. В Полтавському виробничому об'єднанні багатороків працювала Л.В. Винниченко, вивчаючи кам'яновугільні Ф і разом з Л.Г. Винниченко удосконалюючи стратиграфічну схему карбону ДДЗ [Бражнікова и др., 1967; Стратиграфія..., 2013]. В цьому ж об'єднанні працювала і мікропалеонтолог-карбонознавець О.І. Мазепа. У Харківському об'єднанні, яке було невдовзі ліквідовано, Ф карбону вивчала Я.І. Коломієць, а пермські — Т.І. Галюк [Бражнікова и др., 1967]. Пізніше Я.І. Коломієць перейшла працювати в УкрНДІГаз, де займається питаннями стратиграфії карбону, а також Ф.

Робота мікрофауністів виробничих об'єднань ДДЗ зводилась, крім визначення віку відкладів, кореляції місцевих схем, до подальшої деталізації розчленування кам'яновугільних (особливо нижньокам'яновугільних) відкладів, визначення віку продуктивних горизонтів і маркуючих вапняків, їх кореляції в межах ДДЗ. Пізніше настав час і для визначення мікрофауністичної характеристики та уточнення віку виділених світ в окремих СФЗ западини, виявлення чітких фаціальних переходів між ними. Для цього були використані всі фауністичні (насамперед форамініферові) і флористичні дані.

В ЛПП виробничою організацією, в якій існував мікропалеонтологічний осередок, була Львівська експедиція «Київгеології». Там девонські і кам'яновугільні Ф упродовж декількох років вивчала В.П. Кравченко [Стратиграфія..., 1969].

Девонські Ф почали вивчати в Україні в післявоєнні роки. В 50-х роках О.Р. Конопіна (ІГН АН УРСР) вперше знайшла Ф у девонських відкладах Донбасу та на основі їх вивчення обґрунтувала середньодевонсь-

кий вік бурого девону, франський — білого девону і фаменський вік сірого девону [Стратиграфія..., 1974]. Трохи пізніше вона вивчала Ф девону Волино-Поділля, описала ряд видів і встановила два характерних комплекси Ф пізньофранського віку, що відповідали воронезькому та євлановсько-ливенському СЄП [Стратиграфія..., 1974]. В ДДЗ девонські Ф в 50-60-х роках вивчала Л.Ф. Ростовцева. Вона в численних свердловинах ДДЗ визначила головним чином франські і фаменські Ф [Стратиграфія..., 1974]. Н.Є. Бражнікова і Л.Ф. Ростовцева вивчили, описали та опублікували Ф зони С<sub>1</sub>'а Донбасу та її аналогів у ДДЗ [Айзенберг, 1966]. Ця товща раніше відносилась в схемах Донбасу і ДДЗ до нижнього карбону, і тільки в кінці ХХ ст. був визначений її девонський вік. М.Ф. Манукалова також вивчала Ф девонських відкладів ДДЗ і Прип'ятського прогину та опублікувала результати своїх досліджень [Стратиграфія..., 1974]. Вона описала 95 видів Ф і зіставила ці відклади з горизонтами верхнього девону СЄП. О.Ю. Котляр (ІГН АН УРСР) у 80-х роках вивчав Ф девону ДДЗ, ЛПП і ППП. Він опублікував свою роботу у 1984 р. [Котляр, 1984]. В цій роботі О.Ю. Котляр описав ряд видів і встановив у девоні названих регіонів чотири комплекси Ф, серед них два франського і два фаменського віку. Ці комплекси в кожному із регіонів мають деякі відміни. В окремих свердловинах ЛПП девонські Ф визначали О.А. Зав'ялова і В.П. Кравченко [Стратиграфія..., 1974].

Пермські Ф Донбасу вперше були визначені Н.Є. Бражніковою [Стратиграфія..., 1970], а пізніше детально вивчені та опубліковані у 1955, 1965, 1967 та інших роках Г.Д. Киреєвою [Бражнікова и др., 1967; Стратиграфія..., 1970], М.Ф. Манукаловою у 1959 р. [Стратиграфія..., 1970] і П.Д. Потієвською у 1962 р. [Стратиграфія..., 1970]. Ранньопермські Ф були встановлені в окремих вапняках верхньої частини картамиської світи, а також у слов'янській світі Донбасу. Визначення Ф дозволило встановити ранньопермський вік відкладів і зіставити їх із одновіковими СЄП.

Головні досягнення у вивченні Ф протягом другого періоду їх вивчення такі:

1. Участь мікрофауністів у створенні нової стратиграфічної схеми Західного Донбасу,

біостратиграфічна основа якої базувалась головним чином на даних, одержаних мікропалеонтологами-карбонознавцями України. Було запропоновано дві схеми. Одна – об'єднання «Головгеологія». В роботі над нею взяли участь мікрофаунисти М.Ф. Манукалова, Л.Ф. Самарська та ін. [Стратиграфія..., 1969]. Ця схема була наближеною до світної (лутугінської) схеми карбону Відкритого Донбасу. Зміни або уточнення, які, в порівнянні з донецькою схемою, внесли в цю схему співробітники об'єднання «Артемгеологія», викликали заперечення фахівців відділу палеозою в ІГН АН УРСР. Д.Є. Айзенберг, а також мікрофаунисти Н.Є. Бражнікова і П.Д. Потієвська запропонували свою місцеву схему для цього району [Стратиграфія..., 1969]. Згідно зі схемою Д.Є. Айзенберга та ін. [Стратиграфія..., 1969], що виходила з палеонтологічних і історичних критеріїв, тут було виділено п'ять великих осадових комплексів. Їх загальний вік – турнейський–намюрський і значна частина башкирського. Здебільшого ці комплекси поділяються на підкомплекси, а також на ряд місцевих пачок та верств. Іноді (переважно у східних районах) у середині комплексів виділялись товщі, що добре корелювались з біостратиграфічними зонами Донбасу [Стратиграфія..., 1969]. Дискусії між авторами обох схем продовжувались багато років і в кінці 80-х років рішенням МСК СРСР офіційно було прийнято схему «Головгеологія». Згодом стратиграфічна схема Західного Донбасу ввійшла в якості схеми окремої СФЗ до загальної схеми карбону Донбасу [Стратиграфія..., 2013].

2. Аналіз численних палеонтологічних матеріалів, одержаних як у довоєнні, так і особливо післявоєнні роки, дозволив в 60-ті роки розробити детальну біостратиграфічну схему карбону Відкритого Донбасу. Вона була опублікована в 1963 р. і супроводжувалась детальними таблицями розповсюдження різних груп фауни і флори у кам'яновугільних відкладах Донбасу. В схемі було виділено 28 зон і значна кількість підзон. Комплексні біостратиграфічні зони були охарактеризовані багатьма групами органічних решток, але поступово Ф та їх поширення почали відігравати головну роль при визначенні обсягу цих зон, їх меж тощо. В наступні роки відбувається поступова мо-

дернізація схеми карбону Донбасу. Зміни, які були внесені в цю схему після 1963 р., розглянуті вище при описі робіт Н.Є. Бражнікової та інших фахівців в другому періоді вивчення Ф.

3. Створення нової стратиграфічної схеми карбону для території південного схилу Воронезької антеклізи так званої Старобільсько-Мілеровської монокліналі. Вивчення головним чином Ф цього району показало наявність тут нижньокам'яновугільних і башкирських відкладів. Була уточнена і деталізована існуюча стратиграфічна схема нижнього карбону і вперше розроблена стратиграфічна схема башкирських відкладів району. Виявлення ряду властивих цьому району рис будови і характерний фаціальний склад середньокам'яновугільних відкладів (переважно карбонатних) не дозволив використати для цього регіону стратиграфічну схему карбону Донбасу. Тому була запропонована нова стратиграфічна схема, яка налічувала 16 горизонтів, що дістали географічні назви [Айзенберг и др., 1968]. Вивчені горизонти і підгоризонти одержали біостратиграфічну характеристику. Вирішальною була форамініферова. Ф району вивчали Н.Є. Бражнікова і П.Д. Потієвська.

4. Стратиграфічна схема карбону ДДЗ. Спробу використання стратиграфічної схеми карбону Донбасу у ДДЗ, як відомо, вперше зробила Л.Г. Дайн у своїй рукописній роботі 1940 р. Але подальше накопичення матеріалу показало неможливість користування схемою Донбасу у ДДЗ [Бражнікова и др., 1967]. Перша спроба розробки нової схеми карбону для ДДЗ була зроблена у 1952 р. Н.Є. Бражніковою, О.А. Біликом і М.О. Карповою [Бражнікова и др., 1967]. Подальші роботи в ДДЗ багатьох мікрофаунистів привели до створення нової біостратиграфічної схеми карбону ДДЗ. Вона була опублікована у 1967 р. [Бражнікова и др., 1967]. В ній разом з детальною мікрофаунистичною (форамініферовою) характеристикою кожного МФГ були наведені численні фототаблиці Ф та опис найбільш характерних і нових видів Ф. В схемі для нижньокам'яновугільних відкладів були запропоновані МФГ, для башкирських – МФГ і паралельно комплексні біостратиграфічні зони схеми Донбасу, а для московських і верхньокам'яновугільних відкладів – тільки комплексні

біостратиграфічні зони схеми Донбасу. Ця схема стала загальноприйнятною у ДДЗ. Протягом всіх років після створення цієї схеми відбувалося подальше її удосконалення в напрямі деталізації, виділення і простежування продуктивних нафтогазових горизонтів, світ і внесення змін, пов'язаних з глобальними змінами в МСШ і т.п. Стратиграфічна схема ДДЗ, побудована на даних розповсюдження Ф, була затверджена УРМСК у 1993 р. [Стратиграфическое..., 1993].

5. У Переддобрудзькому палеозойському прогині Ф карбону були вперше визначені окремих свердловинах в середині 60-х років. Їх виявили Л.П. Грозділова, К.О. Рейтлінгер, Н.Є. Бражнікова та ін., а пізніше А.О. Муромцева і О.А. Зав'ялова. З кінця 60-х років їх систематично почала вивчати М.В. Вдовенко. У 1981 р. вона запропонувала першу стратиграфічну схему карбону ППП. Ця схема базувалась виключно на даних вивчення Ф [Стратиграфическое..., 1993]. До затвердженої УРМСК у 1993 р. схеми карбону ППП ввійшли її дані вивчення Ф карбону і проведено їх зіставлення з горизонтами СЄП [Стратиграфическое..., 1993].

6. Вивчення впродовж другого періоду девонських і пермських Ф України показало, що вони успішно використовуються для встановлення віку у верхньодевонських і нижньопермських відкладах Донбасу, ДДЗ, ЛПП і ППП. За їх даними виділяються аналогі горизонтів СЄП.

Закінчуючи опис результатів вивчення Ф протягом другого періоду, необхідно відмітити ту значну роль, яку відіграла багаторічна успішна діяльність видатного мікропалеонтолога України Н.Є. Бражнікової не тільки у вивченні Ф і створенні стратиграфічних схем карбону у більшості регіонів України, а й у підготовці багатьох мікрофауністів палеозою наукових і виробничих установ країни. Хотілося б також звернути увагу на те, що дослідження численних мікрофауністів-карбонознавців, які брали участь в створенні розглянутих вище стратиграфічних схем карбону України, базувались значною мірою на монографічному вивченні Ф. Так, у розглянутий період була опублікована велика кількість колективних монографічних робіт з описом Ф [Айзенберг и др., 1966; 1968; 1983; Атлас..., 1971; Бражнікова и др., 1956; 1967; 1973; Манукалова-Гребенюк и др., 1969].

**Третій період** вивчення пізньопалеозойських Ф України починається з середини 90-х років і, можливо, зараз уже майже закінчується. В ці роки спочатку поступово, а потім все швидше скорочується обсяг пошукових робіт на горючі корисні копалини в палеозойських відкладах України. Поступово закінчується і діяльність мікропалеонтологічних осередків у виробничих об'єднаннях Артемівська, Луганська, Полтави, Львова, Харкова, а також різко зменшується кількість мікрофауністів-карбонознавців у наукових установах України, до майже повного їх зникнення. Якщо в період розквіту мікропалеонтологічних досліджень в Україні нараховувалось не менше ніж 30 мікрофауністів-карбонознавців, то сьогодні їх не більше 3-4. Так, в ІГН НАН України у Києві працює М.В. Вдовенко, яка понад 60 років віддала дослідженням Ф, а з початку 2000 р. почала вивчати Ф верхів серпуховського і низів башкирського ярусів Донбасу В.І. Єфіменко. Її завдання – визначення змін у складі Ф і водоростей на серединній межі кам'яновугільної системи у Донбасі. У 2013 р. вона закінчила цю роботу і тепер працює над підготовкою до друку атласу Ф і водоростей зазначеного інтервалу.

Протягом третього періоду в ІГН НАН України ведуться роботи з удосконалення стратиграфічних схем палеозойських відкладів України. При цьому враховуються зміни, які відбулись за останні 20-25 років як у МСШ карбону, так і в регіональних стратиграфічних схемах. У 2013 р. створена і здана до друку нова регіональна стратиграфічна схема карбону ДДП. До її складу входить представлена нова уточнена зональна форамініферова схема карбону ДДП. Границі всіх форамініферових зон карбону ДДП в цій схемі проведені за першою появою видів-індексів у підшві зон і по можливості в єдиній філогенетичній лінії. Її нижньокам'яновугільна частина складена та опублікована у 2009 р. [Стратиграфія..., 2013] М.В. Вдовенко з урахуванням матеріалів Н.Є. Бражнікової та власних, Ф зони башкирського ярусу наведені за даними D. Vachard et O. Maslo [Vachard et Maslo, 1996], московського ярусу – за даними Г.Д. Киреевої і В.О. Погребняк, а в частині розрізу перехідних відкладів  $C_1/C_2$  фігурують Ф зони і підзони, встановлені В.І. Єфіменко [Стратиграфія..., 2013].

При підготовці нової стратиграфічної схеми карбону ДДЗ були критично переглянуті світі схеми 1993 р. [Стратиграфические..., 1993]. Їх розповсюдження, вік, кореляція тощо викликали довготривалі суперечки. Тому в новій схемі ДДЗ 2013 р., за участі групи літологів під керівництвом В.Т. Кривошеєва, була створена нова місцева – світна схема. Форамініферова її характеристика і вік наведені головним чином за даними мікрофауністів Л.В. Винниченко і С.В. Онуфришин.

Пошарове детальне вивчення ранньокам'яновугільних Ф ДДЗ, особливо південної і південно-західної її частин, та зіставлення їх із одновіковими комплексами Ф Донбасу дозволили виявити у ДДЗ окремі товщі з Ф, які невідомі у донецьких розрізах. Тобто спостерігалась відсутність у Донбасі деяких частин розрізу окремих горизонтів або форамініферових зон [Вдовенко, 2013].

В новій місцевій стратиграфічній схемі карбону південного схилу Воронежської антеклизі (окрема СФЗ ДДП) замість горизонтів були виділені світи майже того ж обсягу, зроблені уточнення згідно із змінами в МСШ карбону. Дано повну форамініферову характеристику світ, уточнено за новими даними на підставі вивчення Ф кореляцію із суміжними регіонами. Для цього враховані дані Н.Є. Бражнікової і П.Д. Потієвської, а також матеріали останніх років М.В. Вдовенко [Стратиграфія..., 2013].

В ЛПП в нову стратиграфічну схему карбону внесені доповнення В.Ф. Шульги з літостратиграфії, нові дані за гоніатитами, конодонтами, міоспорами і Ф. Останні одержані М.В. Вдовенко [Вдовенко, 2013]. Вона ж склала зональну форамініферову схему карбону ЛПП [Вдовенко, 2013].

В новій схемі карбону ППП 2013 р. замість горизонтів СЄП фігурують вперше виділені М.В. Вдовенко регіояруси з чіткими границями і форамініферовою характерис-

тикою. В місцевій схемі нею ж у 2006 р. виділені чотири світи. Схема майже виключно базується на даних вивчення Ф. Наведено також зональну форамініферову схему. Автор стратиграфічної схеми карбону ППП – М.В. Вдовенко [Стратиграфія..., 2013].

Для третього періоду вивчення Ф пізнього палеозою України характерно разом з різким зменшенням обсягу робіт, присвячених вивченню Ф, і значне скорочення публікацій з описом Ф [Вдовенко, 2013; Vdovenko, 2000, 2001]. Особливо це стосується вивчення Ф московського ярусу середнього карбону і верхнього карбону Донбасу. Варто зазначити, що їх стали вивчати в Донбасі іноземці. Класичний донецький розріз карбону здавна привертає увагу стратиграфів-карбонознавців всього світу. Вже декілька років систематично вивчає Ф московського ярусу в багатьох розрізах Донбасу К. Уено з Японії, а пізньокарбонові Ф епізодично там же досліджує В. Давидов (США). Ці роботи проводяться з метою уточнення границь ярусів МСШ за даними Ф, конкретно границь московського ярусу, а також касимовського і гжельського ярусів у Донбасі та кореляції їх з одновіковими відкладами [Davidov, Khodjanyazova, 2009; Nemyrovskaya et al., 2010].

Аналіз вивчення Ф палеозойських відкладів України показав, що пік їх дослідження і найбільш плідного використання для цілей стратиграфії припадає на другу половину середнього періоду і поступово згортає з початку ХХІ ст. Все це спонукало автора статті до простеження процесу вивчення Ф і наслідків цього вивчення з початку 30-х років ХХ ст. і до кінця 2013 р., очевидцем якого я була майже весь цей час, крім перших 18-20 років.

Неоціненна допомога в оформленні роботи була зроблена в.о. молодшого наукового співробітника відділу палеозою ІГН НАН України Г.Г. Коваленко, за яку автор висловлює їй подяку.

## Список літератури / References

1. Айзенберг Д.Е., Бражнікова Н.Е., Василюк Н.П., Горак С.В., Дунаева Н.Н., Зернецкая Н.В., Сергеева М.Т., Ростовцева Л.Ф. Фауна низов турне (зона С<sub>1</sub>'а) Донецкого бассейна. Киев: Наук. думка, 1966. 128 с.

Aisenverg D.E., Brazhnikova N.E., Vassiluk N.P., Gorak S.V., Dunaeva N.N., Zernetskaya N.V., Sergeeva M.T., Rostovceva L.F., 1966. The fauna

of the Lower part of Tournaisian (zone C<sub>1</sub>'a) in the Donets basin. Kiev: Naukova Dumka, 128 p. (in Russian).

2. Айзенберг Д.Е., Астахова Т.В., Берченко О.И., Бражнікова Н.Е., Вдовенко М.В., Дунаева Н.Н., Зернецкая Н.В., Полетаев В.И., Сергеева М.Т. Верхнесерпуховский подъярус Донецкого бассейна. Киев: Наук. думка, 1983. 164 с.

Aisenverg D.E., Astachova T.V., Berchenko O.I., Brazhnikova N.E., Vdovenko V.V., Dunaeva N.N., Zernetskaya N.V., Poletaev V.I., Sergeeva M.T., 1983. Late Serpukhovian substage in the Donets basin. Kiev: Naukova Dumka, 164 p. (in Russian).

3. Айзенверг Д.Е., Бражникова Н.Е., Новик Е.О., Ротай А.П., Шульга П.Л. Стратиграфия каменноугольных отложений Донецкого бассейна. Киев, 1963. 182 с. (Тр. Ин-та геологии АН УССР. Сер. стратигр. и палеонт.; Вып. 37).

Aisenverg D.E., Brazhnikova N.E., Novik E.O., Rotay A.P., Schulga P.L., Schulga P.L., 1963. Stratigraphy of the Carboniferous deposits of the Donets basin. Kiev, 182 p. (Trudy Inst. Geol. AN USSR. Ser. stratigr. and palaeont.; Iss. 37) (in Russian).

4. Айзенверг Д.Е., Бражникова Н.Е., Потиевская П.Д. Биостратиграфическое расчленение каменноугольных отложений южного склона Воронежского массива (Старобельско-Миллеровская моноклиналь). Киев: Наук. думка, 1968. 151 с.

Aisenverg D.E., Brazhnikova N.E., Potievskaya P.D., 1968. Biostratigraphic division of the Carboniferous deposits of the southern slope of the Voronezhsky Massif (Starobilsk-Millerovo district). Kiev: Naukova Dumka, 151 p. (in Russian).

5. Атлас фауны турнейских отложений Донецкого бассейна / ред. Д.Е. Айзенверг. Киев: Наук. думка, 1971. 327 с.

Atlas of the Tournaisian fauna in the Donets basin / Ed. D.E. Aisenverg. Kiev: Naukova Dumka, 327 p. (in Russian).

6. Бражникова Н.Е., Вакарчук Г.И., Вдовенко М.В., Винниченко Л.В., Карпова М.А., Коломиец Я.И., Потиевская П.Д., Ростовцева Л.Ф., Шевченко Г.Д. Микрофаунистические маркирующие горизонты каменноугольных и пермских отложений Днепроовско-Донецкой впадины. Киев: Наук. думка, 1967. 234 с.

Brazhnikova N.E., Vakarchuk G.I., Vdovenko M.V., Vinnichenko L.V., Karпова M.A., Kolomiez J.I., Potievskaya P.D., Rostovceva L.F., Shevchenko G.D., 1967. Mikrofaunal marker-horizons from the carboniferous and Permian deposits of the Dnieper-Donets depression. Kiev: Naukova Dumka, 224 p. (in Russian).

7. Бражникова Н.Е., Вдовенко М.В. Ранньовізейські форамініфери України. Київ: Наук. думка, 1973. 296 с.

Brazhnikova N.E., Vdovenko M.V., 1973. Early Visean foraminifers from Ukraine. Kyiv: Naukova Dumka, 296 p. (in Ukrainian).

8. Бражникова Н.Е., Ищенко А.М., Ищенко Т.А., Новик Е.О., Шульга П.Л. Фауна и флора каменноугольных отложений Галицийско-Волынской впадины. Киев: Изд-во АН УССР, 1956. 410 с.

Brazhnikova N.E., Ishchenko A.M., Ichchenko T.A., Novik E.O., Schulga P.L., 1956. Fauna and flora from the Carboniferous deposits of the Galitzin-Volynsky depression. Kiev: Izdatelstvo AN USSR, 410 p. (in Russian).

9. Вдовенко М.В. Атлас раннекаменноугольных фораминифер Львовско-Волынского бассейна и Преддобруджинского прогиба. Киев, 2013. 127 с.

Vdovenko M.V., 2013. Atlas of foraminifera from the Early Carboniferous of the Lvov-Volyn basin and Predobrudja foredup. Kiev, 127 p. (in Russian).

10. Вдовенко М.В., Винниченко Л.В., Винниченко Л.Г., Кононенко Л.П., Лукин А.Е., Онуфришин С.В., Устиновский Ю.Б. Нижний карбон. В кн.: Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Стратиграфия. Киев: Наук. думка, 1988. С. 32-61.

Vdovenko M.V., Vinnichenko L.V., Vinnichenko L.G., Kononenko L.P., Lukin A.E., Onufrichin S.V., Ustinovskij Yu.B., 1988. Lower Carboniferous. In: *Geology and petroleum potential of the Dnieper-Donets depression. Stratigraphy*. Kiev: Naukova Dumka, p. 32-61 (in Russian).

11. Завьялова Е.А. О фораминиферах турнейского яруса Львовской мульды. Тр. УкрНИГРИ. 1959. Вып. 1. С. 174-179.

Zavyalova E.A., 1959. Tournaisian foraminifers of Lvov-trough. *Trudy UkrNIGRI*, iss. 1, p. 174-179 (in Russian).

12. Манукалова-Гребенюк М.Ф., Ильина М.Т., Сержникова Т.Д. Атлас фораминифер среднего карбона Днепроовско-Донецкой впадины. Тр. УкрНИГРИ. 1969. Т. 20. 287 с.

Manukalova-Grebenyuk M.F., Ilina M.T., Sereznikova T.D., 1969. Atlas of foraminifers from the Middle Carboniferous of the Dnieper-Donets depression. *Trudy UkrNIGRI*, vol. 20, 287 p. (in Russian).

13. Котляр О.Е. Фораминиферы верхнего девона УССР. Киев, 1984. 59 с. (Препр. / АН УССР. Ин-т геол. наук; 84-14).

Kotlyar O.E., 1984. Foraminifers of Upper Devonian USSR. Working paper, 84-14, 59 p., Kiev, AN USSR, Institut Geologicheskikh Nauk (in Russian).

14. Полетаев В.И. Вдовенко М.В., Щоголев О.К. та ін. Стратотипи регіональних стратиграфічних підрозділів карбону і нижньої пермі Доно-Дніпровського прогину. Київ: Логос, 2011. 236 с.

Poletaev V.I., Vdovenko M.V., Shchogolev O.K., Bojarina N.I., Makarov I.A., 2011. Lower Carboniferous and Lower Permian stratotypes of regional stratigraphical subdivisions of the Dnieper-Donets depression. Kyiv: Logos, 236 p. (in Ukrainian).

15. *Решение Межведомственного регионального совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы и региональным стратиграфическим схемам. Каменноугольная система.* Ленинград, 1990. 41 с.

*Decision of interdepartment Regional stratigraphic Meeting of the Middle and Upper Paleozoic of Russian platform. Carboniferous.* Leningrad, 1990, 41 p. (in Russian).

16. *Стратиграфія УРСР. Т. 5. Карбон / ред. Д.Є. Айзенверг.* Київ: Наук. думка, 1969. 410 с.

*Stratigraphy of the USSR. Vol. 5. Carboniferous, 1969 / Ed. D.E. Aisenverg.* Kyiv: Naukova Dumka, 410 p. (in Ukrainian).

17. *Стратиграфія УРСР. Т. 6. Перм / ред. Т.Ю. Лапчик.* Київ: Наук. думка, 1970. 278 с.

*Stratigraphy of the USSR. Vol. 6. Perm, 1970 / Ed. T.E. Lapchik.* Kyiv: Naukova Dumka, 278 p. (in Ukrainian).

18. *Стратиграфія УРСР. Т. 4. Девон / ред. П.Л. Шульга.* Київ: Наук. думка, 1974. 262 с.

*Stratigraphy of the USSR. Vol. 4. Devonian, 1974 / Ed. P.L. Schulga.* Kyiv: Naukova Dumka, 262 p. (in Ukrainian).

19. *Стратиграфические схемы фанерозоя и докембрия Украины.* Киев, 1993.

*Stratigraphic charts the Phanerozoic and Precambrian of Ukraine.* Kiev, 1993 (in Russian).

20. *Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України: В 2 т. Т. 1. Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / відп. ред. П.Ф. Гожик.* Київ: Логос, 2013. 636 с.

*Stratigraphy of the Upper Proterozoic and Phanerozoic of Ukraine: In 2 volums. Vol. 1. Stratigraphy of the Upper Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic of Ukraine, 2013 / Editor-in-Chief P.F. Gozhik.* Kyiv: Logos, 636 p. (in Ukrainian).

21. *Труды совещания по вопросу об объеме намюрского яруса и его положении в каменноугольной системе.* Киев: Изд-во АН УССР, 1957. 221 с.

*Proceedings of the Conference on the scope of the Namurian Stage and its position in the Carboniferous, 1957.* Kiev: Izdatelstvo AN USSR, 221 p. (in Russian).

22. *Davidov V.I., Khodjanyazova R.R.* Moskovian-Kasimov transition in Donets basin: Fusulinia

taxonomy, biostratigraphy correlation and paleobiogeography. Carboniferous Type Section in Russia and Potential global stratotypes Southern Urals Session: *Материалы Международного полевого совещания, Уфа–Сибай, 13-18 августа 2009 г.* Уфа, 2009. С. 193-196.

*Davidov V.I., Khodjanyazova R.R., 2009.* Moskovian-Kasimov transition in Donets basin: Fusulinia taxonomy, biostratigraphy correlation and paleobiogeography. Carboniferous Type Section in Russia and Potential global stratotypes Southern Urals Session: *Proceeding of the Intern. Field. Conf., Ufa–Sibay, 13-18 August 2009, Ufa, p. 193-196* (in English).

23. *Nemyrovska T.I., Matsunaga M., Ueno K.* Conodont and fusuline composite biostratigraphy across the Bashkirian: Moskovian boundary in the Donets Basin, Ukraine: the Malo-Nikolaevka section. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy.* 2010. Vol. 28. P. 60-66.

*Nemyrovska T.I., Matsunaga M., Ueno K., 2010.* Conodont and fusuline composite biostratigraphy across the Bashkirian: Moskovian boundary in the Donets Basin, Ukraine: the Malo-Nikolaevka section. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy, vol. 28, p. 60-66* (in English).

24. *Vachard D. et Maslo A.* Precisions Biostratigraphiques et Micropaleontologiques sur le Bashkirien d'Ukraine (Carbonifere Moyen). *Rev. de Paleobiologie.* 1996. Vol. 15, № 2. P. 357-383.

*Vachard D. et Maslo A., 1996.* Precisions Biostratigraphiques et Micropaleontologiques sur le Bashkirien d'Ukraine (Carbonifere Moyen). *Rev. de Paleobiologie, vol. 15, № 2, p. 357-383* (in France).

25. *Vdovenko M.V.* Atlas of foraminifera from the Upper Visean and Lower Serpukhovian (Lower Carboniferous) of the Donets Basin (Ukraine). *Abhandlungen und Berichte fur Naturkunde – Magdeburg.* 2000 (2001). Vol. 23. P. 93-178.

*Vdovenko M.V., 2000 (2001).* Atlas of foraminifera from the Upper Visean and Lower Serpukhovian (Lower Carboniferous) of the Donets Basin (Ukraine). *Abhandlungen und Berichte fur Naturkunde – Magdeburg, vol. 23, p. 93-178* (in English).

Стаття надійшла  
16.06.2014



## **ХАРАКТЕРИСТИКИ ЕОЛОВИХ ПОТОКІВ ТВЕРДОЇ РЕЧОВИНИ В ЗОНІ ВЗАЄМОДІЇ СУХОДОЛУ ТА МОРЯ**

**Є.І. Наседкін**

*(Рекомендовано чл.-кор. НАН України О.Ю. Митропольським)*

*Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна, E-mail: nasedevg@ukr.net  
Кандидат геологічних наук, старший науковий співробітник.*

Наведені результати режимних спостережень за особливостями переносу та речовинним складом еолового матеріалу в зоні взаємодії суходіл–море в межах чорноморського полігону Експериментального відділення Морського гідрофізичного інституту НАН України.  
*Ключові слова:* моніторинг, еоловий матеріал, Чорне море, особливості переносу.

## **CHARACTERISTICS OF AEOLIAN SOLID FLOWS IN THE INTERACTION ZONE OF LAND AND SEA**

**E.I. Nasedkin**

*(Recommended by corresponding member of NAS of Ukraine O.Yu. Mytropolskiy)*

*Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, E-mail: nasedevg@ukr.net  
Candidate of geological sciences, senior research worker.*

Results of monitoring observations of aeolian material composition and the transfer peculiarities in the land-and-sea direction within the Black Sea range of Experimental Branch of Marine Hydrophysical Institute of NAS of Ukraine are presented.  
*Key words:* monitoring, aeolian material, Black Sea, transfer peculiarities.

## **ХАРАКТЕРИСТИКИ ЭОЛОВЫХ ПОТОКОВ ТВЕРДОГО ВЕЩЕСТВА В ЗОНЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СУШИ И МОРЯ**

**Е.И. Наседкин**

*(Рекомендовано чл.-кор. НАН Украины А.Ю. Митропольским)*

*Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина, E-mail: nasedevg@ukr.net  
Кандидат геологических наук, старший научный сотрудник.*

Представлены результаты режимных наблюдений за особенностями переноса и вещественным составом эолового материала в зоне взаимодействия суша–море в пределах черноморского полигона Экспериментального отделения Морского гидрофизического института НАН Украины.  
*Ключевые слова:* мониторинг, эоловый материал, Черное море, особенности переноса.

### **Вступ**

Одним з головних регуляторів обміну речовиною та енергією між акваторією і суходолом є атмосферні потоки, хоча питання про особливості їх впливу на розподіл седиментаційної речовини в прибережних природних комплексах залишається недостатньо вивченим. На сьогодні спільними зусиллями

фахівців відділу сучасного морського седиментогенезу Інституту геологічних наук (ІГН) НАН України та Експериментального відділення Морського гідрофізичного інституту (ЕВ МГІ) НАН України проводяться режимні спостереження за пересуванням атмосферної речовини на океанографічній платформі в межах експериментального полі-

гону ЕВ МГІ НАН України за допомогою власно сконструйованих і виготовлених аерозольних пасток. Основним завданням досліджень і даної публікації є визначення та характеристика ролі повітряних потоків у привнесенні седиментаційної речовини в межі шельфової зони Чорного моря, сезонних закономірностей її надходження та речовинного складу еолової зависі і вмісту в ній небезпечних мікроелементів.

Нижче представлені результати моніторингових досліджень за період у два роки.

### **Загальні дані про атмосферні аерозолі**

Кількість літературних джерел, присвячених живленню акваторій морів та океанів еоловими надходженнями твердої речовини, наразі обмежена. Цим питанням приділяли увагу такі відомі вчені, як Р.В. Абрамов [Абрамов, 1971], М.О. Айбулатов [Айбулатов, 1990] та О.П. Лісіцин [Лисицын, 1974]. Дослідження, як правило, мали загальний характер та стосувались широкого спектра питань, зокрема геоморфологічних умов зародження і формування еолових потоків та механізмів вітрового переміщення наносів. Дослідження ролі еолових надходжень у процесах осадконакопичення в морських акваторіях наведено у роботах радянських [Логвиненко 1974; Хрусталёв, 1975; Вихованець, 2004] та іноземних [Райст, 1987; Vagnold, 1973; Norrman, 1981] вчених.

Аерозолі, в загальному випадку, є нестійкою динамічною системою. Частинки, завислі в атмосферному повітрі, можуть надходити на водну поверхню з різних причин, головним чином під впливом гравітаційного осідання, а також вимивання дощами та випадіння зі снігом. Для району спостережень найбільша частина теригенної речовини, зокрема піщано-алевритової розмірності, надходить в прибережну частину акваторії в період суттєвих вітрів.

За гранулометричним складом аерозольні системи поділяють на високо-, середньо- та грубодисперсні. Частинки в діапазоні розмірів 0,001-0,1 мкм належать до високодисперсних, час перебування їх в атмосфері може досягати місяців та років. Частинки розміром понад 10 мкм відносяться до грубодисперсних, і знаходження таких частинок в повітрі обчислюється хвилинами. Час перебування середньодисперсних систем (0,1-10 мкм),

що роблять основний внесок у масову концентрацію атмосферних аерозолів, обчислюється годинами [Райст, 1987]. Тверді або рідкі частинки з розмірами від 100 до 1000 мкм можуть надходити в атмосферне середовище за умов значної вітрової активності.

Розрізняють два механізми первинного утворення аерозольних частинок: при руйнуванні суцільних твердих і рідких речовин та при з'єднанні (конденсації) молекул речовин, що знаходяться у випареному стані в атмосфері. Другий тип також поділяється на первинні та вторинні аерозолі. На початковому етапі в різноманітних процесах як диспергації, так і конденсації речовини утворюються первинні тверді і рідкі частинки.

Еолова завись, що має первинне утворення, це насамперед континентальний аерозоль, розміром від декількох до сотень мікрометрів, головним чином містить кремній та алюміній і здебільшого являє собою уламки гірських порід. Морський аерозоль, що має розміри в середньому до 10 мкм та містить натрій, калій, магній, кальцій і хлор, є продуктом випарювання морських бризок. До іншої категорії відносяться частинки біогенного походження (безпосередньо викинуті в атмосферу та утворені в результаті конденсації летких органічних сполук, наприклад терпенів, а також хімічних реакцій між цими сполуками). Окрема категорія – це дими від спалювання та продукти природних газофазних реакцій [Кондратьев, 1987], а також вулканічний аерозоль.

В районі досліджень в межах приземного (приводного) шару атмосфери, де реалізується система спостережень, домінуючими джерелами еолової зависі мають бути ґрунти денної поверхні прибережної частини суходолу, морська складова та органічна речовина, що зумовлюється біологічним різноманіттям прибережних територій.

### **Конструктивні особливості устаткування для відбору еолової зависі та методичні особливості його використання**

Найбільш оптимальним варіантом дослідження атмосферних потоків седиментаційної речовини визначено розташування пасток для відбору атмосферного аерозолю в межах акваторії на океанографічній платформі на відстані 0,5 км від берегової смуги та на висоті приблизно 20 м над поверхнею

моря. В рамках реалізації досліджень у відділі сучасного морського седиментогенезу ІГН НАН України розроблено та створено експериментальні зразки двох типів устаткування для відбору атмосферного аерозолу на платформі: 1) пастки для «транзитних» горизонтальних потоків еолових частинок типу «Парус»; 2) пастки для вертикальних потоків еолових частинок типу «Ковдра». Необхідність тривалої експозиції фільтрів протягом місяця зумовила, на відміну від відомих з літературних джерел конструкцій [Живаго, 1974; Чечко, 2008; Chester, Johnson, 1971], створення пастки для вертикальних потоків аерозолу, що може обертатися. Це дає можливість робочій частині пробовідбірника весь час бути розташованій «під вітром» і приймати частинки еолової зависі, що надходять з повітряними потоками, а також унеможлиблює втрати накопиченої зависі під час змін напрямків вітрів. Також конструкція пробовідбірника дозволяє тривалий час накопичувати еоловий матеріал без суттєвих втрат завдяки геометрії приймаючої частини, щільності фільтрувальної тканини та наявності двох шарів фільтру. Основний фільтр являє собою поліакрилову сітку «млиновий газ» з діаметром пор 0,036 мм, що дозволяє проводити відбір речовини алевритової розмірності з атмосферних потоків, зовнішній шар фільтру – голкопробивний геотекстиль – має діаметр пор 0,1 мм і слугує бар'єром для повторного винесення вітром вже осілої речовини з пастки.

### Результати досліджень

Атмосферне перенесення речовини із суходолу, за оцінкою О.П. Лісіцина [Лисицын, 1974], як джерело живлення теригенним матеріалом акваторій морів становить незначну (6,4%) частку серед інших шляхів надходження. Для акваторії Чорного моря, зокрема району досліджень, внесок еолового живлення акваторії седиментаційним матеріалом щодо інших джерел значно збільшується [Митропольский, 1982]. Головні фактори еолового процесу – напрямок і швидкість вітру. Переміщення повітряних мас відбувається в основному паралельно поверхні землі. Чим більше швидкість вітру, тим більша розмірність еолової зависі: 3-4-бальний вітер (швидкість 4,4-6,7 м/с) несе пил, 5-7-бальний (9,3-15,5 м/с) –

пісок. Для північно-східної частини Чорного моря перенесення наносів з берегів у море зумовлюють північні і північно-східні вітри [Геология..., 1982; Денисов, 1998; Митропольский, 2006; Техногенное..., 1996]. В районах прибережних піскових відкладів вітер зносить величезну кількість піску – до 3-5 тис. м<sup>3</sup> з 1 км довжини берега в місяць. Це відбувається при вітрах помірної сили 8-12 м/с.

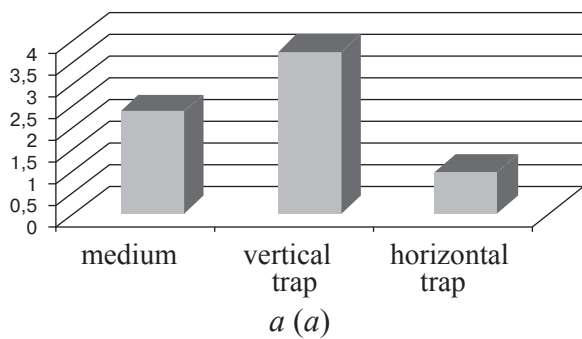
При цьому кримський шельф вважається другим за значущістю щодо кількості поставок еолового матеріалу після північно-західного. За розрахунками автора [Денисов, 1998], розподіл надходження еолового матеріалу на шельф між основними факторами виносу розподіляється так: нічним бризом – 312,5 тис. т за рік; сильними вітрами (10-15 м/с) – 3,031 млн т за рік; катастрофічними вітрами (>15 м/с) – 1,955 млн т за рік. Загалом, він оцінюється в 22% сукупної кількості осадового матеріалу.

При цьому серед факторів виносу домінуючу роль відіграють сильні вітри – при перерахунку зазначеної загальної кількості атмосферного аерозолу (у відсотках) на них припадає майже 60%.

За результатами наших досліджень (середні показники, узагальнення за період спостережень) інтенсивність надходження речовини в складі вертикальних потоків більше ніж у два рази перевищує надходження у складі горизонтальних, що демонструє діаграма (рис. 1, а).

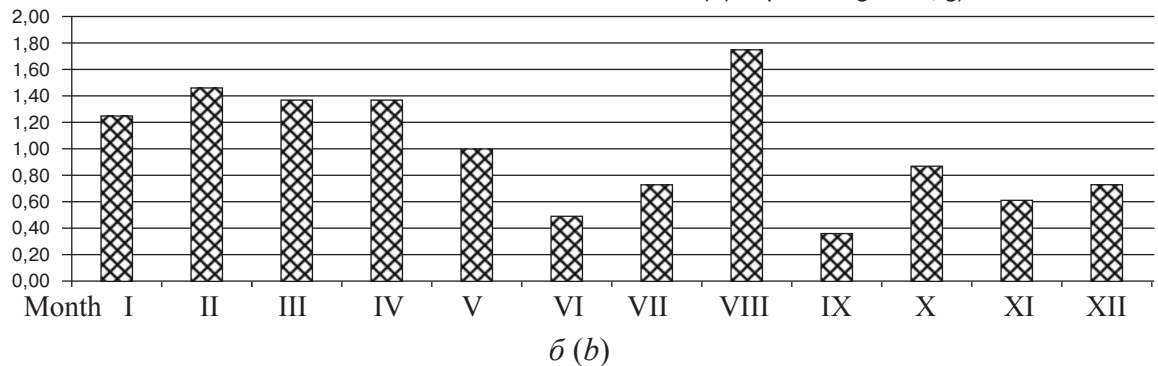
Середньомісячні об'єми речовини, відібраної з вертикальних пасток, становлять 3,8 г/м<sup>2</sup>, з горизонтальних – 1 г/м<sup>2</sup>. Значна різниця в кількості осілої речовини з вертикальних і горизонтальних потоків може свідчити про те, що точка відбору розташовується головним чином на шляху транзитних еолових потоків.

На підставі отриманих щомісячних даних можна зробити висновок, що вітри за інтенсивністю мають не стільки сезонні закономірності в перенесенні аерозолу, скільки ситуативні – відповідно до короткочасних, але потужних атмосферних збурень. Згідно з отриманими даними для обох пасток виділяються стабільно високі показники надходження аерозолу впродовж зимових місяців, що зумовлюється збільшенням швидкостей вітрів у холодний період. Про це наочно

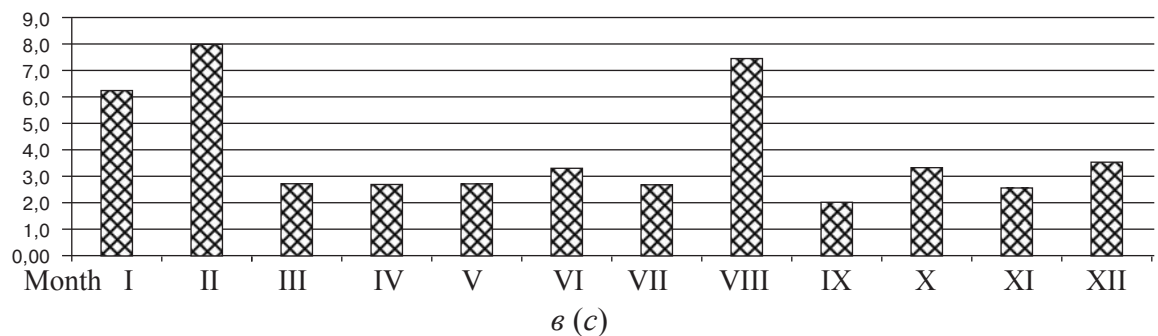


**Рис. 1.** Середні показники накопичення завислої речовини в пастках для еолової зависі за період 2010-2012 рр., г/м<sup>2</sup> (а) та щомісячний розподіл мас еолової речовини в горизонтальній (б) та вертикальній (в) пастках для атмосферного аерозолю, г/м<sup>2</sup> (дані за 2011 р.)

**Fig. 1.** Average values of suspended matter accumulation in aeolian traps during 2010-2012, g/m<sup>2</sup> (a) and monthly distribution of mass aeolian material in atmospheric aerosol horizontal (b) and vertical (c) traps during 2011, g/m<sup>2</sup>



б (b)



в (c)

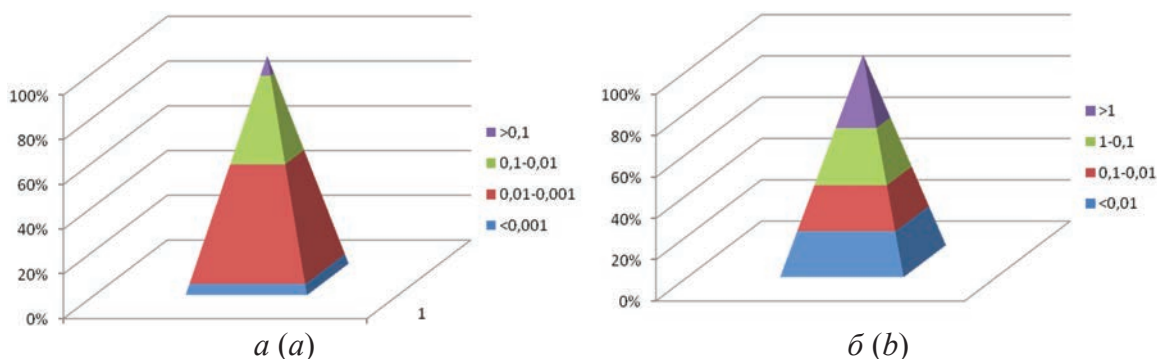
свідчать графіки щомісячного надходження аерозолю в обидві пастки (рис. 1, б, в). Відсутність вираженої синхронності накопичення можна пояснити лише особливостями пересування горизонтальних та вертикальних потоків речовини.

З метою з'ясування існуючих залежностей між напрямками та силою вітрів було оброблено інформаційний масив даних, отриманий фахівцями ЕВ МГІ НАН України. Були проаналізовані вибірки даних за: загальним розподілом швидкостей вітрів усіх напрямків протягом року; загальним розподілом вітрів з території суходолу; розподілом вітрів з території суходолу зі швидкостями понад 17 м/с; розподілом вітрів за всіма напрямками зі швидкостями понад 17 м/с.

Результати проведених досліджень засвідчили, по-перше, що в районі дослід-

жень домінують вітри північних напрямків, по-друге – про зв'язок між напрямками вітрів із суходолу та їх максимальними, найбільш «продуктивними» для перенесення теригенної речовини швидкостями. Зв'язок вітрів максимальної сили з інтенсивністю надходження атмосферного аерозолю в вертикальну та горизонтальну пастки досить чітко визначається для ряду місяців, зокрема лютого, квітня, серпня та жовтня.

Порівняння гранулометричного складу седиментаційної речовини атмосферних потоків [Наседкин, 2009] та поверхневого шару ґрунтів узбережжя свідчить про суттєву вітрову сепарацію речовини ґрунтового покриву – вміст пелітової фракції в еоловій зависі в точках відбору зростає майже втричі (рис. 2).



**Рис. 2.** Порівняльні графіки розподілу гранулометричного складу (мм) проб еолової зависи з аерозольних пасток (океанографічна платформа, усереднені дані) (а) та ґрунтів узбережжя (б)

**Fig. 2.** Comparative distribution charts of grain size (mm) of aeolian suspension accumulated in aerosol traps, oceanographic platform averaged data (a) and coast soils (b)

Мінімальний вміст у пастках псамітового матеріалу (до 1% речовини відповідає фракції понад 0,1 мм), безумовно, пояснюється віддаленістю платформи від меж суходолу. Дистанційна сепарація еолової речовини зумовлює також і зростання вдвічі відсотка алевритової складової зі збільшенням відстані узбережжя – пастки.

Це спричиняє також відповідні зміни в мінеральному складі седиментаційної речовини при зміні умов вміщуючого середовища. В зв'язку з тим, що вітрова сепарація еолового матеріалу при збільшенні відстані переносу призводить до збільшення пелітової, меншою мірою алевритової складових зразків, мінеральна компонента також змінює пропорції вмісту. Наприклад, якщо крупнодисперсна складова еолової речовини псамітової розмірності майже повсюдно представлена органічним матеріалом, зокрема рештками комах та фрагментами деревини, то в ґрунтах вона відповідає мінеральній компоненті.

Порівняння вмісту  $S_{org}$ , що визначався в пробах методом прожарювання, показало невеликі розходження для ґрунтів суходолу та еолової зависи за середніми показниками. При середньому вмісті органічної складової в поверхневих ґрунтах 3% в атмосферній речовині горизонтальних потоків спостерігався дещо нижчий відсоток – 2,2%  $S_{org}$ . Необхідно додати, що при відносно стабільному вмісті органіки на приморській ділянці досліджень значення вмісту  $S_{org}$  в атмосферній речовині коливаються у відносно широкому діапазоні – від 1,2 до 3%, що, вірогідно, пов'язано із сезонністю.

З метою детального опису алеврито-пса-

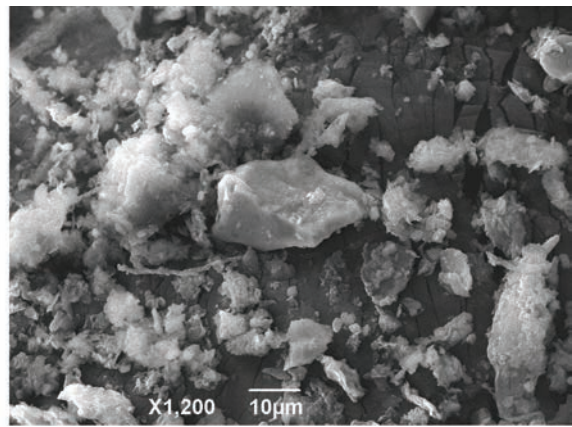
мітової складової, а також підготовки матеріалу для досліджень на електронному мікроскопі для ряду найбільш представницьких проб було проведено фракціонування за допомогою фільтрувальної тканини, що використовується для відбору атмосферної речовини (ситотканина марки 90ПА43). Нижче наведено стислий опис та фотографії проб аерозолу алеврито-псамітової фракції після сепарації через тканину фільтру для найбільш представницьких проб різних сезонів. Паралельно з цими фотографіями надаються зображення пелітової складової тих самих зразків речовини, зроблені за допомогою електронного мікроскопа.

Зимовий період характеризується наявністю у складі відокремленої алеврито-пелітової фракції (<0,03 мм) суттєвої кількості мінеральної теригенної речовини уламкового походження (кварц, кальцит) та незначним вмістом сферичних вклучень, утворених, вірогідно, в атмосферному середовищі. Відсепарована речовина алеврито-псамітової розмірності з проб зимового періоду (лютий 2011 р.) включає головним чином органічні фрагменти – залишки панцирів комах (до 80%), тільки 20% мінеральної складової представлені білуватими обкатаними зернами кварцу (рис. 3, а).

За існуючою класифікацією результати аналізу свідчать, що в пробах аерозолу зимового періоду домінує середньодисперсна натурна речовина, представлена теригенно-уламковим матеріалом. Нижня границя грубодисперсної речовини також складена уламковим матеріалом, верхня – головним чином органічною речовиною.



*a (a)*



*б (b)*

**Рис. 3.** Алеврито-псамітова фракція речовини з вертикальної пастки, часовий інтервал відбору лютий 2011 р., поділка шкали тут і далі на фотографіях алеврито-псамітової фракції дорівнює 1 мм (а) та алеврито-пелітова фракція атмосферної речовини з вертикальної пастки, часовий інтервал відбору – січень 2012 р. (б). Розмірність, вказана на ілюстрації, мкм

**Fig. 3.** Silt-psammitic fraction from the vertical trap, February 2011 (a) (hereinafter scale interval of silt-psammitic fraction equal to 1 mm) and silt-pelitic fraction of atmospheric substances from vertical traps, January 2012 (b)

Для проб атмосферної завіси весняного періоду характерні міжмісячні перепади в співвідношеннях гранулометричних фракцій, морфологічних і генетичних типах відібраної речовини. Зокрема, серед проб весняного періоду за кількістю псаміто-алевритової фракції виділяється зразок з вертикальної пастки за травень 2011 р. На відміну від попередньої проби зимового місяця мінеральна складова в ній перевищує 80%, причому вирізняється добрим сортуванням зерен (кварц, польовий шпат). Органічна речовина в загальному обсязі не перевищує 5-10% і представлена фрагментами комах та волокнами деревини. Пелітова складова проби визначається головним чином несуттєвою кількістю уламкового матеріалу, що візуально фіксується.

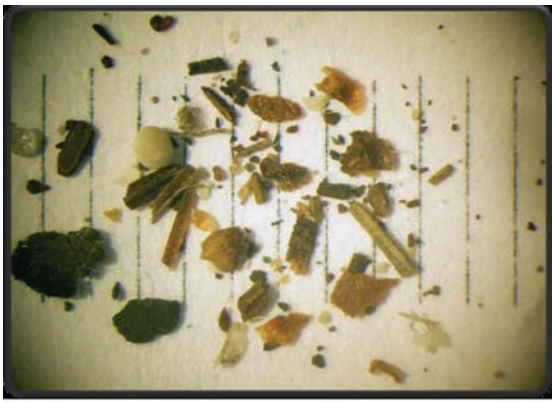
Проби літнього періоду характеризуються не тільки найбільшими міжмісячними різноманітностями, але й суттєвими перепадами у вмісті речовинно-генетичних типів еолового матеріалу. Наприклад, алеврито-псамітова складова проб з горизонтальної пастки за перший літній місяць сягала не більше 3-4% від загальної кількості речовини, при цьому 70% фракції являли собою окремі уламки панцирів мікроорганізмів та органічні залишки рослинності (мінеральна компонента представлена зернами кварцу) (рис. 4, а).

Натурний матеріал з вертикальної пастки за той самий місяць, навпаки, представлений добре відсортованою теригенною речовиною, складеною здебільшого уламками мінералів та гірських порід (головним чином середньосортовані зерна кварцу – 70% та уламки порід – 30%).

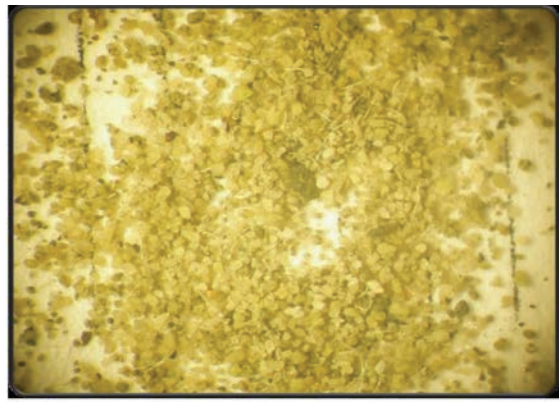
Серпневі проби атмосферного аерозолю також відносно багаті на вміст псаміто-алевритової фракції, хоча і дуже нерівномірні за кількістю фракції в різних пастках (рис. 4, б). Вміст органічної складової становить 5%, речовина представлена здебільшого волокнистими фрагментами. Мінеральна компонента (95% вмісту) складена необкатаними білуватими зернами кварцу (до 70-80%), а також рожевими та зеленуватими зернами польового шпату. Також у складі мінеральної компоненти широко присутні глинисті уламки порід сірого кольору (20-30%).

У пелітовій фракції помітно підвищується вміст сферичних включень, утворених, вірогідно, в атмосферному середовищі.

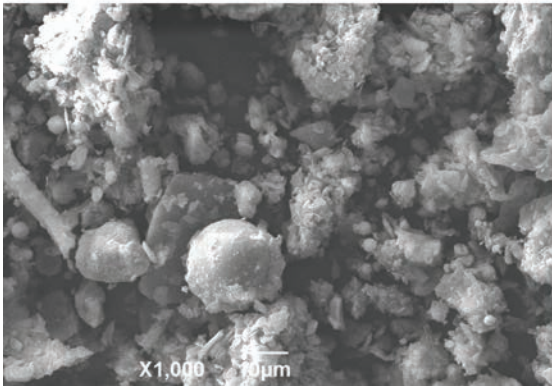
Осінній сезон умовно поділяється на два періоди. Проби, відібрані у першій половині сезону, на фоні загального зменшення кількості речовини, осілої в пастках, характеризуються незначним вмістом уламкового теригенного матеріалу та алеврито-



*a (a)*



*б (b)*



*в (c)*

**Рис. 4.** Алеврито-псамітова фракція речовини з горизонтальної пастки, часовий інтервал відбору червень 2011 р. (а) та псаміто-алевритова (б) і пелітова (в) фракції речовини з горизонтальної пастки, часовий інтервал відбору серпень 2011 р.

**Fig. 4.** Silt-psammitic fractions from the horizontal trap, June 2011 (a) and silt-psammitic (b) and pelitic (c) fraction from the horizontal trap, August 2011

псамітової фракції (в пробі не перевищує 2%). В речовинному складі домінує органіка, що сягає до 90% об'єму проби. Це головним чином деревинні уламки, фрагменти хітинового покриву комах, залишки панцирів молюсків. Мінеральна компонента не перевищує 10% та представлена зернами кварцу і пластинками глинистої породи.

Приблизно така ж сама картина спостерігається і у жовтні, незважаючи на суттєве посилення інтенсивності вітрів з території суходолу. І для вертикальної, і для горизонтальної пасток кількість алеврито-псамітового матеріалу ледь досягає 1-2% від загального обсягу проб. Як і в вересневих пробах, кількість органічної речовини в складі фракції становить 90%. Мінеральна компонента приблизно сягає 10% (зерна кварцу, пластинки глинистої породи).

У листопаді спостерігається суттєве збільшення алеврито-псамітової фракції в зразках фактичного матеріалу на фоні незначного зменшення вітрової активності та майже відсутності змін у обсягах накопичення аерозолі в обох пастках. Особливо помітно це для речовини з горизонтальної пастки, де вміст фракції перевищує 10%.

Проба складається з добре відсортованого матеріалу з додаванням деревоподібних фрагментів. Вміст органіки досягає 50%, при цьому спостерігаються численні вуглисті частинки. Мінеральна компонента фракції (50%) представлена рисоподібними білуватими зернами кварцу та одиничними зернами польового шпату.

З метою узагальнення даних та підтвердження візуальних результатів мікроскопічних досліджень речовинного складу еолового матеріалу було проведено його рентгеноструктурний аналіз. Дослідження виконано на приладі ДРОЛН-УМ1 в лабораторії рентгенівських методів досліджень мінеральної речовини Науково-учбового центру мінералого-геохімічних та аналітичних досліджень Київського національного університету ім. Тараса Шевченка.

Результати досліджень підтвердили стійку присутність у пробах за весь період досліджень, за незначним винятком, фаз таких мінералів, як кальцит, польові шпати та кварц. Глинисті мінерали повсюдно представлені каолінітом, ілітом та хлоритом у різних співвідношеннях. Спостерігаються коливання фаз від мінімальної кількості до максимальної за окремі місяці.

## Обговорення результатів і висновки

Результати досліджень зв'язку між вітровою активністю та кількісним і якісним складом відібраної атмосферної речовини свідчать про наявність позитивного, але не чітко вираженого зв'язку між силою і напрямками вітрів та кількістю осілої в пастках речовини. Також простежуються невідповідності за кількісними та якісними показниками речовини в складі проб, відібраних в одному часовому діапазоні з пасток вертикального та горизонтального розташування, що може вказувати на відповідні зміни у складі вертикальних та горизонтальних еолових потоків.

Загалом, дослідження показали, що щільність і частота потоків атмосферної речовини, крім сили та напрямку вітрів, залежить і від другорядних факторів, можливо, вологості ґрунтів (що, вірогідно, зумовлює мінімальне винесення речовини з території суходолу сильними вітрами взимку) та тривалості вітрів, що підтверджує інтенсивне надходження атмосферного аерозолу в літніх пробах при вітрах високої інтенсивності. Це побічно підтверджує і відносна бідність зимових проб мінеральною компонентою. При цьому винос влітку обмежується силою вітрів та їхніми напрямками, а взимку – вологістю денної поверхні приморських територій.

Узагальнюючи результати досліджень речовинного складу, можна констатувати

суттєві зміни складових фракцій атмосферного аерозолу, зокрема псаміто-алевритової компоненти, за окремі часові періоди. Домінування у складі грубодисперсної фракції органічних залишків зумовлюється насамперед їхньою масою, а мінеральної компоненти – інтенсивністю та тривалістю вітрів. Речовинний склад еолової зависі визначає області живлення атмосферних потоків, мінеральна компонента яких здебільшого є уламками кварцу та комплексом глинистих мінералів. Окремі складові пелітової та навіть алевритової розмірностей попередньо можуть мати антропогенну природу утворення чи принаймні утворюватися в атмосферному середовищі шляхом сполучення та агрегації надмалих компонентів. У складі псаміто-алевритового матеріалу вони є вуглистими частинками в складі пелітової фракції – сферичними зернами правильної форми.

Результати спостережень свідчать і про можливість винесення сильними вітрами мінеральної компоненти крупноалевритової та навіть псамітової розмірностей за межі зони хвильової сепарації матеріалу відповідної розмірності.

Загалом, отримані результати є підґрунтям для визначення в подальшому закономірностей формування та розповсюдження еолових потоків осадової речовини від винесення із суходолу до депонування в складі донних відкладів.

## Список літератури / References

1. *Абрамов Р.В.* Пыль в атмосфере над Атлантическим океаном. *Океанол. исследования*. 1971. № 21. С. 5-29.

*Abramov R.V.*, 1971. Dust in the Atmosphere over the Atlantic Ocean. *Okeanologicheskie issledovaniya*, № 21, p. 5-29 (in Russian).

2. *Айбулатов Н.А.* Динамика твердого вещества в шельфовой зоне. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1990. 271 с.

*Aybulatov N.A.*, 1990. Dynamics Solid in Shelf Zone. Leningrad: Gidrometeoizdat, 271 p. (in Russian).

3. *Вихованець Г.В.* Сучасний еоловий морфогенез у береговій зоні морів: дис. ... д-ра геогр. наук. Одеса, 2004. 220 с.

*Vyhovanets G.V.*, 2004. Modern Aeolian Morphogenesis in the Coastal Zone of the Seas. Dr. geogr. sci., dys. Odesa, 220 p. (in Ukrainian).

4. *Геология шельфа УССР. Среда. История и методика изучения / [Шнюков Е.Ф., Мельник В.И., Митин Л.И. и др.].* Киев: Наук. думка, 1982. 180 с.

*Geology of the Shelf USSR. Environment. History and Methodology of the Study, 1982 / [Shnyukov E.F., Melnik V.I., Mitin L.I. et al.].* Kiev: Naukova Dumka, 180 p. (in Russian).

5. *Денисов В.И.* Закономерности образования взвешенного материала на шельфе Черного моря: автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Ростов-на-Дону, 1998. 25 с.

*Denisov V.I.*, 1998. Laws of Formation of Suspended Material on the Black Sea shelf. Dr. geogr. sci., dys. Rostov-na-Donu, 25 p. (in Russian).

6. *Живаго В.Н.* Эоловая взвесь над Атлантическим и Тихим океанами. В кн: *Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атланти-*



ческом и Тихом океанах. Москва: Наука, 1974. С. 259-279.

Zhivago V.N., 1974. Aeolian Suspension over the Atlantic and Pacific Oceans. In: *Hydrophysical and Hydrooptical Research in the Atlantic and Pacific Oceans*. Moscow: Nauka, p. 259-279 (in Russian).

7. Кондратьев К.Я. Глобальный климат и его изменение. Москва: ВИНТИ, 1987. 313 с. (Метеорология и климатология; Т. 17. Новости науки и техники).

Kondrat'ev K.Ya., 1987. Global Climate and its Change. Moscow: VINITI, 313 p. (Meteorologiya i Klimatologiya; Vol. 17. Novosty nauki i tekhniki) (in Russian).

8. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. Москва: Наука, 1974. 440 с.

Lisitsin A.P., 1974. Sedimentation in the Oceans. Moscow: Nauka, 440 p. (in Russian).

9. Логвиненко Н.В. К вопросу о динамике рельефа подводного берегового склона и его прогнозирования. *Океанология*. 1974. Т. 14, вып. 2. С. 38-45.

Logvinenko N.V., 1974. On the Dynamics of Relief Underwater Coastal Slope and its Prediction. *Oceanology*, vol. 14, iss. 2, p. 38-45 (in Russian).

10. Мейсон Б. Дж. Физика облаков / пер. с англ. Ленинград: Гидрометеиздат, 1961. 541 с.

Mason B.J., 1961. Cloud Physics. Translation from English. Leningrad: Gidrometeoizdat, 541 p. (in Russian).

11. Митропольский А.Ю. Геохимия Черного моря. Киев: Наук. думка, 1982. 144 с.

Mitropolsky A.Yu., 1982. Geochemistry of the Black Sea. Kiev: Naukova Dumka, 144 p. (in Russian).

12. Митропольський О.Ю. Екогеохімія Чорного моря. Київ: Академперіодика, 2006. 279 с.

Mitropolsky O.Yu., 2006. Ecogeochemistry of the Black Sea. Kyiv: Akadempriodika, 279 p. (in Ukrainian).

13. Наседкин Е.И. Некоторые результаты исследований влияния метеорологических факторов на процессы современного осадконакопления. *Екологічна безпека прибережної та шельфової зон та комплексне використання ресурсів шельфу*: зб. наук. пр. Севастополь, 2009. Вип. 19. С. 44-55.

Nasedkin E.I., 2009. Some Results of the Effect of Meteorological Factors on the Processes of Modern Sedimentation. *Ecological Safety of Coastal and*

*Shelf Zones and Complex Use of Shelf Resources: Coll. sciences. works*. Sevastopol, iss. 19, p. 44-55 (in Russian).

14. Райст П. Аэрозоли. Введение в теорию / пер. с англ. Москва: Мир, 1987. 278 с.

Rayst P., 1987. Aerosols. Introduction to Theory. Translation from English. Moscow: Mir, 278 p. (in Russian).

15. Техногенное загрязнение и процессы естественного самоочищения Прикавказской зоны Черного моря / [науч. ред. Глумов И.Ф., Кочетков М.В.]. Москва: Недра, 1996. 502 с.

Industrial Pollution and Natural Cleaning Processes at caucasian Zone of the Black Sea / [sci. eds. Glumov I.F., Kochetkov M.V.]. Moscow: Nedra, 1996. 502 p. (in Russian).

16. Хрусталеv Ю.П. Роль эолового фактора в современном осадконакоплении Азовского моря. *Докл. АН СССР*. 1975. Т. 222, № 1. С. 43-51.

Khrustal'ev Y.P., 1975. The Role of Aeolian Sedimentation Factor in Modern Azov Sea. *Doklady AN SSSR*, vol. 222, № 1, p. 43-51 (in Russian).

17. Чечко В.А. Изучение потоков аэрозолей с помощью плавающей ловушки. *Метеорология и гидрология*. 2008. № 11. С. 85-89.

Chechko V.A., 2008. Study Flux Aerosols with Using Floating Trap. *Meteorologiya i Hydrologiya*, № 11, p. 85-89 (in Russian).

18. Bagno1d R.A. The physics of blown sand and desert dunes. London, 1973. 265 p.

Bagno1d R.A., 1973. The physics of blown sand and desert dunes. London, 265 p. (in English).

19. Chester R., Johnson L. R. Atmospheric dust collected off the West African coast. *Nature*. 1971. Vol. 229. P. 105-107.

Chester R., Johnson L. R., 1971. Atmospheric dust collected off the West African coast. *Nature*, vol. 229, p. 105-107 (in English).

20. Norrman J.O. Coastal dune systems. In: *Coastal Dynamics and Scientific Sites* / E. Bird & 22K Koikeeds. Tokyo: Komazawa Univ. Press., 1981. P. 119-157.

Norrman J.O., 1981. Coastal dune systems. In: *Coastal Dynamics and Scientific Sites* / E. Bird & 22K Koikeeds. Tokyo: Komazawa Univ. Press., p. 119-157 (in English).

Стаття надійшла  
27.01.2014

## **ВОЗРАСТ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ ЧЕРТОМЛЫКСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНЕПРИДНЕПРОВСКИЙ МЕГАБЛОК УКРАИНСКОГО ЩИТА)**

**Г.В. Артеменко<sup>1</sup>, Л.В. Шумлянский<sup>2</sup>, А.Ю. Беккер<sup>3</sup>,  
В.В. Демедюк<sup>4</sup>, К.И. Гоголев<sup>5</sup>**

*(Рекомендовано д-ром геол.-минерал. наук С.Г. Кривдиком)*

<sup>1</sup> *Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев, Украина,  
E-mail: regul@igmof.gov.ua. Доктор геологических наук, профессор, заведующий отделом.*

<sup>2</sup> *Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев, Украина,  
E-mail: lshumlyansky@yahoo.com. Доктор геологических наук, старший научный сотрудник.*

<sup>3</sup> *Геологический факультет Манитобского университета, Манитоба, Канада,  
E-mail: bekker@cc.umanitoba.ca. Ассоциированный профессор.*

<sup>4</sup> *Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев, Украина,  
E-mail: valena65@gmail.com. Кандидат геологических наук, старший научный сотрудник.*

<sup>5</sup> *Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев, Украина,  
E-mail: gabrodiorites@mail.ru. Аспирант.*

В метатерригенных породах, разделяющих пачки железистых кварцитов на Чертомлыкском железорудном месторождении вулканогенного типа, выявлен циркон возрастом 3,08; 3,17-3,19 и 3,23 млрд лет. Самый молодой из кластогенных цирконов возрастом 3,08 млрд лет определяет максимальный возраст осадконакопления. Цирконы возрастом 3,17-3,19 млрд лет аналогичны таковым из плагиогранитоидов ранней тоналит-трондьемит-гранитоидной серии, а возрастом 3,23 млрд лет принадлежали, вероятно, к породам фундамента, на котором закладывались мезоархейские зеленокаменные структуры Среднеприднепровского мегаблока.

*Ключевые слова:* зеленокаменная структура, железистые кварциты, метатерригенные породы, кластогенный циркон, U-Pb изотопный возраст.

## **THE AGE OF FERRUGINOUS-SILICEOUS-VOLCANOGENIC FORMATIONS OF CHERTOMLYK IRON DEPOSIT (MIDDLE DNIEPER MEGABLOCK OF UKRAINIAN SHIELD)**

**G.V. Artemenko<sup>1</sup>, L.V. Shumlyanskiy<sup>2</sup>, A.Yu. Bekker<sup>3</sup>,  
V.V. Demedyuk<sup>4</sup>, K.I. Gogolev<sup>5</sup>**

*(Recommended by doctor of geological-mineralogical sciences S.G. Kryvdik)*

<sup>1</sup> *Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine,  
E-mail: regul@igmof.gov.ua. Doctor of geological sciences, professor, head of department.*

<sup>2</sup> *Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine,  
E-mail: lshumlyansky@yahoo.com. Doctor of geological sciences, senior researcher.*

<sup>3</sup> *Faculty of Geology, University of Manitoba, Manitoba, Canada,  
E-mail: bekker@cc.umanitoba.ca. Associate professor.*

<sup>4</sup> *Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine,  
E-mail: valena65@gmail.com. Candidate of geological sciences, senior researcher.*

<sup>5</sup> *Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine,  
E-mail: gabrodiorites@mail.ru. Graduate student.*

© Г.В. Артеменко, Л.В. Шумлянский, А.Ю. Беккер, В.В. Демедюк, К.И. Гоголев, 2014

Zircons formed at 3.08; 3.17-3.19 and 3.23 Ga were found in metaterrigenous rocks that occur between horizons of iron-bearing quartzites on the Chertomlyk volcanogenic iron ore deposit. The youngest detrital zircon crystallized at 3.08 Ga signifies the maximal age of sedimentation. The 3.17-3.19 Ga zircons resemble those found in the early tonalite-trondhjemite-granite series in this area, whereas those crystallized at 3.23 Ga belong probably to the rocks of the basement on which Mesoarchaeon greenstone belts of the Middle-Dnieper terrain were formed.

*Key words:* Greenstone structure, ferruginous quartzite, metaterrigenous rocks, clastogene zircon, U-Pb isotopic age.

## ВІК ЗАЛІЗИСТО-КРЕМЕНИСТО-ВУЛКАНОГЕННОЇ ФОРМАЦІЇ ЧОРТОМЛИЦЬКОГО ЗАЛІЗОРУДНОГО РОДОВИЩА (СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКИЙ МЕГАБЛОК УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

Г.В. Артеменко<sup>1</sup>, Л.В. Шумлянський<sup>2</sup>, О.Ю. Беккер<sup>3</sup>,  
В.В. Демедюк<sup>4</sup>, К.І. Гоголев<sup>5</sup>

*(Рекомендовано д-ром геол.-мінерал. наук С.Г. Кривдіком)*

<sup>1</sup> Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України, Київ, Україна,  
E-mail: regul@igmof.gov.ua. Доктор геологічних наук, професор, завідувач відділу.

<sup>2</sup> Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України, Київ, Україна,  
E-mail: lshumlyansky@yahoo.com. Доктор геологічних наук, старший науковий співробітник.

<sup>3</sup> Геологічний факультет Манітобського університету, Манітоба, Канада,  
E-mail: bekker@cc.umanitoba.ca. Асоційований професор.

<sup>4</sup> Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України, Київ, Україна,  
E-mail: valena65@gmail.com. Кандидат геологічних наук, старший науковий співробітник.

<sup>5</sup> Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України, Київ, Україна,  
E-mail: gabrodiorites@mail.ru. Аспірант.

У метатеригенних породах, що розділяють пачки залізистих кварцитів на Чортотлицькому залізорудному родовищі вулканогенного типу, виявлено циркон віком 3,08; 3,17-3,19 та 3,23 млрд років. Наймолодший з кластогенних цирконів віком 3,08 млрд років визначає максимільний вік осадконакопичення. Циркони віком 3,17-3,19 млрд років аналогічні до таких з плагіогранітоїдів ранньої тоналіт-тронд'єміт-гранітоїдної серії, а віком 3,23 млрд років належали, вірогідно, до порід фундаменту, на якому закладалися мезоархейські зеленокам'яні структури Середньопридніпровського мегаблока.

*Ключові слова:* зеленокам'яна структура, залізисті кварцити, метатеригенні породи, кластогенний циркон, U-Pb ізотопний вік.

### Введение

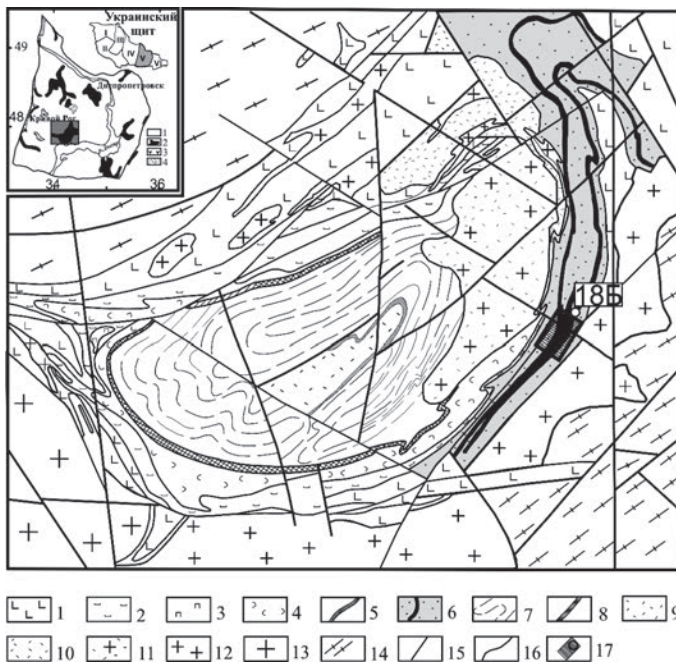
В мезоархейских зеленокаменных структурах (ЗС) Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита (УЩ) выделяют два типа железисто-кремнистых формаций. Ранняя – железисто-кремнисто-ультрабазит-базитовая формация (вулканогенный тип), приуроченная к низам разреза ЗС, возникшим на рифтогенной стадии их развития [Железисто-кремнистые..., 1978; Железисто-кремнистые..., 1988; Могиливец, Шаповал, 1970], и поздняя железисто-кремнисто-кератофир-туффит-сланцевая формация (вулканогенно-осадочный тип)

в верхней части разреза ЗС, сформированная на стадии их сжатия.

Рассматриваемая в статье железисто-кремнисто-ультрабазит-базитовая формация детально изучена в Чертомлыкской ЗС [Железисто-кремнистые..., 1978; Железисто-кремнистые..., 1988; Кочанов и др., 1969; Липилин, Ганоцкий, 1986; Семененко и др., 1967]. На геологическое строение Чертомлыкской ЗС существует две точки зрения. Согласно традиционным представлениям, она является синклинальной структурой северо-восточного простирания с общим размахом крыльев 15-18 км

и площадью до 500 км<sup>2</sup> [Железисто-кремнистые..., 1978; Семененко и др., 1967]. Осложнена структура рядом синклинальных и антиклинальных складок более высокого порядка, а также тектоническими нарушениями. В крыльях структуры залегают амфиболиты и апспилиты. Залегание амфиболитов крутое (45-80°), падение центрально-клинальное. Центральная часть синклинали сложена менее метаморфизованными породами: апокератофирами, кварцево-серицитовыми и кварцево-хлоритовыми сланцами и др. Согласно другим авторам [Бобров та ін., 2002; Бобров та ін., 2004; Гончар, 1979; Корниенко и др., 2001], Чертомлыкская ЗС представляет собой вулканическую постройку на жестком гранитоидном фундаменте. Железорудная толща Чертомлыкского месторождения приурочена к одноименной синклинали, которая прослеживается вдоль юго-восточного борта Чертомлыкской ЗС на расстояние до 9 км и имеет в плане форму неправильной линзы. По геофизическим данным, синкли-

наль замыкается на глубине 6 км и ее глубинное строение в первом приближении определяется как система изоклинальных складок, имеющая падение к югу [Заика-Новацкий и др., 1985]. Железорудная толща в северной части фациально выклинивается, а в южной – ограничивается зоной пересечения нескольких разломов. Мощность продуктивной толщи от 150 до 550 м. Падение толщи западное, под углами 50-80°. Основные запасы железных руд сосредоточены между 40- и 29-й разведочными линиями на Чертомлыкской синклинали (рис. 1) [Железисто-кремнистые..., 1978; Кочанов и др., 1969; Липилин, Ганоцкий, 1986; Могилевец, Шаповал, 1970]. Собственно железистые породы образуют три пласта, максимальная мощность которых составляет 300 м для восточного (нижнего), 22 м для среднего и 85 м для западного (верхнего) пластов. Литологический состав пород железорудной толщи по материалам [Кочанов и др., 1969] приведен ниже (снизу вверх):



**Рис. 1.** Схематическая геологическая карта Чертомлыкской ЗС по [Бобров та ін., 2004], с изменениями

*Метакоматиитовая формация:* 1 – фациальный комплекс КТ-1, 2 – фациальный комплекс КТ-2, 3 – дунит-гарцбургитовая формация, 4 – фациальный комплекс КТ-3, 5 – фациальный комплекс КТ-4, 6 – сланцево-джеспилит-толеитовая формация; 7 – метадацит-андезит-толеитовая формация; 8 – нижний фациальный комплекс, 9 – верхний фациальный комплекс; 10 – риодацитовая и тоналит-плагиогранитная формация; 11 – субвулканические фации; 12 – гипабиссальные фации; 13 – граниты Токовского массива; 14 – гранито-гнейсы фундамента; 15 – разломы; 16 – геологические границы; 17 – контур Чертомлыкского железорудного месторождения и положение скв. 18Б. Цифры на врезке: 1 – плагиомигматиты днепропетровского комплекса и аульская серия, 2 – ЗС, 3 – архейские расчлененные интрузии, 4 – криворожская серия. Мегаблоки УЩ: I – Северо-западный, II – Днестровско-Бугский, III – Росинско-Тикичский, IV – Ингуло-Ингулецкий, V – Среднеприднепровский, VI – Приазовский

**Fig. 1.** Schematic geological map of Chertomlyk greenstone structure after [Бобров та ін., 2004], with changes *Metakomatiite formation:* 1 – facial complex KT-1, 2 – facial complex KT-2, 3 – dunite-harzburgite formation, 4 – facial complex KT-3, 5 – facial complex KT-4, 6 – facial complex shale-jaspilite - tholeite; 7 – metadacite-tholeite-andesite formation; 8 – lower facial complex, 9 – upper facial complex; 10 – rhyodacite and tonalite-plagiogranite formation; 11 – subvolcanic facies; 12 – hypabyssal facies; 13 – granite of Tok massif; 14 – granite-gneissic basement; 15 – faults; 16 – geological boundaries; 17 – border of Chertomlyk iron ore deposit and position of borehole 18B. Figures in sidebar: 1 – plagiomigmatite of dnepropetrovsk complex and auly series, 2 – greenstone structure, 3 – archean layered intrusions, 4 – krivoy rog series. Megablocks of Ukrainian shield: I – North-West, II – Dniester-Bug, III – Ros-Tikich, IV – Ingul-Ingulets, V – Middle-Dnieper, VI – Azov

Нижняя пачка метаосадочных пород (20-50 м) устойчиво прослеживается на всем протяжении рудоносной толщи и отличается пестрым вещественным составом. Снизу она контактирует с амфиболитами сурской свиты. В ее строении выделяются сланцы (мусковитовые, биотитовые, хлоритовые, плагиоклазовые и кварцевые), кварциты, метапесчаники кварцевые, метатуфопесчаники, метатуфы плагиоклазовые и зеленые сланцы.

Пласт железистых кварцитов I, мощностью 13-300 м, сложен силикатно-магнетит-карбонатными и существенно силикатными железистыми кварцитами.

Пачка нерудных пород, разделяющая пласты железистых кварцитов Ia и Ib, характеризуется изменчивой мощностью от 0 до 210 м. В ее составе количественно преобладают метапесчаники, а сланцы имеют второстепенное значение. Крупные интервалы метапесчаников и мусковитовых сланцев ритмично-слоистого строения.

Пачка нерудных пород, разделяющая пласты железистых кварцитов I и II (15-90 м), сложена преимущественно метапесчаниками. В них периодически встречаются прослои кварц-мусковитовых, плагиоклаз-биотитовых и кварц-хлоритовых сланцев. На участках выклинивания железорудной толщи в рассматриваемой пачке пород резко возрастает роль пирокластического материала и появляются тела метавулканитов.

Пласт железистых кварцитов II характеризуется незначительной мощностью (4-18 м). Он сложен магнетит-карбонатными, карбонатными и биотит-магнетит-карбонатными железистыми кварцитами. Местами расщепляется на два пропластка метапесчаниками или карбонат-кварц-хлоритовыми сланцами, а южнее профиля 28 выклинивается.

Пачка нерудных пород, залегающая между пластами железистых кварцитов II и III, является магматогенной по составу. Преобладающая часть объема занята гипабиссальным телом ультрабазитов, которые замещаются по латерали биотит-плагиоклаз-амфиболовыми сланцами, метапесчаниками и зелеными сланцами.

Пласт железистых кварцитов III имеет изменчивую мощность (10-100 м). Основной объем пласта сложен карбонатно-магнетитовыми кварцитами, в основании

которого местами встречаются слои существенно грюнеритовых железистых кварцитов, мощностью до 10-30 м. Внутри пласта железистых кварцитов III выделяются два пропластка, сложенные карбонат-кварц-хлоритовыми, кварц-серицитовыми сланцами, метапесчаниками и метаалевролитами, среди которых встречаются карбонат-актинолитовые сланцы (до 7 м).

Выше пласта железистых кварцитов III прослеживается неустойчивая по простиранию маломощная (5-8 м) пачка парасланцев, метапесчаников и метатуфопесчаников. В местах отсутствия сланцев железистые кварциты пласта III непосредственно контактируют с перекрывающими их метабазами.

Среди сланцев выделяются графитсодержащие альбит-биотитовые тонкозернистые разновидности, образующие маломощные (от нескольких сантиметров до метра) прослои на контакте железистых и вмещающих пород. Предполагается, что они являются пирокластическими породами [Кочанов и др., 1969]. Остальные разновидности сланцев представляют собой метаморфизованные глины, алевролиты и туфогенные образования.

### **Постановка проблемы**

Породы Чертомлыкского железорудного месторождения образовались на раннем этапе формирования ЗС Среднеприднепровского мегаблока, который еще очень слабо изучен. Анализ общей структуры УЩ привел исследователей к выводу, что мезоархейские структуры разделяют древнейшие метаморфические комплексы Днестровско-Бугского и Приазовского сегментов УЩ [Пастухов и др., 1993]. В настоящее время рассматриваются три модели формирования Среднеприднепровской гранит-зеленокаменной области. Плейт-тектоническая модель была предложена Г.И. Каляевым и Е.Б. Глевасским [Каляев, 1976; Каляев и др., 1984]; модель каскадной конвекции – А.А. Щипанским и Ю.Ю. Подладчиковым [Щипанский, Подладчиков, 1991], а Г.Г. Гончар [Гончар, 1979], В.С. Заика-Новацкий и др. [Заика-Новацкий и др., 1985], А.Б. Бобров и др. [Бобров, 1993; Бобров та ін., 2002] рассматривают ЗС как вулканические постройки центрального и трещинного типов. Первые две модели предполагают, что Среднеприднепровская ГЗО

сформировалась на океанической коре, а авторы последней считают, что ЗС формировались на гранито-гнейсовом фундаменте. Согласно геологическим данным, в нижней части разреза ЗС Среднеприднепровского мегаблока весьма широко распространены метатерригенные породы, и многие исследователи делали вывод, что они закладывались на гранито-гнейсовом фундаменте. Исходя из этого, важные данные для решения проблемы о геодинамической обстановке их формирования можно получить при более детальном исследовании метатерригенных пород в этих структурах.

### Цель работы

В рамках рассматриваемой проблемы нами выполнены U-Pb геохронологические исследования кластогенного циркона из метатерригенных пород Чертомлыкского железорудного месторождения (рис. 1) с целью определения возраста пород в их области сноса, которые могли включать как породы фундамента, так и синхронные с формированием осадочных пород вулканогенные образования.

### Методика геохронологических исследований

Циркон выделялся из пробы весом 5 кг по стандартной методике в лаборатории обогащения ИГМР НАН Украины. Изучение морфологии и внутреннего строения циркона выполнялось в проходящем и отраженном свете. Внутреннее строение циркона изучалось методом катодолюминесценции. Цирконы помещались в эпоксидную шайбу и приполировались до вскрытия их внутренних участков. Далее они анализировались на изотопы U, Th и Pb методом LA-ICP-MS в Музее природоведения (GeoPlasma Lab, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden), с использованием инструмента Thermo-Scientific Element 2 XR ICP-MS и подсоединенной к нему лазерной системы Wave UP-193 Excimer. Каждый анализ состоял из фоновых измерений в течение 15 с и сбора данных в течение 30 с с использованием лазерного пучка диаметром 35 мкм. Данные корректировались на величину фонового сигнала, наличие общего свинца, вызванное лазером элементное фракционирование, инструментальную дискриминацию масс и

зависящее от времени элементное фракционирование Pb/Th и Pb/U. Приведенные погрешности включают в себя квадратичную добавку внешней воспроизводимости стандартного циркона GJ-1 (~0,6% и 0,5-1% для  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , соответственно). Отношение Th/U получено непосредственно путем измерений на LA-ICP-MS. Концентрации U и Pb рассчитаны относительно стандарта GJ-1 и имеют точность около 10%.

### Результаты исследований

Для геохронологических исследований была отобрана проба из кварц-хлорит-карбонатных сланцев (скв. 18Б, инт. 216,7-242,8 м, проба 85-247), разделяющая нижний (восточный) и средний пласты железистых кварцитов (рис. 2).



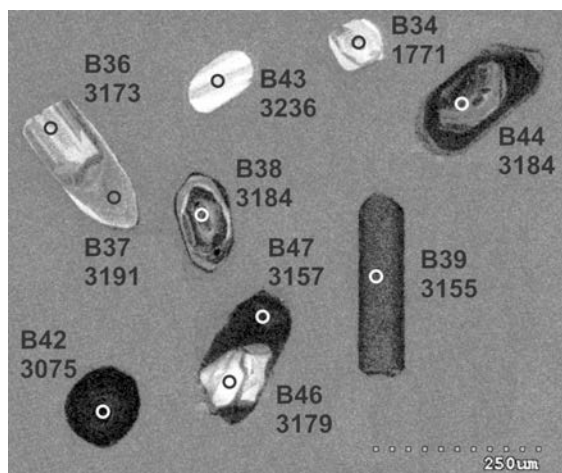
**Рис. 2.** Схематический разведочный профиль № 40 через продуктивную толщину железисто-кремнистых пород Чертомлыкского железорудного месторождения [Железисто-кремнистые..., 1978] (а) и схематическая колонка для скв. 18Б (б)

1 – кварциты грубополосчатые сидерито-магнетитовые, иногда с прослоями кварцитов и хлоритовых сланцев; 2 – кварциты безрудные, иногда с прослоями малорудных магнетит-сидеритовых кварцитов; 3 – сланцы кварц-хлоритовые и кварц-биотитовые с прослоями безрудных кварцитов; 4 – метальтрабазиты; 5 – амфиболиты; 6 – интервал опробования

**Fig. 2.** Schematic exploration profile № 40 through productive thickness BIF of Chertomlyk iron ore deposit [Железисто-кремнистые..., 1978] (a) and a schematic column for borehole 18B (b).

1 – quartzite coarse-banded siderite-magnetite sometimes interbedded with quartzite and chlorite schist; 2 – barren quartzites sometimes with interbedded magnetite-siderite minor ore quartzite, 3 – quartz-chlorite and quartz-biotite schist interbedded with barren quartzite; 4 – metaltrabazite; 5 – amphibolites; 6 – sampling interval

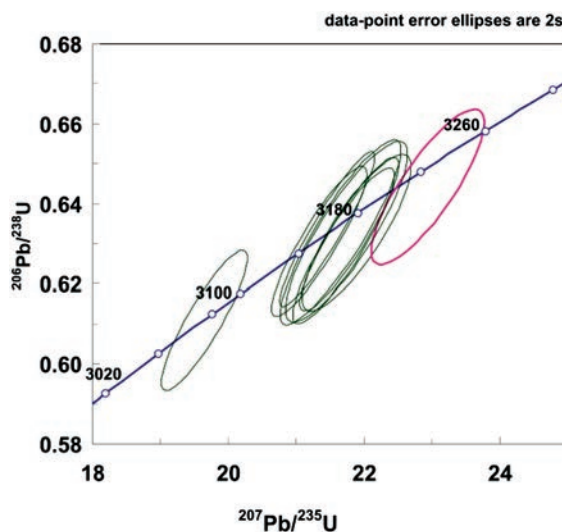
В кластогенном цирконе из опробованного интервала кварц-хлорит-карбонатных сланцев выделены две разновидности циркона. Первая из них (20%) представлена розовым хорошо окатанным цирконом, с неясной продольной зональностью и яркой катодолюминесценцией. Вторая группа (80%) – коричневатые кристаллы цирконов, разнообразные по внешнему облику: встречаются как резко удлиненные слабо окатанные кристаллы (рис. 3), так и короткопризматические, заметно окатанные зерна. Внутреннее строение также разнообразно – отмечаются слабо зональные кристаллы с практически однородным внутренним строением, кристаллы с четко проявленной концентрической зональностью, а также кристаллы с четко выраженными ядрами, окруженными мощными каймами обрастания.



**Рис. 3.** Катодолюминесцентные изображения цирконов из кварц-хлорит-карбонатных сланцев Чертомлыкского железорудного месторождения. Номера на рисунке соответствуют номерам анализов в таблице; приведены также возраста по отношению  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

**Fig. 3.** The cathodoluminescence images of zircons from quartz-chlorite-carbonate schists from Chertomlyk iron ore deposit. Number in the figure correspond to the numbers in Table analyzes; are also given age relative  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

Согласно полученным данным (см. таблицу, рис. 4), розовый хорошо окатанный циркон имеет изотопный возраст ( $3236 \pm 26$ ) млн лет. Он характеризуется низким содержанием урана (15 ppm) и свинца (12 ppm) и низким торий-урановым отношением  $\text{Th}/\text{U} = 0,3$ .



**Рис. 4.** Результаты U-Pb изотопных исследований циркона из кварц-хлорит-карбонатных сланцев Чертомлыкского железорудного месторождения

**Fig. 4.** The results of U-Pb isotopic studies of clastic zircons from the quartz-chlorite-carbonate schists from Chertomlyk iron ore deposit

Изотопный возраст коричневого циркона лежит в пределах 3155-3191 Ма (см. таблицу, рис. 3, 4). Он характеризуется средним содержанием урана (54-104 ppm) и свинца (41-81 ppm). Значения  $\text{Th}/\text{U}$  отношения находятся в пределах 0,25-0,42, при единичном значении 0,73. Один кристалл циркона дал возраст ( $3075 \pm 19$ ) млн лет. Очевидно, эта дата определяет максимальный возраст осадка.

Для двух кристаллов этой группы были получены датировки как по ядерной части кристаллов, так и по оболочкам обрастания (рис. 3). В одном случае ядро оказалось несколько древнее оболочки, в другом – оболочка древнее ядра. В обоих случаях обе датировки совпадают между собой в пределах погрешности измерения, которая в целом составляет около 20 млн лет (см. таблицу). Все полученные датировки конкордантны.

#### Обсуждение и выводы

В метатерригенных породах, разделяющих нижнюю и среднюю пачки железистых кварцитов на Чертомлыкском железорудном месторождении железисто-кремнисто-

**Результаты U-Pb изотопных исследований кластогенного циркона из кварц-карбонатных сланцев (проба 85-247) методом лазерной абляции**

**Results of U-Pb isotopic investigations of clastogenic zircon from (sample 85-247) by La-ICP-MS method**

Точка анализа	Содержание, ppm		Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	Изотопные отношения			Возраст, млн лет ± 2σ	Степень конкорд., %
	U	Pb			<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb		
V36	104	81	0,42	105026	21,6552	0,63291	0,24815	3173 ± 24	100
V37	54	41	0,25	27597	21,8931	0,63274	0,25095	3191 ± 26	99
V38	94	72	0,39	38681	21,7823	0,63241	0,24981	3184 ± 19	99
V39	137	116	0,73	95877	21,3389	0,63061	0,24542	3155 ± 18	100
V42	147	106	0,32	214091	19,6477	0,61085	0,23328	3075 ± 19	100
V43	15	12	0,30	8303	22,9422	0,64420	0,25829	3236 ± 26	99
V44	69	53	0,41	112629	21,6955	0,62953	0,24–995	3184 ± 20	99
V46	33	25	0,39	55847	21,7414	0,63303	0,24910	3179 ± 27	99
V47	77	56	0,18	141072	21,4584	0,63367	0,24560	3157 ± 15	100

ультрабазит-базитовой формации, выявлен кластогенный циркон возрастом 3,08; 3,17-3,19 и 3,23 млрд лет. Слабо окатанный кластогенный циркон возрастом 3,17-3,19 млрд лет по минералогическим характеристикам аналогичен циркону из плагиогранитоидов. Близкий возраст (3,181-3,196 млрд лет) был получен для тоналитовых гнейсов в обрамлении Чертомлыкской ЗС [Samsonov et al., 1996]. Хорошо окатанный кластогенный циркон возрастом (3,23±0,025) млрд лет, вероятно, принадлежал к породам фундамента. Единичные зерна кластогенного циркона палеоархейского возраста (3,2-3,3 млрд лет) были установлены ранее в метапесчаниках белозерской серии в Белозерской ЗС [Бибикова и др., 2010]. Кла-

стогенный циркон возрастом 3,08 млрд лет определяет максимальный возраст осадко-накопления.

Полученные данные позволяют сделать вывод о том, что породы железисто-кремнисто-ультрабазит-базитовой формации вулканогенного типа Среднеприднепровского кратона формировались в мелководных морских бассейнах (на шельфе) у основания поднятий континентальной коры, сложенных плагиогранитоидами и гнейсами, и они близки по времени образования с ранним кислым вулканизмом и гранитоидным магматизмом. Эти результаты согласуются с моделями формирования ЗС Среднеприднепровского мегаблока на гранито-гнейсовом фундаменте.

**Список литературы / References**

1. Бибикова Е.В., Клаэссен С., Федотова А.А., Артеменко Г.В., Ильинский Л. Терригенный циркон архейских зеленокаменных поясов – источник информации о ранней коре Земли: Приазовье и Приднепровье, Украинский щит. *Геохимия*. 2010. № 9. С. 899-916.

Bibikova E.V., Claesson S., Fedotova A.A., Artemenko G.V. & Il'inskiy L., 2010. Terrigenous zircon of archaean greenstone belts as a source of information on the early earth's crust: Azov and Dnieper domains, Ukrainian shield. *Geokhimiya*, № 9, p. 899-916 (in Russian).



2. Бобров А.Б. Метариодацитовая формация зеленокаменных поясов Украинского щита. Ст. 2. Палеовулканические реконструкции, металлогения. *Геол. журн.* 1993. № 6 (273). С. 47-58.

*Bobrov, A.B.*, 1993. Metariodacitic formation of greenstone belts of the Ukrainian shield. Article 2. Paleovolcanic reconstruction, metallogeny. *Geologichnyy zhurnal*, № 6 (273), p. 47-58 (in Russian).

3. Бобров О.Б., Сиворонов А.О., Гурський Д.С. Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України. Київ: УкрДГРІ, 2004. 386 с.

*Bobrov, O.B., Sivoronov, A.O., Gursky, D.S.* 2004. Geological and genetic typing of gold deposits Ukraine. Kyiv: UkrDGRI, 386 p. (in Ukrainian).

4. Бобров О.Б., Сиворонов А.О., Малюк Б.І., Лисенко О.М. Тектонічна будова зеленокам'яних структур Українського щита. *Зб. наук. пр. УкрДГРІ.* 2002. № 1-2. С. 46-67.

*Bobrov O.B., Sivoronov A.O., Maljuk B.I., Lysenko, O.M.*, 2002. Tectonic structure of the greenstone structures of the Ukrainian Shield. *Zbirnyk naukovykh pratz UkrDGRI*, № 1-2, p. 46-67 (in Ukrainian).

5. Гончар А.А. Некоторые особенности геологии Среднего Приднепровья в связи с прогнозированием рудных месторождений. *Геол. журн.* 1979. № 4 (187). С. 49-59.

*Gonchar, A.A.*, 1979. Some features of the geology of the Middle Dnieper with the forecasting of ore deposits. *Geologicheskyy zhurnal*, vol. 39, № 4 (187), p. 49-59 (in Russian).

6. Железисто-кремнистые формации докембрия европейской части СССР. Стратиграфия / Н.П. Щербак, Я.Н. Белевцев, В.Ю. Фоменко, В.И. Ганоцкий, В.М. Горьковец, К.Е. Есипчук, М.Н. Коржнев, Е.М. Крестин, А.М. Пап, Н.И. Половко, А.А. Сиворонов, Р.И. Сироштан, Т.А. Скаржинская, О.М. Струева, И.Н. Щеголев. Киев: Наук. думка, 1988. 192 с.

*Ferruginous-siliceous* Precambrian formations of the European part of the USSR. Stratigraphy, 1988 / *Shcherbak N.P., Belevtsev Ya.N., Fomenko V.Yu., Ganockiy V.I., Gorkovets V.M., Esipchuk K.E., Korzhnev M.N., Krestin E.M., Pap A.M., Polovko N.A., Sivoronov A.A., Siroshstan R.I., Skarzhinskaya T.A., Strueva O.M., Shchegolev I.N.* Kiev: Naukova Dumka, 192 (in Russian).

7. Железисто-кремнистые формации Украинского щита. Т. 1. Киев: Наук. думка, 1978. 328 с.

*Ferruginous-siliceous* formation of the Ukrainian shield. Vol. 1, 1978. Kiev: Naukova Dumka, 328 (in Russian).

8. Заика-Новацкий В.С., Казаков А.Н., Ржаницына С.В., Заика-Новацкий Г.В., Соловьев И.В. Структурная эволюция Украинского щита и Горного Крыма. *Вестн. Киев. ун-та. Геология.* 1985. № 4. С. 18-25.

*Zaika-Nowacki V.S., Kazakov A.N., Rzhantsynina S.V., Zaika-Nowacki G.V., Soloviev I.V.*, 1985. Structural evolution of the Ukrainian shield and the Crimean Mountains. *Vestnik KGU. Geologiya*, № 4, p. 18-25 (in Russian).

9. Каляев Г.И. Земная кора Украинского щита и тектоника плит. *Геол. журн.* 1976. Т. 36, вып. 1 (166). С. 29-41.

*Kaliayev, G.I.*, 1976. The crust of the Ukrainian shield and plate tectonics. *Geologicheskyy zhurnal*, vol. 36, № 1 (166), p. 29-41 (in Russian).

10. Каляев Г.И., Глевасский Е.Б., Димитров Г.Х. Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. Киев: Наук. думка, 1984. 237 с.

*Kaliayev G.I., Glevassky E.B., Dimitrov G.H.*, 1984. Paleotektonik and crustal structure of the Precambrian iron ore province of Ukraine. Kiev: Naukova Dumka, 237 p. (in Russian).

11. Корниенко А.И., Петко В.Н., Романюк П.М. Перспективы золотоносности Чертомлыкской зеленокаменной структуры (Среднее Приднепровье) с позиций вулcano-плутонической модели строения геологического разреза. *Мінер. ресурси України.* 2001. № 2. С. 6-10.

*Kornienko, A.I., Petko, V.N., Romaniuk P.M.*, 2001. Prospects for gold mineralization Chertomlyk greenstone structure (Middle Dnieper) from the standpoint of volcano-plutonic structure model of the geological section. *Mineralni resursy Ukrainy*, № 2, p. 6-10 (in Russian).

12. Кочанов Е.Н., Могилевец И.И., Романский С.Д., Холостой Л.Д. Отчет о предварительной разведке Чертомлыкского месторождения железистых кварцитов / Трест «Днепрогеология», Белозерская комплексная ГРЭ, пгт Михайловка, 1969.

*Kochanov E.N., Mogilevets I.I., Romaniy S.D., Holostoy L.D.*, 1969. Report on preliminary exploration Chertomlyk ferruginous quartzite. Trust «Dneprogeologiya», Belozerka comprehensive exploration, Mikhailovka vil. (in Russian).

13. Липилин В.А., Ганоцкий В.И. Отчет по теме «Обобщение результатов поисково-разведочных работ по изучению железорудных формаций Гуляйпольского, Конкского и Чертомлыкского районов и Орехово-Павлоградской зоны с их прогнозно-металлогенической оценкой» / ПГО «Южукргеология», Белозерская ГРЭ, пгт Михайловка, 1986.

Lipilin V.A., Ganotsky V.I., 1986. Report relating to generalization of the results of exploratory studies on iron formations Gulyai-Pole, Konka and Chertomlyk areas and Orehov-Pavlograd zone with their metallogenic prediction-rated. PGO «Yuzhukrgeologiya», Belozerka GEE, Mikhailovka vil. (in Russian).

14. Могилевец И.И., Шаповал В.В. Отчет о результатах поисковых работ на железистые кварциты к северу от Чертомлыкского месторождения (1968-1969 гг.) / Трест «Днепрогеология», Белозерская комплексная ГРЭ, пгт Михайловка, 1970.

Mogilevets I.I., Shapoval V.V., 1970. Report on the results of exploration in ferruginous quartzites north Chertomlyk field (1968-1969). Trust «Dneprogeologiya», Belozerka comprehensive exploration, Mikhailovka vil. (in Russian).

15. Пастухов В.Г., Астахов К.П., Багинян М.К., Белоус И.Р., Вольфман Ю.М., Клочков В.М., Круглов С.С., Пашкевич И.К., Рыбаков В.Н., Хворова Г.П., Хижняков А.В., Цыпко К.А. Геодинамическая карта Украины. М-б 1:1 000 000. Объяснительная записка / Государственный комитет Украины по геологии и использованию недр. Киев : ГГП «Геопрогноз», 1993. 213 с.

Pastuhov V.G. & Astakhov K.P., Baghinyan M.K., Belous I.R., Wolfman Yu.M., Klotchkov V.M., Kruglov S.S., Pashkevich I.K., Rybakov V.N., Khvorova G.P., Khizhnyakov A.V., Tsypko K.A., 1993. Geodynamic map of Ukraine. Scale 1:1 000 000. Explanatory note. Ukrainian State Committee on Geology and Use of Subsoil. State Geological Enterprise «Geo-prognoz». Kiev. 1993, 213 p. (in Russian).

16. Семеновко Н.П., Бойко В.Л., Бордунов И.Н., Ладиева В.Д., Макухина А.А. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев : Наук. думка. 367 с.

Semenenko N.P., Boyko V.L., Bordunov I.N., Ladieva V.D., Makuhina A.A., 1967. Geology of the sedimentary-volcanogenic formations of Ukrainian Shield. Kiev: Naukova Dumka, 367 p. (in Russian).

17. Щипанский А.А., Подладчиков Ю.Ю. «Стадные батолиты» как индикаторы мощности раннеархейской коры океанического типа. Докл. АН СССР. 1991. Т. 320, № 5. С. 1212-1216.

Schipansky A.A. Podladchikov Y.Y. 1991. «Cattle batholiths» as indicators of power Early Archean oceanic crust. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, vol. 320, № 5, p. 1212-1216 (in Russian).

18. Samsonov A.V., Chernyshev I.V., Nutman A.P., Compston W. Evolution of the Archean Aulian gneiss complex, Middle Dnieper gneiss-greenstone terrain, Ukrainian Shield: SHRIMP U-Pb zircon evidence. *Precambrian Research*. 1996. Vol. 78. P. 65-78.

Samsonov A.V., Chernyshev I.V., Nutman A.P., Compston W., 1996. Evolution of the Archean Aulian gneiss complex, Middle Dnieper gneiss-greenstone terrain, Ukrainian Shield: SHRIMP U-Pb zircon evidence. *Precambrian Research*, vol. 78, p. 65-78 (in English).

Статья поступила  
08.01.2014

## ГЕОХІМІЧНІ ТА ПЕТРОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ЛУЖНИХ ГРАНІТОЇДІВ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

О.В. Дубина<sup>1</sup>, С.Г. Кривдік<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ, Україна, E-mail: dubyna\_a@ukr.net  
Кандидат геологічних наук, старший науковий співробітник відділу петрології ІГМР НАН України.*

<sup>2</sup> *Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ, Україна, E-mail: kryvdik@ukr.net  
Доктор геолого-мінералогічних наук, професор, завідувач відділу петрології ІГМР НАН України.*

Лужні граніти на території Українського щита мають незначне поширення і відомі лише у двох районах. До першого належать лужні (з егірином і рибекітом) різновиди, що у підпорядкованій кількості відомі серед біотитових лужнопольовошпатових пержанських гранітів протерозойського віку. Другий район – це Приазовський мегаблок, де відомі гіпабісальні тіла грорудитів девонського віку. Грорудити характеризуються більш меланократовим складом і вищим коефіцієнтом агпаїтності, тоді як висока залізистість є типовою ознакою обох типів лужних гранітів. Лужні пержанські граніти і грорудити мають відмінні геохімічні особливості. Грорудитам властиві підвищений вміст Ti, V, Cr, Ni, тоді як пержанські граніти збагачені Sn, Mo, Be, Rb, U. Як і в більшості лужних гранітів світу, лужні граніти Українського щита, з одного боку, збагачені HFSE і REE, а з іншого – збіднені Sr і Ba. Хондрит-нормовані спектри пержанських гранітів характеризуються глибокими негативними Eu-аномаліями і більшим збагаченням HREE, ніж у грорудитах. Геохімічні особливості вказують на те, що пержанські граніти генетично пов'язані з гранітними магмами Коростенського плутону, а їх формування супроводжувалося інтенсивним польовошпатовим фракціонуванням. В той же час виникнення грорудитів є результатом диференціації сублужних і лужних базальтових розплавів, що вкорінювалися під час закладання Дніпровсько-Донецької западини.

*Ключові слова:* лужні граніти, грорудити, Український щит, агпаїтність, рідкісні і рідкісноземельні елементи.

## GEOCHEMICAL AND PETROLOGICAL FEATURES OF THE ALKALINE GRANITES OF THE UKRAINIAN SHIELD

O.V. Dubyna<sup>1</sup>, S.G. Kryvdik<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, E-mail: dubyna\_a@ukr.net  
Candidate of geological sciences, senior scientific worker of petrology department of the IGMOF of NAS of Ukraine.*

<sup>2</sup> *Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, E-mail: kryvdik@ukr.net  
Doctor of geological and mineralogical sciences, professor, head of petrology department of the IGMOF of NAS of Ukraine.*

Alkaline granites in the Ukrainian Shield are not widespread and are only revealed in two areas. To first one belong the alkaline (with aegirine and ribekite) varieties among Proterozoic biotite-alkalic feldspathic Perga granites. Second area is Azov megablock where are found hypabyssal bodies of Devonian grorudites. Grorudites are of more melanocratic composition and have higher agpaitic

index while low magnesity is the typical features for both types of alkaline granites. Perga alkaline granites and grorudites have different geochemical peculiarities. Grorudites have increased content of Ti, V, Cr, Ni, while Perga granites are enriched in Sn, Mo, Be, Rb, U. Like to alkaline granites over world alkaline granites of the Ukrainian Shield are, on the one hand enriched in HFSE and REE and, on the other hand – depleted in Sr and Ba. Chondrite normalized REE patterns from Perga granites have deep negative Eu-anomalous and enriched in HREE in comparison to grorudites. Geochemical peculiarities indicate that Perga granites are genetically related to granitic magmas of Korosten pluton and their formation have been attended by intensive feldspar fractionation. At the same time generation of grorudites are connected with subalkaline and alkaline basaltic melts differentiation during of the Dnieper-Donetsk depression formation.

*Key words:* alkaline granites, grorudites, Ukrainian Shield, agpaitic, rare and rare-earth elements.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА

А.В. Дубина<sup>1</sup>, С.Г. Кривдик<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семеновко НАН Украины, Киев, Украина, E-mail: dubyna\_a@ukr.net*

*Кандидат геологических наук, старший научный сотрудник отдела петрологии ИГМР НАН Украины.*

<sup>2</sup> *Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семеновко НАН Украины, Киев, Украина, E-mail: kryvdik@ukr.net*

*Доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий отдела петрологии ИГМР НАН Украины.*

Щелочные граниты на территории Украинского щита имеют незначительное распространение и известны лишь в двух районах. К первому относятся щелочные (с эгирином и рибекитом) разновидности, которые в подчиненном количестве известны среди биотитовых щелочнополевошпатовых пержанских гранитов протерозойского возраста. Второй район – это Приазовский мегаблок, где известны гипабиссальные тела грорудитов девонского возраста. Грорудиты характеризуются более меланократовым составом и высоким коэффициентом агпайтности, тогда как высокая железистость является типичным признаком обоих типов щелочных гранитов. Щелочным пержанским гранитам и грорудитам свойственны различные геохимические особенности. Грорудиты имеют повышенное содержание Ti, V, Cr, Ni, тогда как пержанские граниты обогащены Sn, Mo, Be, Rb, U. Как и в большинстве щелочных гранитов мира, щелочные граниты Украинского щита, с одной стороны, обогащены HFSE и REE, а с другой – обеднены Sr и Ba. Хондрит-нормированные спектры пержанских гранитов характеризуются глубокими отрицательными Eu-аномалиями и более обогащены HREE, чем в грорудитах. Геохимические особенности указывают на то, что пержанские граниты генетически связаны с гранитными магмами Коростенского плутона, а их формирование сопровождалось интенсивным полевошпатовым фракционированием. В то же время возникновение грорудитов может быть связано с дифференциацией субщелочных и щелочных базальтовых расплавов, которые укоренились при закладке Днепровско-Донецкой впадины. *Ключевые слова:* щелочные граниты, грорудиты, Украинский щит, агпайтность, редкие и редкоземельные элементы.

### Вступ

Лужні граніти характерні для багатьох докембрійських щитів і локалізуються переважно вздовж рифтових зон або стабільних континентальних блоків.

В межах Українського щита (УЩ) та оточуючих його западин (Дніпровсько-Донець-

кої – ДДЗ та Причорноморської) поширені (хоча в обмежених масштабах) так звані рідкіснометалеві граніти сублужного ряду, які зазвичай за мінеральним складом і структурними співвідношеннями калішпату та альбіту належать до гіперсольвусних лужнополевошпатових та субсольвусних мікроклін-аль-

бітових різновидів. Останні нерідко називають, хоча не завжди виправдано або вдало, літій-фтористими рідкіснометалевими гранітами. На даний час найкраще вивченими можна вважати рідкіснометалеві граніти Приазов'я, результати дослідження яких зведені в монографії [Петрологія..., 2013]. Подібні граніти північно-західної та центральної частин УЩ частково розглянуті в роботах узагальнюючого характеру з гранітоїдів цього регіону [Гранитоиды..., 1993] та в окремих статтях. Разом з тим серед цих гранітів є різновиди, які слід відносити до лужного ряду.

Власне лужні граніти як такі в Україні не виділялися, за винятком однієї статті [Бучинская, Нечаев, 1990]. Частіше лужні граніти і навіть граніт-порфіри, часті їх супроводжують, називали апогранітами [Безпалько, 1970; Галецкий, 1970]. Це пояснюється такими головними факторами: 1) в період розвитку теорії метасоматозу (50-80-ті роки ХХ ст.) більшість гранітів розглядалися як метасоматичні або, принаймні, як магматогенні утворення. До виявлення в Монголії онгонітів (гіпабісальні та ефузивні аналоги літій-фтористих гранітів з вкраплениками топазу) [Коваленко, 1977] подібні породи трактувалися як грейзени або, рідше, як грейзенізовані граніти.

На відміну від інших докембрійських платформ і щитів, на території України лужні граніти та їхні гіпабісальні й ефузивні аналоги поширені досить обмежено. На даний час можна виділити егіринові і рибекітові лужні різновиди серед пержанських гранітів, а також дайкові аналоги пантелеритів і комендитів – грорудитів – в Приазов'ї. Більш широко на території УЩ розповсюджені суттєво лужнопольовошпатові, а також альбіт-мікроклінові граніти, які є перехідними (з коефіцієнтом агпаїтності близько одиниці) між лужними і плюмазитовими рідкіснометалевими гранітами. Такими слугують біотитові граніти Суцано-Пержанської зони (львівківські, сирницькі, хочинські), лезниківські і деякі інші граніти Коростенського плутону, руськополянські граніти Корсунь-Новомиргородського плутону і граніти кам'яномогильського комплексу Приазов'я. Так звані ультракалієві ріоліти Причорноморської западини, хоча і названі лужними, виходячи з петрохімічних особливостей (низький коефіцієнт агпаїтності), не слід відносити до лужного ряду порід.

### **Геологічне положення, петрографічні та мінералогічні особливості кислих порід лужного ряду**

*Пержанські граніти.* Лужні граніти (з егірином та лужним амфіболом) давно відомі як різновиди серед переважно біотитових, пержанських гранітів, найчастіше вони називалися апогранітами [Безпалько, 1970; Галецкий, 1970]. В часи розквіту теорії метасоматозу пержанські граніти, і навіть зв'язані з ними граніт-порфіри, були названі апогранітами, а Ю.І. Половинкіна [Половинкина, 1957] вважала ці граніти метасоматичними. Згадаємо, що один з перших дослідників пержанських гранітів М.І. Безбородько (1929 р.) розглядав ці породи як динамограніти коростенського комплексу. На сучасному етапі більшість дослідників вважають пержанські граніти інтрузивними породами, генетично зв'язаними із Коростенським плутоном [Петрологія..., 2013]. Належність до цього комплексу або спорідненість з ним обговорювалася в літературі, а отримані в останній час датування – (1760±5) млн років [Геохронологія..., 2008] за циртолітом, підтверджують справедливості такого припущення.

Масив пержанських гранітів приурочений до Суцано-Пержанської зони північно-східного простягання, на опублікованих геологічних картах він має площу близько 200 км<sup>2</sup>, проте за іншими даними – не більше 40 км<sup>2</sup> [Щербаков, 2005]. У полі пержанських гранітів розташовується Юрївський масив титаноносних габроїдів, а також Яструбецький масив сієнітів, які вважаються похідними Коростенського плутону [Митрохин, 2011].

Граніти цього масиву переважно лейкократові двопольовошпатові з біотитом за підпорядкованої ролі егіринових, егірин-лужноамфіболових та лужноамфіболових (за даними мікрозондового аналізу лужний амфібол належить до рибекіту). Проте кількісні співвідношення біотитових і лужних гранітів на даний час не з'ясовані. В глибокій (1,5 км) св. 21с лужні граніти з рибекітом, егірином та анітом складають нижню частину розрізу починаючи з глибини 1000 м. Егіринові та рибекітові граніти відмічалися в деяких відслоненнях та у відвалах розвідувальної гірничої виробки біля с. Рудня Пержанська.

Пержанські граніти ділянками грейзенізовані, що, очевидно, є однією з причин найменування їх апогранітами. Крім того,

первинні текстури та структури цих гранітів укладнені тектонічними процесами (стисненням їх, ймовірно, в напівпластичному стані), через що вони ділянками набули вигляду катаклазитів, мілонітів або бластомілонітоподібних порід (динамогранітів, за М.І. Безбородьком).

Проте, незважаючи на вказані вторинні перетворення цих порід, серед них згадуються і масивні різновиди. Всі різновиди пержанських гранітів зберігають свій практично однаковий хімічний і мінеральний склад, що характерно для власне гранітів.

Однак у Пержанському масиві відомі й інші біотитові породи. Вважається, що дрібнозернисті і порфіроподібні львівківські граніти являють собою крайову фацію Пержанського масиву. В той же час сирницькі граніти, судячи з опису попередніх досліджень [Гранитоиды..., 1993], дуже схожі на коростенські (олігоклаз-мікроклінові з гранофіровим інтерстиційним агрегатом). В них склад біотиту схожий на такий в коростенських гранітах [Бучинская, Нечаев, 1990]. До того ж в сирницьких гранітах зрідка трапляється амфібол, подібний за хімічним складом до такого із гранітів рапаківі Коростенського плутону, або навіть дещо більш глиноземистий і більш залізистий, тобто до складу гасдингситу. Менш визначеним є положення хочинських гранітів. Від типових пержанських гранітів хочинські відрізняються більш крупнозернистою і масивною текстурою або слабо вираженою директивністю.

Згідно з попереднім описом [Металиди, Нечаев, 1983], типовий пержанський граніт являє собою рожеву, рожево- або світлосіру неодноріднозернисту породу з директивною текстурою, в якій крупні (до перших сантиметрів) і лінійно орієнтовані виділення калішпат-пертиту цементуються дрібнозернистою «цукроподібною» масою, яка складається переважно з кварцу та домішок залізистого біотиту (аніту). До них в різній кількості в залежності від ступеня перетворення породи додається дрібнозернистий альбіт, мікроклін (гратчастий і без видимих пертитів), мусковіт (феримусковіт), карбонат, інколи рудні мінерали. Кількісний мінеральний склад пержанських гранітів (%): мікроклін-пертит – 40; кварц – 30-35; альбіт – 10-20; слюди – 1-5; егірин + рибекіт (в лужних різновидах) – 1-5. Останні за кількістю

фемічних мінералів відносяться до лужних лейкогранітів. Акцесорні мінерали: циртоліт, флюорит, молібденіт, пірохлор, колумбіт, торит, гентгельвін, бастнезит, монацит, відмічалися апатит, анатаз, рутил.

Серед пержанських гранітів (особливо їхніх лужних різновидів) характерним є високозалізистий (до 97-100%) і низькоглиноземистий аніт (до 5%  $Al_2O_3$ ) з підвищеним вмістом титану (до 3,4%  $TiO_2$ ) і фтору (2,8-5,2%) [Бучинская, Нечаев, 1990; Щербаков, 2005], що є характерним для пересичених лугами та інтенсивно диференційованих лужних порід. Подібні біотити спостерігаються, наприклад, в рибекіт-егіринових різновидах сієнітів Яструбецького масиву. Біотити типових пержанських гранітів за своєю низькою глиноземистістю відрізняються від біотитів всіх відомих інших проявів рідкіснометалевих гранітів північно-західної (лезниківські, мікроклін-альбітові Коростенського плутону), центральної (руськополянські) і приазовської (катеринівські і кам'яногогильські) частин УЩ.

В літературі з пержанських гранітів часто згадується арфведсоніт, хоча мікрозондовий аналіз амфіболу свідчить про його рибекітовий склад (%):  $SiO_2$  – 51,24;  $TiO_2$  – 0,20;  $Al_2O_3$  – 0,86;  $FeO_{заг}$  – 37,24;  $MnO$  – 0,05;  $Na_2O$  – 7,27;  $K_2O$  – 0,29;  $Cr_2O_3$  – 0,03; сума – 97,09.

Серед пержанських гранітів у підпорядкованій кількості наявні більш дрібно- та середньозернисті різновиди, в тому числі із егірином, в яких не проявляється порфіроподібна структура і нечітко виражена директивність.

*Кислі гіпабісальні породи лужного ряду.* Грорудити (дайкові та ефузивні аналоги лужних гранітів) були виявлені в Східному Приазов'ї на початку минулого століття та описані в багатьох публікаціях під назвами мікрогранітових порфірів, кварцових тингуаїтів та грорудитів.

Вік грорудитів, визначений K-Ar методом за лужним амфіболом, становить 400 млн років, що практично збігається з найбільшими цифрами (380-410 млн років) таких датувань основних, ультраосновних і лужних порід Покрово-Кириївського масиву [Бутурлинов, 1979]. В корінному заляганні грорудити у вигляді дайок (на півдні і південному заході від Покрово-Кириївського масиву) відомі тільки серед докембрійських гранітів та

гнейсів, однак Н.В. Бутурлінов [Бутурлінов, 1979] згадував про наявність ксенолітів грорудитів в андезитах біля с. Роздольне.

В Східному Приазов'ї існує два дискретних за мінеральним і хімічним складом, текстурно-структурними та геохімічними особливостями дайкових різновиди грорудитів: піроксенові (або високотитанисті), що виявлені біля с. Василівка і р. Грузький Єланчик з північно-західним простяганням; амфіболові (або низькотитанисті), які відслонюються в балках Кам'янка, Талова та на правому березі р. Грузький Єланчик з субширотним простяганням.

Для першого типу грорудитів характерними є дрібнозерниста зливна текстура, з рідкісними вкрапленнями лужного польового шпату, кварцу та егірину, що займають 15-25%. В шліфах добре проявлена порфірова структура, яка обумовлена вкрапленнями згаданих мінералів. Такий же мінеральний склад і основної маси.

Амфіболові грорудити мають подібні до згаданих вище піроксенових текстурно-структурні особливості, але більш розкристалізовані. Для закалочних та ендоконтактових фацій характерною є ламінарно-флюїдальна структура. Вкраплення в таких грорудитах представлені лише кварцом і лужним польовим шпатом за відсутністю фенокристалів егірину, кількість лужного амфіболу та егірину в основній масі не перевищує 8-10%.

Амфіболи грорудитів Приазов'я належать переважно до рибекіт-арфведсонітового ряду. В більш розкристалізованих амфіболових грорудитах амфіболи мають проміжний між рибекітом і арфведсонітом склад, а в ендоконтактових фаціях вони представлені майже чистим рибекітом.

### **Петрохімічні особливості**

Через специфічний мінеральний склад грорудити Приазов'я досить контрастно виділяються за своїми петрохімічними особливостями на фоні як лужних, так й інших типів пержанських і рідкіснометалевих гранітів УЩ. Всі різновиди пержанських гранітоїдів, у тому числі і лужні, мають вищий, ніж у грорудитах, вміст  $\text{SiO}_2$  (частіше 74-76, інколи 79%) та алюмінію, низький – заліза (частіше менше 2,5% ( $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ )) та кальцію. Особливо контрастним є розподіл титану у різноформаційних типах лужних гранітів. Так, гро-

рудити характеризуються високим вмістом  $\text{TiO}_2$ , що досить контрастно відрізняється в піроксенових і амфіболових різновидах; це послугувало причиною для виділення високо- і низькотитанистих різновидів [Кривдік, Ткачук, 1996]. В піроксенових грорудитах вміст  $\text{TiO}_2$  в середньому становить 1,27% (в межах 0,91-1,43%), а в амфіболових – 0,34% (0,30-0,37%). Порівняно з останніми, в лужних і біотитових різновидах пержанських гранітів (як і в руськополянських і кам'яномогильських рідкіснометалевих гранітах) спостерігається ще менший його вміст (0,19 та 0,13%, відповідно).

У піроксенових грорудитах  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  різко переважає над  $\text{FeO}$  ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 4,6$ ), а у амфіболових –  $\text{FeO}$  частіше незначно перевищує  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0,9$ ). Хімічний склад останніх впливає і на значно вищий коефіцієнт агаїтності егіринових грорудитів (в середньому 1,36), порівняно з амфіболовими (1,13). В той же час навіть в лужних різновидах пержанських гранітів коефіцієнт агаїтності рідко перевищує одиницю.

Як і в більшості (окрім львівківських) пержанських гранітів, егірин-рибекітові різновиди характеризуються високою залізистістю (0,87), хоча і за досить широких його варіацій (0,7-0,96). Ще вищу залізистість (0,9-1,0) мають грорудити, в яких цей коефіцієнт майже не змінюється як в піроксенових, так і амфіболових різновидах (0,94 та 0,96, відповідно).

Отже, за хімічним і мінеральним складом пержанські граніти слід відносити до лейкогранітів. В той же час два виділені типи грорудитів аналогічні за хімізмом до пантелеритів (високотитанисті піроксенові) або комендитів (низькотитанисті амфіболові).

### **Геохімічні особливості**

Як і для більшості лужних порід, найбільш індикативними для лужних гранітів УЩ є високозарядні (HFS) і рідкісноземельні (REE) елементи. Концентрація сидерофільних та халькофільних елементів є менш інформативною і контролюється переважно вмістом у гранітах фемічних і рудних мінералів.

Через значний вміст фемічних мінералів у грорудитах спостерігається незначне підвищення концентрації V, Cr і Ni, що можна розглядати як один з геохімічних критеріїв їх генетичного зв'язку з сублужними або луж-

ними базальтовими магмами. В лужних пер-жанських гранітах (окрім Cr, концентрація якого є найнижчою) вміст цих та халькофільних (Cu, Zn, Pb) елементів знаходиться на

рівні середніх, окрім підвищеної концентрації Mo, значень для гранітів Суццано-Пержанської зони і рідкіснометалевих плюмазистих гранітів УЩ (табл. 1).

**Таблиця 1.** Хімічний склад і концентрація елементів-домішок в лужних і рідкіснометалевих гранітах УЩ

**Table 1.** Composition and concentration of some rare elements in the alkaline and rare-metal granites of the USH

№ з/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	75,11	73,58	71,4	75,8	75,62	73,23	75,13	72,42	74,14	72,21	–	73,33	73,53	71,17
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,18	1,04	0,35	0,13	0,27	0,11	0,37	0,25	0,20	–	0,12	0,09	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,55	12,68	9,2	10,6	12,26	13,98	12,64	13,53	12,61	13,68	–	13,37	12,89	13,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,77	0,38	5,86	1,7	0,87	0,93	0,98	1,05	0,59	0,82	–	0,82	1,16	1,52
FeO	1,69	2,45	2,02	2,66	1,42	0,87	1,46	1,79	1,85	1,93	–	1,57	1,61	1,53
MnO	0,02	0,02	0,23	0,06	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,05	–	0,03	0,02	0,04
MgO	0,20	0,08	0,26	0,04	0,19	0,46	0,12	0,33	0,30	0,48	–	0,31	0,41	0,35
CaO	0,59	0,83	0,45	0,2	0,63	0,52	0,27	1,02	0,64	1,30	–	0,96	0,91	1,17
Na <sub>2</sub> O	3,65	3,76	4,32	3,84	3,29	3,55	3,61	2,91	3,44	3,84	–	3,55	3,23	2,43
K <sub>2</sub> O	4,70	5,08	4,48	4,32	4,64	5,53	4,53	5,36	5,06	4,40	–	4,72	4,75	5,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,05	0,08	0,05	0,06	0,09	0,05	0,18	0,10	0,15	–	0,07	0,05	0,03
H <sub>2</sub> O	0,14	0,11	0,15	–	0,09	0,09	0,14	0,23	0,08	0,09	–	0,05	0,20	–
F	–	–	0,05	–	–	–	–	–	–	–	–	0,18	0,09	1,31
CO <sub>2</sub>	–	–	0,1	0,17	–	–	–	–	–	–	–	0,26	–	–
В.п.п./LOI	0,51	0,66	–	0,43	0,43	0,42	0,37	0,63	0,38	0,76	–	1,05	0,87	0,10
S <sub>air</sub>	–	–	–	0,02	–	–	–	–	–	0,13	–	0,01	0,20	0,65
Сума / Total	99,71	99,86	99,83	100,4	99,59	99,79	99,37	99,85	99,37	99,60	–	99,83	99,87	–
Fe/(Fe+Mg)	0,87	0,95	0,94	0,98	0,87	0,65	0,93	0,82	0,83	0,75	–	0,81	0,80	–
Na+K/Al	0,89	0,92	1,30	1,04	0,85	0,85	0,86	0,78	0,88	0,81	–	0,82	0,81	–
Ba	21,25	45	60	24	23,8	–	72,5	335,8	93,8	599,7	60	125,1	77,50	716
Sr	30,42	36,9	24,50	7,80	28,1	108,3	25,0	62,1	85,6	149,6	46	23,86	25,00	123
Rb	545,4	623,8	199,3	178,3	815,5	268,3	950,0	–	974,3	165,7	606	471,2	492,6	383
Nb	143,9	122,5	240,3	88,00	298,5	11,3	85,0	46,7	138,2	59	60*	54,44	27,14	271
Ta	–	8,3	15,00	5,70	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Zr	630	818,4	1446	946,9	591,5	375,0	645,0	873,3	293,5	351,7	–	189,1	62,14	378
Hf	–	25,5	38,1	24,5	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Th	–	47,7	31,00	17,50	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
U	–	16,4	4,60	4,90	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Y	–	149,4	74,40	70,40	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Mo	–	–	0,80	1,50	–	–	–	–	–	–	2,96	–	–	4,4
W	–	3,8	1,20	0,90	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Be	–	18	4	3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Cr	0,71	–	–	–	27,0	19,6	–	10,6	–	7,8	6,6	–	–	3,4
Ni	2,43	–	6,80	8,10	3,8	4,6	–	1,5	–	5,0	5	–	–	–
V	5	<8	11	<8	10,2	13,4	–	5,9	–	4,0	3,2	–	–	–
Co	0,43	0,2	1,50	0,40	0,5	1,0	–	1,3	–	3,0	2,36	–	–	–



Cs	–	11,1	0,3	0,2	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Ga	–	35,8	39,3	31,7	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Cu	15,22	–	12,10	21,60	20,9	8,0	–	31,3	–	10,6	7	–	–	5
Pb	40,4	–	19,50	8,20	85,2	16,3	–	38,8	82,9	34,8	85	–	–	63
Zn	132	–	41	61	162,4	28,8	–	105,0	–	40,8	44	–	–	105
As	–	–	0,70	0,60	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Sn	23	23	12	8	65,6	1,3	–	9,6	123,0	4,8	20	–	–	10
REE	–	741	738	161	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1022
La/Yb	–	7,20	11,50	1,70	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,25

\* За даними [Редкие..., 1986] вміст Nb дещо вищий (70-410 ppm).

Примітка. В ан. 3 і 4 в суму входить 0,19 та 0,13% ZrO<sub>2</sub>, відповідно.

1 – середній хімічний склад і концентрація елементів-домішок в егірин-рибекітових пержанських гранітах, за [Гранитоиды..., 1993]; 2 – рибекітовий пержанський граніт; 3, 4 – високо- і низькотитаністі грорудити; 5–9 – середній хімічний склад і концентрація елементів-домішок у біотитових пержанських, львівківських, хочинських, сирницьких гранітах і граніт-порфірах, відповідно [Гранитоиды..., 1993]; 10 – граніти Південнокальчицького масиву; 11 – середня концентрація елементів-домішок у кам'яногільських гранітах [Федотова, 2001]; 12, 13 – середній хімічний склад і концентрація елементів-домішок у кам'яногільських і катеринівських гранітах [Гранитоиды..., 1993]; 14 – русько-полянські граніти [Федотова, 2001].

\* Ву [Редкие..., 1986] Nb content is more higher (70-410 ppm).

Note. In 3 and 4 analyses the Total is indicated with 0,19% and 0,13% ZrO<sub>2</sub>, correspondingly.

1 – average composition and concentration of rare elements in the aegirine-ribekite Perga's granites by [Гранитоиды ..., 1993]; 2 – ribekite Perga's granite; 3, 4 – high- and low-Ti grorudites; 5–9 – average composition and concentration of rare elements in the biotite, lvivkivsky, hochinsky, sirnitsky granites and granite-porphyrines, correspondingly by [Гранитоиды ..., 1993]; 10 – granites of Pyvdennokalchiksky massif; 11 – average concentration of rare elements in the Kamyana Mogyla granites by [Федотова, 2001]; 12, 13 – average composition and concentration of rare elements in the average composition and concentration of rare elements in the Kamyana Mogyla and Katerinivka granites by [Гранитоиды..., 1993]; 14 – Ruska Polyana granites [Федотова, 2001].

Для грорудитів, як і для гранітів південнокальчицького комплексу, характерна понижена концентрація Li і Rb, що досить добре їх вирізняє на тлі гранітів кам'яногільського та пержанського комплексів. У лужних польових шпатах із пержанських гранітів і споріднених їм порід в Сущано-Пержанській зоні простежується тенденція до збагачення рубідієм (і збідненістю Sr і Ba) на більш пізніх етапах утворення гранітів.

Як відомо, характерною особливістю пержанських гранітів є збагаченість Sn та Be. За підвищеним вмістом Be пержанські граніти чітко виокремлюються як серед рідкіснометалевих плюмазитових гранітів УЩ (табл. 1), так і грорудитів, що мають низьку концентрацію цих елементів. Підвищений вміст Be (7-19 ppm) зафіксовано також у біотитових руськополянських гранітах, в яких виявлено Be-Y-мінерал – гадолініт [Бондаренко та ін.,

2013]. Однак слід відмітити, що висока концентрація Sn і Be спостерігається не у всіх різновидах пержанських гранітів цього району. За даними [Гранитоиды..., 1993], в лужних і біотитових різновидах виявлено підвищені концентрації Sn (до 40 і до 200 ppm, відповідно) та Be (2-20 ppm), а найвищі значення фіксуються у граніт-порфірах (в середньому 123 ppm Sn та 56 Be). Вважається, що з граніт-порфірами зв'язані вторинні кварцити або грейзени з високим вмістом каситериту і акцесорних вольфрамітів [Металиди, Нечаев, 1983; Минерализация..., 1986]. Підвищені концентрації цих елементів фіксуються і в яструбецьких сієнітах (11-33 Be та 4-45 Sn, ppm).

Головним концентратором Be в пержанських гранітах і яструбецьких сієнітах є гентгельвін. Базуючись на наших і літературних даних, є підстави вважати, що гентгельвін

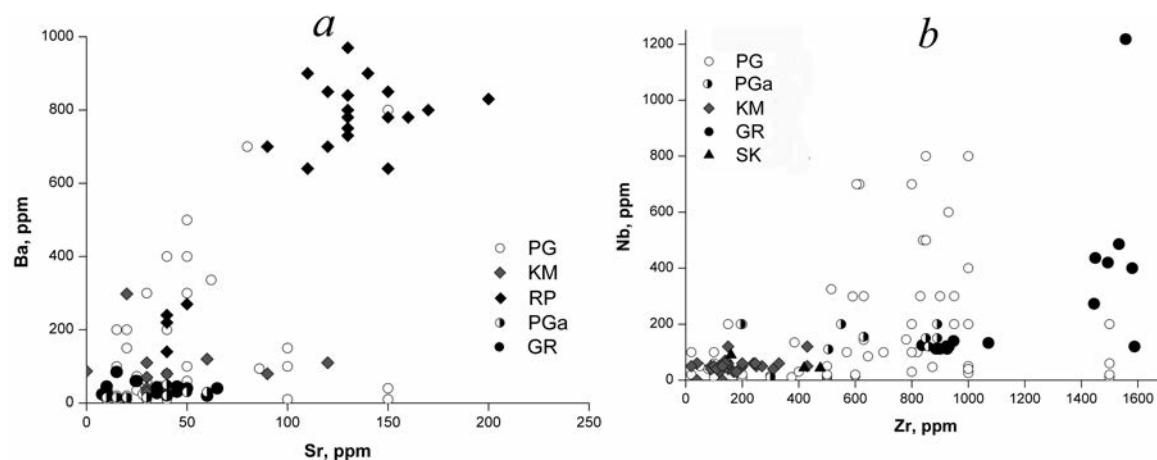
кристалізувався в лужних і підвищеної лужності породах, якими є пержанські граніти (особливо їх рибекітові і егіринові різновиди), пертозити і сієніти Яструбецького масиву, тоді як фенакіт і берил більш характерні для сублужних і нормальної лужності порід (пегматити, сублужні граніти, граніт-порфіри, біотитові лужнопольовошпатові граніти).

Як це характерно для більшості лужних гранітів і їх вулканічних аналогів, лужні граніти УЩ проявляють збагаченість на HFS і REE і деплетовані на Sr, Ba, Ti і Eu (табл. 1). За найбільш низьким вмістом останніх пержанські граніти відрізняються від інших типів рідкіснометалевих гранітів, у тому числі приазовських, хоча за вмістом REE та Y вони подібні до останніх. Серед лужних гранітів грорудити, особливо їх високотитаністи різновиди, виявилися найбільш збагаченими на Zr та Nb (рис. 1). Високотитаністи піроксенові грорудити завжди містять більше Zr (в середньому 1533 ppm) та Nb (486 ppm), ніж низькотитаністи амфіболові (923 та 121 ppm, відповідно) [Кривдик, Ткачук, 1996]. Концентрація Nb в грорудитах позитивно корелює із загальним вмістом FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, хоча і не так виразно, як для Zr. Вважається, що значна частина Zr входить до складу егі-

рину (в якому фіксується до 0,87% ZrO<sub>2</sub>), хоча не виключається наявність й інших мінеральних фаз Zr. На даний час не відома і мінеральна форма Nb та Ta.

Висока концентрація Zr та Nb характерна і для пержанських гранітів, проте в останніх їх значення досить варіабельні (особливо Nb) (рис. 1). За концентрацією Zr та Nb егірин-рибекітові пержанські граніти більш подібні до амфіболових грорудитів. Підвищена концентрація Nb спостерігається в біотитових (в середньому 298 ppm), егірин-рибекітових (144 ppm) різновидах пержанських гранітів, а також у граніт-порфірах (138 ppm) [Гранитоиды..., 1993], тоді як у львівківських, сирницьких і хочинських гранітах вміст цього елемента значно понижується (середні значення 11,3, 47 та 85 ppm, відповідно) і знаходиться на рівні (за винятком руськополянських) плюмазитових рідкіснометалевих гранітів УЩ. Головними концентраторами Nb в пержанських гранітах є колумбіт і мінерали групи пірохлору, поява яких в лужних різновидах гранітів є закономірною і пов'язана, безумовно, з високою лужністю гранітного розплаву на завершальних етапах розвитку пержанського комплексу.

За опублікованими [Гранитоиды..., 1993] та нашими даними, хондрит-нормовані



**Рис. 1.** Залежність розподілу вмісту Sr та Ba (a), Zr та Nb (b) в лужних і рідкіснометальних гранітах УЩ

PG – пержанські граніти (крім лужних); KM – кам'яномогильські; GR – грорудити; RP – руськополянські; PGa – лужні різновиди пержанських гранітів; SK – південнокальчицькі граніти [Гранитоиды..., 1993]

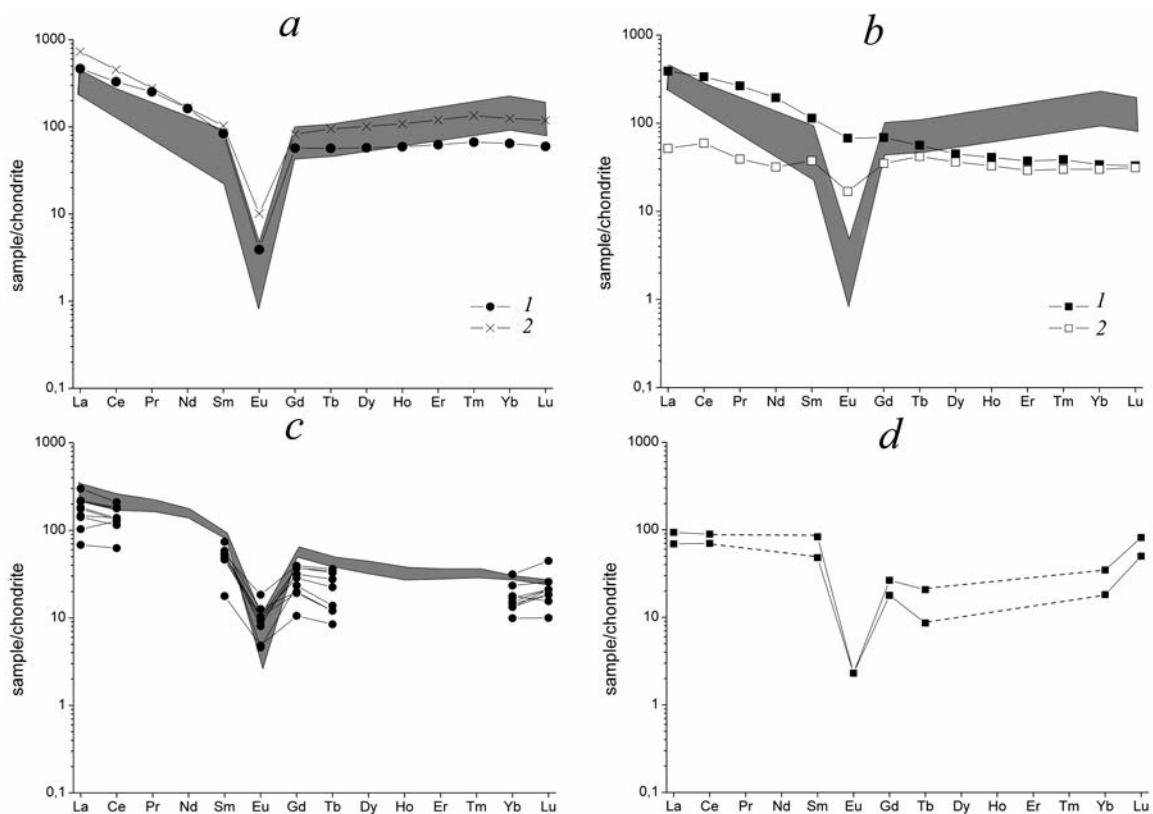
**Fig. 1.** Correlation of Sr and Ba (a), Zr and Nb (b) contents in the alkaline and rare-metals granites of the USh

PG – Perga's granites (except of alkaline); KM – Kamyana Mogyla; GR – grorudites; RP – Ruskopolansky; PGa – alkaline varieties of Perga's granites; SK – granites of Pyvdennokalchyk [Гранитоиды..., 1993]

спектри REE пержанських гранітів мають V-подібні форми (рис. 2, *a*) внаслідок глибоких негативних Eu-аномалій та значного збагачення HREE ( $(La/Yb)_n = 2-20$ ) (табл. 2). Подібні спектри REE характерні і для сієнітів Яструбецького масиву ( $Eu/Eu^* = 0,05-0,11$ ,  $(La/Yb)_n = 0,3-8$ ). Такі особливості розподілу REE в пержанських гранітах і яструбецьких сієнітах, разом з низьким вмістом Sr, пояснюються інтенсивним польовошпатовим фракціонуванням у процесі їх формування. Враховуючи опубліковані дані про концентрації REE в гранітах анортозит-рапаківігранітних плутонів, можна зробити висновок про загалом нижчу концентрацію в них REE і не такі глибокі негативні Eu-аномалії ( $Eu/Eu^* = 0,05-0,41$  та  $0,05-0,60$  в

Коростенському і Корсунь-Новомиргородському плутонах, відповідно), за дещо вищого вмісту Sr та, особливо, Ba [Митрохин, 2011].

Порівняно з розглянутими вище пержанськими гранітами виділені два типи грорудитів, як це видно для хондрит-нормованих спектрів REE (рис. 2, *b*), характеризуються досить контрастними геохімічними характеристиками. Меланократові грорудити мають підвищену, як і в пержанських гранітах, концентрацію REE і більш збагачені на LREE відносно лейкократових ( $(La/Yb)_n = 11$  та  $2$ , відповідно) (табл. 2; рис. 2, *b*). Проте вміст HREE в меланократовому і лейкократовому грорудитах, як і Y (74 і 70 ppm, відповідно), є близьким.



**Рис. 2.** Хондрит-нормовані спектри REE

*a*) пержанські граніти (сіре поле), за [Гранитоиды..., 1993]: 1 і 2 – наші дані по рибекітовому граніту та яструбецькому сієніту, відповідно [Дубина, Кривдік, 2013]; *b*) 1, 2 – високо- і низькотитаністі грорудити Приазов'я, відповідно (сіре поле – пержанські граніти); *c*) граніти Коростенського плутону, за даними [Гранитоиды..., 1993], сіре поле – за даними [Митрохин, 2011]; *d*) кам'яномогильські граніти [Гранитоиды..., 1993]

**Fig. 2.** Chondrite-normalized REE patterns

*a*) Perga's granites (grey area) by [Гранитоиды..., 1993]: 1 and 2 – own data from ribekite granite and syenite of Yastrubetsky massif, correspondingly [Дубина, Кривдік, 2013]; *b*) 1, 2 – high-Ti and low-Ti grorudites of Azov area, correspondingly (grey area – Perga granites); *c*) granites of Korosten pluton by [Гранитоиды..., 1993], grey area by [Митрохин, 2011]; *d*) granites of Камуана Mogyla complex [Гранитоиды..., 1993]

**Таблиця 2.** Концентрація рідкісноземельних елементів у лужних гранітах УЩ**Table 2.** Concentration of rare-earth elements in the alkaline granites of the USh

№ з/п	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	REE	Eu*	(La/Yb) <sub>n</sub>
1	170,9	315,8	34,68	115,7	19,4	0,34	17,5	3,3	21,97	5,04	15,56	2,41	16	2,27	740,9	0,06	7,2
2	143,20	322,5	36,41	138,4	26,28	5,89	21,06	3,26	17,12	3,48	9,27	1,39	8,39	1,25	737,9	0,76	11,5
3	19,00	56,80	5,37	22,60	8,67	1,46	10,69	2,43	13,85	2,79	7,26	1,08	7,42	1,19	160,6	0,46	1,7

*Примітка:* 1 – пержанський рибекітовий граніт, зр. 21С-1471; 2, 3 – високо- і низькотитанисті грорудити, зр. 88-2/1 і 89-9/2, відповідно; (La/Yb)<sub>n</sub> – значення, нормовані до хондриту.

*Note:* 1 – Perga ribekite granite, sm. 21C-1471; 2, 3 – high- and low-Ti grorudites, sm. 88-2/1 and 89-9/2, correspondingly; (La/Yb)<sub>n</sub> – normalized to chondrite.

Власних мінералів-концентраторів рідкісних металів у грорудитах не виявлено, лише зрідка трапляється циркон. Можна лише відмітити, що в цих породах дуже низький вміст фосфору (табл. 1), тобто малоймовірно, що апатит є головним мінералом-концентратором REE.

Порівняно з іншими типами пержанських гранітів та рідкіснометалевими гранітами кам'яномогильського і руськополянського комплексів, для яких характерні значні варіації у концентраціях Sr та Ba, егірин-рибекітові різновиди, як і грорудити, характеризуються незначним їх вмістом (рис. 1). Низька їх концентрація у лужних гранітах, як і негативні Eu-аномалії, є важливими індикаторами кристалізаційного фракціонування в магматичних системах з польовошпатовим фракціонуванням, де грорудити і лужні пержанські граніти є залишковими диференціатами. Підвищена (щодо егірин-рибекітових і біотитових пержанських гранітів) концентрація Sr та Ba у львівківських і сирницьких гранітах і граніт-порфірах може бути наслідком нижчого ступеня їх диференційованості.

Як це властиво більшості лужних порід, в лужних гранітах УЩ Th переважає над U. При цьому Th більше в меланократовому грорудиті за майже однакового невисокого вмісту U. Пержанський рибекітовий граніт виявився більш збагаченим на ці радіоактивні елементи (особливо на U) як щодо грорудитів, так і гранітів Коростенського плутону [Митрохин, 2011]. Ще вищі концентрації цих елементів (U 7,9-56,6 та Th 31-90 ppm), за нашими даними, фіксуються у сієнітах Яструбецького масиву. При цьому найнижчі їх значення (близькі до таких у мела-

нократових грорудитах), за підвищеного Ba та Sr, спостерігаються в ендоконтактових сієнітах. Очевидно, таке збагачення пержанських гранітів на U та Th і висока лужність цих порід зумовили кристалізацію таких акцесорних мінералів, як пірохлор з підвищеним вмістом U (7-18% UO<sub>2</sub>).

#### **Обговорення результатів та висновки**

На території УЩ пересичені кремнеземом лужні породи спостерігаються як: 1) плутонічні лейкократові граніти пержанського комплексу у часовому, просторовому і генетичному зв'язках із гранітами Коростенського плутону, що виникли в результаті протезойської тектоно-магматичної активізації; 2) гіпабісальні аналоги пантелеритів і комендитів (грорудити), вік утворення яких збігається за часом із палеозойським рифтогенезом ДДЗ; вони генетично пов'язані з диференціацією первинних базальтових магм.

Порівняно з рідкіснометалевими гранітами лужні граніти УЩ (особливо високотитанисті грорудити) є найбільш збагаченими на REE, Zr та Nb. Незважаючи на різну формаційну належність лужних гранітів, відношення Nb/Ta в них залишається майже однаковим.

За особливостями мінерального парагенезису темноколірних мінералів і рівнем концентрацій в гранітах Be, Nb, Ta, REE, Y та Sn пержанські граніти найближче до агпаїтових рідкіснометалевих гранітів, за класифікацією Л.В. Таусона [Таусон, 1977], а за класифікацією [Macdonald, 1974], вони потрапляють у поле комендитів, тоді як грорудити аналогічні пантелеритам (високотитанисті піроксенові) або комендитам (низькотитанисті амфіболіві).

Геохімічні особливості пержанських гранітів і високозалізістий склад фемічних мінералів свідчать, на нашу думку, про їх виникнення в результаті диференціації гранітоїдної магми Коростенського плутону.

Палеозойські грорудити Приазов'я, у порівнянні з лужними пержанськими гранітами, мають підвищений вміст Ti, Fe, V, Cr та Ni, вищий коефіцієнт залізистості та агпаїтності, що може вказувати на їх тісний генетичний зв'язок з сублужними і лужними базальтовими розплавами, що вкорінювалися по розломах під час закладання ДДЗ. Відмітимо, що високі концентрації Ti, Nb, Ta, REE в приазовських грорудитах узгоджуються за геохімічними особливос-

тями з наявними в цьому районі сублужними базальтами та габроїдами Покрово-Київського масиву. Такі геохімічні риси характерні для континентальних рифтогенних обстановок. У той же час комендити і пантелерити складчастих областей з негативними аномаліями Nb і Ta на спайдерграмах успадковують геохімічні особливості низькотитанистих базальтів, як це характерно для Південної Монголії [Козловский и др., 2007].

Виявлення у Східному Приазов'ї навіть невеликих масивів лужних гранітів, що відповідають складу титанистих грорудитів, може привести до відкриття рудопроявів або родовищ рідкісних металів (Nb, Ta, Y, REE).

### Список літератури / References

1. Безпалько Н.А. Петрологія і акцесорні мінерали гранітів та метасоматитів Північної Волині. Київ: Наук. думка, 1970. 162 с.

Bezpal'ko N.A., 1970. Petrology and accessory minerals of granites and metasomatites of North Volyn. Kyiv: Naukova Dumka, 162 p. (in Ukrainian).

2. Бондаренко С.М., Заяць О.В., Грінченко О.В., Флоре Б.А., Мікуш Т. Рудно-мінералогічні особливості русько-полянських гранітів: *Матеріали наук.-практ. конф. «Гранітоїди: умови формування та рудоносність»*, Київ, 27 травня – 1 червня 2013 р. Київ, 2013. С. 24-25.

Bondarenko S.M., Zayats A.V., Grinchenko O.V., Flore B.A., Mikush T., 2013. Ore-mineralogical features of the Rusko-Polyansky granites. *Proceeding of Conf. «Granitoids: conditions of formation and ore-bearing»*, Kyiv, May 27 - June 1, 2013, p. 24-25 (in Ukrainian).

3. Бутурлинов Н.В. Магматизм грабенообразных прогибов юга Восточно-Европейской платформы в фанерозое: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Киев, 1979. 52 с.

Buturlynov N.V., 1979. Magmatism of graben like depressions of south part of East-European platform in Phanerozoic: Dr. geol. sci. diss. Kiev, 52 p. (in Russian).

4. Бучинская К.М., Нечаев С.В. К проблеме пержанских гранитов. *Геол. журн.* 1990. № 3 (252). С. 22-32.

Buchynskaya K.M., Nechaev S.V., 1990. To problem of Perga granites. *Geologichnyy zhurnal*, № 3 (252), p. 22-32 (in Russian).

5. Галецкий Л.С. Новый тип апогранитов. *Геол. журн.* 1970. Т. 30, № 6 (135). С. 61-71.

Galetsky L.S., 1970. A new type apogranites. *Geologichnyy zhurnal*, vol. 24, № 6 (135), p. 61-71 (in Russian).

6. *Геохронология раннего докембрия Украинского щита. Протерозой / Н.П. Щербак, Г.В. Артеменко, И.М. Лесная, А.Н. Пономаренко, Л.В. Шумлянский.* Киев: Наук. думка, 2008. 240 с.

*Geochronology of early Precambrian of the Ukrainian shield. Proterozoic, 2008 / N.P. Shcherbak, G.V. Artemenko, I.M. Lesnaya, A.N. Ponomarenko, L.V. Shumlyanskiy.* Kiev: Naukova Dumka, 240 p. (in Russian).

7. *Гранитоиды Украинского щита. Петрохимия, геохимия, рудоносность / Есипчук К.Е., Орса В.И., Щербак И.Б. и др.; отв. ред. Щербак Н.П.* Киев: Наук. думка, 1993. 232 с.

*Granites of the Ukrainian Shield. Petrochemistry, geochemistry, ore-bearing, 1993 / Esypchuk K.E., Orsa V.I., Shcherbakov I.B. et al.; respons. ed. Shcherbak N.P.* Kiev: Naukova Dumka, 232 p. (in Russian).

8. Дубина О.В., Кривдик С.Г. Геохимия грорудитів Східного Приазов'я. *Вісник КНУ ім. Тараса Шевченка.* 2013. № 1. С. 8-11.

Dubyna O.V., Kryvdik S.G., 2013. Geochemistry of grorudites from Eastern Azov area. *Visnyk KNU imeni Tarasa Shevchenka*, № 1, p. 8-11 (in Ukrainian).

9. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометальных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 198 с.

Kovalenko V.I., 1977. Petrology and geochemistry rare metals granitoids. Novosibirsk: Nauka, 198 p. (in Russian).

10. Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Саватенков В.М., Веливецкая Т.А. Трахиты, комендиты и пантелериты позднепа-

леозойской рифтогенной бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост Южной Монголии: особенности дифференциации и контаминации щелочно-салических расплавов. *Петрология*. 2007. Т. 3, № 15. С. 257-282.

*Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Savatenkov V.M., Velivetskaya T.A.*, 2007. Trachytes, komendytes and pantellerites from early Paleozoic of riftgenic bimodal association of Noён and Toast Southern ridges of South Mongolia: Features differentiation and contamination of alkali-salicy melts. *Petrologiya*, vol. 3, № 15, p. 257-282 (in Russian).

11. *Кривдик С.Г., Ткачук В.І.* Грорудити Східного Приазов'я. *Мінерал. журн.* 1996. Т. 18, № 3. С. 67-83.

*Kryvdik S.G., Tkachuk V.I.*, 1996. Grorudites of Eastern Azov area. *Mineralogicheskij zhurnal*, vol. 18, № 3, p. 67-83 (in Ukrainian).

12. *Металіди С.В., Нечаєв С.В.* Суццано-Пержанская зона (геологія, мінералогія, рудоносність). Київ: Наук. думка, 1983. 135 с.

*Metalidi S.V., Nechaev S.V.*, 1983. Suschano-Perzhanska area (geology, mineralogy, ore mineral ability). Kiev: Naukova Dumka, 135 p. (in Russian).

13. *Мінералізація олова, вольфрама і молібдена в Українському щиті / С.В. Нечаєв, С.Г. Кривдик, В.А. Семка, К.М. Бучинська, С.М. Рябоконт.* Київ: Наук. думка, 1986. 212 с.

*Mineralization of tin, tungsten and molybdenum in Ukrainian shield*, 1986 / *S.V. Nechaev, S.G. Kryvdik, V.A. Semka, K.M. Buchinskaya, S.M. Rybokont.* Kiev: Naukova Dumka, 212 p. (in Russian).

14. *Мітрохін О.В.* Анортозит-рапаківігранітна формація Українського щита (геологія, речовинний склад та умови формування): автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2011. 35 с.

*Mitrokhin O.V.*, 2011. Anorthosite-rapakivi granite complex of the Ukrainian Shield (geology, composition and conditions of formation): Dr. geol. sci. dis. Kyiv, 35 p. (in Ukrainian).

15. *Половинкіна Ю.І.* О так называемом пержанском граните Украины. В кн.: *Материалы ВСЕГЕИ. Н.С., Петрография.* Москва: Гостехиздат, 1957. Вып. 21. С. 56-65.

*Polovinkina U.I.*, 1957. About so-called Perga granites of Ukraine. In: *Materials VSEHEY, New Series, Petrography.* Moscow: Gostekhizdat, vol. 21, p. 56-65 (in Russian).

16. *Петрологія, геофізика і рудоносність рідкометальних гранітів Приазов'я (Україна)*

скій щит) / *Шеремет Е.М. і др.* Донецьк: Ноулідж, 2013. 214 с.

*Petrology, geophysics and ore-bearing of rare metal granites of Azov area (Ukrainian Shield)*, 2013 / *E.M. Sheremet et al.* Donetsk: Noulydzh, 214 p. (in Russian).

17. *Рідкі елементи Українського щита / Б.Ф. Мицкевич, Н.А. Безпалько, О.С. Егоров і др.* Київ: Наук. думка, 1986. 256 с.

*Rare elements of the Ukrainian Shield*, 1986 / *B.F. Mytskevych, N.A. Bezpalko, O.S. Egorov et al.* Kiev: Naukova Dumka, 256 p. (in Russian).

18. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. Москва: Наука, 1977. 280 с.

*Tauson L.V.*, 1977. Geochemical types and ore-bearing perspective of granitoids. Moscow: Nauka, 280 p. (in Russian).

19. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Континентальная кора (ее состав и эволюция). Москва: Мир, 1988. 380 с.

*Taylor S.R., McLennan S.M.*, 1988. The continental crust: its composition and evolution. Moscow: Mir, 380 p.

20. *Федотова Л.А.* Особенности отличия редкометальных гранитов формации рапакиви от редкометальных агапитовых гранитов Украинского щита. *Науч. тр. Донец. нац. техн. ун-та. Сер. горно-геол.* / Донец. нац. техн. ун-т. 2001. Вып. 32. С. 124-128.

*Fedotova L.A.*, 2001. Features of distinction rare-metal granites of rapakivi complexe for rare-metal agpaitic granitoids of the Ukrainian Shield. *Nauchnye trudy Donetskogo Natsionalnogo Technicheskogo Universiteta, Seriya gorno-geologicheskaya* / Donets. Nat. Sci. University, vol. 32, p. 124-128 (in Russian).

21. *Щербаків І.Б.* Петрологія Українського щита. Львів: ЗУСК, 2005. 364 с.

*Shcherbakov I.B.*, 2005. Petrology of the Ukrainian shield. Lvov: ZUSK, 364 p. (in Russian).

22. *Macdonald R.* Nomenclature and petrochemistry of the per-alkaline oversaturated extrusive rocks. *Bull. Volcanol.* 1974. Vol. 38. P. 498-516.

*Macdonald R.*, 1974. Nomenclature and petrochemistry of the per-alkaline oversaturated extrusive rocks. *Bull. Volcanol.*, vol. 38, p. 498-516 (in English).

Стаття надійшла  
29.04.2014

## ДОСЛІДЖЕННЯ ГІПЕРСПЕКТРАЛЬНИХ ІНДЕКСІВ ЧЕРВОНОГО КРАЮ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ ЗМІН РОСЛИННОГО ПОКРИВУ НАД НАФТОВИМ РОДОВИЩЕМ ЗА ДАНИМИ СПЕКТРОМЕТРИЧНОЇ ЗЙОМКИ

**В.І. Лялько<sup>1</sup>, З.М. Шпортюк<sup>2</sup>, О.М. Сибірцева<sup>3</sup>, С.С. Дугін<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> Державна установа Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі Інституту геологічних наук НАН України, Київ, Україна, E-mail: www.casre.kiev.ua  
Директор, академік НАН України, доктор геолого-мінералогічних наук, професор, заслужений діяч науки і техніки України, лауреат Державних премій України, член-кореспондент Міжнародної академії астронавтики.

<sup>2</sup> Державна установа Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі Інституту геологічних наук НАН України, Київ, Україна, E-mail: www.casre.kiev.ua  
Старший науковий співробітник, кандидат фізико-математичних наук.

<sup>3</sup> Державна установа Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі Інституту геологічних наук НАН України, Київ, Україна, E-mail: www.casre.kiev.ua  
Молодший науковий співробітник.

<sup>4</sup> Державна установа Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі Інституту геологічних наук НАН України, Київ, Україна, E-mail: www.casre.kiev.ua. Головні приладист.

Досліджено варіації гіперспектральних вегетаційних індексів: позиції червоного краю REP, мерсівського наземного хлорофільного індексу TCI та модифікованого нормалізованого різницевого індексу NDVI<sub>705</sub> за даними спектрометрування наземного покриття над Приозерним нафтовим родовищем (Крим) спекторадіометром FieldSpec® 3 FR з метою виявлення пошукових індексів. Для точок із рослинним покриттям встановлено обмеження на значення NDVI<sub>705</sub>  $\geq 0,169$ , що дозволяє відокремити їх від решти точок у випадку неоднорідного наземного покриття. Над нафтовим родовищем в усіх точках із рослинним покриттям, окрім точок поблизу нафтових свердловин, встановлено зменшення величин усіх досліджуваних індексів щодо їх фонових значень за межами родовища. Сильна кореляція між REP і NDVI<sub>705</sub> ( $r = 0,87$ ) і між TCI і NDVI<sub>705</sub> ( $r = 0,88$ ) та зменшення їх значень над родовищем свідчать про потенційну можливість кожного з цих індексів реагувати на зміни рослинного покриття над родовищем вуглеводнів і забезпечувати інформативні в пошукових цілях значення лише на площах із певними обмеженнями на величину NDVI<sub>705</sub>.

*Ключові слова:* гіперспектральні індекси, рослинний покрив, нафтове родовище, спектрометрична зйомка.

## RESEARCH OF HYPERSPECTRAL RED EDGE INDICES FOR VEGETATION COVER CHANGE DETECTION OVER THE OIL FIELD USING SPECTROMETRIC SURVEY DATA

**V.I. Lyalko<sup>1</sup>, S.M. Shportiuk<sup>2</sup>, O.M. Sibirtseva<sup>3</sup>, S.S. Dugin<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> State Institution Scientific Center of Aerospace Research of the Earth of Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, E-mail: www.casre.kiev.ua  
Director, academician of NAS of Ukraine, doctor of geological-mineralogical sciences, professor, honoured science and technology worker of Ukraine, laureate of the State prizes of Ukraine, member-correspondent of the International Academy of Astronautics.

<sup>2</sup> State Institution Scientific Center of Aerospace Research of the Earth of Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, E-mail: www.casre.kiev.ua  
Senior research fellow, candidate of physical and mathematical sciences.

© В.І. Лялько, З.М. Шпортюк, О.М. Сибірцева, С.С. Дугін, 2014

- <sup>3</sup> *State Institution Scientific Center of Aerospace Research of the Earth of the Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, E-mail: www.casre.kiev.ua. Junior researcher.*
- <sup>4</sup> *State Institution Scientific Center of Aerospace Research of the Earth of Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine, E-mail: www.casre.kiev.ua. Chief engineer of the devices.*

The variations of hyperspectral vegetation indices such as red edge position, MERIS terrestrial chlorophyll (TCI) and modified normalized difference vegetation index (NDVI<sub>705</sub>) using terrestrial cover spectrometry data over the Pryozerne oil field (Crimea) by the spectroradiometer FieldSpec®3 FR to receive the searching indices are studied. As far as the points with the vegetation cover there are the limitation for NDVI<sub>705</sub>  $\geq 0.169$  that distinguishes them from the other points in case of heterogeneous terrestrial cover. The lower magnitudes for all indices of interest relative to their background values out of field boundaries are observed for all points with vegetation cover over the oil field excepting the points near the oil boreholes. The strong correlation between REP and NDVI<sub>705</sub> ( $r = 0.87$ ) as well as TCI and NDVI<sub>705</sub> ( $r = 0.88$ ) and decreasing their values over the field shows the possibility of every index to respond to the changes of vegetation cover over hydrocarbon fields and give the informative index values in the prospecting goals only for the areas with the proper limitations of NDVI<sub>705</sub>.

*Key words:* hyperspectral indices, vegetation cover, oil field, spectrometric survey.

## **ИССЛЕДОВАНИЯ ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНЫХ ИНДЕКСОВ КРАСНОГО КРАЯ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИЗМЕНЕНИЙ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА НАД НЕФТЯНЫМ МЕСТОРОЖДЕНИЕМ ПО ДАННЫМ СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ**

**В.И. Лялько<sup>1</sup>, З.М. Шпортюк<sup>2</sup>, А.Н. Сибирцева<sup>3</sup>, С.С. Дугин<sup>4</sup>**

- <sup>1</sup> *Государственное учреждение Научный центр аэрокосмических исследований Земли Института геологических наук НАН Украины, Киев, Украина, E-mail: www.casre.kiev.ua  
Директор, академик НАН Украины, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный деятель науки и техники Украины, лауреат Государственных премий Украины, член-корреспондент Международной академии астронавтики.*
- <sup>2</sup> *Государственное учреждение Научный центр аэрокосмических исследований Земли Института геологических наук НАН Украины, Киев, Украина, E-mail: www.casre.kiev.ua  
Старший научный сотрудник, кандидат физико-математических наук.*
- <sup>3</sup> *Государственное учреждение Научный центр аэрокосмических исследований Земли Института геологических наук НАН Украины, Киев, Украина, E-mail: www.casre.kiev.ua  
Младший научный сотрудник.*
- <sup>4</sup> *Государственное учреждение Научный центр аэрокосмических исследований Земли Института геологических наук НАН Украины, Киев, Украина, E-mail: www.casre.kiev.ua  
Главный приборист.*

Исследованы вариации гиперспектральных вегетационных индексов: позиции красного края REP, мерисовского наземного хлорофильного индекса TCI и модифицированного нормализованного разностного индекса NDVI<sub>705</sub> по данным спектрометрирования наземного покрова над Приозерным нефтяным месторождением (Крым) спектрорадиометром FieldSpec®3 FR с целью выявления поисковых индексов. Для точек с растительным покровом установлено ограничение на значение NDVI<sub>705</sub>  $\geq 0,169$ , что позволяет отделить их от остальных точек в случае неоднородного наземного покрова. Над нефтяным месторождением во всех точках с растительным покровом, кроме точек вблизи нефтяных скважин, установлено уменьшение величин всех исследуемых индексов относительно их фоновых значений за пределами месторождения. Сильная корреляция между REP и NDVI<sub>705</sub> ( $r = 0,87$ ) и между TCI и NDVI<sub>705</sub> ( $r = 0,88$ ) и уменьшение их значений над месторождением свидетельствуют о потенциальной возможности каждого из этих индексов реагировать на изменения растительного покрова над месторождением углеводородов и обеспечивать информативные значения в поисковых целях только на площадях с определенными ограничениями на величину NDVI<sub>705</sub>.  
*Ключевые слова:* гиперспектральные индексы, растительный покров, нефтяное месторождение, спектрометрическая съемка.



## Вступ

Просочування вуглеводнів із родовищ нафти і газу та збільшення їх концентрації в ґрунті викликає певні зміни в наземному рослинному покриві, що впливають на спектри відбиття рослинності. Цей вплив проявляється в зміні кута нахилу спектральної кривої в області червоного краю 650-760 нм, що призводить до спектральних зсувів позиції червоного краю REP – довжини хвилі, на якій досягається максимум нахилу спектра відбиття в області червоного краю [Hogler et al., 1983]. Другим гіперспектральним вегетаційним індексом, який залежить від зміни нахилів спектральної кривої в області червоного краю, реагуючи на зміни вмісту хлорофілу в рослинному покриві, є мерсівський наземний хлорофільний індекс MTCl [Dash et al., 2004], який ми в цьому дослідженні будемо називати TCl. Цей індекс, на відміну від REP [Noomen et al., 2008], не використовувався в нафтогазопошукових цілях методами гіперспектрального дистанційного зондування [Noomen et al., 2008; Van der Meer et al., 2000; Yang et al., 1999; Yang et al., 2000] і вперше досліджувався з цією метою в роботах авторів [Лялько та ін., 2010; Лялько та ін., 2012а; Шпортюк та ін., 2011; Лялько та ін., 2012б].

Зокрема, в публікації [Noomen et al., 2008] вивчався вплив просочування підземного природного газу на позицію червоного краю REP спектрів відбиття рослин, який проявився у зменшенні (синій зсув) величини REP внаслідок вегетаційного стресу, спричиненого аномальною концентрацією газу в ґрунті.

Вплив просочування природного газу на спектри відбиття озимої пшениці над Глібовським газовим родовищем (підземним газосховищем, Крим) досліджено авторами в роботах [Лялько та ін., 2010; Лялько та ін., 2012а; Шпортюк та ін., 2011], в яких вивчалися варіації вегетаційних індексів червоного краю REP та мерсівського наземного хлорофільного індексу TCl за даними спектрометричної зйомки. В результаті досліджень встановлено, що під впливом просочування природного газу величини REP і TCl для спектрів відбиття озимої пшениці над родовищем зменшуються проти середніх значень цих індексів за межами родовища.

В працях [Van der Meer et al., 2000; Yang et al., 1999; Yang et al., 2002] досліджено поведінку індексу REP для спектрів відбиття ярої пшениці над нафтовим родовищем в Китаї за даними польової спектрометричної зйомки та аерозйомки. В результаті було встановлено, що мікропросочування вуглеводнів із нафтового родовища спричиняло збільшення (червоний зсув) REP до 744 нм над родовищем проти значення 738 нм за межами родовища.

В роботі [Лялько та ін., 2012б] авторами досліджувався характер змін індексів TCl та REP за даними спектрометричної зйомки наземного покриву над нафтовим родовищем Приозерне (Крим) спектрорадіометром FieldSpec® 3 FR. В точка з рослинним покривом над нафтовим родовищем встановлено зменшення значень TCl та REP (синій зсув до 5 нм), окрім точок поблизу нафтових свердловин, в яких спостерігається незначне збільшення значень TCl та REP (червоний зсув приблизно 1 нм) проти їх середніх значень для точок за межами родовища.

Зауважимо, що для розрізнення точок із рослинним покривом в публікації [Лялько та ін., 2012б] використано комбінацію двох індексів: REP і модифікованого нормалізованого різницевого вегетаційного індексу NDVI<sub>705</sub> [Gitelson, Merzlyak., 1994], порогове значення якого NDVI<sub>705</sub> ≥ 0,169 дозволило виділити точки з рослинним покривом та високим коефіцієнтом кореляції  $r = 0,87$  між REP і NDVI<sub>705</sub>.

Варто відмітити, що використання індексів REP і NDVI у нафтопошукових цілях на площах із розрідженою рослинністю та встановлення порогового значення NDVI для розрізнення пікселів із рослинним покривом за даними сенсора CASI запропоновано в роботі [Li et al., 2012]. В публікації [Klein, Menz, 2005] для оцінювання рослинності за зйомками сенсора Envisat MERIS використано індекси REP та MGVI.

Мета нашого дослідження – підтвердити придатність кожного із вегетаційних індексів TCl і REP для виявлення вегетаційних стресів рослинного покриву в місцях аномальних концентрацій вуглеводнів в ґрунті над родовищами вуглеводнів та слугувати нафтогазопошуковими індексами за даними спектрометричної зйомки. Тому в даній

роботі продовжується дослідження характеру змін індексів TCI, REP, NDVI<sub>705</sub> та співвідношень між ними за даними спектрометричної зйомки наземного покриття над нафтовим родовищем спектро радіометром FieldSpec® 3 FR від 7 червня 2011 р. Більше уваги приділено дослідженню можливостей комплексного використання індексів TCI і NDVI<sub>705</sub> для виділення точок спектрометрування із рослинним покритвом. Варто зазначити, що комплексне використання індексів TCI і NDVI<sub>705</sub> у нафтогазопошукових цілях за даними спектрометрування неоднорідного наземного покриття над родовищем вуглеводнів досліджується вперше.

### Проведення вимірювань та аналіз даних спектрометрування

Приозерне нафтове родовище розташоване в південно-східній частині Керченського півострова в Ленінському районі АР Крим на відстані 27 км від м. Керч [Атлас..., 1998; Лялько та ін., 2012б]. Поверхневі прояви нафти на Приозерній площі відомі з давніх часів. Перша свердловина тут закладена в 1886 р. З того часу на площі з перервами велися пошуки і видобувалася нафта. У 1951-

1954 рр. були пробурені нові свердловини і встановлена промислова нафтоносність караганських та чокрацьких відкладів міоцену. Приозерне підняття має криптодіапірову будову. Вивчена частина його являє собою західну перикліналь брахіантиклінальної складки північно-східного простягання з більш крутим південним крилом. Структура у межах суходолу по ізогіпсі -750 м має розміри 1,9 x 0,6 км, висота її до 300 м. Режим покладів нафти водонапірний. Родовище тривалий час знаходиться в консервації.

Спектрометрування наземного покриття над нафтовим родовищем Приозерне здійснювалось портативним спектро радіометром FieldSpec® 3 FR ([www.asdi.com](http://www.asdi.com)) дистанційно в сонячну погоду 7 червня 2011 р. на двох маршрутах, схеми яких з номерами точок спектрометрування неоднорідного наземного покриття наведено в роботі [Лялько та ін., 2012б]. В цій же публікації із 29 точок спектрометрування виділено 17 точок із рослинним (переважно трав'яним) покритвом, які задовольняють певним обмеженням на індекси REP і NDVI<sub>705</sub>. Схему розташування точок із рослинним покритвом наведено на рис. 1 та в табл. 1.



**Рис. 1.** Схема маршрутів з номерами точок спектрометрування рослинного покриття над нафтовим родовищем Приозерне (АР Крим) 07.06.2011 р.

**Fig. 1.** Scheme of the routes with the numbers for the spectrometric survey points with vegetation cover over the Priozersk oil field (Crimea), 07.06.2011

**Таблиця 1.** Порядкові номери точок із рослинним покривом (рис. 3) і відповідні їм номери точок на маршруті зйомки (рис. 1)

**Table 1.** The sequence numbers for the points with vegetation (Fig. 3) and corresponding to them the points of survey route (Fig. 1)

Порядкові номери точок	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Номери точок зйомки	567	568	569	572	573	574	575	576	577	582	588	589	590	591	595	596	597

На першому маршруті із 13 точок спектрометрування виділено дев'ять точок із рослинним покривом з № 567-569 та № 572-577. На другому маршруті із 16 точок виокремлено вісім із № 582, 588-591, 595-597. Причому точки № 567, 596, 597 знаходились за межами нафтового родовища.

Значення замірів спектральної яскравості в діапазоні 350-2500 нм конвертувалися у величини коефіцієнтів відбиття, які в подальшому використовувались для досліджень.

В кожній точці обчислювались значення вегетаційних індексів із області червоного краю  $NDVI_{705}$  [Gitelson, Merzlyak., 1994],  $REP$  і  $TCI$  [Лялько та ін., 2010; Лялько та ін., 2012а; Шпортюк та ін., 2011; Лялько та ін., 2012б; Gitelson, Merzlyak., 1994] за формулами:

$$NDVI_{705} = \frac{R(750) - R(705)}{R(750) + R(705)}, \quad (1)$$

$$REP = 701 + 41 \frac{(\bar{R} - R(701))}{(R(742) - R(701))}, \quad (2)$$

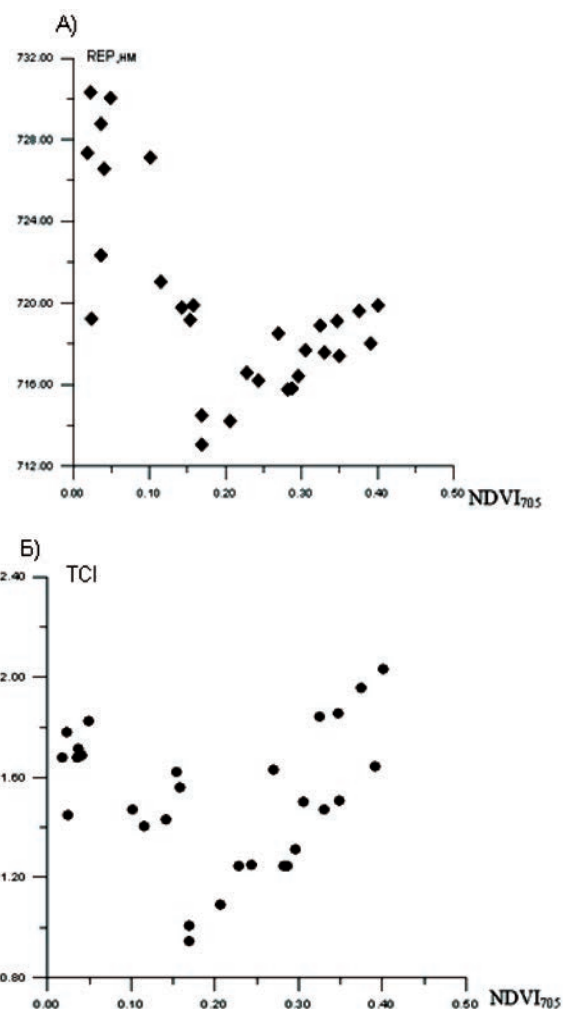
$$\bar{R} = \frac{R(671) + R(783)}{2},$$

$$TCI = \frac{R(754) - R(708)}{R(708) - R(681)}, \quad (3)$$

де  $R(\lambda)$  – значення спектрометричного коефіцієнта відбиття на довжині хвилі  $\lambda$ .

Наземний покрив над родовищем характеризувався просторовою неоднорідністю. Короткий опис наземного покриття у точках спектрометрування подано в публікації [Лялько та ін., 2012б]. Крім опису наземного покриття наведено порогове значення модифікованого нормалізованого різницевого індексу  $NDVI_{705}$ , яке встановлено на підставі корелятивного зв'язку між  $REP$  і  $NDVI_{705}$  з високим коефіцієнтом кореляції для точок із рослинним покривом. Співвідношення величин  $NDVI_{705}$  і  $REP$ , обчислених за формулами (1), (2) у 29 точках спектрометрування,

наведено на рис. 2, А, а співвідношення величин  $NDVI_{705}$  і  $TCI$ , обчислених за формулами (1), (3) у 29 точках спектрометрування, – на рис. 2, Б.



**Рис. 2.** Взаємозв'язок між величинами: А)  $REP$  і  $NDVI_{705}$  та Б)  $TCI$  і  $NDVI_{705}$  за даними обчислень у 29 точках маршрутів

**Fig. 2.** The relationship between the values of indices: a)  $REP$  and  $NDVI_{705}$ ; b)  $TCI$  and  $NDVI_{705}$  obtained by the processing data for 29 spectrometric survey points

Зіставлення взаємозв'язків між індексами показує (рис. 2), що як на рис. 2, А, так і на рис. 2, Б чітко виділяється порогове значення індексу  $NDVI_{705} = 0,169$ , яке відокремлює 17 точок із рослинним покривом від решти точок.

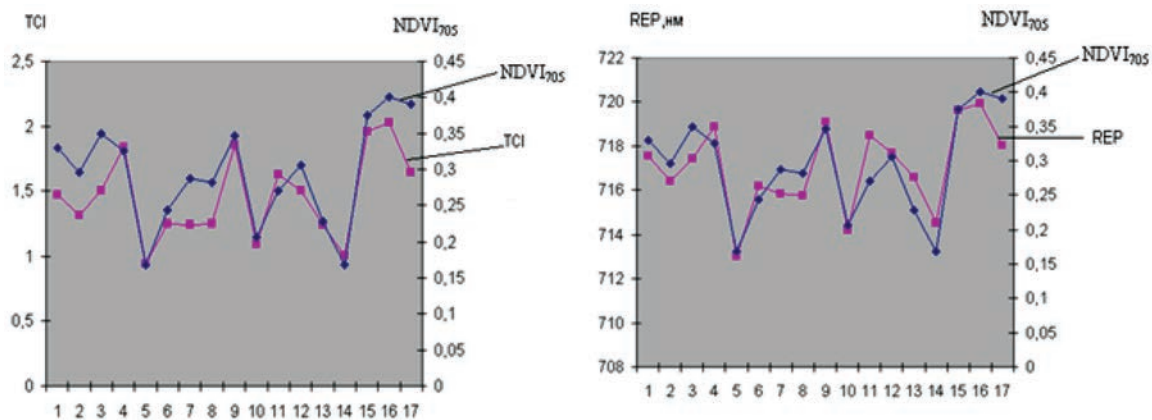
Із аналізу рис. 2, А і рис. 2, Б випливає, що індекси REP і TCI для точок, в яких  $NDVI_{705} < 0,169$ , не є інформативними в нафтогазопозукових цілях, оскільки це точки без рослинності [Лялько та ін., 2012б] або із розрідженим рослинним покривом і низьким вмістом хлорофілу.

На рис. 3 подано графіки залежності вегетаційних індексів REP і TCI від  $NDVI_{705}$  для 17 точок із рослинним покривом, для яких  $NDVI_{705} \geq 0,169$ . В табл. 1 наведено порядкові номери точок на рис. 3 і відповідні їм номери на схемі маршрутів зйомки (рис. 1).

На рис. 3 видно, що мінімальні значення усіх трьох вегетаційних індексів зафіксовані над нафтовим родовищем в точках 5 і 11 (відповідно № 573 і 591 на рис. 1). Точки 1, 16 і 17

знаходяться за межами родовища, тому фонові значення для всіх індексів обчислено як середньоарифметичні у цих точках. Для зіставлення в табл. 2 подано фонові, мінімальні та середньоарифметичні значення вегетаційних індексів REP, TCI,  $NDVI_{705}$  для 17 точок із рослинним покривом та різниці між фоновими та мінімальними значеннями.

Із табл. 2 випливає, що фонові значення всіх індексів більші, ніж їх середньоарифметичні значення. На рис. 3, як і в публікації [Лялько та ін., 2012б], видно, що в 14 точках спектрометрування над нафтовим родовищем значення вегетаційних індексів REP і TCI нижчі, ніж фонові для 11 точок і лише в трьох точках з № 4, 9, 15 їх незначно перевищують. Причому найбільше перевищення фонових значень для усіх індексів досягається в точці 15 (№ 595) і становить для REP 1,12 нм (червоний зсув), для TCI – 0,24, а для  $NDVI_{705}$  заледве 0,001. Зауважимо, що значення вегетаційних індексів у точці 15 на рис. 3 дуже близькі до їх значень



**Рис. 3.** Значення вегетаційних індексів TCI і  $NDVI_{705}$  та REP і  $NDVI_{705}$  у 17 точках спектрометрування із рослинним покривом над Приозерним нафтовим родовищем, для яких  $NDVI_{705} \geq 0,169$

**Fig. 3.** The vegetation indices values for TCI and  $NDVI_{705}$  and as well REP and  $NDVI_{705}$  for 17 spectrometric survey points with vegetation cover over the Priozerne oil field (Crimea), where  $NDVI_{705} \geq 0,169$

**Таблиця 2.** Фонові, мінімальні та середньоарифметичні значення вегетаційних індексів для точок із рослинним покривом

**Table 2.** Background, minimum and average values of vegetation indices for points with vegetation

Індекси	REP, нм	TCI	$NDVI_{705}$	Кількість точок
Фонові значення індексів	718,5	1,72	0,374	3
Мінімальні значення	713,03	0,94	0,169	2
Різниця між фоновими та мінімальними значеннями	5,47	0,78	0,205	–
Середньоарифметичні значення	717,01	1,46	0,292	17

за межами родовища. Точки 4 (№ 572) і 9 (№ 577), які розташовані поблизу свердловин, характеризуються тим, що в них, на відміну від точки 15, значення індексу  $NDVI_{705}$  нижчі за фонові, різниці в обох точках не перевищують 0,049. Щодо значень індексів REP і TCI, то вони вищі, ніж відповідні фонові значення з меншими, ніж для точки 15, різницями: для REP величини різниць не перевищують 0,61 нм, а для TCI – 0,14.

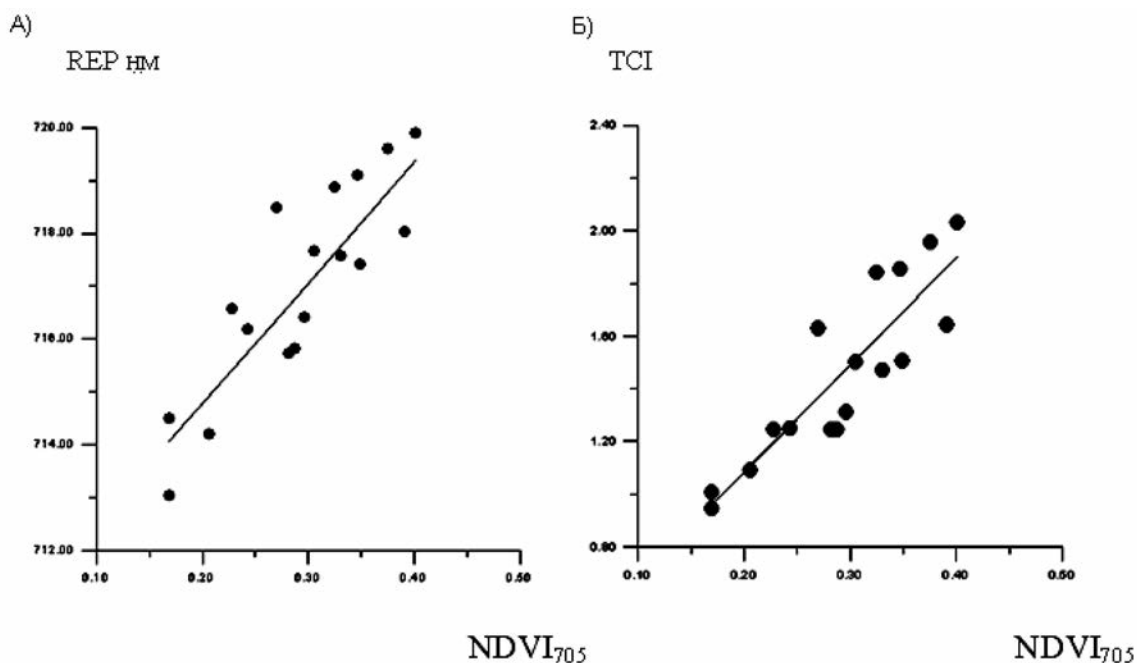
За даними табл. 2 величина синього зсуву, яка дорівнює різниці між фоновим та мінімальним значеннями REP, становить 5,47 нм і досягається у двох точках над родовищем. Зауважимо, що значення вегетаційних індексів у точці 15 на рис. 3 дуже близькі до їх значень за межами родовища, хоча точка 15 (№ 595) знаходиться на значній відстані від точки 16 (№ 596) за межами родовища.

На рис. 4 наведено графіки корелятивної залежності індексів REP і TCI від  $NDVI_{705}$  для 17 точок із рослинним покривом та коефіцієнти кореляції між ними, величини яких підтверджують майже лінійну залежність між названими індексами.

Коефіцієнти кореляції між REP і  $NDVI_{705}$  та між TCI і  $NDVI_{705}$  обчислено для 17 точок із рослинним покривом за формулою Пірсона:

$$r(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^{17} (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{17} (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^{17} (y_i - \bar{y})^2}}, \quad (4)$$

де  $x_i = (NDVI_{705})_i$ ,  $y_i = REP_i$  або  $y_i = TCI_i$ ;  $i$  – значення відповідних індексів у точці з порядковим номером  $i$  ( $i = 1, \dots, 17$ ), а  $\bar{x} = \overline{NDVI_{705}} = 0,292$ ,  $\bar{y} = \overline{REP} = 717,01$  нм, або  $\bar{y} = \overline{TCI} = 1,46$  – середні арифметичні значення відповідних індексів. За даними обчислень коефіцієнтів кореляції між REP і  $NDVI_{705}$  та між TCI і  $NDVI_{705}$ ,  $r(NDVI_{705}, REP) = 0,87$ , а  $r(NDVI_{705}, TCI) = 0,88$ . Співвідношення між індексами, подані на рис. 3 для точок із рослинним покривом над нафтовим родовищем, та вище наведені коефіцієнти кореляції свідчать про те, що як REP, так і TCI забезпечують інформативні в нафтогазопошукових цілях значення лише на площах із певною густиною рослинності, для яких за даними спектрометрування  $NDVI_{705} \geq 0,169$ .



**Рис. 4.** Корелятивний зв'язок між величинами: А) REP і  $NDVI_{705}$  ( $r = 0,87$ ) та Б) TCI і  $NDVI_{705}$  ( $r = 0,88$ ) у 17 точках спектрометрування із рослинним покривом над Приозерним нафтовим родовищем

**Fig. 4.** Correlative relationship between values: a) REP and  $NDVI_{705}$  ( $r = 0,87$ ); b) TCI and  $NDVI_{705}$  ( $r = 0,88$ ) at 17 spectrometric survey points with vegetation cover over the Priozerne oil field

Аналіз взаємозв'язків між величинами REP і NDVI<sub>705</sub> та між TCI і NDVI<sub>705</sub> (рис. 3, 4) і обчислених за формулою (4) коефіцієнтів кореляції свідчить про майже лінійну залежність між індексом NDVI<sub>705</sub> та індексами TCI і REP в точках із рослинним покривом, для яких виконується обмеження: **NDVI<sub>705</sub> ≥ 0,169**. Для цих точок коефіцієнт кореляції між NDVI<sub>705</sub> і TCI  $r(\text{NDVI}_{705}, \text{TCI}) = 0,88$ , незначно перевищує коефіцієнт кореляції між NDVI<sub>705</sub> і REP:  **$r(\text{NDVI}_{705}, \text{REP}) = 0,87$** . Це свідчить про потенційну можливість незалежного використання індексу TCI як нафтогазопошукового за даними як наземного, так й аерокосмічного знімання. Для оцінювання корелятивної залежності між індексами на рис. 4 використано лінійну регресію, рівняння якої мають вигляд (рис. 4):

$$\begin{aligned} \text{REP} &= 710,05 + 23,77 \text{NDVI}_{705} \text{ (нм)}; \\ \text{TCI} &= 0,272 + 4,05 \text{NDVI}_{705}. \end{aligned}$$

## Висновки

На підставі дослідження вегетаційних індексів червоного краю REP, TCI і NDVI<sub>705</sub>, обчислених за даними спектрометрування наземного покриву над Приозерним нафтовим родовищем спекторадіометром FieldSpec® 3 FR, встановлено зменшення величин всіх трьох індексів у 14 точках із рослинним покривом щодо їх фонових значень за межами родовища, окрім трьох точок поблизу нафтових свердловин, в яких спостерігається

## Список літератури / References

1. Атлас родовищ нафти і газу України. Південний нафтогазоносний регіон / гол. ред. М.М. Іванюта. Львів: Центр Європи, 1998. Т. 6. 222 с.

*The Atlas of gas and oil fields of Ukraine. The southern oil-gas region, 1998 / Editor-in-chief M.M. Ivanyuta. Lviv: Tsentru Europey, vol. 6, p. 222 (in Ukrainian).*

2. Лялько В.І., Шпортюк З.М., Сибірцева О.М., Дугін С.С., Воробйов А.І. Дослідження варіацій індексів червоного краю спектрів відбиття пшениці над газовим родовищем. *Космічна наука і технологія*. 2010. Т. 16, № 6. С. 5-10.

*Lyalko V.I., Shportiuk Z.M., Sibirtseva O.M., Dugin S.S., Vorobiov A.I., 2010. Investigation of variances for red edge indices of wheat reflectance spectra over a gas field. Kosmichna nauka i tehnologiya, vol. 16, № 6, p. 5-10 (in Ukrainian).*

3. Лялько В.І., Шпортюк З.М., Сибірцева О.М., Дугін С.С., Воробйов А.І. Дослідження змін

незначне збільшення: червоний зсув REP дорівнює приблизно 1,12 нм. Зокрема, в точках із мінімальними значеннями індексів зафіксовано синій зсув REP до 5,47 нм, зменшення TCI від 1,78 до 0,94 та NDVI<sub>705</sub> від 0,314 до 0,169.

Для розрізнення точок із рослинним покривом використано обмеження NDVI<sub>705</sub> ≥ 0,169, що дозволяє відокремити їх від решти у випадку неоднорідного наземного покриву. Для 17 точок, які задовольняють наведеному вище обмеженню, встановлено сильну кореляцію: між REP і NDVI<sub>705</sub> із коефіцієнтом  $r = 0,87$ , між TCI і NDVI<sub>705</sub> із коефіцієнтом  $r = 0,88$ . Для оцінювання корелятивної залежності між індексами використано лінійну регресію, рівняння якої мають вигляд (рис. 4):

$$\begin{aligned} \text{REP} &= 710,05 + 23,77 \text{NDVI}_{705}; \\ \text{TCI} &= 0,272 + 4,65 \text{NDVI}_{705}. \end{aligned}$$

Сильна кореляція між REP і NDVI<sub>705</sub> та між TCI і NDVI<sub>705</sub> для точок із рослинним покривом та зменшення їх значень в точках, розташованих над родовищем, свідчать про придатність кожного з індексів TCI та REP реагувати на зміни в рослинному покриві над родовищем вуглеводнів і забезпечувати інформативні в пошукових цілях значення на площах із певною густиною рослинності, що визначено обмеженням на величину індексу NDVI<sub>705</sub>, і у такий спосіб слугувати нафтогазопошуковими індексами.

вегетаційних індексів для пшениці над газовим родовищем (підземним газосховищем) за даними гіперспектральної зйомки. *Космічна наука і технологія*. 2012а. Т. 18, № 2. С. 15-19.

*Lyalko V.I., Shportiuk Z.M., Sibirtseva O.M., Dugin S.S., Vorobiov A.I., 2012a. An investigation of changes in vegetation indices for wheat over a gas field (underground gas storage facility) on the basis of hyperspectral data. Kosmichna nauka i tehnologiya, vol. 18, № 2, p. 15-19 (in Ukrainian).*

4. Шпортюк З.М., Сибірцева О.М., Дугін С.С. Вплив просочування природного газу на наземний хлорофільний індекс та позицію червоного краю спектрів відбиття пшениці над газовим родовищем. *Доп. НАН України*. 2011. № 11. С. 115-119.

*Lyalko V.I., Shportiuk Z.M., Sibirtseva O.M., Dugin S.S., 2011. The influence of natural gas seepage on the terrestrial chlorophyll index and the red edge position of wheat reflectance spectra over the gas field. Dopovidi NAN Ukrainy, № 11, p. 111-119 (in Ukrainian).*

5. Лялько В.І., Шпортюк З.М., Сибірцева О.М., Дугін С.С., Кічка О.А. Гіперспектральні індекси для визначення змін рослинного покриву над нафтовим родовищем за даними спектрометричної зйомки. *Геол. журн.* 2012б. № 4 (341). С. 79-85.

*Lyalko V.I., Shportiuk Z.M., Sibirtseva O.M., Dugin S.S., Kichka O.A.*, 2012б. Hyperspectral indices for detecting vegetation cover changes over the oil field using spectrometric survey data. *Geologichnyy zhurnal*, № 4 (341), p. 79-85 (in Ukrainian).

6. Dash J., Curran P.J. The MERIS terrestrial chlorophyll index. *Int. J. Remote Sens.* 2004. № 25. P. 5403-5413.

*Dash J., Curran P.J.*, 2004. The MERIS terrestrial chlorophyll index. *Int. J. Remote Sens.*, № 25, p. 5403-5413 (in English).

7. Gitelson A. & Merzlyak M.N. Spectral reflectance changes associated with autumn senescence of *Aesculus hippocastanum* L. and *Acer platanoides* L. leaves. Spectral features and relation to chlorophyll estimation. *Journal of Plant Physiology*. 1994. Vol. 143. P. 286-292.

*Gitelson A. & Merzlyak M.N.*, 1994. Spectral reflectance changes associated with autumn senescence of *Aesculus hippocastanum* L. and *Acer platanoides* L. leaves. Spectral features and relation to chlorophyll estimation. *Journal of Plant Physiology*, vol. 143, p. 286-292 (in English).

8. Horler D.N.H., Dockray M., and Barber J. The red edge of plant leaf reflectance. *Int. J. Remote Sens.* 1983. № 4. P. 273-288.

*Horler D.N.H., Dockray M., and Barber J.*, 1983. The red edge of plant leaf reflectance. *Int. J. Remote Sens.*, № 4, p. 273-288 (in English).

9. Klein, D., Menz, G. Vegetation Assessment in East Africa using MGVI and Red Edge Position from Envisat MERIS data. *Proc. of the MERIS (A)ATSR Workshop 2005 (ESASP-597)*, 26-30 September 2005, ESRIN, Frascati, Italy. Ed. H. Lacoste. Published on CDROM, 2005. P. 44. 1.

*Klein, D., Menz, G.*, 2005. Vegetation Assessment in East Africa using MGVI and Red Edge Position from Envisat MERIS data. *Proc. of the MERIS (A)ATSR Workshop 2005 (ESASP-597)*, 26-30 September 2005, ESRIN, Frascati, Italy. Ed. H. Lacoste. Published on CDROM, p. 44. 1 (in English).

10. Li Q., Chen X., Lin X., Mao B., Ni G. Study on oil and gas exploration in sparse vegetation areas by hyperspectral remote sensing data. *Chinese Optics Letters*. 2012. № 4. S 11. 4.1-4.3.

*Li Q., Chen X., Lin X., Mao B., Ni G.*, 2012. Study on oil and gas exploration in sparse vegetation areas by hyperspectral remote sensing data. *Chinese Optics Letters.*, № 4, S 11. 4.1-4.3 (in English).

11. Noomen M.F., Smith K.L., Steven M.D. et al. Hyperspectral indices for detecting changes in canopy reflectance as a result of underground natural gas leakage. *Int. J. Remote Sens.* 2008. № 29. P. 5687-6008.

*Noomen M.F., Smith K.L., Steven M.D. et al.*, 2008. Hyperspectral indices for detecting changes in canopy reflectance as a result of underground natural gas leakage. *Int. J. Remote Sens.*, № 29, p. 5687-6008 (in English).

12. Van der Meer F., van Dijk P., Kroonenberg S. et al. Hyperspectral hydrocarbon microseepage detection and monitoring: potentials and limitations. *2-nd EARSel Workshop on Imaging Spectroscopy*. ITC, Enschede, 11-13 July 2000. P. 8.

*Van der Meer F., van Dijk P., Kroonenberg S. et al.*, 2000. Hyperspectral hydrocarbon microseepage detection and monitoring: potentials and limitations. *2-nd EARSel Workshop on Imaging Spectroscopy*. ITC, Enschede, 11-13 July 2000, p. 8 (in English).

13. Yang H., Zhang J., Van der Meer F. et al. Spectral characteristics of wheat associated with hydrocarbon microseepage. *Int. J. Remote Sens.* 1999. Vol. 20, № 4. P. 807-813.

*Yang H., Zhang J., Van der Meer F. et al.*, 1999. Spectral characteristics of wheat associated with hydrocarbon microseepage. *Int. J. Remote Sens.*, vol. 20, № 4, p. 807-813 (in English).

14. Yang H., Zhang J., Van der Meer F. et al. Imaging spectrometry data correlated to hydrocarbon microseepage. *Int. J. Remote Sens.* 2000. Vol. 21, № 1. P. 197-202.

*Yang H., Zhang J., Van der Meer F. et al.*, 2000. Imaging spectrometry data correlated to hydrocarbon microseepage. *Int. J. Remote Sens.*, vol. 21, № 1, p. 197-202 (in English).

Стаття надійшла  
31.03.2014

## ОБОСНОВАНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ФАЗОВОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЖИДКОЙ И ПАРООБРАЗНОЙ ВЛАГИ В СИСТЕМЕ «ГРУНТ–ВОЗДУХ–ВОДОЕМ»

**А.Б. Ситников<sup>1</sup>, В.А. Ситникова<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина, E-mail: geoj@bigmir.net  
Доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий лабораторией техногенной гидрогеологии.*

<sup>2</sup> *Институт геологических наук НАН Украины, Киев, E-mail: geoj@bigmir.net  
Младший научный сотрудник отдела инженерной геологии.*

В связи с недостаточной освещенностью теоретического осмысления закономерностей фазового преобразования, в частности жидкой и парообразной влаги в системе «грунт–воздух–водоем», мы попытались решить этот проблемный вопрос с учетом принимаемых изначальных предпосылок и допущений. Рассмотрены закономерности испарения (конденсации) с поверхности гомогенных пресных и соленых водоемов, насыщенно-ненасыщенных подземным жидким раствором гетерогенных пористо-трещиноватых грунтов, а также особенности разнофазового влагопереноса в ненасыщенных грунтах и фазового перехода в воздухе.

*Ключевые слова:* жидкая и парообразная влага, воздух, скорость, водоем, грунт, испарение, конденсация.

## THE SUBSTANTIATION FOR THE REGULARITIES OF PHASE TRANSFORMATION OF LIQUID AND VAPOROUS MOISTURE IN “SOIL–AIR–WATER BODY” SYSTEM

**A.B. Sitnikov<sup>1</sup>, V.A. Sitnikova<sup>2</sup>**

<sup>1</sup> *Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine, E-mail: geoj@bigmir.net  
Doctor of geological-mineralogical sciences, professor, chief of technogenic hydrogeology laboratory.*

<sup>2</sup> *Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kiev, Ukraine, E-mail: geoj@bigmir.net  
Junior research scientist of the engineering geology department.*

Since the regularities of phase transformation, in particular, liquid and vaporous moisture in the “soil–air–water body” system are poorly elucidated, we tried to solve this challenge taking into account the given initial prerequisites and assumptions. The patterns of evaporation (condensation) from the surface of homogenous fresh and saline water bodies and heterogeneous porous-fissured soils saturated-unsaturated by underground liquid solution as well as the features of equiphase moisture transfer in unsaturated soils and phase transition in air are considered.

*Key words:* liquid and vaporous moisture, air rate, water body, soil, evaporation, condensation.



# ОБГРУНТУВАННЯ ЗАКОНОМІРНОСТЕЙ ФАЗОВОГО ПЕРЕТВОРЕННЯ РІДКОЇ ТА ПАРОПОДІБНОЇ ВОЛОГИ В СИСТЕМІ «ГРУНТ–ПОВІТРЯ–ВОДОЙМА»

А.Б. Ситніков<sup>1</sup>, В.А. Ситнікова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна, E-mail: geoj@bigmir.net  
Доктор геолого-мінералогічних наук, професор, завідувач лабораторії техногенної гідрогеології.

<sup>2</sup> Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна, E-mail: geoj@bigmir.net  
Молодший науковий співробітник відділу інженерної геології.

У зв'язку з недостатнім висвітленням теоретичного осмислення закономірностей фазового перетворення, зокрема рідкої та пароподібної вологи в системі «грунт–повітря–водойма», ми спробували вирішити це проблемне питання з урахуванням прийнятих первинних передумов і допущень. Розглянуті закономірності випаровування (конденсації) з поверхні гомогенних прісних і солоних водойм, насичено-ненасичених підземним рідким розчином гетерогенних пористо-тріщинуватих ґрунтів, а також особливості різнофазового вологопереносу в ненасичених ґрунтах і фазового переходу в повітрі.

*Ключові слова:* рідка та пароподібна волога, повітря, швидкість, водойма, ґрунт, випаровування, конденсація.

Прежде чем приступить к сути рассматриваемого проблемного вопроса, отметим некоторые важные изначальные предпосылки. Так, основой дальнейших предлагаемых механизмов испарения (конденсации), точнее, скоростей этих фазовых преобразований, служат так называемые движущие силы, равные:  $\text{grad } p + \rho g$ , где  $p$  – давление, Па;  $\rho$  – плотность веществ,  $\text{кг/м}^3$ ;  $g$  – ускорение свободного падения,  $\text{м/с}^2$ . Указанные движущие силы действительны для всех веществ, особенно жидких и паробразных, гомогенных жидких растворов и газовых смесей, а также их отдельных «к»-компонент [Ситников, 2010].

Учет гомогенности растворов и «к»-х компонент в них удается осуществить из представления о так называемых давлениях отдельных растворенных веществ и давлении всего раствора (смеси). Для воды в жидком растворе:  $(p_{\text{H}_2\text{O}})_p = p_{\text{атм}} + p_{\text{хсм}} + p_{\text{вс}} + \sum_i p_i$ , где  $\sum_i p_i$  – разного генезиса давления, теоретически взаимно скомпенсированные и не имеющие существенного значения, Па.

Давление всего жидкого водного раствора будет  $p_p = p_{\text{атм}} + p_{\text{вс}} + \sum_i p_i$ , а  $p_{\text{возд}} = p_{\text{атм}}$ .

Приведенные обозначения отражают давление ( $p$ ), которое в соответствии с индексами в правом нижнем углу указывают на генезис. Так,  $\text{H}_2\text{O}$  – чистая дистиллированная вода,  $(\text{H}_2\text{O})_p$  – вода в жидком водном растворе,  $\text{возд}$  – давление воздуха,  $\text{атм}$  – атмосферное давление,  $\text{хем}$  – хемоосмотическое давление по Вант-Гоффу, т. е. воздействующее со стороны растворенных «к»-компонент и скомпенсированное водой,  $\text{вс}$  – всасывающее давление, капиллярно-менисковые силы  $I$  рода (отрицательные в гидрофильных средах из-за вогнутого мениска),  $p$  – парообразная влага,  $i$  – различный генезис, имеющий второстепенное значение [Ситников, 2010].

Предполагается, что парообразная влага атмосферного воздуха подчиняется закону идеального газа Менделеева-Клапей-

рона:  $p_n = \frac{\rho_n \cdot RT}{M_{\text{H}_2\text{O}}}$  (реальность газа может

учитываться поправкой Ван-дер-Ваальса) [Физический..., 1984].

Указанные движущие силы получены на основании всеобщих детерминированных (со 100%-ной вероятностью) законов непрерывности (сохранения массы) веществ и количества движения (импульса сил), по сути отражающего сумму всех движущих сил. Эти всеобщие уравнения предусмат-

ривают наличие реальных элементарных объемов (времен), в пределах которых определяемые свойства усреднены (одинаковы), однако заведомо обеспечивают непрерывность среды, а не ее дискретность. Достоверность их размеров, точнее, детерминизм, зависит от количества элементарных частиц, определяющих оцениваемые свойства, обычно свыше  $10^4$ - $10^{10}$  [Ситников, 2010; Физический..., 1984].

Рекомендуемые нами движущие силы, по сути, равны так называемым силам внутреннего трения, которые являются первоначальными и направлены вдоль движения реальных веществ. Для исследуемых процессов предложенные движущие силы заведомо превалируют по сравнению с другими потенциально возможными, например отражающими пространственно-временную инерционность и др. [Ситников, 2010; Физический..., 1984]. Предыдущие утверждения несомненно достоверны для специфических условий пещерного комплекса Киево-Печерской Лавры, где изменение температуры  $5 \div 30$  °C обеспечивает отсутствие влияния аномальных плотностей жидкой воды, имеется лишь жидкая и парообразная влага (нет твердой фазы льда), минерализация грунтовой поровой влаги достигает  $4,0$  кг/м<sup>3</sup> и, в частности, определяет небольшие значения хемоосмотического давления, а скорости движения воздуха не вызывают серьезной турбулентности.

Согласно закону Рауля [Ситников, 2010; Физический..., 1984]:

$$\frac{p_{\text{п}}}{(p_{\text{п}})_0} = \frac{p_{\text{п}}}{(p_{\text{п}})_0} = \varphi_{\text{п}} = \chi_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{\gamma_{\text{H}_2\text{O}}(\rho_{\text{H}_2\text{O}})_{\text{п}}}{M_{\text{H}_2\text{O}} + \sum_{i=1}^{N-1} (\rho_{\text{к}})_i \cdot \gamma_{\text{к}}}, \quad \chi_{\text{H}_2\text{O}} = 1 - \chi_{\text{к}},$$

где  $\varphi_{\text{п}}$  – относительная влажность воздуха, б/р;  $\chi_{\text{H}_2\text{O}}$  – мольная доля воды в жидком растворе;  $\chi_{\text{к}}$  – мольная доля растворенных веществ;  $((p_{\text{п}})_0, (\rho_{\text{п}})_0)$  – давление и плотность насыщенной парообразной влаги при известных температуре и атмосферном давлении, Па;  $\gamma_{\text{H}_2\text{O}}$  – коэффициент активности веществ в разбавленных водных растворах,

равный единице;  $M_{\text{H}_2\text{O}}$  – молярная масса воды, кг/моль;  $(\rho_{\text{H}_2\text{O}})_{\text{п}}$ ,  $\rho_{\text{п}}$  – плотность жидкой воды в растворе и плотность подземного жидкого раствора в грунте, кг/м<sup>3</sup>.

Обратим внимание, что согласно [Таб-

$$\text{лицы..., 1976]: } (\rho_{\text{H}_2\text{O}})_{\text{п}} = \rho_{\text{п}} - \sum_{\text{к}}^{N-1} (\rho_{\text{к}})_{\text{п}} = \xi|_{\text{T}} \cdot \rho_{\text{H}_2\text{O}}^0 - \sum_{\text{к}}^{N-1} (\rho_{\text{к}})_{\text{п}}, \quad \xi|_{\text{T}} = \frac{\rho_{\text{п}}|_{\text{T}}}{\rho_{\text{H}_2\text{O}}^0} -$$

табличное значение, где  $\rho_{\text{H}_2\text{O}}^0$  – стандартная плотность, равная  $1000$  кг/м<sup>3</sup> ( $3,98$  °C).

Для оценки хемоосмотического давления жидкого водного раствора рекомендуется применить формулы [Ситников, 2010;

$$\text{Физический..., 1984]: } p_{\text{хем}} = - \sum_{\text{к}}^{N-1} \frac{(\rho_{\text{к}})_{\text{п}}}{M_{\text{к}}} \cdot RT,$$

$$\text{а также } p_{\text{хем}} = (\rho_{\text{H}_2\text{O}})_{\text{п}} \cdot \frac{RT}{M_{\text{H}_2\text{O}}} \ln \chi_{\text{H}_2\text{O}} \cdot$$

$$\text{Для грунтов } p_{\text{вс}} = - \frac{2\sigma \cdot \cos \theta}{r_{\text{эф}}}, \quad \text{а для во-}$$

$$\text{гнутой поверхности } \varphi_{\text{п}} = \frac{p_{\text{п}}}{(p_{\text{п}})_0} = e^{\frac{2\sigma M_{\text{H}_2\text{O}}}{r_{\text{эф}}(\rho_{\text{H}_2\text{O}})_{\text{п}} RT}},$$

где  $\sigma$  – поверхностное натяжение, Н/м;  $r_{\text{эф}} \approx r_{\text{пор}}$  – эффективный радиус грунтового капилляра, м;  $\theta$  – угол смачивания практически равен нулю, град;  $(p_{\text{п}})_0$  – давление насыщенного пара при  $T$  и  $p_{\text{атм}}^0$ , Па.

Термодинамическое равновесие соблюдается при равенстве химических потенциалов жидкой воды и парообразной влаги в воздухе, тем более при одинаковости температур на границе фаз, согласно [Физический..., 1984]:

$$\frac{dp_{\text{п}}}{p_{\text{п}}} = \frac{dp_{\text{H}_2\text{O}}}{\rho_{\text{H}_2\text{O}}} = \frac{d(p_{\text{H}_2\text{O}})_{\text{п}}}{(\rho_{\text{H}_2\text{O}})_{\text{п}}} = \frac{dp_{\text{п}}}{\rho_{\text{п}}}.$$

Теперь приступим к сути поставленного проблемного вопроса. Прежде всего нас интересуют закономерности фазового преобразования на границах «водоем–воздух», «грунт–воздух», а также внутри ненасыщенных гетерогенных грунтов и в атмосферном воздухе. Намечается использовать известные формулы термодинамического равновесия и законы переноса влаги в грунтах и воз-

духе [Ситников, 2010; Ситников, 2014 (а); Ситников, 2014 (б)].  $(\rho_{H_2O})_p$ , учитывая, что  $\rho_{H_2O}$  и  $\rho_p$  при изменении соответствующих давлений практически не изменяются. Интегрируем ниже указанное равенство с учетом закона идеального газа для парообразной влаги:

$$\int_{p_{атм}^0}^{p_p} \frac{dp_p}{\rho_p} = \int_{p_{атм}^0}^{p_{H_2O}} \frac{dp_{H_2O}}{\rho_{H_2O}} = \int_{p_{атм}^0}^{(p_{H_2O})_p} \frac{d(p_{H_2O})_p}{(\rho_{H_2O})_p} = \frac{RT}{M_{H_2O}} \int_{(p_n)_0}^{p_n} \frac{dp_n}{p_n}$$

Это значит, что 
$$\frac{p_p - p_{атм}^0}{\rho_p} = \frac{p_{H_2O} - p_{атм}^0}{\rho_{H_2O}} =$$

$$= \frac{(p_{H_2O})_p - p_{атм}^0}{(\rho_{H_2O})_p} = \frac{RT}{M_{H_2O}} \cdot \ln \varphi_n \text{ (при допущении, что } p_{атм} = p_{атм}^0 \text{)}$$

Отсюда: 
$$\frac{p_{вс}}{\rho_p} = \frac{p_{атм} - p_{атм}^0}{\rho_{H_2O}} = \frac{p_{хем} + p_{вс}}{(\rho_{H_2O})_p} = \frac{RT}{M_{H_2O}} \cdot \ln \varphi_n^*$$

Следовательно: 
$$p_{вс} = \rho_p \frac{RT}{M_{H_2O}} \cdot \ln \varphi_n =$$

$$= \frac{\rho_p \cdot RT}{M_{H_2O}} \cdot \ln \frac{p_n}{(p_n)_0}; p_{атм} - p_{атм}^0 = \rho_{H_2O} \frac{RT}{M_{H_2O}} \cdot \ln \varphi_n^*$$

$$(p_{вс} + p_{хем}) = (\rho_{H_2O})_p \frac{RT}{M_{H_2O}} \cdot \ln \varphi_n^*$$

$$= (\rho_{H_2O})_p \frac{RT}{T} \cdot \ln \frac{p_n^*}{(p_n)_0}$$

Таким образом, в общем случае

$$\varphi_n^* = e^{\frac{(p_{вс} + p_{хем}) M_{H_2O}}{(\rho_{H_2O})_p RT}}$$

учитывает равновесие 100%-но насыщенной парообразной влаги с водой в жидком соленом растворе с искривленной поверхностью (например, в гетерогенном грунте) при температуре (Т, К) и стандартном атмосферном давлении; а в частном случае, когда  $p_{вс} = 0$  (т.е. с учетом горизонтальной поверхности соленого водоема) – при температуре поверхности (Т, К), стандартном атмосферном давлении и полном насыщении влагой.

Отметим, что если имеет место изменение атмосферного давления  $p_{атм}$  по сравнению с  $p_{атм}^0 = 101325$  Па, например, на  $\pm p_{атм}^0 \frac{40 \text{ мм. рт. ст.}}{760 \text{ мм. рт. ст.}} = \pm 5333$  Па, то относительная влажность воздуха изменится

$$\text{при } T = 273,15 \text{ К на } \pm \varphi_n = e^{\frac{\pm (p_{атм} - p_{атм}^0) M_{H_2O}}{\rho_{H_2O} \cdot RT}} \approx \approx \pm e^{(p_{атм} - p_{атм}^0) \cdot 0,793 \cdot 10^{-8}} = \pm e^{\pm 4,229 \cdot 10^{-5}} = \pm 4,23 \cdot 10^{-5},$$

чем можно пренебречь.

Важно обратить внимание, что приведенные равенства указывают на отсутствие фазовых преобразований, так как отражают термодинамическое равновесие. Именно их неравенства являются движущими силами испарения (конденсации) на границе разнофазных сред, что проявлено в законах влагопереноса [Ситников, 2014а; Ситников, 2014б], где положительное значение скорости испарения  $\mathcal{G}_{исп}$  указывает на испарение, а отрицательное – на конденсацию.

Теперь используем рекомендованный закон влагопереноса в воздухе в таком виде [Ситников, 2010; Ситников, 2014а; Ситников, 2014б]:

$$\rho_n \cdot \mathcal{G}_n = -k_n (\text{grad } p_n + g \cdot \rho_n), \quad k_n = \frac{D_n \cdot M_{H_2O}}{RT},$$

$$D_n = (D_n)_0 \cdot \left( \frac{T}{273,15} \right)^\alpha, \quad \alpha = 1,75-2,1,$$

где  $k_n$  – некоторый коэффициент, с;  $D_n$  – коэффициент диффузии парообразной влаги при ее температуре (Т, К), м<sup>2</sup>/с;  $(D_n)_0$  – коэффициент диффузии при Т = 273,15 К (0° С), м<sup>2</sup>/с;  $\alpha$  – эмпирическая константа.

Обратим внимание, что указанный закон предусматривает наличие не усложненного прямолинейного ламинарного движения, в частности вертикального над водоемом или поверхностью грунта, при испарении из которых на межфазной границе создаются специфические условия среды, в том числе упругость максимально насыщенной влаги.

Если  $\text{grad } p_n$  представить равным  $\frac{dp_n}{d\ell}$ , то указанная массовая скорость влагопереноса будет соответствовать:

$$\rho_n \cdot \mathcal{G}_n = -k_n \left( \frac{dp_n}{d\ell} + g \cdot \rho_n \right).$$

Преобразовав последнее уравнение и проинтегрировав его в пределах от  $\ell_0$  с  $(p_n)_0$  до  $\ell$  с  $p_n$  с учетом постоянства  $k_n$ ,  $\rho_n \cdot \mathcal{G}_n$  и  $g \cdot \rho_n$ ,  $\rho_n \cdot \mathcal{G}_n \int_{\ell_0}^{\ell} d\ell = -k_n \int_{(p_n)_0}^{p_n} dp_n - k_n \cdot g \cdot \rho_n \int_{\ell_0}^{\ell} d\ell$ ,

получим:  $\rho_n \cdot \mathcal{G}_n = -\frac{k_n}{\ell - \ell_0} [p_n - (p_n)_0] - k_n \cdot \rho_n \cdot g$ .

Эта формула позволяет рассчитать массовую скорость испарения.

Такой же результат можно получить, заменив исходное уравнение конечноразностным.

Несколько иной вид получим для линейной скорости влагопереноса. После некоторого преобразования исходного уравнения и интегрирования получим с учетом идеальной парообразной влаги и ее температуры  $T_n$ , точнее, воздуха:

$$\begin{aligned} \mathcal{G}_n &= -k_n \frac{\text{grad } p_n}{\rho_n} - k_n \cdot g = -k_n \frac{RT}{M_{H_2O}} \cdot \frac{\text{grad } p_n}{p_n} - \\ &- k_n \cdot g = -D_n \frac{\text{grad } p_n}{p_n} - k_n \cdot g = \frac{D_n}{dl} \cdot \frac{dp_n}{p_n} - k_n \cdot g; \\ \mathcal{G}_n \int_{\ell_0}^{\ell} dl &= -D_n \int_{(p_n)^*}^{p_n} \frac{dp_n}{p_n} - k_n \cdot g \int_{\ell_0}^{\ell} dl, \\ \mathcal{G}_n &= -\frac{D_n (\ln p_n - \ln p_n^*)}{\ell - \ell_0} - k_n \cdot g = -\frac{D_n \ln \frac{p_n}{p_n^*}}{\ell - \ell_0} - k_n \cdot g. \end{aligned}$$

Тогда в общем случае при испарении из соленого водоема с вогнутой поверхностью и засоленного почвогрунта получим:

$$\begin{aligned} \rho_n \cdot \mathcal{G}_n &= -\frac{\rho_n D_n \ln \varphi_n^*}{\ell - \ell_0} - k_n \cdot g \cdot \rho_n, \\ \text{при } \rho_n &= \frac{p_n M_{H_2O}}{RT}, \text{ т.е.} \\ \rho_n \cdot \mathcal{G}_n &= -\frac{k_n \cdot D_n \cdot p_n \cdot \ln \varphi_n^*}{\ell - \ell_0} - k_n \cdot g \frac{p_n \cdot M_{H_2O}}{RT}, \end{aligned}$$

$$\text{где } \varphi_n^* = \frac{p_n}{(p_n)_0} = e^{\frac{(p_{dc} - p_{lv}) \cdot M_{H_2O}}{(p_{H_2O})_p \cdot RT}}.$$

Так как  $p_n = (p_n)_0 \cdot \varphi_n = (p_n)_0^* \cdot \varphi_n^*$ , можно оценить  $(p_n)_0^*|_{T_p} = (p_n)_0|_{T_p} \cdot \frac{\varphi_n}{\varphi_n^*}$ , рассчитав  $\varphi_n^*$  и определив  $(p_n)_0$  (полное насыщение влагой воздуха) по известным табличным значениям [Гороновский и др., 1987; БСЭ, 1953] для конкретных  $\varphi_n$  (относительной влажности),  $T_p$  (температура поверхности межфазной границы) и  $T_n$  (температура воздуха).

Если наряду с концентрационной диффузией имеют значение термодиффузия и

бародиффузия, то рекомендуем для расчета испарения (конденсации) трехчленное уравнение (формулу):

$$\rho_n \cdot \mathcal{G}_n = -D_n \cdot \text{grad } \rho_n - \frac{R}{M_{H_2O}} \cdot \rho_n \cdot \text{grad } T - k_n \cdot g \cdot \rho_n,$$

точнее, проинтегрировав ее в определенных пределах, получим:

$$\mathcal{G}_n = -\frac{D_n}{\ell_0 - \ell} \cdot \ln \frac{p_n}{(p_n)_0^*} - \frac{R}{M_{H_2O}} \cdot \frac{T_p - T_n}{\ell_0 - \ell} - k_n \cdot g.$$

Несомненно, при этом должны быть известны:  $\varphi_n^*$ ,  $T_p$ ,  $T_n$ ,  $R = 8,3144$  Дж/моль·К,

$$M_{H_2O} = 18,0 \cdot 10^{-3} \text{ кг/моль}, k_n = \frac{D_n \cdot M_{H_2O}}{RT_n},$$

$(D_n)_0 = 0,205 \cdot 10^{-4}$  м<sup>2</sup>/с,  $g = 9,81$  м/с<sup>2</sup>. Напомним, что для идеальной парообразной

влаги  $\rho_n = \frac{p_n \cdot M_{H_2O}}{RT}$ , а  $D_n = (D_n)_0 \cdot \left(\frac{T}{273,15}\right)^\alpha$ ,

$$\alpha = 1,75 - 2,1, \frac{p_n}{(p_n)^*} = \frac{\rho_n}{(\rho_n)^*}.$$

Кстати, испарение, сопровождающееся понижением температуры, происходит, если скорость влагопереноса  $\mathcal{G}_n$  положительна. Отрицательное же ее значение указывает на движение парообразной влаги к поверхности водоема (грунта) и характеризует конденсацию, сопровождающуюся повышением температуры. При этом испарение и конденсация осуществляются при постоянстве температуры, а  $\rho_p \cdot \mathcal{G}_p = \rho_n \cdot \mathcal{G}_n$ .

Напомним, что в природных условиях влагоперенос воздуха вблизи межфазной границы (точнее, в пределах  $\ell - \ell_0$ ) может быть усложнен из-за разных причин: ветра, пространственной диффузии, термодиффузии, незакономерного волнения поверхности водоема и др. Появление только турбулентности за счет конвективного характера движения приводит к резкому усложнению теоретически предполагаемого уравнения, описывающего этот влагоперенос, а значит, необходимости применения недостоверных параметров. Поэтому приходится отказываться от точного решения и обращаться к построению достаточно простых эмпирических формул, имеющих обычно следующий вид, основанный на

известном законе Дальтона [Винников, Проскуряков, 1988; БСЭ, 1953]:

$$q_{\text{исп}} = (A + B \mathcal{G}_{\text{ветр}}) [(p_n)_0 - p_n],$$

где  $q_{\text{исп}}$  – массовая скорость испарения,  $\text{кг}/\text{м}^2 \cdot \text{с}$ ;  $(p_n)_0 - p_n$  – средний дефицит влажности воздуха, т.е. разность между давлением насыщенного пара при данной температуре и давлением пара над жидкостью в газовой среде в данный момент времени, Па;  $\mathcal{G}$  – средняя скорость ветра,  $\text{м}/\text{с}$ ;  $A, B$  – эмпирические коэффициенты. Согласно [Винников, Проскуряков, 1988], известны многочисленные подобные эмпирические зависимости А.К. Константинова, А.Д. Браславского, В.Д. Зайкова и др., предполагающие измерение упругости пара на определенной высоте и учет скорости ветра.

Эмпирические зависимости обычно точны для тех термодинамических условий, при которых они были получены. Однако некоторые из них с практической точностью успешно внедряются. К такой, в частности, относится рекомендованная формула в [БСЭ, 1953] с показательным примером расчета:

$$H_{\text{исп}} = A[(p_n)_0 - p_n] \cdot B \cdot t,$$

где  $H_{\text{исп}}$  – слой испарения в водной чаше за месяц, мм водян. сл.;  $A = 11,6$  – эмпирический коэффициент, учитывающий удельную всасывающую атмосферы,  $\text{мм}/\text{мд} \cdot \text{мес}$ . ( $1 \text{ м}/\text{мд} \cdot \text{мес} = 4,473 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/\text{с} \cdot \text{Па}$ );  $(p_n)_0$  – максимальная упругость водяных паров при температуре поверхности воды, мб ( $1 \text{ мб} = 100 \text{ Па}$ ) (определяется по соответствующей таблице);  $p_n = (p_n)_0 \cdot \varphi_n$  – парциальное давление водяного пара в воздухе, мб;  $B = 1 + 0,134 \mathcal{G}_{\text{ветр}}$  – эмпирический коэффициент, в том числе учитывающий роль ветра;  $\mathcal{G}_{\text{ветр}}$  – средняя скорость ветра за месяц,  $\text{м}/\text{с}$ ;  $t$  – расчетное время испарения, мес. ( $1 \text{ мес} = 30 \cdot 86400 \text{ с}$ );  $\varphi_n$  – относительная влажность воздуха, доли единицы.

Эта формула рекомендуется для чистого спокойного водоема.

Попытаемся сравнить решение по этой эмпирической формуле с рекомендованными нами с целью оценки значения

$\ell - \ell_0 = \int_{\ell_0}^{\ell} d\ell$ , тем самым определив величину зоны усложненного влагопереноса.

Для этого упростим его, исключив собственно ветровое влияние и представив с учетом используемых нами размерностей в виде:

$$\frac{H_{\text{исп}}}{t} = 4,473 \cdot 10^{-11} \cdot [(p_n)_0 - p_n].$$

Очевидно, что при  $\frac{H_{\text{исп}}}{t} = \mathcal{G}_{\text{H}_2\text{O}}$  справедливо равенство  $\mathcal{G}_{\text{H}_2\text{O}} \cdot \rho_{\text{H}_2\text{O}} = \rho_n \cdot \mathcal{G}_n$ , так как

$$m_n = m_{\text{H}_2\text{O}}. \text{ Значит } \frac{H_{\text{исп}}}{t} \cdot S \cdot \rho_{\text{H}_2\text{O}} = S \cdot \rho_n \cdot \mathcal{G}_n,$$

где  $m_n, m_{\text{H}_2\text{O}}$  – массы парообразной влаги и жидкой воды,  $\text{кг}$ ;  $S$  – площадь испаряющейся поверхности водоема,  $\text{м}^2$ .

$$\text{Тогда } \frac{H_{\text{исп}}}{t} = \frac{\rho_n \cdot \mathcal{G}_n}{\rho_{\text{H}_2\text{O}}}. \text{ Согласно представ-$$

ленному в [БСЭ, 1953] показательному примеру исходными значениями для расчета служили:  $(p_n)_0|_{18^\circ\text{C}} = 2065,4 \text{ Па}$ ,  $\varphi_n = 0,75$ ,

$$p_n|_{18^\circ\text{C}} = 1549,05 \text{ Па}, T = 18^\circ\text{C}.$$

При этих исходных значениях:

$$H_{\text{исп}}(18^\circ\text{C}) = 0,0599 \text{ м водян. сл.}, \text{ а } \frac{H_{\text{исп}}}{t} = \mathcal{G}_{\text{H}_2\text{O}} = 0,0599 \text{ м/мес} = 0,291 \cdot 10^{-8} \text{ м/с}.$$

Предварительно определив по таблице [Горонковский и др., 1987]  $\rho_{\text{H}_2\text{O}}|_{18^\circ\text{C}} = 998,59 \text{ кг}/\text{м}^3$  и рассчитав по работе [Таблицы..., 1976]

$$D_n = (D_n)_0 \left( \frac{T}{273,15} \right)^{2,072} = 0,205 \cdot 10^{-4} \left( \frac{291,15}{273,15} \right)^{2,072} = 0,234 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}, \text{ а также}$$

$$k_n|_{18^\circ\text{C}} = \frac{D_n \cdot M_{\text{H}_2\text{O}}}{RT} = \frac{0,234 \cdot 10^{-4} \cdot 18 \cdot 10^{-3}}{8,3144 \cdot 291,15} = 1,74 \cdot 10^{-10} \text{ с}, \quad k_n \cdot g = 1,71 \cdot 10^{-9} \text{ м/с},$$

$$p_n|_{18^\circ\text{C}} = \frac{\rho_n \cdot M_{\text{H}_2\text{O}}}{RT} = \frac{1549,05 \cdot 18 \cdot 10^{-3}}{8,3144 \cdot 291,15} =$$

$11,52 \cdot 10^{-3} \text{ кг}/\text{м}^3$ , вычислим с учетом рекомендованной нами формулы

$$\mathcal{G}_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{\rho_n \cdot \mathcal{G}_n}{\rho_{\text{H}_2\text{O}}} = - \frac{k_n [\rho_n - (p_n)_0]}{\rho_{\text{H}_2\text{O}} (\ell - \ell_0)} - \frac{k_n \cdot g \cdot \rho_n}{(\rho_{\text{H}_2\text{O}})_p}$$

$$= \frac{-1,74 \cdot 10^{-10} (1549,05 - 2065,4)}{998,59(\ell - \ell_0)} - \frac{1,71 \cdot 10^{-9} \cdot 11,52 \cdot 10^{-3}}{998,59(\ell - \ell_0)} = \frac{0,900 \cdot 10^{-10}}{(\ell - \ell_0)} - 1,97 \cdot 10^{-14} = \frac{0,900 \cdot 10^{-10}}{(\ell - \ell_0)} \text{ м/с.}$$

Сравнение с  $\frac{H_{\text{исп}}}{t} = 0,291 \cdot 10^{-8} \text{ м/с}$  дает:  
 $(\ell - \ell_0) = 3,9 \cdot 10^{-2} = 0,039 \text{ м.}$

Таким образом, предлагаемые нами формулы расчета испарения являются правомочными. Их преимущество перед существующими заключается в том, что они могут оценить испарение (конденсацию) из жидкого раствора с негоризонтальной поверхностью, к тому же учитывают изменение температуры жидкой воды.

Скорость испарения (конденсации) с поверхности грунта можно получить, используя закон обобщенного влагопереноса и фильтрации подземной влаги в грунтах, точнее, его конечноразностное решение [Ситников, 2010; Ситников, 2014а; Ситников, 2014б], зная  $\frac{p_{\text{вс}}}{\gamma_p}$  на глубине  $\delta \ell$  и на поверхности

грунта ( $\ell_0$ ), а также  $K_p \left( \frac{p_{\text{вс}}}{\gamma_p} \right)_{\ell+1/2}$  на середине глубины  $\delta \ell$ :

$$\mathcal{G}_p = - \frac{K_p \left( \frac{p_{\text{вс}}}{\gamma_p} \right)_{\ell+1/2}}{\delta \ell} \left[ \left( \frac{p_{\text{вс}}}{\gamma_p} \right)_{\ell} - \left( \frac{p_{\text{вс}}}{\gamma_p} \right)_{\ell_0} \right] - K_p \left( \frac{p_{\text{вс}}}{\gamma_p} \right)_{\ell+1/2}, \quad \int_{\ell_0}^{\ell} d\ell = \ell_0 - \ell = \delta \ell,$$

где  $\ell+1/2$  – середина глубины;  $K_p \left( \frac{p_{\text{вс}}}{\gamma_p} \right)_{\ell+1/2}$  – эмпирический коэффициент обобщенного переноса жидкой влаги в гетерогенном грунте, м/с;  $\gamma_p$  – удельный вес жидкого водного раствора, Н/м<sup>3</sup>.

Этот закон подтвержден теоретически и многочисленными экспериментами. Основ-

ными оправданными допущениями являются постоянство плотности  $\rho_p = (\rho_{\text{H}_2\text{O}})_p = \rho_{\text{H}_2\text{O}}^0 \Big|_{3,98^\circ\text{C}} = 1000 \text{ кг/м}^3$ , а также незначительная роль парообразной влаги в грунте и минерализации жидкого раствора (точнее, самодиффузии воды в нем). Кроме многочисленных эмпирических определений, для расчета нелинейного коэффици-

ента  $K_p \left( \frac{p_{\text{вс}}}{\gamma_p} \right)$  имеется ряд теоретических

формул, в том числе наших [Ситников, 2010]. Кстати, максимальное значение его равно постоянному коэффициенту фильтрации при полном влагонасыщении грунта

$$\text{(при } p_{\text{вс}} = 0) \text{ в законе Дарси } K_{\phi} = K_{\text{прон}} \cdot \frac{\rho_p}{\eta_p} \cdot g,$$

где  $K_{\text{прон}}$  – коэффициент проницаемости, дарси (1 дарси =  $1,02 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$ );  $\eta_p$  – коэффициент динамической вязкости раствора ( $\eta_p = \nu_p \cdot \rho_p$  – коэффициент кинематической вязкости, м<sup>2</sup>/с), кг/м · с.

Для расчета скорости испарения (конденсации) можно также рекомендовать следующее полуэмпирическое уравнение [Ситников, 2010]:

$$\mathcal{G}_{\text{исп}} = - \frac{\beta \cdot \delta_1 \cdot \delta_2}{(\rho_{\text{H}_2\text{O}})_p g} \cdot (p_{\text{экв}} - p_c - p_{\text{хем}}),$$

$$p_{\text{экв}} = (\rho_{\text{H}_2\text{O}})_p \cdot \frac{RT}{M_{\text{H}_2\text{O}}} \cdot \ln \varphi_n,$$

где  $\mathcal{G}_{\text{исп}}$  – скорость физического испарения или конденсации с единицы площади водоема или почвогрунта, м/с (1 м/сут =  $1,16 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}$ );  $\beta$  – коэффициент, учитывающий состояние испаряющей поверхности, м/с;  $\delta_1, \delta_2$  – поправочные коэффициенты, учитывающие, соответственно, эффективную площадь испаряющей поверхности и площадь, занятую стеблями растений, доли единицы;  $p_{\text{экв}}$  – так называемое давление, эквивалентное сосущей силе влаги в воздухе, Па.

Эти эмпирические параметры определяют на основании обработки режимных наблюдений за давлением почвенной влаги, а также анализа специальных экспериментов на так называемом фитогеотроне (большие монолиты высотой до 2,0 м и диаметром

0,75 м) и испарителе-конденсометре, сконструированных в АН УССР [Ситников, 2010; Ситников, Зильбербрант, 1989]. М.М. Зильбербрантом было рассчитано произведение  $\beta \cdot \delta_1, \delta_2$  по метеостанции Аскания-Нова (испарение с поверхности пресной воды), равное  $6,1 \cdot 10^{-7}$  1/сут, а также на фитогеотроне для грунта при выращивании ячменя, равное  $2,26 \cdot 10^{-7}$  1/сут. При этом погрешность предлагаемого метода оказалась меньше определений согласно традиционным методам (в частности, основанным на законе Дальтона). Эксперименты на испарителе-конденсометре показали для монолита грунта без растений значения  $\beta = (2,0 \div 3,3) \cdot 10^{-7}$  1/сут, подтвердив незначительную роль хемогенного давления, которое обычно в реальных природных условиях на 2-3 порядка меньше всасывающего давления.

При отсутствии или установившемся движении влаги в воздушном пространстве пор грунтов считаем правомочным равенство химических потенциалов, тем более при одинаковости температур в разных водных фазах грунта. Хотя рекомендуемый закон диффузии подземной парообразной влаги изменяется, если путь свободного пробега частиц ( $\bar{\ell}_{\text{своб}}$ ) будет меньше размера пор. В этом случае особенность парообразного движения следует учитывать согласно уравнению Кнудсена [Ситников, 2010; Физический..., 1984], характерному для вакуума, содержащего меньшее количество парообразной влаги. Изложенное позволяет оценить роль парообразной влаги по сравнению с жидкой в грунте, в частности при разных  $\frac{p_{\text{вс}}}{\gamma_p}$ , а значит, долю парообразной влаги, которая непосредственно перейдет в воздушную среду без фазового преобразования, а также уточнить параметры

влагопереноса по равенству:  $k_n \cdot g = K_p \left( \frac{p_{\text{вс}}}{\gamma_p} \right)$ .

Так, при установившемся движении парообразной влаги и жидкого водного раствора в системе «грунт-воздух»:

$$(\rho_{\text{H}_2\text{O}})_p \cdot \mathcal{G}_p = \rho_n \cdot \mathcal{G}_n = -K_p \left( \frac{p_{\text{вс}}}{\gamma_p} \right) \cdot \frac{\text{grad } p_{\text{вс}}}{g \cdot (\rho_{\text{H}_2\text{O}})_p} -$$

$$\begin{aligned} -K_p \left( \frac{p_{\text{вс}}}{\gamma_p} \right) &= -k_n \cdot \frac{\text{grad } p_n}{\rho_n} - k_n \cdot g = \\ &= -D_n \cdot \frac{\text{grad } p_n}{p_n} - k_n \cdot g. \end{aligned}$$

Тогда при равенстве  $\frac{dp_{\text{вс}}}{\rho_p} \approx \frac{d(p_{\text{H}_2\text{O}})_p}{(\rho_{\text{H}_2\text{O}})_p} =$

$$= \frac{dp_n}{\rho_n} \text{ и } d\ell_{\text{гр}} = d\ell_{\text{возд}} \text{ можно утверждать,}$$

что  $K_p \left( \frac{p_{\text{вс}}}{\gamma_p} \right) = k_n \cdot g$ , где индексы «гр» и

«возд» указывают на грунт и воздух. Здесь градиент рассматривается как изменение функции на единицу пути движения в грунте

$$\text{и воздухе, т.е. } \text{grad } p = \frac{dp}{d\ell} \approx \frac{p_\ell - p_{\ell_0}}{\ell - \ell_0}.$$

Роль парообразной влаги в гетерогенном грунте можно оценить по следующему соотношению [Ситников, 2010; Ситников, 2014а; Ситников, 2014б]:

$$\begin{aligned} \frac{(\rho_{\text{H}_2\text{O}})_p \cdot \beta_p \cdot W_p \left( \frac{p_{\text{вс}}}{\gamma_p} \right) \cdot (\mathcal{G}_p)_{\text{ист}}}{\rho_n \cdot \beta_n \cdot W_n \cdot (\mathcal{G}_n)_{\text{ист}}} &= \\ &= \frac{(\rho_{\text{H}_2\text{O}})_p \cdot \mathcal{G}_p}{\rho_n \cdot \beta_n \cdot W_n \cdot (\mathcal{G}_n)_{\text{ист}}} \geq 100, \end{aligned}$$

$$\text{где } W_n = W_{\text{пор}} - W_p \left( \frac{p_{\text{вс}}}{\gamma_p} \right),$$

$$\mathcal{G}_n = \beta_n \cdot W_n \cdot (\mathcal{G}_n)_{\text{ист}}, \quad \mathcal{G}_p = \beta_p \cdot W_p \cdot (\mathcal{G}_p)_{\text{ист}},$$

$$\mathcal{G}_p = -K_p \left( \frac{p_{\text{вс}}}{\gamma_p} \right) \cdot \left[ \text{grad } \frac{p_{\text{вс}}}{\gamma_p} + 1 \right],$$

$$(\mathcal{G}_n)_{\text{ист}} = -k_n \left( \frac{\text{grad } p_n}{\rho_n} + g \right).$$

Наконец, остается упомянуть о фазовом переходе непосредственно в воздухе. Для этого проанализируем классическое уравнение Клапейрона-Клаузиуса

$$r = \frac{Q_{\text{исп}}}{m} = T \cdot \frac{d(p_n)_0}{dT} \left( \frac{1}{(p_n)_0} - \frac{1}{p_{\text{H}_2\text{O}}} \right),$$

где  $r$  – удельная теплота парообразования (конденсации), Дж/кг.

Учитывая, что  $\frac{1}{(p_n)_0} \gg \frac{1}{p_{\text{H}_2\text{O}}}$ , упростим

$$\text{его к виду: } (p_n)_0 = \frac{T}{r} \cdot \frac{d(p_n)_0}{dT}.$$

Если известны табличные данные о зависимости  $(p_n)_0$  от температуры, то предлагаем построить дискретную кривую фазового равновесия и оценить по соседним дискретным значениям давлений насыщенной влаги воздуха уклон кривой, который является конечноразностной аппроксимацией производной  $\frac{d(p_n)_0}{dT}$ .

Кстати, удельная теплота зависит от температуры согласно следующей эмпирической зависимости:  $r = (25 - 0,024 T^{\circ\text{C}}) \cdot 10^5$  Дж/кг. Предлагается решить последнее уравнение конечноразностным способом, используя табличные данные о  $(p_n)_0$  и  $T^{\circ\text{C}}$  по точке росы [Таблицы..., 1976]. То есть, определив по заданной  $T$  в интервале  $i \div i + 1$  ( $T_i < T < T_{i+1}$ )

## Список литературы / References

1. БСЭ. 2-е изд. Т. 18. Испарение. Москва: Большая сов. энцикл., 1953. 620 с.  
*Great Soviet Encyclopedia*. 2-е Edition. Vol. 18. Evaporation, 1953. Moscow: Bolshaya Sovetskaya Encyclopediya, 620 p. (in Russian).
2. Винников С.Д., Проскуряков Б.В. Гидрофизика. Ленинград: Гидрометеоздат, 1988. 248 с.  
*Vinnikov S.D., Proskuriakov B.V.*, 1988. Hydrophysics. Leningrad : Hydrometeoizdat, 248 p. (in Russian).
3. Гороновский И.Т., Назаренко Ю.П., Некряч Е.Ф. Краткий справочник по химии. Киев: Наукова думка, 1987. 829 с.  
*Horonovsky I.T., Nazarenko Yu.P., Nekriach Ye.F.*, 1987. Quick Reference Handbook of Chemistry. Kiev: Naukova Dumka, 829 p. (in Russian).
4. Ситников А.Б. Вопросы миграции веществ в грунтах. Киев, 2010. 625 с.

$$\frac{d(p_n)_0}{dT} = \frac{|(p_n)_0|_i - |(p_n)_0|_{i+1}}{T_i - T_{i+1}},$$

где  $i$  – дискретные табличные значения;  $T_i \sim |(p_n)_0|_i$ ;  $T \sim (p_n)_0$ ;  $T_{i+1} \sim |(p_n)_0|_{i+1}$ .

Авторы в работе [Винников, Проскуряков, 1988] предлагают оценивать теплоту, теряемую водой при испарении или приобретаемую при конденсации в расчете на единицу площади поверхности, по формуле:

$$Q_{\text{исп}} = r \cdot \rho_{\text{H}_2\text{O}} \cdot \frac{H_{\text{исп}}}{t}, \text{ а это значит, что } Q_{\text{исп}} = r \cdot \rho_{\text{H}_2\text{O}} \cdot \mathcal{G}_p = -r \cdot k_n [(p_n)_0 - p_n],$$

где  $Q_{\text{исп}}$  – теплота испарения, Дж/с·м<sup>2</sup>. В свою

очередь  $\frac{Q}{S} = q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial n}$ , здесь  $\lambda$  – коэф-

фициент теплопроводности, Дж/м·с·град;  $T$  – температура, °C, K (0 °C = 273, 15 K).

В заключение отметим, что рекомендуемые теоретические функциональные зависимости значительно расширяют наши возможности и, в частности, позволяют более строго обосновать эксперименты по оценке параметров влагопереноса, учитывая допущения, принятые в теоретическом осмыслении рекомендованных нами формулах и отсутствующие в общеизвестных эмпирических формулах.

*Sitnikov A.B.*, 2010. Issues of substance migration in soils. Kiev, 640 p. (in Russian).

5. Ситников А.Б., Зильбербрандт М.М. А.с. 1497540 (СССР). Испаритель-конденсометр для определения параметров фазового перехода и паропереноса в воздухе. Опубл. 01.04.89. Бюл. № 6.

*Sitnikov A.B., Zilberbrandt M.M.* Author certificate 1497540 (SSSR). Evaporator-condenser to determine the parameters of phase transition and vapor transfer in air. Published on 01.04.89. Bulletin № 6 (in Russian).

6. Таблицы физических величин. Справочник / под ред. акад. И.К Кикоина, 1976. Москва: Атомиздат, 1008 с.

*Tables of physical values*. Handbook, 1976 / Ed. academician I.K. Kikoin. Moscow: Atomizdat, 1008 p. (in Russian).



7. *Физический энциклопедический словарь*. Москва: Сов. энцикл., 1984. 944 с.

*Physical encyclopedic dictionary*, 1984. Moscow: Sovetskaya Entsyclopediya, 944 p. (in Russian).

8. Ситников А.Б. Научные основы влаго- и теплообмена в условиях пещерного комплекса Киево-Печерской Лавры. *Геол. журн.* 2014а. № 1 (346). С. 81-91.

Sitnikov A.B., 2014a. The scientific foundations of moisture and heat exchange under the conditions of cave complex of Kyiv-Pechersk Lavra. *Geologichnyy zhurnal*, № 1 (346), p. 81-91 (in Russian).

9. Ситников А.Б. Теоретическое обоснование параметров тепловлагообмена в грунтах и атмо-

сферном воздухе в условиях пещерного комплекса Киево-Печерской Лавры. *Геол. журн.* 2014б. № 2 (347). С. 94-101.

Sitnikov A.B., 2014b. The theoretical justification for the neat-moisture exchange parameters in soils and atmospheric air under the conditions of cave complex of Kyiv Pechersk Lavra. *Geologichnyy zhurnal*, № 2 (347), p. 94-101 (in Russian).

Статья поступила  
10.02.2014

**ДЕМЧИШИН МИХАЙЛО ГОРДІЙОВИЧ****(До 80-річчя від дня народження)**

**17 вересня 2014 р. виповнилося 80 років Михайлу Гордійовичу Демчишину – доктору технічних наук, професору, завідувачу відділу інженерної геології Інституту геологічних наук (ІГН) НАН України, члену-кореспонденту та віце-президенту Українського центру Міжнародної академії наук Євразії, члену Всеукраїнської громадської організації «Українське товариство механіки ґрунтів, геотехніки і фундаментобудування», члену президії Українського товариства охорони природи, дійсному члену Академії будівництва України, лауреату Державної премії України в галузі науки і техніки.**

**Відомий вчений з інженерної геодинаміки та геоекології М.Г. Демчишин протягом десятиліть плідно працює над проблемами прогнозу, попередження та запобігання руйнівних та аварійних проявів екзогеодинамічних процесів.**

Ювіляр народився 17 вересня 1934 р. в с.м.т. Мізоч Здолбунівського району Рівненської області. Там же закінчив середню школу. Навчався в Львівському політехнічному інституті, який закінчив у 1958 р.; в аспірантурі Українського науково-дослідного і проектного інституту «УкрНДІпроект» (м. Київ) – у 1961-1964 рр.

Михайло Гордійович працював інженером Обласного управління автомобільного транспорту та шосейних шляхів (м. Львів, 1959 р.), Львівської філії УкрНДІпроекту (м. Львів, 1959-1961 рр.), молодшим науковим співробітником УкрНДІпроекту (м. Київ, 1964-1968 рр.); 1968-1978 – старший науковий співробітник і завідувач лабораторії динаміки схилів відділу протизсувних заходів Науково-дослідного і проектно-конструкторського інституту міського господарства (м. Київ). З 1978 р. – старший науковий співробітник, а з 1988 р. – завідувач відділу інженерної геології ІГН НАН України (м. Київ).

У 1968 р. ювіляр захистив дисертацію на здобуття наукового ступеня кандидата технічних наук (м. Москва), а у 1994 р. – доктора технічних наук (м. Івано-Франківськ). У 1996 р. обраний членом-кореспондентом Міжнародної академії наук Євразії. В 2004 р. йому присвоєно наукове звання професора за спеціальністю «Інженерна геологія».

Михайло Гордійович – відомий фахівець в галузі інженерної геології, механіки ґрунтів і фундаментобудування. Все життя він присвятив вивченню проявів ерозійно-гравітаційних процесів на схилах морських узбереж, річкових долин, гірських схилах території України і досягнув певних успіхів у цьому. За його рекомендаціями проведено інженерний захист територій та об'єктів від руйнівних (катастрофічних) проявів небезпечних геологічних процесів в окремих містах та регіонах території України.

У м. Київ М.Г. Демчишин дослідив ефективність діючих протизсувних споруд і надав рекомендації щодо їх вдосконалення і під-

вищення надійності захисту території міста від руйнівних проявів зсувів.

У м. Одеса він виконав дослідження стійкості берегового схилу Чорного моря, прилеглого до Приморського бульвару, що були пізніше використані при реконструкції бульвару на ділянці від Потьомкінських сходів до будинку Міськради. За його рекомендаціями проведено також укріплення основ Одеського оперного театру.

На Південному березі Криму вчений досліджував гірські схили, що зазнають руйнувань від зсувів та селів, які, в свою чергу, загрожують порушенням стійкості об'єктів житлово-комунального і курортного будівництва, а в Карпатському регіоні України вивчає зсуви і селі, спричинені паводками на гірських ріках.

Як член Товариства охорони пам'яток історії та архітектури М.Г. Демчишин виконує значну роботу зі збереження та відновлення цих пам'яток, зокрема брав участь в інженерно-геологічному обґрунтуванні відтворення Михайлівського Золотоверхого та Успенського соборів в м. Київ. Він є головою Всеукраїнської Секції охорони надр та екологічної геології ім. Щириці Українського товариства охорони природи.

Ювіляр брав участь в роботі урядових комісій з встановлення причин руйнівних проявів зсувів на територіях населених пунктів України (Чернівці, Севастополь, Лисичанськ, Дніпропетровськ, Дніпродзержинськ ін.), катастрофічних паводків у Закарпатській області восени 1998 та навесні 2001 рр.

У вересні 2008 р. під керівництвом М.Г. Демчишина у відділі інженерної геології виконано інженерно-геологічне обґрунтування протизсувних та протиселевих заходів у системах протипаводкового захисту в басейнах рік Дністер, Прут, Серет.

Упродовж 2008-2012 р. проведено обґрунтування інженерно-геологічних засад охорони об'єктів культурної та природної спадщини України. Зокрема, крім чотирьох українських об'єктів світової культурної спадщини (Софія Київська, Києво-Печерська Лавра, Центр м. Львова, будівля Національного університету в Чернівцях) додатково визначені об'єкти культурної спадщини, які при певній підготовці можуть бути занесені в списки ЮНЕСКО. Запропо-

новано створення геологічних парків («Товтри», «Степове Побужжя», «каньйон р. Смотрич», «Канівські дислокації»).

На сьогодні дослідником опубліковано 240 наукових праць, серед яких 23 окремі наукові видання (монографії, довідкові та методичні посібники, брошури, препринти).

Наведемо деякі його монографії: *Инженерно-геологическая характеристика платформенной части Украины*. Киев: Наук. думка, 1982. 168 с. (у співавторстві); *Природа состава и свойств грунтов и связанных с ними геодинамических процессов*. Киев: Наук. думка, 1984. 136 с. (у співавторстві); *Современная динамика склонов на территории Украины*. Киев: Наук. думка, 1992. 256 с.; *Техногенні впливи на геологічне середовище території України*. Київ, 2004. 156 с.; *Методичні вказівки до виконання лабораторних практикумів з курсу «Інженерна геодинаміка»*. Київ: ІВЦ «Політехніка», 2005. 60 с. (у співавторстві); *Мониторинг склоновых гравитационных процессов морских побережий с использованием материалов Черноморского подспутникового полигона*. В кн: *Мониторинг прибрежной зоны на Черноморском экспериментальном подспутниковом полигоне / под ред. В.А. Иванова, В.А. Дулова*. Севастополь: НЦП «ЭКОСИ-ГИДРОФИЗИКА», 2014. 526 с. (у співавторстві). Брав участь у підготовці матеріалів до Національного атласу України.

За роботу з оцінки інженерно-геологічних умов території України отримав Державну премію в галузі науки і техніки у 2010 р.

Низку праць М.Г. Демчишина опубліковано в закордонних виданнях. Зокрема, доповідь «Ризик зсувів на забудованих територіях» в працях Міжнародного симпозіуму «Інженерна геологія та оточуюче середовище», Роттердам, А.А. Балкема, 1997. Т. 1. С. 587-592 (англійською мовою); Тези доповідей в матеріалах 31-го (Ріо-де-Жанейро) та 32-го (Флоренція) Міжнародних геологічних конгресів; Доповідь «Стійкість різних за генезисом схилів» на 7-му Європейському конгресі з «Регіональної ГЕОнаукової картографії та інформаційної системи», Болонья, Італія, 2012. Т. 1. С. 78-79 (англійською мовою, у співавторстві); Доповідь на міжнародному симпозіумі «Геотехнічні проблеми мегаполісів», Москва, 2010 р.

Протягом 2001-2013 рр. ювіляр брав участь у міжнародних науково-практичних конференціях (Київ-Харків-АР Крим).

Дослідник відомий як редактор і рецензент наукових праць в галузі інженерної геології. Багато років є членом редколегії «Геологічного журналу», журналів «Екологія довкілля та безпека життєдіяльності», «Світ геотехніки». Виділяється також його співпраця у 1973-1981 рр. з реферативним журналом «Геология» у розділі «Инженерная геология и гидрогеология» (м. Москва), для якого він підготував понад 500 рефератів статей за названою спеціальністю з оригіналів, опублікованих у різних країнах романогерманськими та слов'янськими мовами.

Михайло Гордійович співпрацює із засобами масової інформації, зокрема у газетах «Вечірній Київ», «Правда України», «Газета по-київськи», «Трилисник», часопис «Рідна природа», «Комсомольська правда в Україні». Виступає на радіо та популярних телеканалах («Перший», «1+1» та ін.).

У 2001-2007 рр. ювіляр за сумісництвом працював професором кафедри геобудівництва та гірничих технологій Національного технічного університету України «Київський політехнічний інститут». Продовжуючи педагогічну роботу, Михайло Гордійович читає курс для магістрів «Моніторинг геоло-

гічного середовища» на геологічному факультеті Київського національного університету ім. Тараса Шевченка. Також є членом спеціалізованих вчених рад із захисту дисертацій при ІГН НАН України та при Науковому центрі аерокосмічних досліджень Землі ІГН НАН України.

М.Г. Демчишину присвоєно звання «Почесний розвідник надр», його нагороджено медалями «В пам'ять 1500-ліття м. Києва», «Ветеран труда», «За благодійність та добротність у відтворенні втрачених пам'яток» Всеукраїнського фонду відтворення видатних пам'яток ім. Олеса Гончара, ім. В.І. Лучицького (2009 р.), Л.І. Лутугіна (2011 р.) за заслуги у розвідці надр від Геологічної служби України, Почесною грамотою Верховної Ради України.

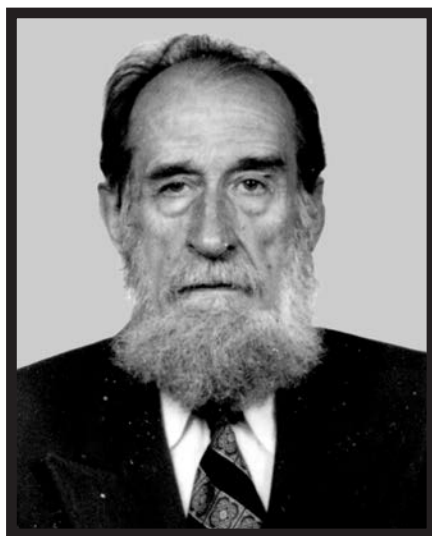
Крім наукових інтересів ювіляр має цікаві хобі: туризм, лінгвістика (латинська), фольклористика (прислів'я і приказки різних народів), складання віршів та поем.

Бажаємо Вам, шановний Михайло Гордійовичу, міцного здоров'я, щастя, невтомності, творчої наснаги і плідної діяльності на науковій та природоохоронній нивах, здійснення всіх мрій та втілення найсміливіших задумів.

*Редколегія «Геологічного журналу»*

## ПАМ'ЯТІ ОЛЕКСАНДРА КОСТЯНТИНОВИЧА ЩОГОЛЕВА

**25 серпня 2014 р. на 84-му році трагічно пішов з життя Олександр Костянтинович Щоголев – відомий український вчений, який зробив значний внесок у розвиток багатьох галузей геології – регіональної стратиграфії, седиментології, систематики і тафономії пізньокам'яновугільних рослин, палеогеографії, зокрема палеоландшафтознавства, а також у вирішення питань еволюції рослинного покриття.**



Трудова діяльність О.К. Щоголева розпочалася з навчання у Харківському державному університеті ім. В.М. Каразіна, який він закінчив у 1953 р. разом з іншими майбутніми визначними флористами О.П. Фісуненком та Ю.В. Тесленком. Попрацювавши деякий час інженером-геологом у галузях пошуків нерудних корисних копалин та інженерної геології, Олександр Костянтинович у 1956 р. вступив до аспірантури у відділ викопної флори Інституту геологічних наук (ІГН) АН України, де його науковим керівником була видатний знавець карбонів флори чл.-кор. АН України д-р геол.-мінерал. наук К.О. Новик. З цього часу діяльність Олександра Костянтиновича нерозривно пов'язана з ІГН НАН України. Тут він працював молодшим науковим, старшим науковим та головним науковим співробітником. У 1963 р. О.К. Щоголев став кандидатом геолого-мінералогічних наук, захистивши у ВСЕГЕІ (Ленінград) дисертацію на тему «Етапы развития позднепалеозойской флоры западной части Донецкого бассейна». У дисертаційній роботі вчений на основі зіставлення флор верхньої частини араукаритової світи Донбасу та отену Західної Європи обґрунтував власну позицію щодо положення границі карбону і пермі в Донецькому розрізі. Цієї позиції він дотримувався майже все своє творче життя і змінив її лише тоді, коли рішенням Міжнародного геологічного конгресу (1996 р.)

критерії та рівень границі пермі і карбону були остаточно встановлені.

Полеми наукової діяльності О.К. Щоголева від самого початку і до кінця був Донбас, точніше, відклади і флора унікальних за інформативністю розрізів пізнього карбону Донбасу, де він із захопленням працював і багато чому навчився у видатних геологів-зйомщиків лугунської школи. Але з часом цього стало замало і майже десять сезонів поспіль з кінця 60-х до початку 70-х років ХХ ст. дослідник працює у гірському районі північного Передкавказзя у межиріччі Зеленчука та Теберди разом із І.А. Макаровим, Д.С. Кашиком, Ю.А. Борисенком, В.В. Пермяковим та іншими фахівцями. Результати зборів і обробки численних флористичних матеріалів та геологічних спостережень були підбиті О.К. Щоголевим у монографії «Верхний карбон Северного Кавказа в Зеленчук-Тебердинском междуречье», яка вийшла друком у 1979 р. У цій монографії автором визначено та описано понад 100 видів викопних рослин, в тому числі 28 нових, новий рід, а також обґрунтовано нижню границю верхнього карбону та границю карбону і пермі у розрізах Північного Кавказу.

Як відомий знавець стратиграфії, флори та особливостей розрізу верхнього карбону Донбасу О.К. Щоголев брав участь у складанні популярного видання «Путеводитель экскурсии по Донецкому бассейну» до VIII Міжнародного карбонівського конгресу (Мос-

ква, 1975 р.) та особисто був гідом екскурсій по добре відомих йому парастратотипових розрізах.

У 80-ті роки дослідник очолив кілька короточасних експедицій до Рахівського району Карпат, де йому вдалося вперше виявити і визначити близько 30 таксонів пермо-карбової флори.

На відміну від більшості флористів, своїх попередників, вчений не обмежується визначенням систематичного складу рослинних залишків, які він знаходив при польових роботах, а зосереджує головну увагу на умовах формування їх скупчень, тобто фіксує літолого-фаціальний склад порід, у яких зберігаються залишки, форми їх збереження тощо. Спираючись на ці дані, наслідуючи та творчо розвиваючи тафономічні методи І.А. Єфремова, О.К. Щоголев робить обґрунтовані висновки не тільки щодо умов захоронення залишок, але й екстраполює їх на умови зростання викопних рослин, на їх природні асоціації та навіть палеоландшафт місцевості, де вони зростали. Поступово у творчій співдружності, а часом і у суперечках з О.П. Фісуненком, формувалися основні положення нових напрямів у палеофлористиці – палеофітогеоценології та фітогеоцентичного підходу у стратиграфії. О.К. Щоголевим вперше розроблений новий напрям палеоседиментології – фітотафодіагностику генетичних типів осадових відкладів та біолого-тафономічний метод визначення швидкості осадконакопичення. Головним висновком останнього за принципом актуалізму була дуже висока швидкість формування окремих похованих скупчень («покладів») залишків рослин та літологічного субстрату, до якого вони приурочені. На це, за автором, вказують поховання майже нерезорбованих залишків листя або інших частин рослин у близькому до вертикального положенні. Ці захоронення, очевидно, формувалися під час однієї зливи чи, можливо, сезону мусонного типу, характерного для зони субтропічного клімату, в якій у пізньому карбоні географічно перебував Донбас. Товщина таких монофаціальних «покладів» становила інколи десятки сантиметрів. З цього, за автором, випливав висновок, що 2-3-кілометрова товща верхнього карбону Донбасу фіксує лише незначну частину часу пізнього карбону, а більша частина з його 8

млн років припадає на перериви. Але такий висновок, зроблений на окремих локальних фактах, не враховує часу розмиву та, можливо, неодноразового перевідкладення товщ субконтинентального генезису і не може бути прийнятий без істотних поправок.

Значно важливішою була розроблена у 70-ті роки О.К. Щоголевим разом з О.П. Фісуненком градація типів рослинності у відповідності до ступеня зв'язку їх з водним середовищем, тобто виділення специфічних екологічних угруповань (екоморфотипів): субгідрогідрофіти – гідрофіти – мезофіти – субгідромезофіти – субгідроксерофіти – ксерофіти. Основним важливим для палеогеографії висновком з такої градації було існування в карбоні Донбасу ландшафтноі або екологічної зональності флористичних асоціацій. Для розробок з біостратиграфії найважливішим був той висновок, що коректно корелюватися між собою можуть лише рівні зміни серед представників одного екоморфотипу, які пов'язані з еволюцією викопної флори, а не із зміною екологічних угруповань у розрізі. Ці та інші дослідження вченого дозволили значно вдосконалити погляди на історію геологічного розвитку Доно-Дніпровського прогину та Північного Кавказу з кінця середнього карбону до початку пермі, на географічне (ландшафтне) відображення тектонічних процесів і еколого-ландшафтну диференціацію пізньокам'яновугільного рослинного покриву Південно-Східної Європи. Всі ці висновки і детальний опис фітотафодіагностичних методик були оприлюднені разом з описом флори у монографії «Плауновидные и клинолисты позднего карбона» лише в 1991 р.

З часом розробки О.К. Щоголева та опанування ним зарубіжних флористичних матеріалів, з якими вчений ознайомився під час відвідування стратотипових районів стефану Західної Європи, склалися у загальну концепцію, що стала темою його докторської дисертації «Еволюция позднекаменноугольного растительного покрова вестфальской провинции, ее закономерности и значение для стратиграфии», яку він захистив у ВСЕГЕИ (Ленінград) в 1985 р. Результати наукової роботи О.К. Щоголева знайшли практичне відображення в кількох стратиграфічних схемах верхнього карбону. Зокрема, схема розчленування верхнього

карбону Донбасу, як окремого субрегіону, увійшла до складу виданої у 1990 р. збірки «Решение межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы (Ленинград, 1988 г.). Каменноугольная система». Донецька схема потім у дещо модифікованому вигляді стала основою стратиграфії верхнього карбону східних областей України (1993 р.). В останні роки наукові розробки О.К. Щоголева та його бачення проблем регіональної стратиграфії склали значну частину колективної монографії, підготовленої співробітниками відділу стратиграфії і палеонтології відкладів палеозою ІГН НАН України «Стратотипи регіональних стратиграфічних підрозділів карбону і нижньої пермі Доно-Дніпровського прогину» (2011 р.). У першому томі фундаментальної праці колективу стратиграфів ІГН НАН України «Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України» (2013 р.), яка узагальнює сучасні дані з стратиграфії фанерозою України, йому належить авторство флористичної зональної шкали та схема регіональних підрозділів верхнього карбону Доно-Дніпровського прогину, а також схема стратиграфії верхнього карбону України в цілому.

Після трагічної загибелі О.К. Щоголева на його робочому столі залишилися матеріали до розпочатої ним нової роботи – Атласу пізньокам'яновугільної флори Доно-Дніпровського прогину, яку тепер має завершити його вихованка та спадкоємець, фахівець з флори ранньої пермі канд. геол.-мінерал. наук Н.І. Бояріна.

Велике наукове значення багаторічної та багатогранної діяльності вченого безперечне. Насамперед це стосується його

внеску до систематики та номенклатури вишпаних рослин пізнього карбону і ранньої пермі Південно-Східної Європи, де ним встановлено понад 40 нових видів та кілька нових родів. Виключно вагомими, на думку фахівців, є його оригінальні розробки в галузі фітогеоценотичного підходу в стратиграфії та методик визначення палеоландшафту за флорою, які досконали викладені у його особистій монографії 1991 р.

З 2007 р. О.К. Щоголев був членом редколегії «Геологічного журналу».

Завершуючи огляд творчого шляху та наукової спадщини Олександра Костянтиновича, неможливо не підкреслити яскраві риси його особистості. Ця дуже неординарна людина була не тільки високо освіченою, але й багато обдарованою. Він, безумовно, мав артистичний талант, майже експромтом створював вражаючі оточуючих поетичні рядки, мав неабиякий ораторський дар, здатність зацікавити слухачів своїми думками, і це приваблювало до нього людей, особливо молодих. Гострий критичний розум і здібності полеміста створили йому серед науковців як багато друзів, так і недругів. На превеликий жаль, всі створені ним поетичні перлини, до яких він відносився дуже прискіпливо і критично, так і залишилися невідомими широкому загалу. Не виключено, що на педагогічній, поетичній або артистичній стезі його чекало б ще більш широке визнання, ніж на науковій, але сталося, як сталося. Пам'ять про нього збережеться в його наукових працях та у спогадах вдячних нащадків, друзів і співробітників, які довгі роки йшли з ним поруч.

*Редколегія «Геологічного журналу»*

## ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРІВ

У «Геологічному журналі» висвітлюються нові дані геологічної науки і практики, теоретичні розробки, наукові узагальнення, результати досліджень корисних копалин, дискусійні питання, нові концепції, гіпотези тощо. Розглядаються об'єкти України та інших країн, якщо вони становлять загальнонауковий інтерес. Статті друкуються українською, російською та англійською мовами за бажанням авторів.

**З 1 січня 2014 р. матеріали, що надсилаються до «Геологічного журналу», мають бути оформлені відповідно до вимог і стандартів зарубіжної аналітичної бази даних SCOPUS (<http://www.nbuv.gov.ua/node/869>).**

До редакції подавати паперову копію статті та рисунків (два примірники), шрифт 11 pt через 1,5 інтервали. Роздруківка має бути підписана всіма авторами. Крім того, слід надати електронну версію статті на CD-RV, оформлену в редакторі Microsoft **Word** у форматі **DOC**, шрифт Times New Roman Cyrillic (розмір 11 pt, а для таблиць – 9 pt). Текст не архівувати. Рисунки представляти у форматі **TIF**. На дисках мають бути лише файли з остаточним варіантом статті і рисунків.

Статті супроводжувати листом з місця роботи авторів (в якому надана гарантія оплати витрат по виданню публікації та повідомляється розрахунковий рахунок), витягом із засідання відділу з рекомендацією статті до друку, актом експертної комісії.

Структура статті така: вступ, теоретично-методична частина, обговорення результатів, висновки. Обсяг статті повинен не перевищувати 15 сторінок через 1,5 інтервали (разом з таблицями, списком літератури / references, підтекстовками до рисунків, українським, російським і англійським резюме). Рисунків – не більше 4. Таблиці, рисунки, підтекстовки, список літератури / references друкувати на окремих сторінках. Назви таблиць, рисунків і підтекстовок до них набирати мовою оригіналу, а також англійською. У статтях використовувати тільки одиниці системи **SI**.

**Список літератури / References** складається в алфавітному порядку. Під одним пунктом літератури подається описання джерела спочатку мовою оригіналу, а під ним (без повторення номера пункту літератури) – англійською. Якщо літературне джерело англійською мовою, то його треба описати під одним номером літератури двічі. Вказувати всіх авторів, не скорочуючи до трьох. В тексті посилання на літературні джерела набирати в квадратних дужках, подаючи прізвище автора і через кому – рік видання (якщо два автора, то наби-

рати обох; якщо три і більше, то вказувати першого та ін. і через кому – рік видання).

Стаття має бути оформлена за такою схемою:

Індекс УДК статті – у верхній частині сторінки від лівого поля (нежирним прямим).

Назва статті мовою оригіналу – у верхній частині сторінки по центру (великими літерами прямим напівжирним).

Ініціали та прізвища авторів – по центру (прямим напівжирним)

Нижче – ким рекомендовано (10 pt курсив нежирний).

Ще нижче – повна назва організацій та їх знаходження (місто, країна), E-mail (11 pt курсив нежирний).

Ще нижче – вчений ступінь, вчене звання, посада всіх авторів (11 pt курсив нежирний).

Через 1 інтервал від лівого поля:

Резюме та ключові слова мовою оригіналу (10 pt прямим нежирним).

Через 1 інтервал по ширині:

Англійською мовою – та сама інформація в тій самій послідовності: заголовок; автори; ким рекомендовано; назва організацій та їх адреса (всі значущі слова набирати з великої літери), E-mail; вчений ступінь, вчене звання, посада; резюме (за обсягом може бути більше, ніж резюме національною мовою – 100-250 слів; оптимальний варіант – стисле повторення структури статті) та ключові слова.

Через 1 інтервал по ширині:

Російською мовою (або українською, якщо стаття російською мовою) – та сама інформація в тій самій послідовності: заголовок; автори; ким рекомендовано; назва організацій та їх адреса, E-mail; вчений ступінь, вчене звання, посада; резюме і ключові слова.

Авторський знак © – останній рядок на першій сторінці (10 pt прямим нежирним).

З нової сторінки від лівого поля:

Повний текст статті мовою оригіналу (11 pt через 1,5 інтервали прямим нежирним).

Наприкінці тексту статті – подяки.

З нової сторінки від лівого поля:

Список літератури / References (10 pt через 1,5 інтервали).

Після літератури до правого поля набрати дату надходження статті (10 pt через 1,5 інтервали прямим нежирним).

Автори відповідають за точність викладених фактів, цитат, бібліографічних довідок, написання географічних назв, власних імен.

Статті, оформлені не за вказаними правилами, прийматися до розгляду не будуть.