

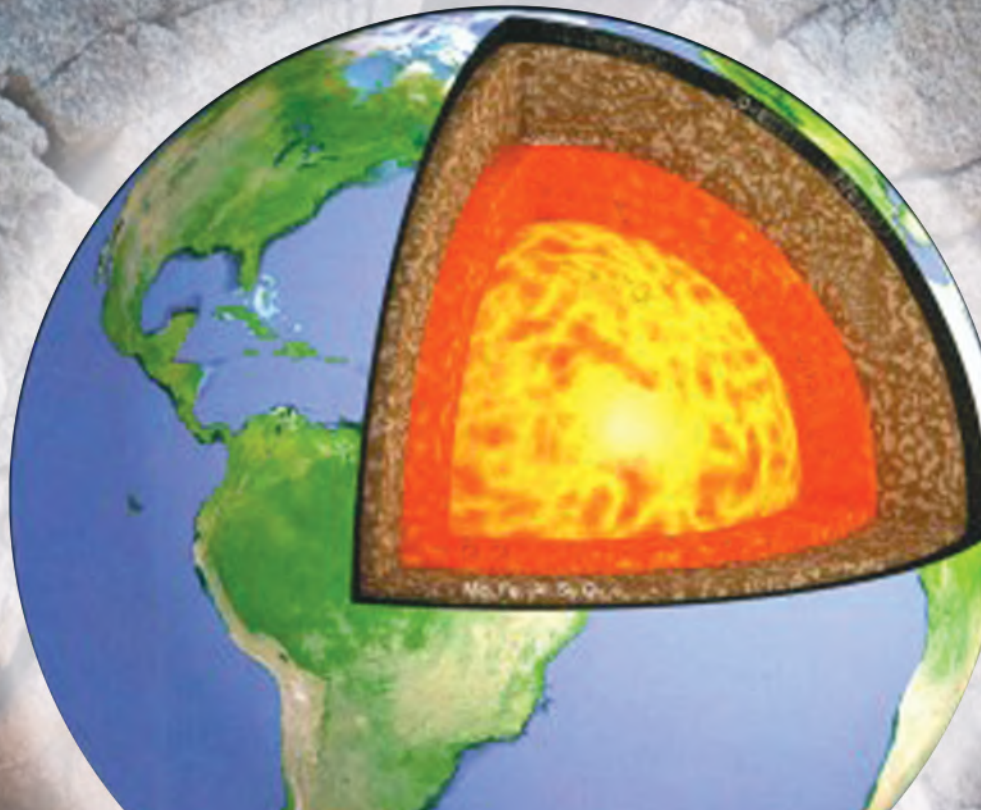
ISSN 1025-6814 (Print)
ISSN 2522-4107 (Online)

ГЕОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ



GEOLOGIČNÍJ ŽURNAL

1 (382)
2023



ЗАСНОВНИКИ:

Національна академія наук України
Інститут геологічних наук НАН України

ВИДАВЕЦЬ:

Інститут геологічних наук НАН України

РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ*Головний редактор*

КЛИМЧУК О.Б. (Інститут геологічних наук
НАН України, Київ, Україна)

Заступник головного редактора

НЕМИРОВСЬКА Т.І. (Інститут геологічних наук
НАН України, Київ, Україна)

АНИСТРАТЕНКО О.Ю. (Інститут зоології
ім. І. І. Шмальгаузена НАН України, Київ, Україна)

БАЯРИ С. (Університет Хасеттепе, Анкара, Туреччина)

БУГАЙ Д.О. (Інститут геологічних наук НАН України,
Київ, Україна)

ГНТОВ О.Б. (Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна
НАН України, Київ, Україна)

ДИКАНЬ Н.І. (Інститут геологічних наук
НАН України, Київ, Україна)

ДУБЛЯНСЬКИЙ Ю.В. (Інститут геології і палеонтології
Університету Інсбрука, Інсбрук, Австрія)

КОМАР М.С. (Національний науково-природничий
музей НАН України, Київ, Україна)

КРИВДІК С.Г. (Інститут геохімії, мінералогії та
рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України, Київ,
Україна)

МАЛИК Питер (Відділ гідрогеології та геотермальної
енергії Геологічної служби Словацької Республіки,
Братислава, Словацька Республіка)

МАРКС ЛЕШЕК (Варшавський університет, Варшава,
Польща)

ОЛЬШТИНСЬКА О.П. (Інститут геологічних наук
НАН України, Київ, Україна)

ПЕРИТ ТАДЕУШ МАРЕК (Державний геологічний
інститут, Варшава, Польща)

РІДУШ Б.Т. (Чернівецький національний університет
ім. Федьковича, Чернівці, Україна)

РЯБОКОНЬ Т.С. (Інститут геологічних наук
НАН України, Київ, Україна)

ТЕМОВСКИ М. (Дослідницький центр ізотопної
кліматології та навколишнього середовища Інституту
ядерних досліджень Угорської Академії наук, Дебрецен,
Угорщина)

ШЕСТОПАЛОВ В.М. (Інститут геологічних наук
НАН України, Київ, Україна)

ШЕХУНОВА С.Б. (Інститут геологічних наук
НАН України, Київ, Україна)

FOUNDERS:

National Academy of Science of Ukraine
Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine

EDITOR:

Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine

EDITORIAL BOARD*Editor-in-Chief*

KLIMCHOUK O.B. (Institute of Geological Sciences of
NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine)

Deputy Editor-in-Chief

NEMYROVSKA T.I. (Institute of Geological Sciences of
NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine)

ANISTRATENKO O.Yu. (I.I. Schmalhausen Institute of
Zoology of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine)

BAYARI S. (Hacettepe University, Ankara, Turkey)

BUGAY D.O. (Institute of Geological Sciences of
NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine)

GINTOV O.B. (S.I. Subbotin Institute of Geophysics of
NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine)

DYKAN N.I. (Institute of Geological Sciences of NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine)

DUBLYANSKY Yu.V. (Institute of Geology and
Palaeontology, Innsbruck University, Innsbruck, Austria)

KOMAR M.S. (National Museum of Natural History of
NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine)

KRYVDIK S.G. (M.P. Semenenko Institute of
Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of NAS of
Ukraine, Kyiv, Ukraine)

MALIK Peter (Department of Hydrogeology & Geothermal
Energy, ŠGÚDŠ — Geological Survey of Slovak Republic,
Bratislava, Slovak Republic)

MARKS LESZEK (University of Warsaw, Warsaw, Poland)

OLSHTYNSKA O.P. (Institute of Geological Sciences of
NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine)

PERYT TADEUSZ MAREK (State Geological Institute,
Warsaw, Poland)

RIDUSH B.T. (Fedkovich Chernivtsy National University,
Chernivtsy, Ukraine)

RYABOKON T.S. (Institute of Geological Sciences of
NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine)

TEMOVSKI M. (Isotope Climatology and Environmental
Research Centre, Institute for Nuclear Research, Debrecen,
Hungary)

SHESTOPALOV V.M. (Institute of Geological Sciences of
NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine)

SHEKHUNOVA S.B. (Institute of Geological Sciences of
NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine)

Свідоцтво про державну реєстрацію друкованого засобу масової інформації
серія КВ № 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 озповсюджвачів видавничої продукції від ДК № 4631 від 14.10.2013 .

ГЕОЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ



GEOLOGIČNĬJ ŽURNAL

1 (382)
2023

НАУКОВИЙ ЖУРНАЛ
ЗАСНОВАНИЙ
У БЕРЕЗНІ 1934 РОКУ
ВИХОДИТЬ 4 РАЗИ НА РІК
КИЇВ

ЗМІСТ

Дослідницькі та оглядові статті

Кирилюк В.П., Гайовський О.В. Регіональний метаморфізм і стратиграфія фундаменту Українського щита. Стаття 2. Загальна геохронологічна шкала докембрію та стратиграфія Українського щита... 3

Підвисоцький В.Т., Остафійчук Н.М., Башинський С.І. Розсіпні родовища алмазів та умови їх формування... 17

Шлапінський В.Є., Гавришків Г.Я., Гаєвська Ю.П. Нові дані про перспективні нафтогазоносні об'єкти ямненської світи палеоцену південно-східної частини Скибового і Кросненського покривів Українських Карпат... 39

Dernov V.S. *Hankoichnus* ichnogen. nov., a new arthropod (?) trace fossil from the Carboniferous of the Donets Basin (Ukraine)... 53

Гіпотези. Дискусії. Рецензії

Бацевич Н.В., Наумко І.М., Федоришин Ю.І. «МІНЕРАЛОГІЯ ВИВЕРЖЕНИХ КОМПЛЕКСІВ ЗАХІДНОЇ ВОЛИНИ» – перша фундаментальна монографія з регіональної мінералогії в Україні... 59

Ювілеї, персоналії

Якушин Л.М. Іван Іванович Нікітін – відомий палеонтолог України (до 100-річчя від дня народження)... 73

CONTENTS

Research and Review Papers

Kyrylyuk V.P., Gaiovskyi O.V. Regional metamorphism and stratigraphy of the basement of the Ukrainian Shield. Article 2. General geochronological scale of the Precambrian and stratigraphy of the Ukrainian Shield. 3

Pidvysotskyi V.T., Ostafychuk N.M., Bashinsky S.I. Placer deposits of diamonds and their formation conditions... 17

Shlapinskiy V.Ye., Havryshkiv H.Ya., Haievskya Yu.P. New data on promising oil and gas objects of the Yamna suite of the Paleocene in the south-eastern part of the Skiba and Krosno covers of the Ukrainian Carpathians... 39

Dernov V.S. *Hankoichnus* ichnogen. nov., a new arthropod (?) trace fossil from the Carboniferous of the Donets Basin (Ukraine)... 53

Hypotheses. Discussion. Reviews

Batsevych N.V., Naumko I.M., Fedoryshyn Yu.I. "Mineralogy of igneous complexes of Western Volyn" – the first fundamental monograph on regional mineralogy in Ukraine... 59

Anniversaries, personalities

Yakushyn L.M. Ivan Ivanovych Nikitin – a famous paleontologist of Ukraine (to 100th anniversary from the birth)... 73

Адреса редакції:

01601 Київ-54, вул. О. Гончара, 55-б
Інститут геологічних наук НАН України
Тел: 486-38-76
E-mail: geojournal@igs-nas.org.ua

Відповідальний секретар *Н.І. Дугіна*
Редактор *І.І. Сміль*

Технічний редактор *С.О. Шадріна*
Комп'ютерна верстка *Н.К. Резнік*

Підп. до друку 10.04.2023 р. Формат 60 × 84/8.
Гарн. Minion Pro. Ум. друк. арк. 9,30. Обл.-вид. арк. 11,01.
Тираж 50 пр. Зам. № 6896

Віддруковано ВД "Академперіодика" НАН України
вул. Терещенківська, 4, м. Київ, 01024, Україна
Свідоцтво про внесення до Державного реєстру суб'єктів
видавничої справи серії ДК № 544 від 27.07.2001

<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.1.262162>
УДК 551.71/552.163(477)

Регіональний метаморфізм і стратиграфія фундаменту Українського щита. Стаття 2. Загальна геохронологічна шкала докембрію та стратиграфія Українського щита

В.П. Кирилюк*, О.В. Гайовський

Львівський національний університет ім. Івана Франка, Львів, Україна
E-mail: Kyrylyuk.V@i.ua; ogayovskyi@gmail.com

*Автор для кореспонденції

Стратиграфічні комплекси нижнього докембрію повсюдно метаморфізовані. Тому стратиграфічне розчленування нижнього докембрію завжди нерозривно пов'язано з вивченням метаморфізму. Деякий час ступінь метаморфізму комплексів навіть використовували як ознаку відносного віку. З початком застосування ізотопного датування ця ознака не знайшла підтвердження, після чого ступінь метаморфізму перестали брати до уваги під час стратиграфічного розчленування фундаменту щитів. Ступінь метаморфізму комплексів вже давно не враховують і під час складання офіційних стратиграфічних схем докембрію Українського щита, що призвело, на думку багатьох геологів, до спотворень реальної стратиграфії фундаменту цього регіону.

Автори статті вважають, що ступінь метаморфізму все ж таки можна використати під час розробки стратиграфії Українського щита. Можливість такого застосування метаморфізму розглянуто у циклі публікацій. У першій статті (Кирилюк, Гайовський, 2022) наведено характеристики стратиграфії і метаморфізму всіх мегаблоків Українського щита. Зроблено низку висновків про закономірності прояву метаморфізму. Показано, що в кожному з мегаблоків давніші стратигенні комплекси характеризуються високотемпературнішим метаморфізмом за молодші. Ця закономірність дає змогу визначити відносну стратиграфічну послідовність комплексів у межах окремих мегаблоків на підставі використання ступеня їхнього метаморфізму. Відмінні риси складу та метаморфізму стратигенних комплексів, на думку авторів, є відображенням послідовних етапів геологічного розвитку Українського щита в ранньому докембрії та можуть бути основою для складання регіональної стратиграфічної схеми на історико-геологічній основі. У цій другій статті циклу розглянуто сучасні підходи до геохронологічної періодизації докембрію: а) геохронометричний, який прийнято для Міжнародної «Шкали геологічного часу» (The Geologic Time Scale) та б) історико-геологічний, який покладено в основу «Загальної геологічної шкали нижнього докембрію Росії». Чинна «Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита» побудована на геохронометричному підході, який автори, як і багато інших дослідників, вважають неприйнятним для практичного використання. У статті запропоновано варіант регіональної стратиграфічної схеми Українського щита на історико-геологічній основі, що укладено на рівні комплексів, які в остаточному варіанті схеми можна розчленувати на серії та світи.

Ключові слова: метаморфізм регіональний; стратиграфія; геохронологія; нижній докембрій; Український щит.

Цитування: Кирилюк В.П., Гайовський О.В. Регіональний метаморфізм і стратиграфія фундаменту Українського щита. Стаття 2. Загальна геохронологічна шкала докембрію та стратиграфія Українського щита. *Геологічний журнал*. 2023. № 1 (382). С. 3–16. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.1.262162>

Citation: Kyrylyuk V.P., Gaiovskyi O.V. 2023. Regional metamorphism and stratigraphy of the basement of the Ukrainian Shield. Article 2. General geochronological scale of the Precambrian and stratigraphy of the Ukrainian Shield. *Geologichnij zhurnal*, 1 (382): 3–16. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.1.262162>

© Видавець Інститут геологічних наук НАН України, 2023. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

© Publisher Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, 2023. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

Вступ

Ця стаття продовжує розгляд окремих питань докембрійської стратиграфії Українського щита (УЩ), зокрема зв'язку стратиграфії і регіонального метаморфізму, а також можливості використання останнього для загального і регіонального стратиграфічного розчленування та геохронології. З цією метою у попередній статті (Кирилюк, Гайовський, 2022) подано стислу характеристику стратиграфії та метаморфізму мегаблоків фундаменту УЩ, яка дала змогу зробити низку висновків про закономірності прояву метаморфізму у різновікових стратометаморфічних комплексах і структурі мегаблоків фундаменту УЩ. Одним з підсумків попередньої публікації є висновок про зв'язок ступеня метаморфізму стратигенних комплексів з їхнім відносним стратиграфічним положенням. Зокрема, на основі викладеного у статті матеріалу показано, що в межах конкретних мегаблоків ступінь метаморфізму комплексів є надійним критерієм їхньої відносної вікової послідовності за принципом: «чим вищий ступінь метаморфізму, тим давніший комплекс». Однак для побудови будь-якої повноцінної стратиграфічної схеми – місцевої чи регіональної – необхідно зіставити конкретні послідовно сформовані комплекси мегаблоків із підрозділами загальної геохронологічної шкали докембрію. І ось тут і виникають основні проблеми сучасної стратиграфії нижнього докембрію, як окремих регіонів, у тім числі й УЩ, так і нижнього докембрію в цілому. Розгляду цих проблем та їхньому можливому вирішенню стосовно УЩ і присвячено цю публікацію.

Стан загальної геохронологічної періодизації докембрію

Однією з проблем розробки і складання регіональних стратиграфічних схем щитів давніх платформ, у тім числі УЩ, є те, що нині відсутня загальноприйнята геохронологічна шкала докембрію. А якщо говорити зовсім відверто, то треба визнати, що така загальна міжнародна геохронологічна шкала для нижнього докембрію здавна вже просто не існує. Тут варто нагадати, що, за визначенням, геохронологічна (геоісторична) шкала – це «...шкала *относительного геологического времени* (курсив наш. – В.К., О.Г.),

показывающая последовательность и соподчиненность основных этапов геологической истории Земли и развития жизни на ней. Является результатом анализа и синтеза всех данных стратиграфической шкалы и соответственно отражает *не точные даты и абсолютную длительность геологических событий, а естественные этапы в истории развития Земли* в восходящем порядке (т.е. от древнейших к новейшим). К этой шкале относятся эры, периоды, эпохи, века, время (фазы)» (Геологический..., т. 2, 1978, с. 418). Як доповнення до сказаного додамо визначення стратиграфічної шкали, на яку є посилання у попередньому визначенні: «*Шкала стратиграфическая* – шкала, показывающая последовательность и соподчиненность стратиграфических подразделений осадочных, вулканогенных и метаморфических образований, слагающих земную кору и отражающих пройденные Землей или участками земной коры этапы исторического развития. Выделяют общую (планетарную) шкалу (объединяющую планетарные и провинциальные подразделения), иногда провинциальную шкалу, а также региональные и местные схемы» (Геологический..., т. 2, 1978, с. 418).

Як впливає з наведених вище визначень, головне призначення геохронологічної шкали полягає у відображенні природних етапів у геологічному розвитку Землі та її окремих ділянок. Саме така змістовна геохронологічна шкала, що відображає етапи геологічного розвитку, від якої донині збереглися назви «архей» і «протерозой», лежала у витоках стратиграфічного розчленування докембрію й активно розвивалася багатьма вітчизняними і зарубіжними дослідниками ХХ ст., найпослідовніше і результативніше Л.Й. Салопом (Салоп, 1973, 1982).

Нагадаємо, що до початку активного використання методів ізотопного датування під час розробки стратиграфії нижнього докембрію використовували саме таку змістовну геохронологічну шкалу. До архею належали високометаморфізовані утворення гранулітової й амфіболітової фацій, а всі менш метаморфізовані утворення вважали нижньопротерозойськими (Методическое..., 1957). У загальній стратиграфічній шкалі докембрію колишнього СРСР до 1977 р. зеленокам'яні комплекси, як слабко метаморфізовані утворення, також належали до нижнього протерозою. Зеленокам'яні комплекси щитів стали вважати архейськими після

того, як підкомісія зі стратиграфії докембрію Міжнародного союзу геологічних наук «...пришла к соглашению о том, что граница между археем и протерозоем должна определяться хронометрическим рубежом с возрастом 2500 млн лет (ровно)» (Харленд и др., 1985, с. 12). З цієї події і розпочалася заміна у міжнародних шкалах змістовного історико-геологічного підходу до розчленування докембрію його геохронометричним поділом.

У більшості регіонів архей до 1977 р. ще залишався нерозчленованим, хоч у межах різних територій Алдано-Станового щита вже у кінці 1950-х – на початку 1960-х років в архей було виділено ранні, грануліто-гнейсові комплекси і наступні, стратиграфічно пізніші, амфіболіто-гнейсові комплекси. Перші отримали загально-регіональну назву «алданський комплекс», яку вперше використав ще в середині 1930-х років Д.С. Коржинський (Коржинський, 1939), для других В.М. Мошкін (Мошкін, 1958) запропонував назву «становий комплекс». Такий поділ для дозеленокам'яних комплексів згодом був підтверджений і на УЩ (Лазько и др., 1975, 1986; Бобров, 2010). Крім того, на усіх щитах, у тім числі на УЩ, було встановлено залягання суттєво літогенних, зокрема залізисто-кременистих (джеспілітових) товщ, вище за зеленокам'яні вулканогенні комплекси, що й призвело до загального чотиричленного поділу нижнього докембрію, яке збереглося донині.

З початком планомірного ізотопного датування докембрію у другій половині 1950-х років минулого сторіччя з ним пов'язували великі сподівання на подальший прогрес у справі стратиграфічного розчленування найдавніших «німих» докембрійських метаморфічних утворень. Зокрема, у відомій свого часу книзі, присвяченій методиці картування метаморфічних комплексів, із цього приводу сказано: «Вовсе не исключено, что уже в ближайшие годы успехи в разработке методов определения абсолютного возраста позволят внести существенные и крайне необходимые уточнения в стратиграфию докембрия» (Методическое..., 1957, с. 124). Однак, усупереч очікуванням, отримати *необхідні уточнення*, вже серед перших ізотопних визначень «найдавніші» датування, близько 3000 млн років, було одержано не з високометаморфізованих утворень, а зі слабо метаморфізованих порід зелено-

кам'яних комплексів. Ці результати було покладено в основу принципово нової концепції «найдавніших зеленокам'яних ядер континентів», які в ході подальшого геологічного розвитку нібито самі були метаморфізовані у високотемпературніших умовах і, відповідно до отриманих датувань, «обростали» навколишніми молодшими високотемпературними комплексами.

Пізніше з'ясовано, що зеленокам'яні комплекси не «обростають» молодшими високометаморфізованими утвореннями амфіболітової фації та гранітоїдами і мігматитами, що їх супроводжують, а навпаки, підстилаються ними. А незабаром із цих підстилаючих утворень отримано й давніші датування, порівняно із зеленокам'яними комплексами, що сягають 3700 млн років. Ці асоціації одержали назву «тоналіт-трондьємитових гнейсів» (ТТГ) або з такою ж аббревіатурою – «тоналіт-трондьємитових гранітів», у разі їхнього сприйняття як метаморфізованих гранітоїдів. Стосовно них дуже поширеною стала назва «комплекси найдавніших сірих гнейсів» або просто «сірі гнейси» і навіть «найдавніші тоналіти».

Незабаром близькі й навіть давніші датування отримано і з гіперстенових плагіогнейсів гранулітових комплексів щитів, які через подібність загального петрохімічного складу з «сірими гнейсами» також називали «тоналітовими гнейсами» і просто «тоналітами», як вони нині часто і називаються на УЩ. І, зрештою, все «повернулося на круги своя» і зараз уже мало хто з практикуючих геологів-зйомників сумнівається в тому, що незалежно від отриманих датувань, стратиграфічно найдавнішими з усіх відомих підрозділів на різних щитах є грануліто-гнейсові комплекси, за ними слідує амфіболіто-гнейсові комплекси, а зеленокам'яні комплекси є ще молодшими і в різних мегаблоках перекривають як перші, так і другі. З цього приводу в пояснювальній записці до «Общей стратиграфической шкалы нижнего докембрия России» прямо сказано: «...редкость выявления в грануліто-гнейсовых комплексах изотопных датировок, превышающих 3200 млн лет, не является бесспорным основанием для пересмотра давно сложившихся представлений о принадлежности этих комплексов к древнейшим образованиям» (Общая..., 2002, с. 6).

Цей стислий історичний екскурс покликаний показати, наскільки ненадійним є виділення стратиграфічних підрозділів без урахування структурно-стратиграфічних даних, лише на підставі ізотопного датування, результати якого ніколи не можна вважати остаточними і такими, що не підлягатимуть перегляду в ході подальших досліджень. І, тим не менше, незважаючи на вірогідний тимчасовий характер будь-яких ізотопних датувань, вони, всупереч відомим геологічним даним, використовуються в сучасній «Кореляційній хроностратиграфічній схемі раннього докембрію Українського щита» (Кореляційна..., 2004) (далі КХС УЩ) як головна підстава і для кореляції місцевих стратиграфічних підрозділів, і для зіставлення із загальними підрозділами Міжнародної «Шкали геологічного часу».

Це пов'язано з тим, що останніми десятиліттями, у зв'язку з активним використанням даних ізотопного датування, на заміну «Загальної геохронологічної шкали» як *шкали основних етапів геологічного розвитку та «відносного віку»*, прийшла «Шкала геологічного часу» (The Geologic Time Scale, скорочено – GTS), у якій докембрійську геологічну історію Землі розбито на відрізки, границі яких показано у значеннях «абсолютного віку». Цю шкалу часто називають «Міжнародною геохронологічною шкалою», як от наприклад, у КХС УЩ (Кореляційна..., 2004), або навіть «Міжнародною стратиграфічною шкалою» (Жамойда, 2013; Общяя..., 2013), хоча стосовно нижнього докембрію ні стратиграфічною, ні геохронологічною шкалою в їхньому первинному класичному розумінні (див. вище) вона, безумовно, вже не є.

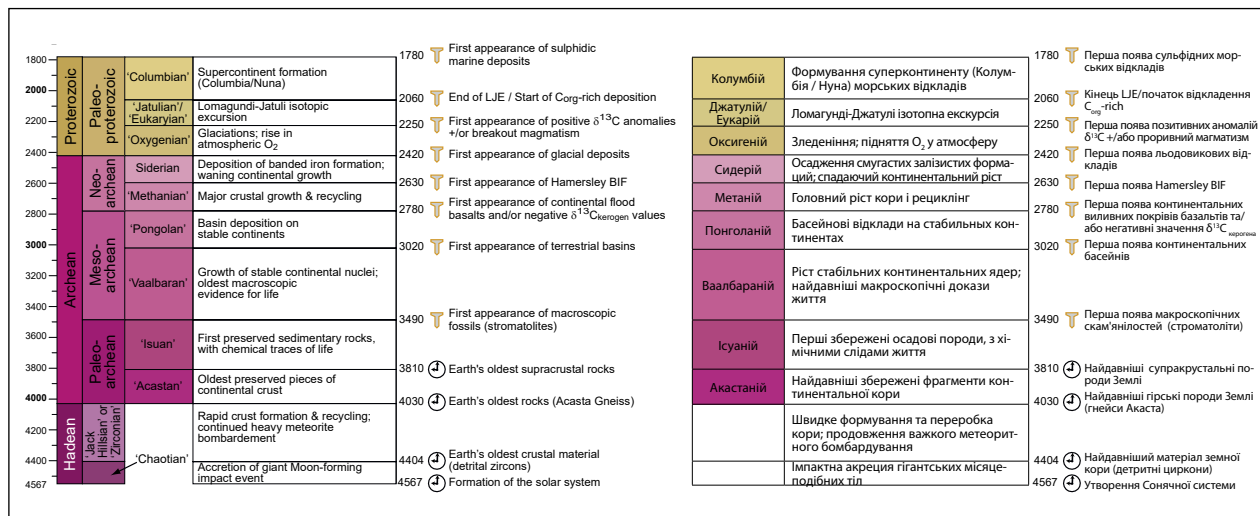
Чинна «Шкала геологічного часу» (GTS) охоплює всю геохронологічну шкалу, а не лише докембрій. Разом з тим у тій частині GTS, яка об'єднує підрозділи, що містять органічні рештки (пізній докембрій і фанерозой), порівняно з попередньою геохронологічною шкалою мало що змінилося, позаяк всі раніше виділені й палеонтологічно схарактеризовані підрозділи збереглися у своєму початковому стратотиповому – віковому і змістовному – об'ємі і лише додатково отримали датування границь і свою тривалість у значеннях «абсолютного віку». Щодо ранньодокембрійської частини GTS, то вона повністю втратила свої стратотипи та історико-геологічний зміст

і лише відображає її значну тривалість, що становить більше половини всієї геологічної історії земної кори – від 4030 до 1780 млн років (A Consis..., 2016).

У ранньому докембрії в GTS (див. рисунок) як найбільші підрозділи в ранзі «еонів» збережено назви «архей» і «протерозой». Перший, відповідно до запропонованого нового проекту GTS (A. Consis..., 2016), охоплює інтервал 4030–2420 млн років і розділений на три ери – палеоархей (4030–3490 млн років), мезоархей (3490–2780 млн років) і неоархей (2780–2420 млн років). Для палеопротерозойської ери, яка належить до раннього докембрію, визначено віковий діапазон 2420–1780 млн років. Кожну з ер розділено на два періоди, що мають власні назви, які прийнято за назвами регіональних підрозділів, з яких отримано відповідні ізотопні датування. Історико-геологічний зміст періодів не визначено. Так само не наведено структурно-речовинні ознаки та особливості комплексів, що представляють ці періоди, загальна обстановка й умови формування відповідних підрозділів та їхні відмінності від попередніх утворень. Вказані лише окремі ознаки цих періодів та події, якими відзначені границі періодів, явно недостатні для їхнього використання під час регіональних досліджень, геологічного картування та між-регіональних кореляцій.

У такому вигляді GTS, строго кажучи, є не *геохронологічною шкалою*, а геохронометричною, оскільки в ній показані послідовні часові інтервали без їхнього історико-геологічного наповнення. А в результаті й використання GTS для побудови регіональних стратиграфічних схем, як це і прийнято під час складання КХС УЩ, зводиться до простого зіставлення отриманих датувань з часовими інтервалами GTS і присвоєнням для них назв відповідних підрозділів. У КХС УЩ це зроблено на рівні нерозчленованих ер, як це прийнято на час її складання у 2003 р. в офіційній GTS. Зазначимо, що ери та періоди докембрію GTS за своєю тривалістю значно перевищують відповідні за назвами підрозділи фанерозой і тому їхнє використання для геохронології докембрію є некоректним.

Подібний підхід до побудови регіональної стратиграфічної шкали нижнього докембрію УЩ з використанням GTS є абсолютно неприйнятним. Він уже призвів до появи низки явно



Варіант поділу докембрійської шкали часу з використанням геологічних подій: фрагмент шкали геологічного часу за (A Concise Geologic Time Scale 2016). Визначення, вік, оцінки та номенклатура цих підрозділів наведені за (Van Kranendonk et al., 2012)

Optional subdivision of the Precambrian time scale using geologic events: fragment of the geological time scale according to (A Concise Geologic Time Scale 2016). Definitions, age, estimates, and nomenclature for these subdivisions are according to Van Kranendonk et al. (2012)

хібних положень КХС УЩ. Деякі з них, наприклад, такі як встановлення на один стратиграфічний рівень неоархею бузької, росинсько-тікицької і центральноприазовської серій та розташування нижче за них на рівні мезоархею зеленокам'яної конкської серії ми вже відзначали у попередній публікації (Кирилюк, Гайовський, 2022). Докладніше розбіжності між ізотопними датуваннями і структурно-стратиграфічними даними у КХС УЩ розглянуто в нещодавніх працях, які спеціально присвячені цій проблемі (Кирилюк, 2019, 2019а, 2019б).

зазначено, що прийнятий у ній «... принцип періодизації архея і протерозоя, по довготривалості складаються 7/8 геологічної історії Землі, противоречить класическому принципу обосновання стратиграфічних границь фанерозоя. Подразделения протерозоя довготривалістю 200 млн лет и архея – 400 млн лет не отвечают ни одному потенциально картируемому стратону и не могут служить надежной основой для практических работ ни в России, ни за ее пределами» (Общая..., 2013, с. 1).

Непридатність GTS для практичного використання, зокрема для побудови регіональних стратиграфічних схем та геологічного картування, вже неодноразово зазначали авторитетні стратиграфи (Жамойда, 2013; Семихатов, 2008 та ін.). О.І. Жамойда, розглядаючи зміст чинної на той час GTS-2012, пише: «...мы не можем согласиться с принципом построения шкалы докембрия и ее официальным утверждением только на хронометрической основе, да еще с указанием точных датировок границ и практически единым интервалом между ними, равным 200 млн. лет (кроме одной границы)» (Жамойда, 2013, с. 14). Подібне ставлення до GTS висловлено й у рішенні конференції «Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства» (2013 р.). У ній визнане важливе наукове значення «Міжнародної стратиграфічної шкали» і водночас

Альтернативний відносно GTS – історико-геологічний підхід до стратиграфії та геохронологічної періодизації нижнього докембрію – представляє діюча «Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России» (Общая..., 2002) (далі ОСШ). У пояснювальній записці до неї висловлено «...единодушное признание геологами нашей страны (России. – В.К., О.Г.) ведущего значения хроностратиграфического подхода к расчленению докембрия и применение к нижнему докембрию установок Стратиграфического кодекса. Именно это привело к историко-геологическому обоснованию (курсив наш. – В.К., О.Г.) границ общих подразделений докембрия, корректному применению изотопных датировок для возрастной калибровки этих границ и детализации стратиграфической шкалы докембрия России» (Общая..., 2002, с. 4). На думку багаторічного голови «Межведомственного

стратиграфического комитета России» О.І. Жамойди, «...ОСШ докембрия, основанная на комплексном изучении типовых разрезов с выявлением специфических формаций и анализом изотопных датировок разными методами, показала высокую эффективность историко-геологического подхода при расчленении и корреляции докембрийских образований» (Жамойда, 2013, с. 14).

Таке історико-геохронологічне обґрунтування стосовно нижнього докембрію з достатньою повнотою розроблено і показано в ОСШ поки що тільки для нижнього протерозою (карелію) і частково для верхнього архею (лопію). Нижній архей (саамій), за стратотип якого в ОСШ прийнято саамський комплекс східної частини Балтійського щита, залишається нерозчленованим, хоча його поділ на два самостійних хроностратиграфічних підрозділи – нижній, грануліто-гнейсовий (алданій) і верхній, амфіболіто-гнейсовий (становій) – уже давно вважають обґрунтованим і пропонують включити до ОСШ дослідники Алдано-Станового щита.

Саме історико-геологічний підхід призвів до необхідності зміни в ОСШ прийнятого в GTS рангу загальних стратиграфічних та відповідних геохронологічних підрозділів. У вигляді головних одиниць ОСШ прийнято підпорядковані загальні стратони трьох рангів: а) дві акротеми – архейська і протерозойська, б) три еонотеми – нижньоархейська (саамська), верхньоархейська (лопійська) і нижньопротерозойська (карельська), в) п'ять ератем – нижньоолопійська, середньоолопійська, верхньоолопійська, нижньокарельська і верхньокарельська. Вони представлені в ОСШ типовими підрозділами «Корреляционной стратиграфической схемы нижнепротерозойских и архейских отложений Карело-Кольского региона» (Негруца и др., 2000) на рівні надгоризонтів та відповідними характерними місцевими підрозділами інших регіонів Росії – Балтійського щита, Воронежського кристалічного масиву та Алданського щита (Общая..., 2002).

У ОСШ Росії «...каждое из подразделений определено разрезом и закреплено историко-геологическими (событийными) границами» (Негруца, Жуланова, 2010, с. 162). Вони мають індивідуальне структурно-речовинне і змістове наповнення, яке відрізняється від сусідніх підрозділів. Вважають, що саамій (нижньо-

архейська еонотема) завжди представлений лише високометаморфізованими комплексами. Його нижню границю не визначено, у зв'язку з чим його розглядають як кристалічний фундамент (перший структурно-тектонічний поверх) Балтійського щита і всієї Східноєвропейської платформи (СЄП). Лопій (верхньоархейська еонотема) представлений зеленокам'яними комплексами, які складені головню вулканогенними серіями та підпорядкованими літогенними утвореннями. Крім того, що вони мають чітку структурну позицію та складають наповнення «хорошо сохранившихся типичных зеленокаменных поясов» (Негруца, 2008, с. 7), подійний зміст нижньої границі лопію полягає в тому, що вона «...проводится по появлению первых достоверных водных осадочных и вулканогенных отложений» (Общая..., 2002, с. 10).

Як найважливіший подійний рубіж в історії формування кристалічного фундаменту СЄП у стратиграфічних схемах Росії визначено нижню границю карелію (нижньопротерозойської еонотеми). Вона позначає «...начало принципиально нового литогенеза, отличающегося образованием коры химического выветривания, высоkozрелых кварцевых терригенно-осадочных отложений и чередующихся с ними вулканогенных пород третьего (карельского) структурно-тектонического этажа ВЕП» (Негруца, 2008, с. 11). Внутрішньокарельська границя (між нижньокарельською і верхньокарельською ератемами) також має подійну прив'язку і «...знаменует собой важную биосферную перестройку, отражающую исчезновение раннепротерозойской глобальной положительной аномалии $\delta^{13}C_{carb}$ 2100 млн лет назад» (Негруца, 2008, с. 11).

Усе сказане вище щодо ОСШ дало підстави М.О. Семихатову, який докладно розглянув різні сучасні підходи до розчленування докембрію і складені на їхній основі схеми, цілком справедливо, на наш погляд, вважати «...современную общую шкалу докембрия России лидером в построении общих хроностратиграфических шкал дофанерозойской части геологической летописи» (Семихатов, 2008, с. 54).

Різні підходи до складання ОСШ та КХС УС, їхнє порівняння з GTS та досягнутий рівень розчленування нижнього докембрію території Росії та України розглянуто у порівняно

Кореляційна стратиграфічна схема нижнього докембрію Українського щита (на історико-геологічній основі*)

Correlative stratigraphic scheme of the Lower Precambrian of the Ukrainian Shield (on historical and geological basis*)

Загальна стратиграфічна (геохронологічна) шкала		Вік границь, млн років	Типові підрозділи (стратотипи)	Місцеві стратиграфічні підрозділи							
Акротема (акрон)	Еонотема (еон)			Волинський мегаблок	Подільський мегаблок	Бузько-Росинський мегаблок	Інгульський мегаблок	Придніпровський мегаблок	Приазовський мегаблок	Волино-Поліський пояс	
Прогерозойська	Верхньо-протерозойська	1650									
	Нижньо-протерозойська	2100									Клесівський комплекс
		2600	Криворізький комплекс (криворізькій) Інгуло-Інгулецький комплекс (інгулій)	Тетерівський комплекс			Інгуло-Інгулецький комплекс	Криворізький комплекс	Гуляйпільсько-осипенківський комплекс		
Архейська	Верхньо-архейська	3500	Конкський комплекс (конкій)					Конкський комплекс	Косівцівський комплекс		
	Средньо-архейська	>3800	Аульський комплекс (аулій)	Корчицький комплекс		Тіцицький комплекс	Ревський комплекс	Аульський комплекс			
	Нижньо-архейська		Побузький комплекс (побужій)	Сосновський комплекс	Побузький комплекс		Братський комплекс	Славгородський комплекс	Приазовський комплекс		

* Зміст історико-геологічної основи в тексті / The content of the historical and geological basis in the text

недавній спеціальній публікації (Кирилюк, Жуланова, 2013). У ній показано, що реальний рівень розчленування докембрію стратотипової для ОСШ східної частини Балтійського щита та УЩ близькі, а в чомусь КХС УЩ навіть перевершує ОСШ за ступенем обґрунтованості як власне стратиграфічного розчленування, так і його історико-геологічної інтерпретації та ізотопного (геохронометричного) датування. У цій самій праці (Кирилюк, Жуланова, 2013) запропоновано варіант хроностратиграфічної кореляції та геохронологічна періодизація докембрію УЩ на змістовній історико-геологічній основі. Цей варіант з деякими уточненнями та змінами наведено в таблиці і стисло охарактеризовано нижче.

Стратиграфія УЩ на історико-геологічній основі

Історико-геологічний зміст виділених і показаних у таблиці стратиграфічних (на рівні еонотем-комплексів) та відповідних геохронологічних підрозділів (еонів) у статті (Кирилюк, Жуланова, 2013) позначено, однак розпорошено по всій публікації. У цій роботі його у стислому вигляді наведено послідовно. Утім перш ніж перейти до його викладу, потрібно зробити таке пояснення.

У таблиці показано поділ докембрію на дві акротеми – архейську (архей) і протерозойську (протерозой) – з границею між ними на рівні 2600 млн років. Цю границю прийнято відповідно до КХС УЩ як регіональну, що відповідає підшві криворізької серії, яка перекидає віднесений до архею конкський зеленокам'яний комплекс. Нині дедалі очевидніше, що зарахування свого часу нижньодокембрійських зеленокам'яних комплексів до архею (див. вище) та визначення його границі з протерозоем на рівні 2500 млн років було не найвдалішим рішенням підкомісії зі стратиграфії докембрію Міжнародного союзу геологічних наук. Справа в тому, що саме в зеленокам'яних комплексах невдовзі виявлено найдавніші достовірні скам'янілості (строматоліти), і вже тільки за цією ознакою суто етимологічно їх необхідно відносити до *протерозою*. Однак, оскільки уявлення про тривалість архею аж до близько 2500 млн років стало вже практично загальноприйнятим, воно прийняте й нами.

І в такому віковому діапазоні архею, за матеріалами структурно-стратиграфічного і геолого-формаційного вивчення фундаменту УЩ, його тричленний поділ показано в таблиці.

Ще одне положення, яке необхідно обговорити задалегідь, полягає у наступному. Наведена в таблиці кореляція стратиграфічних комплексів та їхнє віднесення до підрозділів загальної стратиграфічної (геохронологічної) шкали докембрію зроблено на підставі структурно-речовинних ознак – *геолого-формаційного складу та типу метаморфізму* – відповідних стратометаморфічних комплексів, а не їхніх геосторичних (геоеволюційних) генетичних особливостей. Такі генетичні особливості кожного з типів комплексів та спрямована еволюційна зміна умов їхнього формування, внаслідок чого й виникли ці особливості, дійсно передбачені та будуть викладені у заключній нашій публікації. Утім поки що як історико-геологічну основу схеми розглядаємо, як це і сказано в попередній статті, лише однозначно відтворювані особливості комплексів, які є відображенням умов їхнього формування, що змінювалися в ході спрямованого та незворотного ранньодокембрійського геологічного розвитку.

До *нижнього архею* віднесено грануліто-гнейсові комплекси, у тім числі ті, які на значних площах зазнали повторного метаморфізму (діафторезу) амфіболітової фації. Грануліто-гнейсові комплекси, як це видно з таблиці і вже зазначалося вище, відомі у всіх мегаблоках УЩ. Їхнє виділення як найдавніших утворень ґрунтується на тому, що на УЩ, як і на інших щитах, відсутні структурно-стратиграфічні дані про наявність будь-яких давніших утворень. Початковий монофаціальний метаморфізм гранулітової фації є важливою, однак не єдиною відмінною особливістю нижнього архею. Грануліто-гнейсові комплекси, навіть за їхнього мінімального представництва у розрізах окремих мегаблоків, відрізняються від інших комплексів геолого-формаційним складом, що вже неодноразово зазначали у багатьох публікаціях.

До *середнього архею* віднесено амфіболіто-гнейсові комплекси, які також відрізняються від інших утворень не лише однорідним метаморфізмом амфіболітової фації та ізофаціальним ультраметаморфізмом, який його супроводжує, а й характерним геолого-формацій-

ним складом. Амфіболіто-гнейсові комплекси відомі в межах більшості мегаблоків УЩ. Вони віднесені до молодших стратиграфічних підрозділів відносно грануліто-гнейсових комплексів на підставі їхніх співвідношень в межах Бузько-Росинського мегаблока, а в інших мегаблоках – за аналогією з ними.

Верхній архей, що завершує архейський розріз УЩ, як і на інших щитах різних континентів, представлений зеленокам'яними комплексами Придніпровського та Приазовського мегаблоків. Комплекси характеризуються зональним метаморфізмом головно зеленосланцевої фації з підвищенням ступеня метаморфізму вниз по розрізу до епідот-амфіболітової й іноді навіть до низькотемпературної частини амфіболітової фації. Відмінною особливістю верхнього архею є головно вулканогенний склад комплексів з широким діапазоном порід – від кислих (метаріолітів) до основних (метабазальтів). Утім, що особливо типово для комплексів верхнього архею, так це широка, що не повторюється в інших комплексах, як докембрію, так і фанерозою, участь метавулканітів ультраосновного складу – коматітів. Металітогенні породи відіграють різко підпорядковану роль, їхня кількість дещо зростає до верхів розрізів. Вони представлені головно похідними незрілих осадових, з ознаками автохтонної природи уламкового матеріалу, що, за даними фундаментальних досліджень К. Конді (Конді, 1983), характерно для всіх архейських зеленокам'яних комплексів різних материків.

Нижній протерозой на УЩ представлений двома типами зональних стратометаморфічних комплексів – метавулканогенно-хемогенно-теригенним (залізисто-кременисто-сланцевим) та метакарбонатно-теригенним (гнейсо-сланцевим). Відмінною особливістю обох типів від попередніх зеленокам'яних комплексів є домінування в них первинно осадових порід, їхня різноманітність, широка участь, окрім метатеригенних і карбонатних, вуглецевих, глиноземистих і залізисто-кременистих порід, що свідчить про різку зміну умов постархейського літогенезу. Крім того, для нижньопротерозойських комплексів вперше визначено їхню чітку латеральну мінливість та приуроченість різних типів комплексів до певних типів мегаблоків (Кирилюк, 1986; Кирилюк,

Смоголюк, 1993). Ця мінливість у своїй основі, безумовно, має тектонічну природу, як і різний ступінь метаморфізму цих комплексів у різних мегаблоках (Кирилюк, 2013). Однак її чіткий прояв, так само безсумнівно, пов'язаний із загальною зміною характеру літогенезу порівняно з попереднім етапом розвитку УЩ.

Подібне стратиграфічне розчленування нижнього докембрію УЩ на історико-геологічній основі вже неодноразово висловлювали та публікували раніше (Лазько и др., 1986; Карта..., 1991; Кирилюк, 2007; Тектонічна..., 2007 та ін.). Утім його досі не беруть до уваги та не використовують під час складання регіональної стратиграфічної схеми докембрію УЩ, оскільки воно нібито суперечить результатам ізотопного датування. Разом з тим, як зазначалося вище, на підставі ізотопних датувань, з одного боку, синхронізують зовсім різні за ступенем метаморфізму та геолого-формаційним складом підрозділи КХС УЩ (бузька, росинсько-тікицька і центральноприазовська серії), з іншого – вважають різновіковими підрозділи, які дуже подібні за рівнем метаморфізму та складом (зеленолевадівська світа і центральноприазовська серія, росинсько-тікицька та аульська серії). До цього можна додати ще подібні між собою за метаморфізмом та геолого-формаційним складом білозерську та криворізьку серії, перша з яких, відповідно до КХС УЩ, належить до мезоархею, а друга – до палеопротерозою.

В основі цих протиріч лежать принципово різні погляди на історію розвитку у ранньому докембрії фундаменту УЩ і земної кори загалом. Уявлення про різний геолого-формаційний склад та ступінь метаморфізму, як відображення етапності геологічної еволюції, відстоюють та розвивають прихильники концепції спрямованого, незворотного розвитку земної кори в ранньому докембрії. Натомість прихильники уявлень про циклічний розвиток земної кори на ранніх етапах її еволюції припускають неодноразове формування товщ, які подібні за складом та ступенем метаморфізму, і тому вважають ізотопне датування єдиним надійним методом їхнього вікового розчленування. Разом з тим ні умови формування вихідних товщ, ні природу і тривалість метаморфізму до уваги не беруть. Однак розгляд саме цих аспектів формування ранньодкембрійських страто-

метаморфічних комплексів та відмінних рис складу різнофаціальних стратометаморфічних комплексів робить еволюційну концепцію, на наш погляд, переконливішою та дає змогу по-іншому підійти до інтерпретації одержуваних ізотопних датувань нижньодокембрійських комплексів. У наступній завершальній статті циклу публікацій, які присвячені метаморфізму та стратиграфії УЩ, саме і розглянуто вірогідні, специфічні та неповторні в ході ранньо-докембрійського геологічного розвитку умови формування стратометаморфічних комплексів УЩ та передбачувану тривалість їхнього літогенезу і метаморфізму.

Післямова або висновок

Головна мета цієї, другої статті циклу публікацій про співвідношення метаморфізму і стратиграфії фундаменту УЩ полягає у висвітленні сучасного стану загального стратиграфічного розчленування нижнього докембрію та геохронологічного поділу ранньої геологічної історії. Необхідність цього зумовлена фактичною відсутністю, втраченою зараз загальної геохронологічної шкали докембрію, побудованої на класичних стратиграфічних засадах, місце якої зайняла «Шкала геологічного часу» (Geologic Time Scale).

В одній з перших ґрунтовних публікацій, яку присвячено шкалі геологічного часу, У.Б. Харленд та його співавтори надали їй наступне розгорнуте визначення: «Шкала геологічного часу складається з датированих в годах стандартных стратиграфических подразделений, выделение которых основано на изучении последовательности горных пород (тут і далі курсив наш. – В.К., О.Г.). Она объединяет два различных типа шкал: **хронометрическую**, основанную на единицах продолжительности – годах (стандарт-секунда), и **хроностратиграфическую**, которая мыслится в настоящее время как шкала последовательности горных пород со стандартизированными точками, выбранными в стратотипах границ – разрезах, максимально полных в пограничных частях. Хроностратиграфическая шкала – это своего рода договор, все пункты которого должны быть согласованы, но не относятся к категории открытий, в то время как ее датирование в годах – предмет скорее открытия,

чем договора. Хроностратиграфическая шкала, будучи согласованной и принятой, должна оставаться неизменной, тогда как ее датирование будет объектом периодической ревизии. По этой причине не может существовать никакой окончательной шкалы геологического времени, и наша собственная попытка должна рассматриваться только как построение шкалы 1982 г., т. е. года ее публикации» (Харленд и др., 1985, с. 10).

Таке розуміння шкали геологічного часу повністю підтримує й відомий знавець стратиграфії докембрію В.В. Меннер, який у передмові редактора перекладу монографії пише: «В вводной главе подчеркивается, что основу шкалы геологического времени составляют *стратиграфические подразделения, которые датируются в годах* (курсив наш. – В.К., О.Г.). Эти два метода определения возраста – выделение стратиграфических подразделений и их датировка в годах – независимы, взаимно дополняют друг друга и достаточны для использования в любых геологических целях» (Харленд и др., 1985, с. 5). Але з часом таке абсолютно виважене і зрозуміле співвідношення стратиграфічного розчленування та ізотопного датування стратиграфічних підрозділів у багатьох дослідників трансформувалося в абсолютно протилежне розуміння значення цих методів, за якого беззаперечно перевага віддається ізотопним датуванням, на підставі яких і визначається вік та положення у стратиграфічних схемах відповідних підрозділів. Саме такий підхід покладено в основу чинної КХС УЩ, у пояснювальній записці до якої прямо сказано: «...основой для вікового розчленування докембрійських утворень Українського щита є, головним чином, дані ізотопно-геохронологічних методів датування, тобто методів «абсолютної» геохронології. Інші методи, що є методами «відносної» геохронології, такі, як формаційні, літолого-стратиграфічні, петрографо-стратиграфічні, біостратиграфічні, структурно-тектонічні, палеомагнітні тощо, розглядаються як допоміжні» (Кореляційна..., 2004, с. 3). І це при тому, що вже піввіковий досвід складання регіональних стратиграфічних схем УЩ з використанням даних «абсолютної» геохронології повністю підтверджує саме уявлення У.Б. Харленда та його колег (Харленд и др., 1985) про те, що «...не может существо-

вать никакой окончательной шкалы геологического времени», в той час як «...хроностратиграфическая шкала, будучи согласованной и принятой, должна оставаться неизменной».

Саме таких уявлень дотримуються й автори цієї публікації і вважають за доцільне реалізувати ці положення у новій стратиграфічній схемі фундаменту УЩ.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Бобров О.Б. Славгородський чарнокіт-гранулітовий структурно-формаційний комплекс Українського щита. Ст. 1. Проблеми ідентифікації і поширення. *Зб. наук. пр. УкрДГРІ*. 2010. № 1. С. 11–16.
- Геологический словарь: в 2-х т. Т. 2. Москва: Недра, 1978. 456 с.
- Жамойда А.И. Общая стратиграфическая шкала, принятая в СССР-России. Её значение, назначение и совершенствование. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2013. 24 с.
- Карта геологических формаций докембрия Украинского щита. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка. Кирилюк В.П., Колий В.Д., Лашманов В.И., Лысак А.М., Паранько И.С., Пашенко В.Г., Свешников К.И., Сиворонов А.А., Смоголюк А.Г., Яценко Г.М. при участии Берзенина Б.З. Киев: ЦТЭ, 1991. 119 с.
- Кирилюк В.П. Формационное расчленение и корреляция нижнедокембрийских гранитно-метаморфических комплексов щитов территории СССР: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Киев, 1986. 40 с.
- Кирилюк В.П. Тектоніка фундаменту Українського щита. (Пояснювальна записка до «Тектонічної карти фундаменту Українського щита масштабу 1:2 000 000»). Київ: УкрДГРІ, 2007. 74 с.
- Кирилюк В.П. Особливості ранньодокембрийського метаморфізму та його зв'язку з тектонікою. *Геодинаміка*. 2013. № 1 (14). С. 82–97.
- Кирилюк В.П. Стратиграфічна схема нижнього докембрію Українського щита та її геохронометричні проблеми. Ст. 1. Загальні відомості та геохронометричні проблеми дністровсько-бузької серії побузького комплексу. *Зб. наук. пр. УкрДГРІ*. 2019. № 1–2. С. 136–158.
- Кирилюк В.П. Стратиграфічна схема нижнього докембрію Українського щита та її геохронометричні проблеми. Ст. 2. Проблеми бузької серії побузького комплексу та інших високотемпературних стратометаморфічних комплексів. *Зб. наук. пр. УкрДГРІ*. 2019а. № 3–4. С. 114–133.
- Кирилюк В.П. Стратиграфічна схема нижнього докембрію Українського щита та її геохронометричні проблеми. Ст. 3. Деякі геологічні аспекти інтерпретації ізотопних даних. *Зб. наук. пр. УкрДГРІ*. 2019б. № 3–4. С. 134–157.
- Кирилюк В.П., Гайовський О.В. Регіональний метаморфізм та стратиграфія фундаменту Українського щита. Ст. 1. Стратиграфія і метаморфізм мегаблоків Українського щита. *Геол. журн.* 2022. № 4 (381). С. 3–30. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2022.4.261979>
- Кирилюк В.П., Жуланова И.Л. Стратиграфические схемы нижнего докембрия России и Украины: сопоставление, анализ различий и пути сближения. *Геол. журн.* 2013. № 2 (343). С. 89–120.
- Кирилюк В.П., Смоголюк А.Г. Связь раннедокембрийского вулканогенно-осадочного литогенеза с блоковым строением щитов. *Геол. журн.* 1993. № 4 (271). С. 21–29.
- Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. Москва: Мир, 1983. 390 с.
- Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (пояснювальна записка). Єсипчук К.Ю., Бобров О.Б., Степанюк Л.М., Щербак М.П., Глеваський Є.Б., Скобелев В.М., Дранник А.С., Гейченко М.В. Київ: УкрДГРІ, 2004. 30 с.
- Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. *Стратиграфия СССР*. Т. 1. Докембрий СССР. Москва; Ленинград: Изд-во АН СССР, 1939. С. 349–366.
- Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации). Львов: Выща школа, 1975. 239 с.
- Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Лысак А.М., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Стратиграфическая схема нижнего докембрия Украинского щита (на формационной основе). *Геол. журн.* 1986. Т. 46. № 2 (227). С. 18–26.
- Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов: Николаев В.А. (ред.). Москва: Госгеолтехиздат, 1957. 451 с.
- Мошкин В.Н. Становой хребет и Джугджур. Геологическое строение СССР. Т. 2. *Магматизм*. Москва: Госгеолтехиздат, 1958. С. 59–61.
- Негруца В.З. Нижний докембрий. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. Вып. 38. С. 7–14.
- Негруца В.З., Жуланова И.Л. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России: достижения и проблемы. *Междунар. науч.-практ. конф. «Стратиграфия, геохронология и корреляция нижнедокембрийских породных комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы»*: тез. докл. Киев: УкрГГРИ, 2010. С. 162–165.
- Негруца В.З., Хейсканен К.И., Негруца Т.Ф., Робонен В.И. Третье межведомственное региональное стратиграфическое совещание по нижнему докембрию Карелии и Кольского полуострова. *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2000. Т. 8, № 4. С. 108–112.

- Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. Апатиты. 2002. 13 с.
- Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства. Всерос. конф, 23–25 мая 2013 г.: Решения конф. Москва: Геол. ин-т РАН, 2013. <http://jurassic.ru/scale2013.htm>
- Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Ленинград: Недра, 1973. 310 с.
- Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Ленинград: Недра, 1982. 343 с.
- Семихатов М.А. Хроностратиграфия и хронометрия: конкурирующие концепции общего расчленения докембрия. *Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.* 2008. Т. 8, вып. 5. С. 36–58.
- Тектонічна карта України. Масштаб 1:1 000 000. Ч. 1. Пояснювальна записка. Круглов С.С., Арсірій Ю.О., Великанов В.Я., Знаменська Т.О., Лисак А.М., Лукін О.Ю., Пашкевич І.К., Попадюк І.В., Радзівілл А.Я., Холодних А.Б. Київ: УкрДГРІ, 2007. 96 с.
- Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г., Пиктон П.А.Г., Смит А.Г., Уолтерс Р. Шкала геологического времени. Москва: Мир, 1985. 140 с.
- A *Concise Geologic Time Scale*. James G. Ogg, Gabi M. Ogg, Felix M. Gradstein. Amsterdam • Boston • Heidelberg • London • New York • Oxford • Paris • San Diego • San Francisco • Singapore • Sydney • Tokyo: Elsevier, 2016. 234 p.
- Van Kranendonk M.J., Altermann W., Beard B.L., Hoffman P.F., Johnson C.J., Kasting J.F., Melezhik V.A., Nutman A.P., Papineau D., Pirajno F. 2012. A chronostratigraphic division of the Precambrian: possibilities and challenges. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmit M., Ogg G. (Coordinators). *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier. 299–392.

Надійшла до редакції 31.07.2022

Надійшла у ревізованій формі 30.08.2022

Прийнята 30.08.2022

REFERENCES

- A *Concise Geologic Time Scale*. James G. Ogg, Gabi M. Ogg, Felix M. Gradstein. Amsterdam • Boston • Heidelberg • London • New York • Oxford • Paris • San Diego • San Francisco • Singapore • Sydney • Tokyo: Elsevier, 2016.
- Bobrov O.B. 2010. The Slavgorod charnokite-granulitic structural-formational complex of the Ukrainian Shield. Article 1. Problems of authentication and distribution. *Zbirnyk naukovykh prats UkrDGRI*, 1; 11–16 (in Ukrainian).
- Correlation chronostratigraphic scheme of Early Precambrian of the Ukrainian Shield (explanatory note). 2004. Yesypchuk K.Yu., Bobrov O.B., Stepanyuk L.M. Scherbak M.P., Glevaskiy E.B., Skobelev V.M., Drannik A.S., Geychenko M.V. Kyiv: UkrDGRI (in Ukrainian).
- General stratigraphic scale of Russia: state and prospects for development. 2013. Vserossiyskaya konferentsiya, 23–25 maya 2013. Resheniya konferentsii. Moskva: Geologicheskiiy institut RAN. <http://jurassic.ru/scale2013.htm> (in Russian).
- General stratigraphic scale of the Lower Precambrian of Russia. Explanatory note. 2002. Apatity (in Russian).
- Geological dictionary: in 2 vols. Vol. 2. 1978. Moscow: Nedra (in Russian).
- Harland W.B., Cox A.V., Llewellyn P.G., Picton P.A.G., Smith A.G., Walters R. Geological time scale. Moscow: Mir (in Russian).
- Kondi K. 1983. Archean greenstone belts. Moscow: Mir (in Russian).
- Korzhinskij D.S. 1939. Precambrian of Aldanian platform and Stanovoj range. *Stratigrafiya SSSR. T. I. Dokembriy SSSR*. Moscow; Leningrad: Publ. AN USSR, pp. 349–366 (in Russian).
- Kyrylyuk V.P., Gaiovskyi O.V. Regional metamorphism and stratigraphy the basement of the Ukrainian Shield. Article 1. General geochronological scale of the Precambrian and stratigraphy of the Ukrainian Shield. *Geologičnij žurnal*, 4 (381); 3–30 (in Ukrainian).
- Kyrylyuk V.P., Zhulanova I.L. 2013. Lower Precambrian Stratigraphic Schemes in Russia and Ukraine: comparison, analysis of differences, ways of rapprochement. *Geologičnij žurnal*, 2 (343); 89–120 (in Russian).
- Kyrylyuk V.P. 1986. Formational subdivision and correlation of the Lower Precambrian granite-metamorphic complexes of shields of the territory of the USSR. Extended abstract of Doctor's thesis. Kyiv (in Russian).
- Kyrylyuk V.P. 2007. Tectonics of the basement of the Ukrainian Shield. Explanatory note to the “Tectonic map of the basement of the Ukrainian Shield” on a scale of 1:2 000 000. Kyiv: UkrDGRI (in Ukrainian).
- Kyrylyuk V.P. 2013. Peculiarities of early Precambrian metamorphism and its connection with tectonics. *Geodynamika*, 2 (13); 82–97 (in Ukrainian).
- Kyrylyuk V.P. 2019. Stratigraphic scheme of the Lower Precambrian of the Ukrainian Shield and the issues with its geochronometry. Article 1. General information and the geochronometric issues of the DniesterBug series of the Bug Area complex. *Zbirnyk naukovykh prats UkrDGRI*, 1–2; 136–158 (in Ukrainian)
- Kyrylyuk V.P. 2019a. Stratigraphic scheme of the Lower Precambrian of the Ukrainian Shield and the issues with its geochronometry. Article 2. The issues of the Buh series of the Buh Area complex and other high temperature stratometamorphic complexes. *Zbirnyk naukovykh prats UkrDGRI*, 3–4; 114–133 (in Ukrainian).

- Kyrylyuk V.P. 2019b. Stratigraphic scheme of the Lower Precambrian of the Ukrainian Shield and the issues with its geochronometry. Article 3. Certain geological aspects of interpreting isotope data. *Zbirnyk naukovykh prats UkrDGR*, 3–4; 134–157 (in Ukrainian).
- Kyrylyuk V.P., Smogolyuk A.G. 1993a. Relationship between the Early Precambrian volcanogenic-sedimentary lithogenesis and the block structure of the shields. *Geologičnij žurnal*, 4 (271); 21–29 (in Russian).
- Lazko E.M., Kyrylyuk V.P., Sivoronov A.A., Yacenko G.M. 1975. Lower Precambrian of the western part of the Ukrainian Shield. (Age complexes and formations). Lvov: Vischa Shkola (in Russian).
- Lazko E.M., Kirilyuk V.P., Lysak A.M., Sivoronov A.A., Yacenko G.M. 1986. Lower Precambrian stratigraphic scheme of the Ukrainian Shield (on formational basis). *Geologičnij žurnal*, 2 (227); 18–26 (in Russian).
- Map of geological formations of Precambrian of the Ukrainian Shield. Scale 1:500 000. Explanatory note. 1991. Kyrylyuk V.P., Kolij V.D., Lashmanov V.I., Lyssak A.M., Paranko I.S., Paschenko V.G., Sveshnikov K.I., Sivoronov A.A., Smogolyuk A.G., Yatsenko G.M. at participation Berzenin B.Z. Kyiv (in Russian).
- Methodological guide for geological mapping of metamorphic complexes. 1957. Ed. V.A. Nikolayev. Moscow: Gosgeoltekhizdat (in Russian).
- Moshkin V.N. 1958. Stanovoy Ridge and Dzhugdzhur. *Geologicheskoe stroenie SSSR. 2. Magmatizm*. Moscow: Gosgeoltekhizdat, pp. 59–61 (in Russian).
- Negruta V.Z. 2008. Lower Precambrian. *Sostoyanie izuchennosti stratigrafii dokembriya i fanerozoja Rossii. Zadachi dalneyshih issledovaniy. Postanovleniya Mezhdvdomstvennogo stratigraficheskogo komiteta i ego postoyannyih komissiy*. St.-Petersburg: VSEGEI, pp. 7–14 (in Russian).
- Negruta V.Z., Heiskanen K.I., Negruta T.F., Robonen V.I. 2000. Third Interdepartmental Regional Stratigraphic Conference on the Lower Precambrian of Karelia and the Kola Peninsula. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya*, 8 (4); 108–112 (in Russian).
- Negruta V.Z., Zhulanova I.L. 2010. General stratigraphic scale of the Lower Precambrian of Russia: achievements and problems. *Mezhdunarodnaya nauchno-prakticheskaya konferentsiya "Stratigrafiya, geohronologiya i korrelyatsiya nizhnedokembriyskih porodnyih kompleksov fundamenta Vostochno-Evropeyskoy platformy"*: tezisy dokladov. Kyiv: UkrGGRI, pp. 162–165 (in Russian).
- Salop L.I. 1973. General stratigraphic scale of the Precambrian. Leningrad: Nedra (in Russian).
- Salop L.I. 1982. Geological development of the Earth in the Precambrian. Leningrad: Nedra (in Russian).
- Semikhatov M.A. 2008. Chronostratigraphy and chronometry: competing concepts of the general dismemberment of the Precambrian. *Byulleten Moskovskogo obshchestva ispytateley prirody. Otdel geologicheskij*, 8 (5); 36–58 (in Russian).
- Tectonic map of Ukraine. Scale 1:1 000 000. Part 1. Explanatory note. 2007. Kruhlov S.S., Arsirii Yu.O., Velikanov V.Ya., Znamenska T.O., Lysak A.M., Lukin O.Yu., Pashkevych I.K., Popadiuk I.V., Radzivil A.Ya., Holodnykh A.B. Kyiv: UkrDHRI (in Ukrainian).
- Van Kranendonk M.J., Altermann W., Beard B.L., Hoffma P.F., Johnson C.J., Kastin J.F., Melezhik V.A., Nutman A.P., Papinea D., Pirajno F. 2012. A chronostratigraphic division of the Precambrian: possibilities and challenges. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G., (Coordinators). *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, pp. 299–392.
- Zhamoïda A.I. 2013. General stratigraphic scale adopted in the USSR and Russia. Its meaning, purpose and improvement. St.-Petersburg: VSEGEI (in Russian).

Received 26.07.2022

Received in revised form 30.08.2022

Accepted 30.08.2022

Regional metamorphism and stratigraphy of the basement of the Ukrainian Shield.

Article 2. General geochronological scale of the Precambrian and stratigraphy of the Ukrainian Shield

V.P. Kyrylyuk, O.V. Gaiovskyi

Ivan Franko Lviv National University, Lviv, Ukraine

E-mail: Kyrylyuk.V@i.ua; ogayovskyi@gmail.com

Stratigraphic complexes of the Lower Precambrian are everywhere metamorphosed. Therefore, the stratigraphic subdivision of the Lower Precambrian has always been inextricably linked with the study of metamorphism. For some time, the degree of metamorphism of the complexes was even used as an indication of their relative age. With the beginning of the use of isotopic dating, this sign was not confirmed, after which the degree of metamorphism was no longer taken into account in the stratigraphic dismemberment of the shields basement. The degree of metamorphism of the complexes was no longer taken into account for a long time when compiling official stratigraphic schemes of the Precambrian of the Ukrainian Shield, which, in the opinion of many geologists, led to distortions of the real stratigraphy of the basement of this region.

The authors of the article believe that the degree of metamorphism can still be used in the development of the stratigraphy of the Ukrainian Shield and, above all, in the stratigraphic study of individual megablocks. The possibility of such use of metamorphism is considered in the cycle of publications. This is the second article in the cycle. The first article describes the stratigraphy and metamorphism of all megablocks of the Ukrainian Shield. A number of conclusions have been made about the regularities of the manifestation of metamorphism. It is shown that older stratigenic complexes in each of the megablocks are characterized by higher temperature metamorphism. This pattern provides a basis for establishing the relative stratigraphic sequence of complexes within individual megablocks based on the degree of their metamorphism. At the same time, the distinctive features of the composition and metamorphism of the stratigenic complexes, according to the authors, are a reflection of the successive stages of the geological development of the Ukrainian Shield in the Early Precambrian and can serve as the basis for compiling of the regional stratigraphic scheme on a historical and geological basis. In this second article of the cycle, modern approaches to the geochronological periodization of the Precambrian are considered: a) geochronometric, adopted for the International "The Geological Time Scale" and b) historical-geological, which is the basis of the "General Stratigraphic Scale of the Lower Precambrian of Russia". The current "Correlation Chronostratigraphic Scheme of the Early Precambrian of the Ukrainian Shield" is based on the geochronometric approach, which the authors, like many other researchers, consider unacceptable for practical use. The article proposes a variant of the regional stratigraphic scheme of the Ukrainian Shield on a historical-geological basis, compiled at the level of complexes, which in the final version of the scheme can be divided into series and suites.

Keywords: *regional metamorphism; stratigraphy; geochronology; Lower Precambrian; Ukrainian Shield.*

<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.1.273683>
УДК 553.068.5

Розсипні родовища алмазів та умови їх формування

В.Т. Підвисоцький *, Н.М. Остафійчук, С.І. Башинський

Державний університет «Житомирська політехніка», Житомир, Україна
E-mail: victor.pod1948@gmail.com; onm.gef@ukr.net; iptbass@gmail.com

* Автор для кореспонденції

Узагальнено інформацію опублікованих джерел по розсипних родовищах алмазів, з якою були ув'язані власні матеріали по темі, отримані в результаті польових та лабораторно-аналітичних робіт, які проведені в різних країнах Африки та Південної Америки. Розглянуті і з певною деталісттю охарактеризовані основні типи розсипних родовищ алмазів – флювіальні, флювіогляціальні, еолові та техногенні. Основна увага приділена флювіальним континентальним розсипам, які є найбільш різноманітними, добре вивченими та мають найбільше промислове значення. Серед них розглядаються за способом живлення первинні, вторинні та змішані, а за дальністю переміщення алмазоносного матеріалу – ближнього, помірного та далекого переносу. Розсипи ближнього зносу – дельвіально-пролювіальні та руслові коротких водотоків дуже інформативні для пошуків корінних джерел. В роботі розвинені та уточнені уявлення про умови формування розсипів алмазів в різних ландшафтно-геологічних умовах. Детально охарактеризовані алювіально-пролювіально-озерний та пролювіально-озерний типи розсипів, які вивчені в Якутії та Бразилії. Континентальні алювіальні розсипи далекого зносу та перевідкладення, а також морські дають найбільше високоякісні дорогі алмази. Нерідко такі розсипи формуються внаслідок розмиву древніх протерозойських розсипів, які відносяться до категорії викопних. В статті узагальнено генетичні та морфологічні типи розсипів алмазів у вигляді принципової схеми розподілу осадових колекторів кімберлітових мінералів, виділені ландшафтно-динамічні зони седиментації. Розроблена схема класифікаційних типів осадових колекторів, які вміщують розсипи алмазів. Виділені континентальна, перехідна та морська обстановки, серед яких розрізняють такі середовища седиментації: пенеплен, алювіально-озерна акумулятивна рівнина, алювіально-дельтова рівнина та шельфові зони морських басейнів. Показано, що на формування долинних розсипів, їхню внутрішню будову, потужність, гранулометричний склад та алмазоносність алювію впливають динамічні фази формування річних долин. Наведена візуалізація взаємного співвідношення різних морфогенетичних типів розсипних родовищ алмазів.

Ключові слова: розсипи алмазів; типи родовищ; умови формування; Африка; Бразилія.

Цитування: Підвисоцький В.Т., Остафійчук Н.М., Башинський С.І. Розсипні родовища алмазів та умови їх формування. *Геологічний журнал*. 2023. № 1 (382). С. 17–38. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.1.273683>
Citation: Pidvysotskyi V.T., Ostafiychuk N.M., Bashynsky S.I. 2023. Placer deposits of diamonds and their formation conditions. *Geologičnij žurnal*, 1 (382): 17–38. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.1.273683>

© Publisher Institute of Geological of the NAS of Ukraine, 2023. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

© Видавець Інститут геологічних наук НАН України, 2023. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

Вступ

Незважаючи на порівняно невеликий об'єм видобутку алмазів із розсипних родовищ, вони мають важливе промислове значення завдяки високій якості алмазів, що видобуваються, серед яких переважають камені ювелірних сортів високої вартості. Узагальнених робіт по даній темі не так багато, а в іноземних джерелах вони майже відсутні. В фундаментальних працях по даній проблематиці за останні 15–20 років у цілому розглянуті всі нюанси розсипної алмазності, доволі детально охарактеризовані будова та склад різних типів розсипних родовищ алмазів (Минорин и др., 2004; Подчасов и др., 2005; Устинов, 2015). У роботі (Минорин и др., 2004), окрім детально охарактеризованих морфогенетичних типів осадових продуктивних товщ, висвітлені питання прогнозування, пошуків і розвідки розсипних родовищ алмазів, а також надані рекомендації по етапності геологорозвідувальних робіт та алгоритм досліджень на різних стадіях пошукового процесу. Але всі вони розроблені в основному на базі якутських родовищ і більше спрямовані на пошуки родовищ алмазів у ландшафтно-геологічних умовах арктичного регіону.

Мета даної публікації полягає в узагальненні опублікованої інформації по темі та власних польових і лабораторно-аналітичних матеріалів, які отримані за період 2000–2016 рр. Дослідження були проведені в різних країнах на різних континентах (табл. 1).

Таке узагальнення дозволяє порівняти отримані результати з відомими на сьогоднішній день матеріалами по розсипних родовищах алмазів і сформулювати деякі нові висновки про будову родовищ та умови їх формування. В цілому ж стаття базується на результатах попередніх досліджень багатьох авторів.

Якщо говорити про сучасні алювіальні розсипи, які дають основні об'єми розсипних алмазів, то формування їх на різних континентах має свою деяку специфіку. Так, в Якутії – це лісо-тундрова ландшафтна зона з арктичним кліматом, у Гвінеї і Бразилії – зона джунглів з вологим гумідним кліматом, а в Анголі, Зімбабве і Центральноафриканській Республіці (ЦАР) – це савана, де сухі сезони змінюються на сезони злив, з формуванням характерних відкладів «сухих» річок.

Отримані висновки дозволять більш цілеспрямовано прогнозувати перспективні площі та обирати найбільш раціональний комплекс пошукових методів, у тому числі на території України. Як відомо, геологічні дослідження ще в середині минулого століття показали, що в геологічних умовах України можуть бути поки що не виявлені корінні та розсипні родовища алмазів (Металіди та ін., 1999). Тим більше, можна ще говорити про присутність тут ільменіт-цирконових розсипів з алмазами (Цымбал, Полканов, 1975), але алмази в них дуже дрібні і тому не мають великого практичного значення. Слід відмітити, що при геологопошукових роботах на території України повною мірою була використана шліхо-мінералогічна методика, яка застосовувалась в Якутській алмазонасній провінції. Опробувався сучасний алювій річкових систем і яро-балкової сітки – вздовжберегові відклади, відклади кос і обмілин. Але якщо в районах розвитку відомих кімберлітових полів в Якутії при сучасному розмиві саме в цих відкладах розповсюджені продукти руйнування кімберлітів, то в Україні з її потужним лесовим покриттям, який бронює більш древні комплекси порід, сучасний муло-пісковий алювій є малоінформативним

Таблиця 1. Типи розсипів алмазів, які вивчалися авторами
Table 1. Types of placer diamond deposits studied by the authors

Вік	Морфогенетичні типи	Регіони
KZ	Долинні (руслові, терасові) помірного та далекого переносу	Саха – Якутія, Гвінея, Ангола, ЦАР
K2	Алювіально-пролювіально-озерні	Ангола, Бразилія
J1	Пролувіально-озерні	Саха – Якутія
PR	Елювіальні на алмазонасних конгломератах	Зімбабве, Бразилія

як у генетичному плані, так і по гранулометрії. Опробування такого алювію дає неконтрастні ореоли дрібних зерен мінералів-супутників і в основному мікроалмази, розмір яких, як правило, дрібніше за 0,5 мм (Гейко та ін., 2006; Остафійчук та ін., 2012). Тим не менш, відкриття розсипних і корінних родовищ алмазів на території України є питанням часу і фінансів.

Методи досліджень авторів – це аналіз і систематизація відомих матеріалів, вивчення літологічних особливостей та розподілу індикаторних мінералів кімберлітів в алмазоносних відкладах у польових умовах. Лабораторні аналізи (літологічний, рентгеноструктурний глини, спектральний) виконано в лабораторіях компаній-замовників пошуково-оцінювальних робіт (BHP Billiton, Австралія, Indiamina, Ангола, De Beers, ПАР). Обробка результатів польових та лабораторно-аналітичних досліджень, вивчення індикаторних мінералів проведено в Державному університеті «Житомирська політехніка».

Розсипні родовища алмазів та умови їх формування

Висока твердість, хімічна та абразивна міцність алмазу визначають можливість його багаторазового перевідкладення і концентрації в широкому спектрі обстановок – від елювіально-схилових розсипів у контурі та в безпосередньому обрамленні кімберлітових тіл, через долини високих порядків до прибережної зони та шельфу моря. Під час перенесення підвищується якість алмазів внаслідок руйнування дефектних зерен і за рахунок відносної концентрації ювелірних індивідів. У процесі перенесення і перевідкладення порушується безпосередній зв'язок алмазоносних розсипів з їхніми першоджерелами, а в живленні розсипів задіяні проміжні колектори – древніші алмазоносні осадові формації. У низці випадків узагалі не вдається достовірно простежити зв'язок алмазоносних розсипів із певними джерелами та проміжними колекторами. Так, у ЦАР розробляються багаті алювіальні розсипи дуже високоякісних алмазів (багаторазово перевідкладених), але де знаходяться корінні джерела, поки що невідомо.

Типи розсипів алмазів за способом живлення, віддаленістю від джерел живлення та віком

За способом живлення розрізняють такі типи розсипів: а) первинні, прямого розмиву корінних джерел; б) вторинні, перевідкладені, які сформувалися внаслідок перемивання більш древніх проміжних колекторів і розсипів алмазів; в) розсипи змішані, комбінованого живлення. Вони утворені внаслідок розмиву як корінних джерел, так і древніх теригенних алмазоносних відкладів (рис. 1). Промисловий розсип може бути генетично однорідним або неоднорідним (гетерогенним) і живитися від одного або кількох джерел – як первинних, так і проміжних.

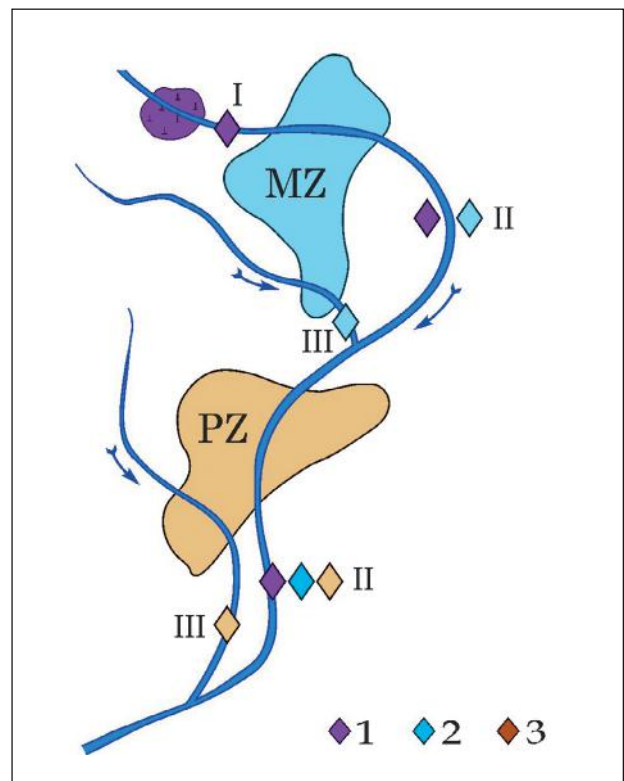


Рис. 1. Типи розсипів за способом живлення: I – первинні, прямого розмиву кімберлітів (1); II – комбінованого живлення, сформовані у результаті денудації кімберлітів і проміжних колекторів алмазів (більш древніх розсипів); III – вторинні, перевідкладені розсипи, які сформувалися внаслідок перемивання древніх, мезозойських (2) і палеозойських (3) розсипів

Fig. 1. Types of placer diamonds by feeding method: I – primary, direct erosion of kimberlites (1); II – combined feeding, formed due to denudation of kimberlites and intermediate diamond collectors (more ancient placers); III – secondary, redeposited placers, which were formed due to washing of ancient, Mesozoic (2) and Paleozoic (3) placers

За віддаленістю від джерел живлення виділяють розсипи ближнього, помірного і далекого зносу і перевідкладення.

Розсипи ближнього зносу (елювіальні, делювіально-пролювіальні, алювіальні коротких водотоків) формуються безпосередньо біля корінних першоджерел і характеризуються близькими до них гранулометричним складом, морфологією, якістю і сортністю алмазів. Сортування алмазів за розміром і якістю не спостерігається або слабо виявлене, присутні властиві корінним першоджерелам дефектні, тріщинуваті кристали, їхні осколки й уламки. Характерна наявність усього комплексу парагенетичних мінералів-супутників різної крупності та гарного збереження (рис. 2, а). Алмазоносність і розміри промислового розсипу ближнього зносу значною мірою залежать від алмазоносності та розмірів живильного корінного родовища. З віддаленням від першоджерела значення середньої маси зерен алмазів досить швидко зростає через швидке винесення дрібних кристалів. Розсипні родовища формуються лише біля високоалмазоносних корінних родовищ і, за відсутності додаткових живильних джерел, мають невелику протяжність до кількох кілометрів. У разі комбінованого живлення розсипу ближнього зносу алмазами з корінного і проміжного джерел протяжність промислового розсипу значно збільшується.

Необхідно відмітити, що хоча розсипи ближнього зносу – делювіально-пролювіальні та руслові коротких водотоків не мають великого промислового значення, але вони дуже інформативні для пошуків корінних джерел. Важливо при пошукових роботах надійно діагностувати їх за літолого-фаціальними та мінералогічними ознаками (Харьків, 1978; Прокопчук, 1979).

Розсипи далекого зносу і перевідкладення (алювіальні протяжних водотоків, прибережно-морські) не мають видимого просторового зв'язку з корінними родовищами і формуються на віддалі від них від десятків до багатьох сотень кілометрів у сприятливих для концентрації алмазів геолого-структурних умовах. Таким розсипам властиві гарне сортування алмазів за крупністю, відсутність первинно дефектних кристалів, порівняно висока якість алмазів, нерідко наявність округлих механічно обкатаних алмазів. У таких розсипах відзначаються незначна кількість парагенетичних мі-



Рис. 2. Мінерали-супутники алмазу (піроп, пікроільменіт, хромдіопсид) з континентальних розсипів ближнього перенесення (а), піропи з прибережно-морських розсипів далекого перенесення (б) і пікроільменіти з піропами з розсипів помірного зносу (в)

Fig. 2. The accompanying minerals of diamonds (pyrope, picroilmenite, chromium diopside) from continental placers of short transport (a), pyrope from coastal marine placers of far transport (b) and picroilmenite with pyrope from placers of moderate wear (c)

нералів-супутників (зазвичай лише піропи), дрібні їхні розміри, погане збереження і гранична обкатаність зерен (рис. 2, б). Алювіальні розсипи далекого зносу і перевідкладення, у зв'язку з широким площинним поширенням вторинних живильних джерел, мають зазвичай велику довжину.

Розсипи помірного зносу і перевідкладення за своїми особливостями посідають проміжне місце між розсипами ближнього і дальнього зносу. Вони формуються в сприятливих геолого-структурних умовах, віддалені від першоджерел на відстані від перших до кількох десятків кілометрів, але просторовий їх зв'язок з останніми повністю не втрачений. Для них характерні середній, рідше високий ступінь сортування алмазів за розміром, незначна кількість первинно дефектних кристалів, підвищена, порівняно з першоджерелами, їхня якість. У розсипах відзначається скорочений комплекс зерен парагенетичних мінералів-супутників, зазвичай це піроп і пікроільменіт середнього та поганого збереження (рис. 2, в).

За часом утворення розрізняють розсипи сучасні та древні. Розсипи можуть бути поховані під чохлом молодших відкладів, формування яких не пов'язане з процесом їх утво-

рення. У цих випадках говорять про поховані розсипи, які можуть бути перекриті відкладами різного походження – алювіальними, льодовиковими, вулканогенними тощо. Розсипи, що залягають у давніх осадових формаціях, належать до категорії викопних розсипів.

Найбільш древніми утвореннями, в яких зафіксовано алмази, є конгломерати системи Вітватерсранд у Південно-Африканській Республіці – ПАР (вік 2,9–2,3 млрд років), яка є доволі добре вивченою завдяки приуроченості до них багаті золото-уранової мінералізації. Алмази містяться в кварцово-галькових конгломератах верхнього відділу серії, що сформувалися в прибережно-морських і дельтових умовах. Алмази з розглянутих утворень невеликі за розмірами, їхня середня маса не перевищує 1 кар., більшість кристалів мають округлу обкатану форму. Практично всі камені забарвлені в різні відтінки жовто-зеленого і зеленого кольору, які зникають при огранюванні (Метелкіна и др., 1976).

Морфогенетичні типи розсипів алмазів

Генетичні та морфологічні типи розсипних родовищ алмазів узагальнено в морфогенетичній класифікації на рис. 3 і в табл. 2 (Подвысоцкий, Белов, 1995; Остафійчук та ін., 2012).



Рис. 3. Принципова схема розподілу осадових колекторів кімберлітових мінералів в різних седиментаційних обстановках:

Ландшафтно-палеогеографічні обстановки седиментації: 1 – низовинна денудаційно-аккумулятивна долина; 2 – низовинна алювіально-озерна аккумулятивна долина; 3 – алювіально-озерно-болотна прибережна аккумулятивна долина; 4 – морський басейн. *Ландшафтно-динамічні зони седиментації:* 5 – озерні басейни; 6 – аккумулятивні форми осадових колекторів алмазу; 7 – русла річок (постійні короткі водотоки, протяжні транзитні водотоки); 8 – конуси виносу і шлейфи розносу пролувіальних відкладів; 9 – відклади пригирлових виносів у кінцевих водоймах; 10 – локальні денудаційні виступи та абразивне узбережжя; 11 – дельти: а – відклади алювіально-дельтових рівнин (субаеральна частина дельти), б – відклади рухомого пригирлового мілководдя морського басейну (авандельта); 12 – кімберлітові площі; 13 – реліктові поля розвитку древніх проміжних колекторів алмазу; 14 – класифікаційні типи осадових колекторів алмазу (див. табл. 2)

Fig. 3. Diagram of the distribution of sedimentary reservoirs of kimberlite minerals in different sedimentation situations:

Landscape and paleogeographic conditions of sedimentation: 1 – lowland denudation-accumulative valley; 2 – lowland alluvial-lake accumulative valley; 3 – alluvial-lake-swamp coastal accumulative valley; 4 – sea pool.

Landscape-dynamic zones of sedimentation: 5 – lake basins; 6 – accumulative forms of sedimentary diamond collectors; 7 – riverbeds (permanent short watercourses, long transit watercourses); 8 – removal cones and plumes of proluvial sediments; 9 – deposits of near-estuarine sediments in final reservoirs; 10 – local denudation protrusions and abrasive coast; 11 – deltas: a – deposits of alluvial-delta plains (subaerial part of the delta), b – sediments of the moving estuarine shallow water of the sea basin (avandelta); 12 – kimberlite areas; 13 – relic fields of development of ancient intermediate diamond collectors; 14 – classification types of sedimentary diamond collectors (see Table 2)

Таблиця 2. Схема класифікаційних типів древніх осадових колекторів, які містять розсипи алмазів

Table 2. Scheme of classification types of ancient sedimentary reservoirs containing diamond placers

Обстановка	Середовище седиментації	Тип	Генетичний тип		Фаціальний тип
			Динамічний тип акумуляції	Динамічна форма акумуляції	Ландшафтна зона
Континентальна	Слабо розчленована денудаційно-акумулятивна рівнина (пенеплен)	I	Незміщені продукти гіпергенного перетворення порід	Елювіальна	Плоских височин
		II	Гравітаційно-змивного перерозподілу	Колювіально-делювіальна	Схилів та їх підніж
		III-A	Стокового перерозподілу	Пролювіальна	Тимчасових потоків
		III	Потокового переміщення	Алювіальна	Коротких водотоків
		IV	Кінцевих водойм	Підводно-алювіальна	Прибережних частин озерних водойм
	Алювіально-озерна низовинна акумулятивна рівнина	I	Незміщені продукти гіпергенного перетворення	Елювіальна	Локальних плоских височин
		V	Гравітаційно-стокового перерозподілу	Колювіально-делювіальна	Схилів і підніж
		VI-A	Стокового перерозподілу	Пролювіальна	Тимчасових потоків
		VI	Водних потоків	Алювіальна	Протяжних водотоків
		VII	Кінцевих водойм	Підводно-алювіальна	Пригирлове мілководдя басейнів
Берегова	Пляжів крупних озерних водойм				
Перехідна	Алювіально-дельтова рівнина і прибережно-басейнові зони	VIII	Водно-стокового перерозподілу	Пролювіальна	Тимчасових водотоків
		IX	Водних потоків	Алювіальна	Коротких постійних водотоків
					Субаеральних дельт
X	Кінцевих водойм	Підводно-алювіальна (річкових виносів)	Підводних дельт		
Морська	Зовнішні шельфові частини морських басейнів	XI	Кінцевих водойм	Берегова	Морських пляжів
				Донна	Прибережних обмілин

Елювіальні розсипи формуються внаслідок фізичного та хімічного вивітрювання корінних першоджерел і древніх проміжних колекторів у межах границь останніх. Потужність кір вивітрювання коливається від перших до кількох метрів у холодному і до кількох десятків метрів у теплому вологому кліматі.

Алмазоносність елювію різна і змінюється залежно від різновидів руд, продуктивних «пісків» і типу вивітрювання. У корах хімічного вивітрювання вона підвищена у верхній частині розрізу елювію, в корах фізичного, особливо мерзлотного вивітрювання – у нижній частині. Виділяють два підтипи елювіальних розсипів: на кімберлітах і на проміжних теригенних колекторах.

Елювіальні розсипи на кімберлітах мають широкий розвиток. Найбільші елювіальні розсипи кір хімічного вивітрювання розвинені на кімберлітах Африки – ПАР, Ботсвана, Лесото (Подчасов и др., 2005). В умовах холодного арктичного клімату елювіальні розсипи утворюються тільки на багатих корінних джерелах. Вони характеризуються невеликими потужностями і приурочені лише до діяльного шару багаторічної мерзлоти. Прикладом таких розсипів можуть слугувати елювіальні розсипи на трубках Мир, Удачна, Айхал в Якутії (Рожков и др., 1963; Прокопчук, 1979).

Елювіальні розсипи на кімберлітах, що сформувалися в умовах гумідного тропічного клімату, мають найбільше поширення у Південній Африці. При цьому, на відміну від розсипів Якутії, вони формуються як за рахунок багатих, так і за рахунок відносно бідних кімберлітових тіл. У будові таких розсипів спостерігається чітка вертикальна зональність.

Безпосередньо на кімберліті залягає горизонт «синьої землі», який складений синювато-чорною глиною з невеликою кількістю щебеню вивітрених кімберлітів, його потужність зазвичай становить 10–60 м. Вище залягає горизонт «жовтої землі», представлений глиною жовтувато-сірого, жовтувато-коричневого кольору, яка просочена карбонатами магнію і заліза. Потужність горизонту сягає 15–20 м, вміст алмазів в елювії вищий, ніж у корінному кімберліті (табл. 3).

Елювіальні розсипи на древніх проміжних колекторах зазвичай формуються в умовах тропічного клімату. Древні алмазоносні конгломерати розвинені в різних провінціях світу (Південній Америці, Індії, Австралії), а на Африканському континенті вони є джерелом багатих мезокайнозойських розсипів – родовища Сьєрра-Леоне, Ліберії та ін. (Трофимов, 1980). Прикладом елювіальних розсипів Африки цього типу є розсипи Чіманімані і Маранге в Зімбабве. Вони сформовані на мезопротерозойських вулканогенно-осадових породах групи Умкондо, що обрамляють Зімбабвійський кратон. Конгломерати складаються з великих добре обкатаних кварцових уламків, у цементній матриці присутні кварц, зерна польового шпату і незначна кількість біотиту, амфіболу, циркону, рутилу, піриту (рис. 4). Ці розсипи відрізняються від багатьох древніх розсипів високими вмістами алмазів (понад 1,5 кар./т), причому в елювії їхній вміст у кілька разів вищий. Поверхні кристалів вкриті гідроокислами заліза, колір каменів здебільшого зелений і коричневий, за формою переважають округлі матовані зерна (Подчасов и др., 2005; Устинов, 2015).

Таблиця 3. Збагачення алмазами елювію кімберлітових тіл (Устинов, 2015)

Table 3. Diamond enrichment of the kimberlite bodies eluvium (Ustinov, 2015)

Родовище	Потужність «жовтої землі», м	Вміст алмазів		K _{збагачення}
		у вихідній породі, кар./т (кар./м ³)	в елювії, кар./м ³	
Прем'єр (ПАР)	11	0,26 (0,51)	3,0	6
Робертс-Віктор (ПАР)	40	0,17 (0,35)	1,0	2,8
Бултфонтейн (ПАР)	22	0,17 (0,35)	1,5	4,3
Ягерсфонтейн (ПАР)		0,025 (0,05)	0,08	1,6
Бананкоро (Гвінея)	3–25	0,15	1,3	4,7
Кагока (Ангола)		0,4 (0,8)	1,69	2,1



Рис. 4. Елювіальний розсип на древніх алмазонасних конгломератах Чіманімані (Зімбабве)

Fig. 4. Eluvial placer on the ancient diamond-bearing conglomerates of Chimanimani (Zimbabwe)

В Бразилії алмазонасний елювій встановлений на вивітрених виходах древніх алмазонасних «філітів» і протерозойських конгломератів льодовикового походження формації Сопа, а також у більш молодих ранньопермських, крейдових алмазонасних конгломератах і палеоген-неогенових конгломератах Діамантіс. Вони являють собою відклади тимчасових потоків на поверхні древньої основи. Вміст алмазів у розсипах становить 0,5–1 кар./м³, близько 90 % кристалів належать до ювелірних сортів (Метелкіна и др., 1976; Подчасов и др., 2005).

Найважливішим алмазонасним районом Бразилії є округ Діамантіна (штат Мінас-Жерайс), де розробляють четвертинні розсипи і докембрійські алмазонасні конгломерати, за рахунок яких вони сформовані. Перекриваючі відклади представлені пісками і глинами. Вміст алмазів становить близько 1 кар./м³. Розробка елювіальних розсипів ведеться невеликими групами старателів.

Відносно детальне вивчення мінералогічних особливостей протерозойських алмазонасних конгломератів виконано нами в окрузі Діамантіна. На ділянці відвіданого об'єкта, де працюють місцеві старателі «гарімпейрос», конгломерати, що розглядаються, виходять на денну поверхню. Основними мінералами у вивчених пробах концентрату є магнетит, гематит, марганцевий мінерал, серицит, кварц, турмалін, циркон, рутил, монацит, сфен, гетит, лімоніт по піриту. За морфологічними особливостями всі присутні в пробах мінерали поділено на три групи, що відповідають, як мінімум, трьом різновіковим і генетично різнорідним геологічним процесам, які задіяні в утворенні алмазонасних конгломератів, а саме: а) формування нормально осадової товщі кварцових пісковиків, гравелітів, конгломератів; б) вулканічні виверження, яким нині на суміжних територіях відповідають палеопотоки, січні та сілоподібні тіла основних порід; в) метаморфізм зеленосланцевої фації.

Таким чином, ці утворення являють собою слабо метаморфізовану вулканогенно-осадову породу, алмази в них є алотигенною складовою. Розглядати їх потрібно як викопні розсипи (Подвысоцкий, Остафийчук, 2019). Згідно з переважною думкою, першоджерелом алмазів у мезо-неопротерозойських метаконгломератах є повністю денудовані на кратоні Сан-Франциско архей-палеопротерозойські кімберлітові тіла (Chaves et al., 2000; Петровский и др., 2016). Древні докембрійські кімберліти виявлено на багатьох континентах – в Африці, Індії, Австралії. Зокрема, це такі високопродуктивні трубки, як Прем'єр (вік 1200 млн років), Анантапур (1100 млн років, Індія) та ін. (Метелкина и др., 1976; Прокопчук, 1979).

Делювіальні розсипи формуються внаслідок гравітаційного і соліфлюкційного сповзання вниз по схилу алмазоносних продуктів вивітрювання промислових корінних і розсипних родовищ алмазів. Бідні джерела живлення зазвичай не супроводжуються промисловими делювіальними розсипами через істотне розубоження. При руйнуванні корінних родовищ алмазоносний делювій представлений переважно піщано-глинистим матеріалом з домішкою щебеню і брил. Крупні фрагменти кімберліту трапляються рідко через їхню слабку стійкість при вивітрюванні. Форма схилових делювіальних розсипів, залежно від форми живильного джерела і характеру схилу, плащевидна і шлейфоподібна, довжина – до перших кілометрів, потужність продуктивних відкладів – декілька метрів.

Склад «пісків», як і в елювіальних розсипах, залежить від складу алмазоносних порід, що живлять алмазоносні та вмщувальні породи, і ступеня їх вивітрювання, сортування уламкового матеріалу відсутнє або слабке. Вміст алмазів зазвичай невисокий, чітких закономірностей у розподілі алмазів у плані та по розрізу розсипу не спостерігається.

Делювіальні розсипи можуть формуватися внаслідок розмиву корінних родовищ (кімберлітових трубок і дайок) і руйнування проміжних колекторів.

Промислові родовища утворюються в результаті розмиву багатих кімберлітових тіл, а в умовах тропічного клімату кімберлітові трубки середньої алмазоносності можуть формувати багаті делювіальні розсипи (Прокопчук, 1979;

Подчасов и др., 2005; Устинов, 2015). Особливе місце посідають делювіальні розсипи території Бакванга (ДР Конго), які розвинені в районі з карстованими породами. Тут внаслідок розмиву групи кімберлітових тіл, середньої алмазоносності 0,2 кар./т, які розташовані на схилі, сформувався дуже великий за запасами (понад 400 млн каратів) розсип. Його утворення відбувалося в особливо сприятливих геологічних умовах, а саме внаслідок розмиву групи кімберлітових тіл під час інтенсивного вивітрювання в тропічних умовах та акумуляції алмазоносного матеріалу в глибоких карстових воронках. Вміст алмазів у продуктивних відкладах воронок дуже високий, у десятки разів вищий, ніж у корінних кімберлітах (Подчасов и др., 2005).

Делювіальні розсипи, що утворилися в результаті розмиву проміжних колекторів, відомі на всіх стародавніх платформах. Серед них налічується понад сотні невеликих за запасами промислових родовищ. Типовим прикладом делювіальних розсипів, які виникли в основному внаслідок руйнування вторинних колекторів алмазу, є розсипи району Ліхтенбург-Вентерсдорп (басейни річок Вааль та Оранжева) в ПАР (Трофимов, 1980). Основним проміжним колектором розсипів алмазів слугували сильно вивітрені галечники «сухих» річок неогенового віку. Частина алмазів була вивезена з докембрійських конгломератів Вітватерсранда. Алмази з розглянутих утворень невеликі за розмірами, їхня середня маса не перевищує 1 кар., більшість кристалів мають округлу обкатану форму (Метелкина и др., 1976; Подчасов и др., 2005). В умовах арктичного клімату делювіальні розсипи, що утворюються в результаті розмиву проміжних колекторів, мають дуже обмежене поширення.

Пролювіальні розсипи характерні для «сухих» річок аридного клімату, долин дрібних річок і балок із тимчасовим водотоком і конусом виносу в їхніх гирлах і прибережних частинах приймальних озерних басейнів. Для «сухих» річок, які протікають лише в рідкісні сезони зливових дощів, характерними є бурхливі грязьові потоки, несортвані та слабко сортвані піщано-глинисті відклади з валунами, брилами та розсіяною, як у тилітах, слабо обкатаною галькою. Продуктивними зазвичай є грубоуламкові продукти перевідкладання кір вивітрювання (Подчасов и др., 2005; Устинов, 2015).

Більш поширеними є пролювіальні розсипи дрібних струмків і конусів виносу тимчасових водотоків в озерах. Пролувіальні розсипи дрібних водотоків у верхній частині зазвичай змінюються делювіальними, а в пригірлових – алювіальними, тому частіше вони розглядаються як гетерогенні. Форма розсипів переважно лінзо- і стрічкоподібна, довжина – до перших кілометрів, ширина – від перших десятків до кількох сотень метрів, потужність пісків – від перших до кількох метрів. Продуктивні відклади зазвичай слабо сортовані, глинисті з валунами, щебінкою, у конусах виносу вони нерідко розділені слабо алмазоносними, глинистими осадами. Розподіл алмазів дуже нерівномірний струменево-лінзовидний і гніздовий, вміст частіше невисокий, максимальні його значення спостерігаються в нижній або середній частинах розрізу (Подчасов и др., 2005).

Яскравим прикладом даного морфогенетичного типу розсипних родовищ є розсип Вододільні галечники в Якутії (Прокопчук, 1979; Подвисоцький, Белов, 1995; Минорин и др., 2004). Він локалізується в нижньоюрських відкладах озерної водойми біля трубки Мир. Родовище багатоярусне, продуктивні поклади представлені конгломератами, розділеними слабо алмазоносними пісковиками, алевролітами і вуглистими глинами фації заболочених озер. Кожен ритм починається з пошкваллення ерозії живильних джерел і приводить до формування наступного продуктивного пласта. Загальна потужність відкладів сягає 40 м, потужність продуктивних пластів, лінз колива-

ється від перших до кількох метрів. Алмази концентруються в конусах виносу, гніздах і лінзах, витягнутих впоперек до берегової лінії і вздовж неї. Найбільш алмазоносними є відклади конусів виносу і продуктів кір хімічного вивітрювання з каоліновими глинами. У вертикальному розрізі прибережно-озерних відкладів алмази розподілені дуже нерівномірно, підвищений їхній вміст спостерігається як у нижніх, так і середніх, верхніх частинах продуктивних покладів (рис. 5). Вміст алмазів у розсипі значно нижчий, ніж у кімберлітах трубки Мир, проте в окремих лінзах і струменях із перевідкладених кір вивітрювання він може бути й вищим (Рожков и др., 1963; Прокопчук, 1979; Минорин и др., 2004).

Аналогічним генетичним і морфоструктурним типом є пізньокрейдовий розсип алмазного району Жуїна Бразилії, штат Мату-Гроссу (Подвисоцький и др., 2018). Продуктивним шаром розсипу слугують строкаті глини, що являють собою так звані глинисті конгломерати (гравеліти), які візуально подібні до відкладів юрських розсипів Вододільні галечники Якутії (рис. 6).

Характерна їхня особливість в тому, що вони, які є перевідкладеними продуктами кір вивітрювання, самі зазнали гіпергенної зміни на місці залягання. В найбільш глибоко розкритих стінках у кар'єрі досліджуваного розсипу спостерігається перешарування гравелітів і пісковиків, в окремих шарах візуально відзначається велика кількість туфового кімберлітового матеріалу («осадові

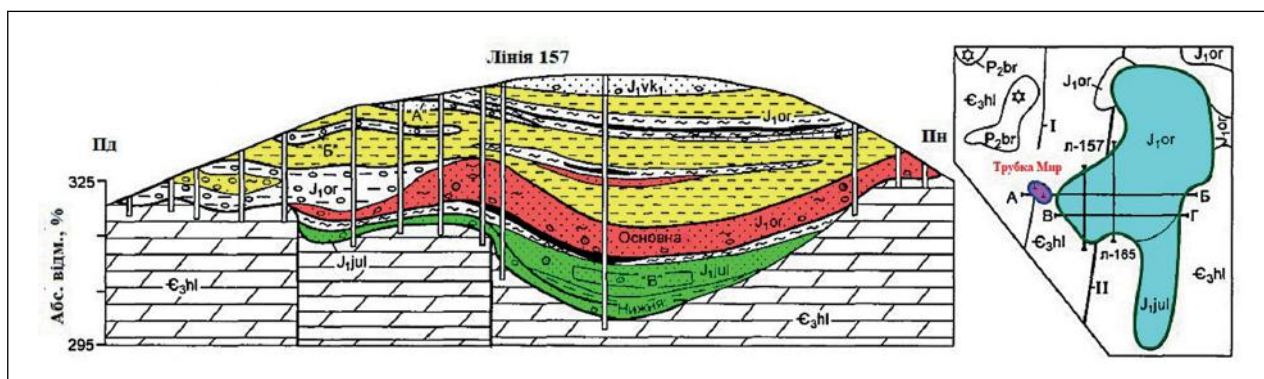


Рис. 5. Поліфаціальний алювіально-пролювіально-озерний розсип Вододільні галечники, який сформований за рахунок трубки Мир (Якутія). Відносна алмазоносність покладів: висока (червоне), середня (зелене), низька (жовте)

Fig. 5. Polyfacies alluvial-proluvial-lacustrine placer Vododilny Galechniki, which was formed due to the Mir pipe (Yakutia). Relative diamond content of deposits: high (red), medium (green), low (yellow)

туфи», туфіти). Шаруватість порід горизонтальна невиразна, лінзоподібна, полого-похила, текстура масивна і грудкувата (рис. 7).



Рис. 6. Продуктивні відклади, строкаті глини (світле) пролювіально-озерного розсипу Жуїна (Бразилія), які перекриті супісками і суглинками потужністю 3–5 м

Fig. 6. Productive deposits, variegated clays (light) of proluvial-lacustrine placer of Juina (Brazil), which are overlain by sandy loams and loams with a thickness of 3–5 m



Рис. 7. Характер шаруватості в продуктивних з туфами кімберлітів відкладах пізньокрейдового розсипу Жуїна

Fig. 7. Character of layering in productive deposits with kimberlite tuffs of the Late Cretaceous Juina placer

Головними глинистими мінералами у вивчених продуктивних відкладах, за даними рентгеноструктурного аналізу, є каолініт і каолініт-монтморилонітові утворення. У зв'язку з дуже високим ступенем вивітрювання відносно крупноуламкові породи продуктивного пласта у воді досить швидко розпадаються на дрібні частинки гравійної, піщаної та алевритової розмірності. Незначна частина крупнішої фракції представлена валунами й уламками лімоніту (результат латеритного вивітрювання), кварцом, а також виявленими уламками кімберлітів розміром до 3–5 см. Пікроільменіт у продуктивних відкладах злегка обкатаний, розміри його до 5–10 мм, дуже багато тріщинуватих і агрегатних зерен. Польове та лабораторно-аналітичне вивчення цього пізньокрейдового розсипу показує, що він має пролювіально-озерне походження і за низкою параметрів аналогічний до поліфаціального юрського розсипу Вододільні галечники Якутії.

Серед алмазів у розсипі різко переважають кристали лілово-коричневого і димчасто-коричневого забарвлення, вартість їх невисока, близько 25–30 \$/кар. Значна кількість каменів з тонкими лімонітовими примазками. Багато алмазів тріщинуваті, близько половини з епігенетичними включеннями графіту. Відзначаються також зелені камені. Зелене забарвлення кольору морської хвилі виникає внаслідок впливу природного радіоактивного опромінення в корах вивітрювання кімберлітів. Це забарвлення має дуже малу товщину (кілька мікрон) і зникає під час огранки алмазів у діаманти. Таке забарвлення характерне для приповерхневих горизонтів і кір вивітрювання якутських кімберлітів (Харків, 1978). Видобуті в розсипі алмази не несуть ознак древності (відсутні бурі плями пігментації), вони не відсортовані, багато уламків та осколків; отже, вони не є перевідкладеними з більш древніх розсипів (Kaminsky et al., 2010).

На Африканському континенті, в алмазонасній провінції Лунда північно-східної Анголи, закартована світа Калонда пізнього крейдяного віку, яка є найдавнішою теригенною алмазонасною формацією даного регіону. Породи світи залягають у депресіях та іншого роду пониженнях древнього рельєфу і за походженням належать до пролювіально-озерних і річкових. Вони поширені в долинах річок

Чікапа, Луашимо, Сомбо, Чіюмбе. Відклади світи утворилися безпосередньо після формування крейдяних кімберлітів. Розріз світи починається з поліміктових конгломератів, на яких залягають косошаруваті кварц-польовошпатові пісковики з лінзоподібними прошарками аргілітів і міжформаційних конгломератів з алмазами. Ці конгломерати являють собою відклади «сухих» річок, які утворилися в умовах пустельного клімату з рідкісними, але рясними дощами. Усередині світи відзначаються численні локальні незгідності, потужність відкладів сягає до 60 м. Уламковий матеріал порід світи континентальний, з ознаками незначного його транспортування. Цемент уламкових порід піщаний, іноді карбонатний. У безпосередній близькості від кімберлітів присутні індикаторні мінерали: піроп, пікроільменіт, хромдіюксид, іноді уламки кімберліту (Подчасов и др., 2005; Устинов, 2015).

В арктичному кліматі пролювіальні розсипи представлені конусами виносу дрібних річок і балок. Вони відомі майже повсюдно, але розсипи з підвищеним вмістом алмазів трапляються лише в районах розвитку багатих корінних і розсипних родовищ. Вміст алмазів у пролювіальних розсипах вищий, ніж у делювіальних, що пояснюється виносом тимчасовими водними потоками дрібнозернистого матеріалу. Пролувіальні розсипи формуються, як правило, біля багатих джерел живлення, більшість їх має

невеликі запаси алмазів. Значні запаси характерні для розсипів, пов'язаних із розмивом кір хімічного вивітрювання та карстом.

Алювіальні розсипи на древніх платформах є найпоширенішим типом алмазозносних родовищ. Вони формуються в постійних або тривало діючих водних потоках, які здатні переробляти алмазозносний уламковий матеріал, що надходить у долину. Для них є характерними шаруватість відкладів, сортування уламкового матеріалу й алмазів за крупністю, переважно гальковий склад уламкового матеріалу, стрічко- і лінзоподібна форма продуктивних покладів за струменевої та струменево-лінзоподібної концентрації алмазів. Більшість алювіальних розсипних родовищ алмазів приурочені до малих і середніх річок, у великих річках промислові розсипи порівняно рідкісні і зазвичай з невисокими концентраціями корисного компонента. Алювіальні розсипи верхів'їв палеодолин і делювіальні, які розташовані поблизу корінних джерел, у більшості випадків належать до категорії первинних і змішаних.

Вміст алмазів в алювіальних розсипних родовищах змінюється від дуже високого (понад 3–5 кар./м³) до дуже низького. Наприклад, родовище р. Бауле в Гвінеї з великими ювелірними алмазами та середньою ціною 170–260 \$/кар. розробляють за мінімально-промислового вмісту 0,07 кар./м³ (Подчасов и др., 2005). В Австралії, навпаки, розробляються розсипи



Рис. 8. Відпрацювання долинних розсипів місцевими старателями (р. Чікапа, Ангола). Фото з гелікоптера

Fig. 8. Development of valley placers by local prospectors (Chicapa River, Angola). Photo took from a helicopter



Рис. 9. Білі алмазозносні галечники заплави, що переходять у терасові розсипи (руді галечники). Річка Чікапа, вид з боку русла (Ангола)

Fig. 9. White diamond-bearing pebbles of the floodplain, passing into terrace placers (red pebbles). Chicapa River, view from the channel side (Angola)

з дрібними низькосортними алмазами із вмістом понад 10 кар./м³.

Морфологічні типи алювіальних розсипів визначаються їхнім положенням у долинах і підрозділяються на руслові, долинні, терасові та вододільні. Рідше трапляються алювіальні розсипи карстово-ерозійних долин.

Руслові алювіальні розсипні родовища алмазів тяжіють до пристрижневого алювію, частково охоплюють галечникові матеріали низьких кіс, заплав і характеризуються невисокою алмазонасністю, переважно вузько-струменевою і лінзоподібною концентрацією алмазів. Розсипи переривчасті, протяжність окремих промислових полігонів зазвичай сягає кілька кілометрів, рідше до 10–20 км. Руслові розсипи характерні для молодих долин, що перебувають у стадії врізання або тільки нещодавно її завершили. Різновидом руслових розсипів є щіткові розсипи, в яких корисний мінерал концентрується в тріщинах порід плотику, і косові розсипи, що залягають на галькових островах, косах і мілинах та містять найбільш рухомі в алювіальному середовищі дрібні зерна алмазів.

Долинні алювіальні розсипні родовища включають відклади русла, кіс, низької та високої заплав і частково акумулятивних перших надзаплавних терас. Це найпоширеніші кайнозойські розсипи, серед яких трапляються великі родовища протяжністю до 80–100 км і



Рис. 10. Терасово-горбкуваті розсипи в долині р. Луашимо (Ангола)

Fig. 10. Terraced hummocky placers in the valley of the Luashimo River (Angola)

високоалмазонасні із вмістом до 1–2 кар./м³. Більшість відомих долинних алювіальних розсипів порівняно невеликі за протяжністю, але переважно широкі. Форма розсипів частіше стрічкоподібна, для них характерна лінзовидна концентрація алмазів, максимальна в приплотиковій частині (рис. 8). Ширина струменів і лінз зазвичай більша, ніж у руслових розсипах, струмені більш протяжні (Подчасов и др., 2005; Устинов, 2015).

Терасові розсипи являють собою реліктові ділянки долинних розсипів колишніх ерозійно-акумулятивних циклів, що збереглися від руйнування під час подальшої глибинної ерозії та схилової денудації. Такі розсипи приурочені до галечників руслової і подекуди заплавної фації цокольних терас. Піщано-глинисті відклади заплавної фації, що їх перекривають, як правило, слабо алмазонасні (рис. 9).

Терасові розсипи зазвичай супроводжують долинні, особливо в долинах древнього мезокайнозойського закладення. Вони порівняно короткі, переривчасті, частіше широкі з підвищеною потужністю до 3–5 м і нижчим вмістом алмазів. Для них також характерна переважно струменево-лінзовидна концентрація алмазів. Алювіальні терасові розсипи поширені досить широко, але загалом мають підпорядковане значення. При їх руйнуванні на схилах утворюються бідніші алювіально-делювіальні терасово-горбкуваті розсипи плащеподібною або неправильної ізометричної форми (рис. 10).

Прикладом комплексного алювіального розсипу є р. Жекітіньюня алмазонасного району Діамантіна – це найбільш відомий розсипний об'єкт Бразилії. Тут виявлено алмази під час видобування золота ще кілька століть тому. Відтоді з перервами здійснювалося видобування алмазів, вміст яких за останні 50 років не перевищував десяті й соті частки карат на куб. Але висока якість каменю, ювелірних близько 80 % за рахунок багаторазового перевідкладення, і поява потужних драг, які переробляють величезні обсяги гравію та зачищають м'який сланцевий плотик, роблять видобуток рентабельним. Алмазонасним тут є весь долинний комплекс фацій – русло, заплава, тераси. У сучасній долині р. Жекітіньюня і древньому руслі виявлено численні водобійні котли, кишені, воронки, де вміст алмазів досягає 10 кар. на куб і більше. Наприклад, у 2000 р. з однієї із

величезних воронко видобуто 370 тис. кар. алмазів і близько 1 т золота. Аналогічні котли-воронки відмічаються в розсипах ЦАР, їх там називають «марміти» (Устинов, 2015). Алмази, що видобуваються в Діамантіні, з четвертинних розсипів не дуже великі, серед них переважають ромбододекаедри і перехідні форми. Поряд із безбарвними є жовтуваті, коричневаті й зеленуваті, вартість їх 120–140 \$/кар. і більше. Міграційними супутниками алмазів є ставроліт, турмалін, дистен, монацит, ксенотим, циркон, генетичні супутники відсутні. Сформовані такі розсипи внаслідок переробки і перевідкладення древніх докембрійських алмазоносних порід – філітів, метаконгломератів та ін. (штат Мінас-Жерайс, кратон Сан-Франциско) (Martins-Neto, 2000; Martins-Neto, Hercos, 2002; Петровский и др., 2016).

Окрім розсипів сучасних долин, дуже поширені також алювіальні розсипи древніх долин. До них належать в основному розсипи долин неогенового, палеогенового, крейдового, юрського періодів. У сучасному рельєфі серед цих розсипів виділяються підняті на вододілах, де молодші відклади, які їх перекривають, денудовані і поховані. Останні зазвичай перекриті четвертинними відкладами алювіального, льодовикового, вулканогенного та іншого походження, що не містять корисного компонента.

Вододільні розсипи характерні для долин мезозойсько-кайнозойського залягання і приурочені до збережених на вододілах реліктивних галечників древньої гідромережі. Вони мають площинне поширення, витягнуту неправильну еліпсоподібну і близьку до ізометричної форму.

Розсипи порівняно короткі, широкі, алювіально-делювіальні. Промислова роль їх незначна.

Розсипи карстово-ерозійних долин річок і балок відомі на реліктах піднятих поверхонь вирівнювання в межах карстових порід у багатьох регіонах світу. Джерелами живлення є різновікові кори вивітрювання проміжних колекторів алмазу. Релікти великих річкових долин і балок розташовані на вододілах, схилах і в днищах сучасних долин. У днищах долин вони приховані під молодим делювієм і алювієм сучасного русла. В Якутській алмазоносній провінції це розсипи річок Єбелях, Біллях, Моргогор та ін. (Прокопчук, 1979).

Алювіальні розсипи ерозійних котлів (мармітів) трапляються на Африканському континенті в межах плато, які зазнали здіймання на новітньому етапі. Такі утворення широко представлені на схилах синеклізи Конго. Найчастіше вони відзначаються в днищах річкових долин і виконані кайнозойськими відкладами. Ерозійні котли досягають розмірів до 200–300 м при глибині до 60–70 м. Вони утворюються внаслідок вибіркової ерозії порід під час блокових тектонічних зрушень. У мармітах відзначаються дуже високі концентрації корисного компонента – алмазів і нерідко золота. Широкий розвиток високоалмазоносних мармітів характерний для області Убангі-Шарі ЦАР (рис. 11).

На формування алювіальних розсипів, їхню внутрішню будову, потужність, гранулометричний склад і алмазоносність алювію впливають динамічні фази формування алювію. Алювій стадії врізання русла, що утворюється на ділянках позитивних морфоструктур

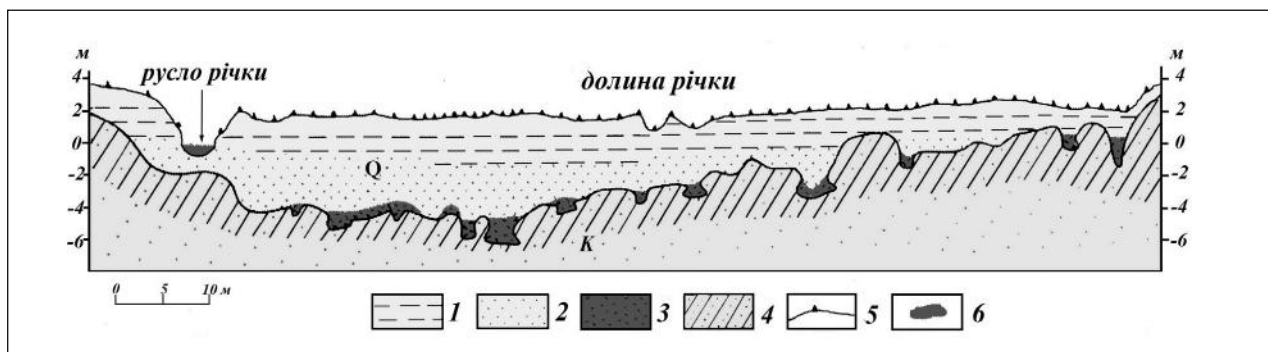


Рис. 11. Літологічний розріз четвертинного розсипу алмазів долини р. Котто, район Мука-Уадда, ЦАР (Устинов, 2015): 1–3 – четвертинні відклади: 1 – суглинки, 2 – піски, 3 – галечники; 4 – крейдові відклади, пісковики; 5 – бурові свердловини; 6 – алювіальні розсипи в «мармітах»

Fig. 11. Lithological section of the Quaternary placer of diamonds in the valley of the Kotto River, Muka-Uadda district, CAR (Ustinov, 2015): 1–3 – Quaternary deposits: 1 – loams, 2 – sands, 3 – pebbles; 4 – chalk deposits, sandstones; 5 – drilling wells; 6 – alluvial placers in "marmites"

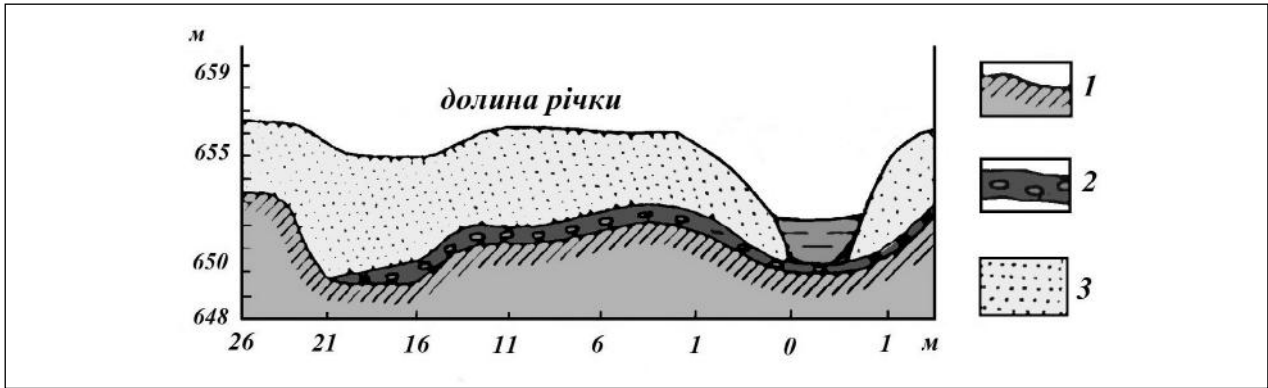


Рис. 12. Будова алювіального розсипу р. Гбенко (Гвінея): 1 – корінні породи, 2 – продуктивні галечники, 3 – перекриваючі осадки

Fig. 12. The structure of the alluvial placer of the Gbenko River (Guinea): 1 – bedrock, 2 – productive pebbles, 3 – overlying sediments

за підвищеної швидкості водотоку, характеризується малою і дуже малою потужністю алювію. Наприклад, у Гвінеї потужність продуктивного алмазоносного шару на деяких родовищах становить 15–20 см, в зв'язку з чим підрахунок запасів алмазів проводиться там у каратах на метр квадратний (рис. 12). У ньому переважає крупноуламковий валунно-галечковий матеріал з підвищеним вмістом і крупністю алмазів по всьому розрізу. Через швидку течію річок більшість дрібних алмазів виноситься, порівняно великі концентруються переважно в лінзах і гніздах. Розсипи здебільшого руслові, ложкові, нерідко переривчасті на ділянках дуже малої потужності або повної відсутності алювію, і найбільш придатні для старательського відпрацювання (рис. 13). Алювій стадії переважної акумуляції формується в депресіях за повільної течії річок. Він характеризується великою потужністю, перешаруванням дрібногалечкових і піщаних осадків, які сприятливі для утворення великих промислових розсипів алмазів.

Варто зазначити, що для багатьох регіонів характерними є гетерогенні промислові розсипи алмазів, змішаного морфогенетичного типу. Прикладом таких утворень є розсипи, які сформовані на схилах і в днищі невеликих водотоків, ложкові розсипи, що являють собою перехідну стадію від делювіальних розсипів до алювіальних. У верхніх частинах і на схилах долин ложкові розсипи мало відрізняються від делювіальних, а в нижніх частинах – це типові пролювіальні, пролювіально-алювіальні або алювіальні розсипи. Цей тип розсипів є одним з основних промислових типів на Африканському континенті (Подчасов и др., 2005).

Прибережно-морські розсипи алмазів дуже поширені й розробляються вздовж південно-західного узбережжя Африки. Це головним чином розсипи сучасних пляжів, берегових валів і еоцен-пліоценових прибережно-морських терас, рідше – підводного шельфу і підводних потоків у каналах, які перпендикулярні



Рис. 13. Нелегальне видобування алмазів місцевими жителями із делювіального (а) і ложкового (б) розсипів (Гвінея)

Fig. 13. Illegal mining of diamonds by local residents from deluvial (a) and spoon placers (b) (Guinea)

до берегової лінії. Розсипні родовища розташовуються переважно у вигляді переривчастих субпаралельних берегу смуг, протяжністю від кількох сотень метрів до кількох кілометрів, рідше – перших десятків кілометрів. Ширина окремих розсипів сягає від перших десятків-перших сотень метрів до 1,5–2,5 км. Потужність продуктивних відкладів становить 0,3–2,0 м на пляжах, 2–3 м на шельфі, до 5–10 м у западинах і вирвах (Устинов, 2015). Продуктивні відклади представлені переважно валунними галечниками, іноді конгломератами з вапняним цементом і гравійними грубозернистими пісками з черепашником (рис. 14). Вони характеризуються невисоким (0,2–0,5, рідко до 2 кар./м³) вмістом і дуже нерівномірною концентрацією алмазів, наявністю збагачених алмазами лінз і гнізд (до 10–100 кар./м³ у лійках) та великими розмірами каменів. Морські розсипи схилів шельфу відносно більш витримані за формою, розмірами та алмазоносністю. Прибережно-морські розсипи далекого зносу і перевідкладення вирізняються високою якістю і крупністю алмазів. Наприклад, у Намібії середня ціна сягає 200–300 \$/кар. і більше (Подчасов и др., 2005).

Еолові розсипи формуються внаслідок тривалого вітрового видування частинок глинисто-піщаних фракцій з пухких алмазоносних відкладів із збагаченням останніх, а також вітрового перенесення й акумуляції переважно дрібних алмазів. У першому випадку утворюються «залишкові» розсипи дефляційних ванн, котлованів, у другому – розсипи дюн, з переважною концентрацією алмазів на їхніх серповидних крутих схилах. Промислові

розсипи алмазів приурочені, як правило, до дефляційних ванн та котлованів і дуже рідкісні в дюнах. Родовища дефляційних ванн і котлованів поширені на морських терасах, витягнутих уздовж пустельного узбережжя Південно-Західної Африки та частково долинами древніх «сухих» річок, орієнтовані у напрямку основних вітрів, внутрішньоконтинентальних пустельних районів. До них відносяться Ліхтенбург у ПАР, Людериц у Намібії та ін. (Устинов, 2015).

Зона переривчастих псевдодолин дефляційного походження (ванн, котлованів), які розділені пасмами стійких корінних порід, простягається вздовж Атлантичного узбережжя Намібії на 100 км на південь від бухти Людериц. Дефляційні розсипи сформовані внаслідок роздування алмазоносних морських терас, місцями майже повного, до підстильних кристалічних порід. Це сприяє гніздовому скупченню алмазів у нерівностях поверхні плотика, іноді з вмістом 0,2–0,5 кар./м³. Каміні нерідко забарвлені з поверхні в жовті, бурі кольори, більшість кристалів ювелірної якості (Подчасов и др., 2005).

Льодовикові розсипи доволі рідкісні через несприятливі умови для концентрації алмазів і формуються лише поблизу багатих первинних або вторинних джерел живлення алмазів. Промислові розсипи відомі у верхньопротерозойських моренах і у водно-льодовикових конгломератах, які утворилися під час танення льодовиків. Сюди відносяться тиліти Макаубас і конгломерати Сопа в Бразилії (Chaves et al., 2000; Martins-Neto, Hercos, 2002). Уламковий продуктивний матеріал розсипів абсолютно

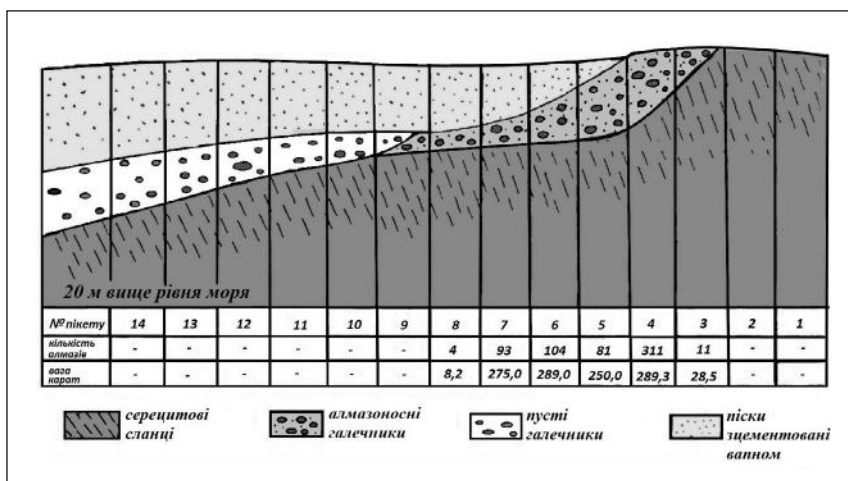


Рис. 14. Розріз пляжного прибережно-морського розсипу в Намакваленді, Південна Африка (Устинов, 2015)

Fig. 14. Cross-section of a beach coastal-marine placer in Namaqualand, South Africa (Ustinov, 2015)

не сортований, містить глину, валуни і гальку зі слідами льодовикового штрихування. У тилітах галька і валуни розсіяні, шаруватість відсутня. Розміри розсипних родовищ дрібні, протяжність сягає до перших кілометрів, потужність «пісків» – до перших метрів. Промислова значущість льодовикових розсипних родовищ незначна. Більшу промислову значущість мають кайнозойські алювіальні розсипи, які живляться внаслідок площинного розмиву алмазоносних льодовикових відкладів, зокрема пермокарбонного, крейдяного і четвертинного віку в Африці. Але, наприклад, в Бразилії основна маса алмазів вилучається з четвертинних розсипів, які сформувалися внаслідок переробки та перевідкладення древніх докембрійських алмазоносних порід – філітів та метаконгломератів кратону Сан-Франциско (Подвысоцкий и др., 2019). Найбільш древні розсипоутворювальні алмазоносні конгломерати належать до супергрупи Еспіньясо. Ці утворення мають континентально-рифтогенне походження і датуються за цирконами інтервалом 1850–1000 млн років (Метелкина и др., 1976; Martins-Neto, 2000; Петровский и др., 2016). Найбільш алмазоносними в цій супергрупі є відклади світи Сопа-Брумадіню, з виходами яких в основному і корелюється продуктивність четвертинних долинних розсипів (Chaves et al., 2000; Петровский и др., 2016).

Техногенні розсипи утворюються при неповному відпрацюванні природних розсипів і через неповне вилучення алмазів під час промислової переробки пісків або руд на збагачувальних фабриках і, відповідно, підрозділяються на залишкові ціликові та відвальні. Залишкові ціликові розсипи містять бортові, внутрішньоконтурні та охоронні цілики, недоопрацьовані ділянки, а відвальні – відвали хвостосховищ збагачувальних фабрик та іноді відвали розкривних робіт. Вміст і крупність алмазів у відвалах прямо залежать від таких у перероблених «пісках» і рудах, проте крупні алмази порівняно рідкісні. Вміст алмазів у відвалах розкривних робіт зазвичай низький, кристали переважно дрібні. На деяких корінних родовищах Африки переробляють відвали з метою вилучення дрібних (-1+0,5 мм) алмазів, які використовують як абразивну сировину. Розподіл алмазів у відвалах хвостосховищ нерівномірний як у плані, так і в розрізі, що зумовлено

мінливістю схем і режимів збагачення, переробкою в різний час «пісків» і руд з різних ділянок і родовищ (Минорин и др., 2004).

Висновки

На земній кулі розповсюджені розсипи алмазів усіх морфогенетичних типів, які відомі для розсипних родовищ різних корисних копалин взагалі. Завдяки високій твердості, хімічній та абразивній міцності алмазу при формуванні розсипних родовищ є можливість його багаторазового перевідкладення і концентрації в широкому спектрі обстановок (рис. 15). У процесі перенесення і перевідкладення порушується безпосередній зв'язок алмазоносних розсипів з їхніми першоджерелами, а в живленні розсипів задіяні проміжні колектори – древніші алмазоносні осадові формації. Промисловий розсип може бути генетично однорідним або неоднорідним (гетерогенним) і живитися від одного або кількох джерел – як первинних, так і проміжних. Більшість промислових розсипів алмазів мають четвертинний (алювіальні розсипи сучасних річкових долин та їхніх приток) і кайнозойський (палеоген-неогеновий) вік. На основі аналізу та узагальнення літературних джерел і даних власних досліджень проведена систематизація розсипних родовищ алмазів на різних континентах, уточнені умови їх формування в різних ландшафтно-геологічних обстановках, а саме:

1. Особливості формування того чи іншого типу сучасних розсипів певною мірою залежать від ландшафтно-геологічних умов конкретного континента чи його частини, а древніх – від кліматично-геологічних умов тої чи іншої геологічної епохи. Елювіальні розсипи на кімберлітах, що сформувалися в умовах гумідного тропічного клімату, користуються найбільшою популярністю в Африці. При цьому, на відміну від розсипів Якутії, вони формуються як за рахунок багатих, так і за рахунок відносно бідних кімберлітових тіл. Безпосередньо біля корінних родовищ формуються делювіально-пролювіальні, алювіальні коротких водотоків розсипи ближнього зносу. Вони характеризуються близькими до першоджерел гранулометричним складом, морфологією, якістю і сортністю алмазів. Такі розсипи виникають лише біля високоалмазоносних корінних

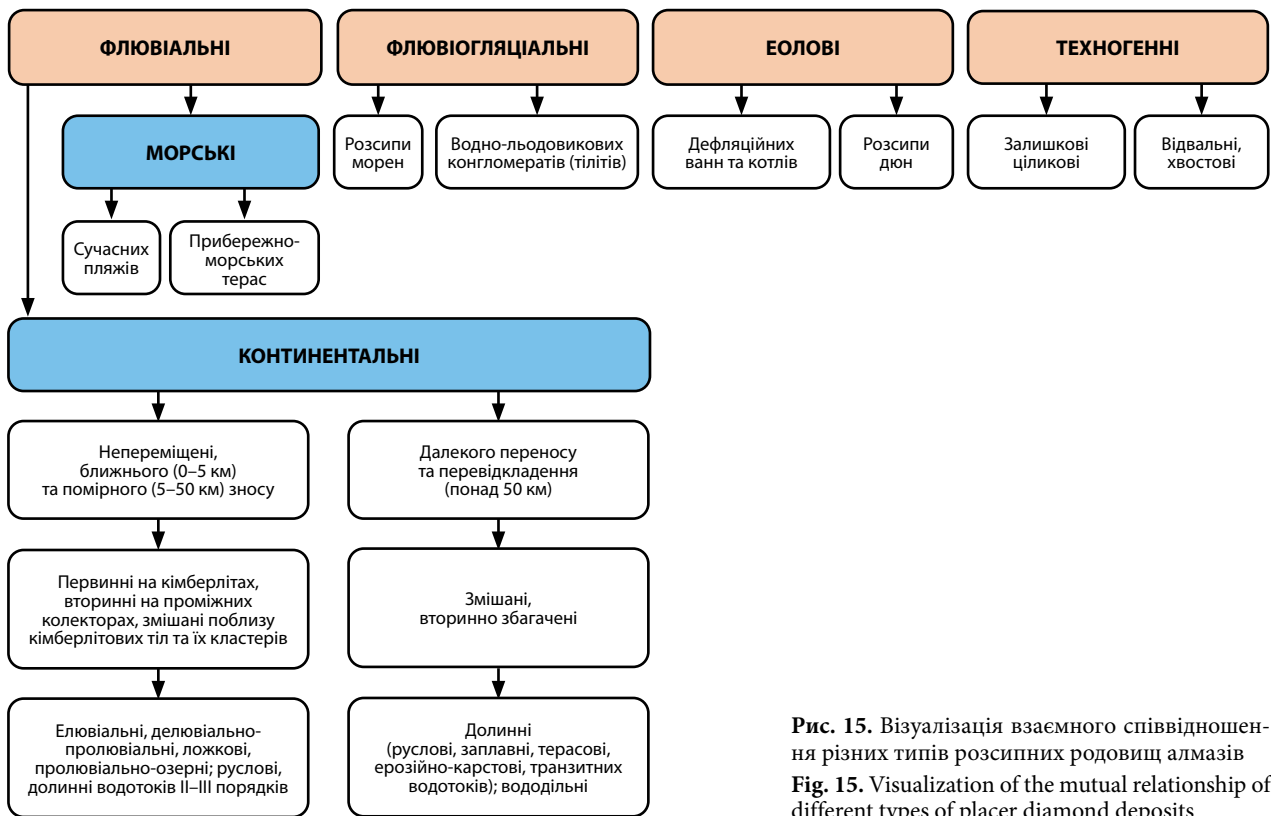


Рис. 15. Візуалізація взаємного співвідношення різних типів розсипних родовищ алмазів
 Fig. 15. Visualization of the mutual relationship of different types of placer diamond deposits

родовищ, а в умовах тропічного клімату кімберлітові трубки середньої алмазоносності можуть формувати багаті делювіальні розсипи. Хоча розсипи ближнього зносу – делювіально-пролювіальні та руслові коротких водотоків не мають великого промислового значення, але вони дуже інформативні для пошуків корінних джерел. Важливо при пошукових роботах надійно діагностувати їх за літолого-фаціальними та мінералогічними ознаками. Необхідно сказати, що підвищення ефективності пошуків алмазних родовищ на перспективних територіях України визначається необхідністю проведення шліхо-мінералогічного, середньо- та великооб'ємного опробування базальних піщано-гравійно-галькових горизонтів теригенних відкладів з метою констатації безпосередньо алмазу та високобаричних мінералів алмазної асоціації.

В умовах аридного клімату можуть формуватися пролювіальні розсипи «сухих» річок. Для «сухих» річок, які протікають лише в рідкісні сезони зливових дощів, характерними є бурхливі грязьові потоки, несортвані та слабо сортвані піщано-глинисті відклади

з валунами, брилами та розсіяною, як у тилітах, слабо обкатаною галькою. Більш поширеними є пролювіальні розсипи дрібних струмків і конусів виносу тимчасових водотоків в озерах. Пролувіальні розсипи дрібних водотоків у верхній частині зазвичай змінюються делювіальними, а в пригірлових – алювіальними, тому частіше вони розглядаються як гетерогенні. В арктичному кліматі пролювіальні розсипи представлені конусами виносу дрібних річок і балок. Вони відомі майже повсюдно, але розсипи з підвищеним вмістом алмазів трапляються лише в районах розвитку багатих корінних родовищ.

2. Найпоширенішим типом алмазоносних розсипів на древніх платформах є алювіальний. Більшість алювіальних розсипних родовищ алмазів приурочені до малих і середніх річок, у великих річках промислові розсипи порівняно рідкісні і зазвичай з невисокими концентраціями корисного компонента. На формування алювіальних розсипів, їхню внутрішню будову, потужність, гранулометричний склад і алмазоносність алювію впливають динамічні фази формування алювію.

Таблиця 4. Параметри алмазозносності розсипних родовищ

Table 4. Parameters of diamond content of placer deposits

Класифікаційні ряди					
Генетичний	Фаціально-морфологічний	Типоморфний			
		Асоціація генетично пов'язаних індикаторних мінералів	Вміст алмазів, кар./м ³	Середня вага алмазів, мг	Вартість алмазів, \$/кар.
<i>I. Розсипи непереміщені і ближнього зносу первинні і комбінованого живлення, континентальні</i>					
Елювіальний, делювіально-пролювіальний, пролювіально-озерний, в т. ч. карстовий	Плоских височин, борта і днища депресій	Відповідає корінному джерелу: піроп, пікроільменіт, хромдіоксид, хроміт. Не зношені	0,2–3,5 і більше	2–8	20–70
<i>II. Розсипи помірного і дальнього зносу комбінованого живлення, континентальні</i>					
Алювіальний	Річкових долин різної протяжності	В цілому відповідає корінному джерелу. Слабо зношені	0,5–1,5	10–20	30–90
<i>III. Розсипи помірного і дальнього зносу комбінованого живлення, морські первинні</i>					
Підводно-алювіальний, прибережно-морський	Дельт, морських пляжів	Алмаз-піропова Максимально зношені	0,2–1,2	30–100 і більше	20–150
<i>IV. Розсипи вторинні континентальні, які утворені за рахунок багаторазового перевідкладення морських і континентальних розсипів</i>					
Алювіальний, ерозійно-карстовий, басейновий	Річкових долин, схили і днища депресій	Генетичні мінерали-супутники алмазів відсутні	0,2–1,5	45–150 і більше	60–300 і більше

Алювій стадії врізання русла, що утворюється на ділянках інтенсивних підняттях, за підвищеної швидкості водотоку, характеризується малою і дуже малою потужністю продуктивного шару. Алювій стадії переважної акумуляції формується в депресіях за повільної течії річок. Він характеризується великою потужністю, перешаруванням дрібногалькових і піщаних осадків, які сприятливі для утворення великих промислових розсипів алмазів. Алювіальні розсипи верхів'їв палеодолин і делювіальні, які розташовані поблизу корінних джерел, у більшості випадків належать до категорії первинних і змішаних. Морфологічні типи алювіальних розсипів визначаються їхнім положенням у долинах і підрозділяються на руслові, долинні, терасові та вододільні. Окрім розсипів сучасних долин, дуже поширені також алювіальні розсипи древніх долин. До них належать в основному розсипи долин неогенового, палеогенового, крейдяного, юрського періодів. У сучасному рельєфі серед цих розсипів виділяються підняті (на вододілах, де молодші відклади, які їх перекривають, денудовані) і поховані. Останні зазвичай перекриті

четвертинними відкладами алювіального, льодовикового, вулканогенного та іншого походження, що не містять корисного компонента.

3. Морські, флювіогляціальні та еолові розсипи алмазів присутні лише на Африканському континенті та в Бразилії. В Намібії і ПАР вздовж південно-західного узбережжя дуже поширені й розробляються прибережно-морські розсипи високоякісних дорогих алмазів. Це головним чином розсипи сучасних пляжів, берегових валів і еоцен-пліоценових прибережно-морських терас, рідше – підводного шельфу і підводних потоків у каналах, які перпендикулярні до берегової лінії. Еолові розсипи формуються в умовах пустельного клімату внаслідок тривалого вітрового видування частинок глинисто-піщаних фракцій з пухких алмазозносних відкладів. Промислові розсипи алмазів приурочені, як правило, до дефляційних ванн та котлованів. Родовища дефляційних ванн і котлованів поширені на морських терасах, витягнутих уздовж пустельного узбережжя Намібії та частково долинами древніх «сухих» річок. Льодовикові розсипи доволі рідкісні через несприятливі умови для концентрації

алмазів і формуються лише поблизу багатих первинних або вторинних джерел живлення алмазів. Промислові розсипи відомі у верхньо-протерозойських моренах і у водно-льодовикових конгломератах, які утворилися під час танення льодовиків. Сюди відносяться тиліти Макаубас і конгломерати Сопа в Бразилії.

4. Алмазоносність розсипів визначається головним чином рівнем вмісту та об'ємом еродованих джерел живлення, а її мінливість – регіональними та локальними факторами, що впливають на внутрішню будову розсипів і концентрацію в них алмазів. Вміст алмазів у промислових розсипах коливається в широких межах від 0,05–5,0 до 10 кар./м³ і більше. Максимальні концентрації притаманні перевідкладеним корам хімічного вивітрювання джерел живлення, з якими пов'язана більшість розсипних родовищ алмазів. Відносно високий вміст і знижена якість алмазів характерні для розсипів ближнього зносу, зазвичай із дрібними та середніми за розміром кристалами. Для розсипів дальнього зносу та перевідкладення характерні порівняно низький вміст і висока якість алмазів з переважно крупними

та середніми кристалами. Крупніші та якісніші кристали властиві здебільшого неодноразово перевідкладеним розсипам, які живляться з проміжних древніх колекторів, особливо прибережно-морського генезису. Рівень мінімально-промислового вмісту корисного компонента визначається головним чином якістю алмазів та економічними чинниками конкретного регіону. Так, у деяких країнах Африки вже багато десятиліть експлуатують алювіальні розсипи із вмістом 0,07–0,10 кар./м³ за дуже високої ціни – до 300 \$/кар. В Якутії ведеться експлуатація розсипів з вмістом 0,5–1,5 кар./м³ за середньої вартості алмазів у 50–100 \$/кар. В алмазоносних районах Бразилії до розряду промислових належать розсипи із вмістом від 0,5 до 2 кар./м³ за середньої вартості 25–40 \$/кар. В інших регіонах також для розсипів далекого зносу характерний нижчий вміст, але вища якість каменів (Рожков и др., 1963; Харьков, 1978; Прокопчук, 1979; Трофимов, 1980; Минорин и др., 2004; Подчасов и др., 2005). Узагальнена класифікація розсипних родовищ і параметри їх алмазоносності наведені в таблиці 4.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Гейко Ю.В., Гурский Д.С., Лыков Л.И., Металиди В.С., Павлюк В.Н., Приходько В.Л., Цымбал С.Н., Шимкив Л.М. Перспективы коренной алмазоносности Украины. Киев; Львов: Центр Европы, 2006. 223 с.
- Металіди В.С., Павлюк В.М., Приходько В.Л. Алмазоносність південно-західної частини Українського щита і його схилів. *Мінер. ресурси України*. 1999. № 3. С. 9–12.
- Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В. Докембрийские алмазоносные формации Мира. Москва: Недра, 1976. 134 с.
- Минорин В.Е., Подчасов В.М., Богатых И.Я., Голубев Ю.К., Граханов С.А., Кривонос В.Ф., Подвысоцкий В.Т., Харьков А.Д., Эринчек Ю.М. Геология, прогнозирование, методика поисков, разведки и геолого-промышленной оценки россыпных месторождений алмазов. Якутск, 2004. 424 с.
- Остафійчук Н.М., Підвисоцький В.Т., Чашка О.І., Ковалевич Л.А. Особливості пошуків родовищ алмазів в геологічних умовах території України. *Наук. пр. Дон. нац. техн. ун-ту. Сер. гірн.-геол.* 2012. Вип. 2 (17). С. 9–15.
- Петровский В.А., Силаев В.И., Сухарев А.Е., Голубева И.И., Ракин В.И., Лютюев В.П., Васильев Е.А. Россыпеобразующие алмазоносные породы и алмазы Восточной Бразилии. *Вестн. Перм. ун-та. Сер. Геология*. 2016. Вып. 1 (30). С. 33–59.
- Подвысоцкий В.Т., Остафійчук Н.Н. Древние алмазоносные конгломераты района Дьямантина, штат Минас-Жерайс, Бразилия. *Материалы IX Междунар. науч.-практ. конф. «Научно-методические основы прогноза, поисков и оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов»*, Москва, 17–19 апреля 2019 г. Москва, ФГБУ «ЦНИГРИ», 2019. С. 37–38.
- Подвысоцкий В.Т., Иванух В.М., Лелюх М.И. Меловые алмазоносные конгломераты кимберлитовой провинции Жуина (штат Мату-Гроссу, Бразилия). *Материалы V Междунар. науч.-практ. конф. «Эффективность геологоразведочных работ на алмазы»*. Мирный, 2018. С. 140–143.
- Подвысоцкий В.Т., Лелюх М.И., Остафійчук Н.Н. Особенности коренных и россыпных источников алмазов Бразилии: наиболее древние и наиболее молодые. *Материалы наук. конф. «Здобутки і перспективи розвитку геологічної науки в Україні»*, Київ, 14–16 травня 2019 р. Київ, 2019. С. 78–80.
- Подвысоцкий В.Т., Белов Е.Н. Состав и условия формирования древних осадочных коллекторов и россыпей алмазов. Якутск, 1995. 161 с.
- Подчасов В.М., Евсеев М.Н., Богатых И.Я., Минорин В.Е., Черенков В.Г. Россыпи алмазов Мира. Москва: ООО «Геоинформмарк», 2005. 747 с.

- Прокочук Б.И. Алмазные россыпи и методика их прогнозирования и поисков. Москва: Недра, 1979. 248 с.
- Рожков И.С., Михалев Г.П., Зарецкий Л.М. Алмазоносные россыпи Малоботуобинского района Западной Якутии. Москва: Наука, 1963. 137 с.
- Трофимов В.С. Геология месторождений природных алмазов. Москва: Недра, 1980. 304 с.
- Устинов В.Н. Терригенные коллекторы алмазов Сибирской, Восточно-Европейской и Африканской платформ. Санкт-Петербург: Наука, 2015. 530 с.
- Харьків А.Д. Минералогические основы поисков алмазных месторождений. Москва: Недра, 1978. 136 с.
- Цымбал С.Н., Полканов Ю.А. Минералогия титано-циркониевых россыпей Украины. Киев: Наукова думка, 1975. 247 с.
- Kaminsky F.V., Khachatryan G.V., Paulo Andreazza, Debora Araujo, Williams Griffin. Kimberlitic sources of super-deep diamonds from in the Juina area Mato Grosso State, Brazil. *Lithos*. 2010. Vol. 114. P. 833–842.
- Martins-Neto M.A. Tectonics and sedimentation in a paleo/mesoproterozoic rift-sag basin. *Precambrian Research*. 2000. No. 103. P. 147–173.
- Martins-Neto M.A., Hercos C.M. Sedimentation and tectonic setting of Early Neoproterozoic glacial deposits in southeastern Brazil. *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional System*. 2002. Vol. 33. P. 383–403.
- Chaves M.L., Dussin T.M., Sano Y. The Source of the Espinhago Diamonds: Evidences from SHRIMP U-Pb zircon ages of Sopa Conglomerate and Pb-Pb zircon evaporation ages of metavolcanic rocks. *Revista Brasileira de Geociencias*. 2000. Vol. 30 (2). P. 265–269.

Надійшла до редакції 09.02.2023

Прийнята 24.02.2023

REFERENCES

- Heiko Yu.V., Hurskyi D.S., Lykov L.Y., Metalidi V.S., Pavliuk V.N., Prykhodko V.L., Tsymbal S.N., Shymkiv L.M. 2006. Prospects for the primary diamond content of Ukraine. Kyiv; Lvov: Tsentr Evropy (in Russian).
- Metalidi V.S., Pavliuk V.M., Prykhodko V.L. 1999. Diamond bearing of the southwestern part of the Ukrainian shield and its slopes. *Mineralni resursy Ukrainy*, 3: 9–12 (in Ukrainian).
- Metelkyna M.P., Prokopchuk B.Y., Sukhodolskaia O.V., Frantsesson E.V. 1976. Precambrian diamond formations of the Mir. Moscow: Nedra (in Russian).
- Mynoryn V.E., Podchasov V.M., Bohatykh Y.Ia., Holubev Yu.K., Hrakhanov S.A., Kryvonos V.F., Podvysotskyi V.T., Kharkyv A.D., Erynchek Yu.M. 2004. Geology, forecasting, methods of prospecting, exploration and geological-industrial evaluation of placer deposits of diamonds. Yakutsk (in Russian).
- Ostafichuk N.M., Podvysotskyi V.T., Chashka O.I., Kovalevych L.A. 2012. Peculiarities of searching for diamond deposits in the geological conditions of the territory of Ukraine. *Naukovi pratsi Donetskoho natsionalnoho tekhnichnoho universytetu. Seriya: Hirnycho-heolohichna*, 2 (17): 9–15 (in Ukrainian).
- Petrovskyi V.A., Sylae V.Y., Sukharev A.E., Holubeva Y.Y., Rakyn V.Y., Liutoev V.P., Vasylev E.A. 2016. Diamond-forming rocks and diamonds of Eastern Brazil. *Vestnyk Permskoho universiteta. Seriya: Heolohia*, 1 (30): 33–59 (in Russian).
- Podvysotskyi V.T., Ostafyichuk N.N. 2019. Ancient diamond-bearing conglomerates of the Diamantina region, Minas Gerais state, Brazil. *Materialy IX Mezhdunarodnoi nauchno-praktycheskoi konferentsyy "Nauchno-metodycheskye osnovy prohoza, poyskov y otsenky mestorozhdeniy almazov, blahorodnykh i tsvetnykh metallov"*, 17–19 aprelia 2019 hoda. Moscow, FHB "TsNYHRY", pp. 37–38 (in Russian).
- Podvysotskyi V.T., Yvanukh V.M., Leliukh M.Y. 2018. Cretaceous diamond-bearing conglomerates of the Juina kimberlite province (Mato Grosso state, Brazil). *Materialy V Mezhdunarodnoi nauchno-praktycheskoi konferentsyy "Effektivnost heolohorazvedochnykh robot na almazy"*. Myrnyi, pp. 140–143 (in Russian).
- Podvysotskyi V.T., Leliukh M.Y., Ostafyichuk N.N. 2019. Features of native and placer sources of diamonds in Brazil: the oldest and the youngest. *Materialy naukovoï konferentsii "Zdobutky i perspektyvy rozvytku heolohichnoi nauky v Ukraini"*, 14–16 travnia 2019 roku. Kyiv, pp. 78–80 (in Ukrainian).
- Podvysotskyi V.T., Belov E.N. 1995. Composition and conditions of formation of ancient sedimentary reservoirs and diamond placers. Yakutsk (in Russian).
- Podchasov V.M., Evseev M.N., Bohatykh Y.Ia., Mynoryn V.E., Cherenkov V.H. 2005. Places of diamonds of the Mir. Moscow: OOO "Heoinformmark" (in Russian).
- Prokopchuk B.Y. 1979. Diamond placers and methods of their forecasting and prospecting. Moscow: Nedra (in Russian).
- Rozhkov Y.S., Mykhalev H.P., Zaretskyi L.M. 1963. Diamond placers of the Malobotuobinsky district of Western Yakutia. Moscow: Nauka (in Russian).
- Trofymov V.S. 1980. Geology of natural diamond deposits. Moscow: Nedra (in Russian).
- Ustynov V.N. 2015. Terrigenous diamond collectors of the Siberian, East European and African platforms. St.-Peterburh: Nauka (in Russian).
- Kharkyv A.D. 1978. Mineralogical basis of search for diamond deposits. Moscow: Nedra (in Russian).

- Tsymbal S.N., Polkanov Yu.A. 1975. Mineralogy of titanium-zirconium deposits of Ukraine. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Kaminsky F.V., Khachatryan G.V., Paulo Andreazza, Debora Araujo, Williams Griffin. 2010. Kimberlitic sources of super-deep diamonds from in the Juina area Mato Grosso State, Brazil. *Lithos*, 114: 833–842.
- Martins-Neto M.A. 2000. Tectonics and sedimentation in a paleo/mesoproterozoic rift-sag basin. *Precambrian Research*, 103: 147–173.
- Martins-Neto M.A., Hercos C.M. 2002. Sedimentation and tectonic setting of Early Neoproterozoic glacial deposits in southeastern Brazil. *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional System*, 33: 383–403.
- Chaves M.L., Dussin T.M., Sano Y. 2000. The Source of the Espinhago Diamonds: Evidences from SHRIMP U-Pb zircon ages of Sopa Conglomerate and Pb-Pb zircon evaporation ages of metavolcanic rocks. *Revista Brasileira de Geociencias*, 30 (2): 265–269.

Received 09.02.2023

Accepted 24.02.2023

Placer deposits of diamonds and their formation conditions

V.T. Pidvysotskyi *, N.M. Ostafychuk, S.I. Bashinsky

Zhytomyr Polytechnic State University, Zhytomyr, Ukraine

E-mail: victor.pod1948@gmail.com; onm.gef@ukr.net; iptbass@gmail.com

* Corresponding author

This article reviews information from published papers and studies by the authors about placer diamond deposits. Original data were obtained in result of field and laboratory-analytical work carried out in various countries of Africa and South America. The main types of placer diamond deposits – fluvial, fluvioglacial, eolian, and man-made – have been considered and characterized. The main attention is given to fluvial continental placers, which are the most diverse, well-studied and have the greatest industrial importance. Primary, secondary and mixed deposits are distinguished according to the method of feeding; short, moderate and long transport deposits – according to the distance of the diamond-bearing material movement. It is noted that although the short transport placers (deluvial-proluvial and beds of short watercourses) have not industrial value, they are very informative for the searching for root sources. It is important to reliably diagnose these deposits by lithological-facies and mineralogical features during prospecting works. The concepts about the conditions for the formation of diamond placers in various landscape and geological conditions are developed and clarified. Alluvial-proluvial-lacustrine and proluvial-lacustrine types of placers studied in Yakutia and Brazil are characterized in detail. Their characteristic feature is that their productive strata, being re-deposited products of crustal weathering, themselves underwent a hypergenic change at the place of occurrence, which significantly masks the primary conditions of formation. Continental alluvial redeposition and long transport placers, as well as marine, yield the most high-quality expensive diamonds, the average value of which can reach \$300–400 per carat. Often, such placers are formed due to the erosion of ancient Proterozoic placers, which belong to the category of fossils. The article summarizes the genetic and morphological types of diamond placers in the form of a principle diagram of the distribution of sedimentary reservoirs of kimberlite minerals. The landscape-dynamic zones of sedimentation are highlighted. A classification scheme of sedimentary reservoirs containing diamond placers has been developed. Continental, transitional and marine environments are distinguished, with further detalization of sedimentation environments – peneplain, alluvial-lacustrine accumulative plain, alluvial-deltaic plain and shelf zones of sea basins. It is shown that the formation of valley placers, their internal structure, thickness, granulometric composition and diamond content of alluvium are influenced by the dynamic phases of the formation of annual valleys. Visualization of the mutual relationship of different morpho-genetic types of placer diamond deposits is given.

Key words: *diamond placers; deposit type; formation conditions; Africa; Brazil.*

<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.1.268990>
УДК 553.98(447.8)

Нові дані про перспективні нафтогазоносні об'єкти ямненської світи палеоцену південно-східної частини Скибового і Кросненського покривів Українських Карпат

В.Є. Шлапінський, Г.Я. Гавришків, Ю.П. Гаєвська *

Інститут геології та геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна
E-mail: vlash.ukr@gmail.com; galinah2404@gmail.com; yuhaievska@ukr.net

* Автор для кореспонденції

Потужні пісковики ямненської світи поширені на всій території Скибового покриву, а також південно-східній частині Кросненського. Площа досліджень обмежується р. Лімниця на північному заході та українсько-румунським кордоном на південному сході. На даній території виділено декілька перспективних структур з ямненськими пісковиками в їх складі (Брустуранська, Яновецька і Вороненківська). Серед них за сумою додатних показників нафтогазоносності найбільш перспективною є Вороненківська структура (Надвірнянський район Івано-Франківської області, поблизу населених пунктів Вороненка, Яблунця, Полянця), локалізована в скибі Зелеманка. Структура розділена порушеннями на чотири тектонічних блоки та простягається на 8 км. Під породами олігоцену, зім'ятими в антиклінальну складку північно-західного простягання, згідно з геологічними побудовами мають знаходитись відклади палеоцену–еоцену, в складі яких присутні задовільно екрановані зверху і по латералі потужні піщані товщі вигодської (середній еоцен) та ямненської світ (сумарною товщиною понад 300 м). У відкладах олігоцену на поверхні задокументовано прояви нафти. Потенційно перспективні горизонти можуть знаходитись в інтервалі глибин 1500–1800 м. Стаття є продовженням попередньої праці, присвяченої оцінці перспектив нафтогазоносності ямненської світи палеоцену північно-західної частини Скибового покриву Українських Карпат.

Ключові слова: ямненські пісковики; Скибовий і Кросненський покриви; колектори; перспективи нафтогазоносності; структура Вороненка.

Цитування: Шлапінський В.Є., Гавришків Г.Я., Гаєвська Ю.П. Нові дані про перспективні нафтогазоносні об'єкти ямненської світи палеоцену південно-східної частини Скибового і Кросненського покривів Українських Карпат. *Геологічний журнал*. 2023. № 1 (382). С. 39–52. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.1.268990>
Citation: Shlapinskiy V.Ye., Havryshkiv Y.Ya., Haievska Yu.P. 2023. New data on promising oil and gas objects of the Yamna suite of the Paleocene in the south-eastern part on the Skiba and Krosno covers of the Ukrainian Carpathians. *Geologichnij zhurnal*, 1 (382): 39–52. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.1.268990>

© Видавець Інститут геологічних наук НАН України, 2023. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NG-ND (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

© Publisher Institute of Geological Sciences of the NAS Ukraine, 2023. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

Вступ

В українському сегменті Складчастих Карпат найбільше нафти видобуто з родовищ Скибового покриву – понад 6 млн т нафти, що становить майже 96 % загального видобутку. Зокрема, з ямненських пісковиків палеоцену, які характеризуються задовільними колекторськими властивостями, одержано 4,2 млн т нафти. Вся видобута нафта отримана з них на родовищах, локалізованих у північно-західній частині Скибового покриву (Шлапінський та ін., 2021). У південно-східній частині Скибового покриву такі родовища не відомі. Між тим, ямненські пісковики у даному секторі Карпат також поширені, причому не тільки у Скибовому покриві, а й у Кросненському, на відміну від ситуації на північному заході, де ці пісковики відомі тільки у «скибах». Отже, є потреба з'ясувати причини такого нерівномірного розподілу промислової нафтоносності між цими двома частинами Карпат (літологічні зміни чи вплив структурних та геохімічних факторів, тощо).

Метою даної роботи є дослідження стратиграфії та колекторських властивостей ямненських пісковиків верхнього палеоцену, поширених у відкладах Скибового та Кросненського покривів, які можуть бути задовільними колекторами для вуглеводнів, а також виділення та опис перспективних ділянок і структур. У цьому дослідженні аналізуються матеріали геологічної зйомки, сейсмічних досліджень і різноманітних пошукових робіт (на нафту, газ, мінеральні води, рудні компоненти). Для оцінки літологічного складу і товщин ямненської світи використані польові матеріали попередніх геологічних зйомок та власні маршрутні спостереження, а також аналізи каротажних діаграм зі свердловин. Для визначення колекторських властивостей пісковиків ямненської світи відбирали зразки з відслонень, які аналізувалися в лабораторіях ДП «Західукргеологія» та Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України. Всього проаналізовано 53 зразки зі скиб Орівська, Парашка Скибового і Кросненського покривів.

Стратиграфія

Розрізи палеоцен-еоценових відкладів у південно-східній частині Скибового покриву поділяються на два типи. Найбільш поширеним є

розчленування палеоцен-еоценових відкладів у південно-східній частині Скибового покриву на чотири світи: ямненську (P_1jm), манявську (P_2mn), вигодську (P_2yg) і бистрицьку (P_2^3bs). Дві з них – ямненська і вигодська – це піщані товщі, а манявська і бистрицька – товщі ритмічного флішевого перешарування. Ближче до кордону з Румунією у скибі Рожанка (Конятинська і Фошкинська складки) пісковики палеоцену–еоцену об'єднуються в одну потужну товщу, відому на території Румунії під назвою «пісковики Таркеу». Завершується розріз палеоцену–еоцену в цьому типі розрізу бистрицькою світою верхнього еоцену. Отже, вік нерозчленованої частини палеоцену – пізній палеоцен–середній еоцен ($P_1^2-P_2^2$).

Палеоцен і еоцен у Турківському субпокрові Кросненського покриву в Грозівській і Горганській скибах представлені ямненською, манявською, вигодською і бистрицькою світами. Товщина палеоцен-еоценових відкладів тут найбільша в Карпатах і досягає, за спостереженнями авторів, 1555 м (р. Мокрянка). Натомість, у Бітлянсько-Свидовецькому субпокрові, розташованому на південний захід, поширена потужна товща розрізу типу «Таркеу», товщина якої разом з глинистою бистрицькою світою перевищує 1100 м. Відтак, південно-західною границею, яка обмежує ареал поширення ямненської світи у сучасній структурі Карпат, є насув Бітлянсько-Свидовецького субпокрову, а дещо на південний схід ближче до румунського кордону ця границя виходить з-під Дуклянсько-Чорногорського покриву і розмежує ці типи розрізу вже у південних «скибах».

Палеоцен. Ямненська світа (P_1jm)

Скибовий покрив. Розріз ямненської світи (Наврушків, Радковець, 2020) починається пачкою перешарування пісковиків і аргілітів, відомою під назвою яремчанський горизонт. Породи горизонту згідно залягають на нижньопалеоценових утвореннях верхньострийської підсвіти, з якими вони пов'язані поступовими переходами. Яремчанський горизонт представлений тонко- і середньоритмічним перешаруванням зелених невапнистих аргілітів та сірих з зеленуватим відтінком кварцитоподібних пісковиків і вапняків. Місцями у складі горизонту присутні вишневі та червоні аргіліти.

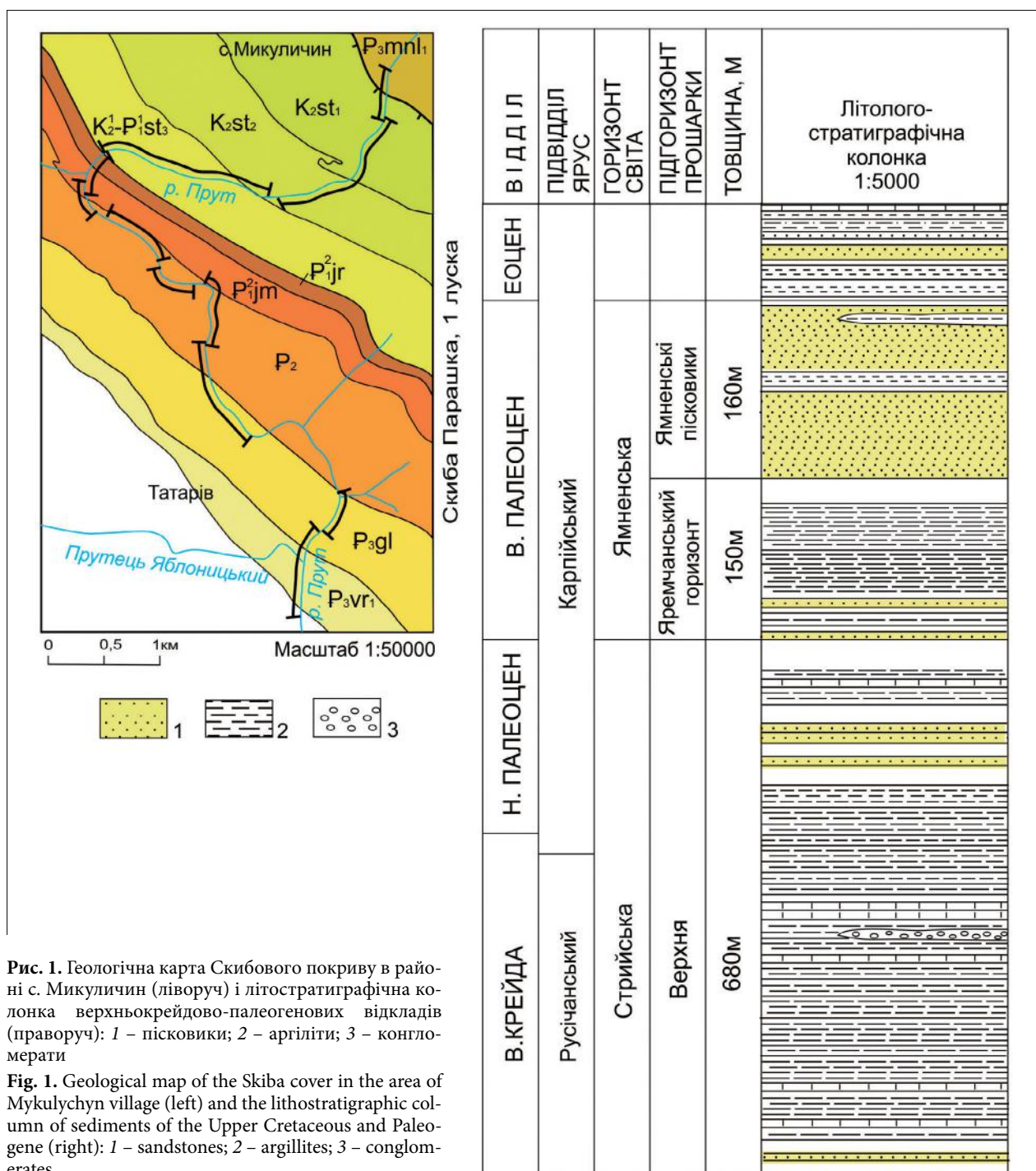


Рис. 1. Геологічна карта Скибового покриву в районі с. Микуличин (ліворуч) і літостратиграфічна колонка верхньокрейдово-палеогенових відкладів (праворуч): 1 – пісковики; 2 – аргіліти; 3 – конгломерати

Fig. 1. Geological map of the Skiba cover in the area of Mykulychyn village (left) and the lithostratigraphic column of sediments of the Upper Cretaceous and Paleogene (right): 1 – sandstones; 2 – argillites; 3 – conglomerates

Разом з пісковиками, що залягають вище по розрізу, він складає ямненську світу. По р. Прут у районі м. Яремче горизонт поділяється на дві пачки (рис. 1).

Нижня пачка цього горизонту, представлена тонкоритмічним чергуванням аргілітів брудно-вишневих і зелених (0,05–0,15 м), пісковиків зеленувато-сірих кварцових, дрібнозернистих (0,1–0,2 м) і алевролітів, згідно залягає на

відкладах верхньострийської підсвіти. Всі породи некарбонатні. Зрідка трапляються тонкі прошарки фукоїдних мергелів та сірих вапняків і прошарків гравелітів та дрібногалькових конгломератів, які містять залишки літотамнієвих водоростей, голки їжаків, мшанки й уламки порід. Товщина пачки – до 35 м. Верхня пачка яремчанського горизонту складена подібними породами, але без червоних аргілітів.

Приблизно такий розріз яремчанського горизонту спостерігається і по р. Прутець Чемегівський в Орівській скибі, а також по р. Прут у межах Сколівської скиби (Гермак та ін., 1971).

Вище яремчанського горизонту залягає одноманітна товща, яка складається на 80–90 % з товстошаруватих і масивних пісковиків (товщиною від 2–3 до 5–6 м), розділених тонкими (10–15 см) прошарками сірих і зеленувато-сірих аргілітів. У руслах річок пісковики яменської світи утворюють пороги і водоспади, а в бортах – стрімкі скельні урвища висотою до 30–40 м. На вододілах скелі приймають вигляд різноманітних дивовижних форм (рис. 2, 3).

Пісковики світло-сірі, цукристі, при вивітрюванні жовто-бурі, дрібно-, середньо- і крупнозернисті. В розрізі трапляються прошарки крупнозернистих пісковиків, які переходять у підшві в гравеліти і дрібногалькові конгломерати. У складі уламків пісковиків, розмір яких коливається від 0,01 до 0,6 мм, переважає кварц. Домінуючою є фракція 0,05–0,3 мм. Обкатаність уламків різна: спостерігаються кутасті, напівкутасті і поодинокі обкатані зерна. Відмічено

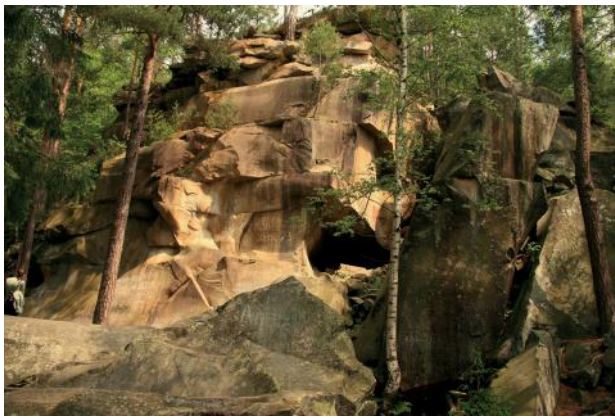


Рис. 2. Скелі Довбуша в м. Яремче (kamendvir.com.ua)
Fig. 2. “Dovbush rocks” in Yaremche (kamendvir.com.ua)

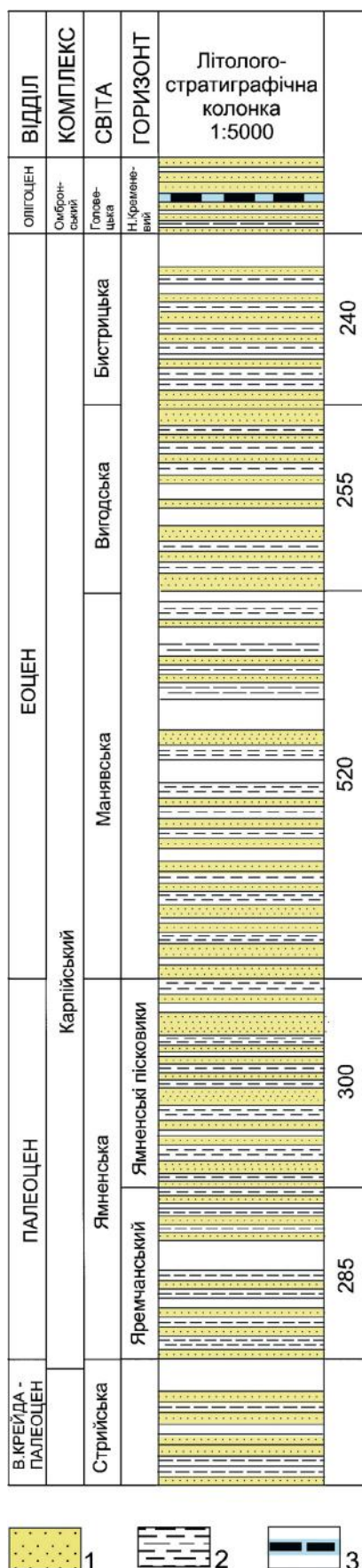


Рис. 3. Скелі «Слон» у м. Яремче (guide.karpaty.ua)
Fig. 3. “Elephant Rocks” in Yaremche (guide.karpaty.ua)

підпорядкований вміст у породах глауконіту і польових шпатів; поодинокі уламки кременів, гранітоїдів, мікросланців, лусок мусковіту; зерна акцесорних мінералів – турмаліну, монациту, рутилу, циркону; з непрозорих мінералів – зерна лейкоксену і піриту. Цемент глинисто-карбонатний; тип цементації – поровий і стикання. Кременистий цемент складає не більше 10 % породи. В його складі присутні частинки глауконіту, гідрослюди, бурих гідроокислів заліза. В окремих розрізах світа представлена чергуванням масивних пісковиків і пакетів тонкоритмічного перешарування піщано-глинистого флішу. Товщина пачок – від 0,5 до 2,5 м. Аргіліти зеленувато-сірі, темно-сірі до чорних, різного ступеня карбонатності. Пісковики зеленувато-сірі дрібнозернисті, кварцитоподібні. По р. Прутець Чемегівський (відслонення 348) товщина тонкоритмічної пачки сягає 35 м (Ващенко и др., 1985). Приблизно в середній частині світи по р. Прут у районі м. Яремче (відслонення 1237, площа Манява) присутня пачка (0,5–1,0 м) тонкоритмічного чергування буро-вишневих і зелених сильно скременілих аргілітів та пісковиків, розвинута локально. У розрізі світи (нижня частина) в межах другої луски Орівської скиби (відслонення 2691, площа Манява, по струмку Форещинка в районі с. Микуличин) простежується пачка ритмічного чергування аргілітів коричнево-чорних піщанистих некарбонатних, з вицвітами ярозиту і пісковиків темно-сірих дрібнозернистих, некарбонатних. Товщина пачки сягає 20–30 м. Стратиграфічне положення пачки невитримане.

Турківський субпокров. Яменська світа в Турківському субпокрові відслонюється в антиклиналі Вишківський Горган Грозівської скиби, в лусках Ялинкувате і Новоселиця Горганської скиби. При порівнянні пісковиків північних і південних скиб, а особливо Турківського субпокрову, спостерігаються зміни літологічного характеру.

Товща, складена чергуванням піщаних пачок і пачок середньо- і тонкоритмічного перешарування із загальним переважанням пісковиків, була описана В.Є. Шлапінським (1987 р.) по р. Мокрянка (вище с. Німецька Мокра) у лусці Новоселиця. Пісковики кварцові, сірі і зеленувато-сірі, дрібно-, середньо- та крупнозернисті, місцями сильно слюдисті, часто кварцитоподібні, тріщинуваті (по тріщинах розвинуті



дрібні прозорі кристали кварцу), некарбонатні і карбонатні, товстошаруваті, зрідка масивної текстури. Цемент кременисто-карбонатний. Товщина коливається від 0,6 до 2,0, іноді до 5 м. Подекуди в цьому розрізі трапляються пісковики дрібно- та середньозернисті, у підшві – крупнозернисті до гравелітів. Пісковик гравелістий з кременисто-глинистим цементом контактово-порового типу (5–10 %), а також іноді спостерігається регенераційний тип цементу. Структура породи псефіто-псамітова, різнозерниста, текстура масивна. Уламковий матеріал погано відсортований і доволі непогано обкатаний, причому гравелістий уламки обкатані краще, до округлих або яйцеподібних. Слід відмітити, що 90 % кластичного матеріалу складають зерна кварцу з мозаїчним згасанням. На уламки мікрокварцитів, кварцево-слюдяних сланців, аргілітів припадає близько 7 %. В незначній кількості присутні зерна польових шпатів (рис. 4).

Пачки тонко- і середньоритмічного чергування аналогічні до відповідних товщ у Скибовому покриві, що були описані вище. Товщина коливається від 2 до 40 м. У такій пачці у цьому розрізі (130 м нижче покрівлі світи) відзначено прошарок червоних плямистих аргілітів товщиною 0,7 м. В 300 м нижче покрівлі у верхній частині яремчанського горизонту присутні пачки тонкоритмічного чергування (до 3 м товщиною) з чорними сильнокременистими аргілітами. Товщина світи – 400 м. У нижній частині яремчанського горизонту виявлено прошарки червоних аргілітів (Жигунова, 1958). Отже, поширена думка щодо відсутності червоних аргілітів на цьому стратиграфічному рівні у Горганських складках виявилася помилковою, а також не знайшли підтвердження опубліковані дані про незначну (всього 50 м) товщину ямненської світи в цьому типі розрізу (Гавура, Царненко, 1972).

На південний схід у цій лусці, в периклінальній частині антиклінальної складки по р. Яблуниця, зростає відсоток прошарків гравелітів. У межах так званого Озеранського підняття зменшується товщина пластів пісковиків – від 2–3 до 0,8–2 м. Цемент пісковиків хлоритово-кременистий (8–12 %), структура алевропсамітова і нерівномірнозерниста. Пісковики дуже щільні, кременисті, окварцовані. В розрізі присутні поодинокі пласти гравелітів з переважанням добре обкатаного гравію молочно-білого кварцу товщиною 0,2–0,6 м (Скордулі, 1955).

Рис. 4. Літостратиграфічна колонка верхньокрейдово-палеогенових відкладів Горганської скиби луски Новоселиця, р. Мокрянка: 1 – пісковики; 2 – аргіліти; 3 – нижньокременевий горизонт

Fig. 4. Lithostratigraphic column of the sediments of the Upper Cretaceous and Paleogene of the Gorgany slice of the Novoselytsia scale, Mokryanka River: 1 – sandstones; 2 – argillite; 3 – siliceus horizon

Горганський тип розрізу палеоцену–еоцену (P₁–P₂²)

Скибовий покрив і Бітлянсько-Свидовецький субпокрив Кросненського покриву. Пісковики ямненської і вигодської світ у межах скиби Рожанка («Фошкинська складка») в південно-східній частині Скибового покриву біля кордону з Румунією об'єднуються в одну потужну товщу, відому на території Румунії під назвою «пісковики Таркеу». Завершується цей тип палеоцен-еоценового розрізу породами бистрицької світи верхнього еоцену. Отже, вік нерозчленованої частини палеоцену – пізній палеоцен–середній еоцен (P₁–P₂²).

У Бітлянському субпокриві відклади даного вікового інтервалу – це також нерозчленований груборитмічний фліш з переважанням пісковиків, розбавлений пачками тонкоритмічного чергування або розділений окремими пластами потужних пісковиків. Мікрофауною порівняно добре охарактеризована верхня ланка комплексу з червоними аргілітами як рівень середньо-верхнього еоцену. Товщина змінюється від 700 до 1100 м, збільшуючись в південно-східному напрямку.

Зміни товщин ямненських пісковиків по латералі

Максимальний розвиток ямненських пісковиків спостерігається в перетині річок Бистриця Солотвинська та Мокрянка. Тут вони представлені в усіх скибах, крім Славської і Берегової. Славська скиба є тектонічно редукована, а в межах Берегової скиби ямненські пісковики літологічно заміщуються на ритмічну товщу (битківські верстви) (рис. 5).

У напрямку на південний захід між річками Лімниця і Бистриця Солотвинська границя площі розповсюдження ямненських пісковиків сигмоїдально вигинається на південь і поширюється на прилеглу територію Турківського субпокриву Кросненського покриву, де зафіксовані максимальні товщини ямненських пісковиків (до 330–400 м). Смуга максимальних товщин ямненських пісковиків тут обмежується насувом Бітлянсько-Свидовецького субпокриву, в межах якого, як вже зазначалося, розвинутий тип «пісковики Таркеу». Це означає, що південний ареал ямненських пісковиків поширюється в цьому напрямку під насувом зазначеного субпокриву, а дещо на південний схід – і під Дуклянсько-Чорногорським покривом. Поблизу с.м.т. Верховина в перетині з-під його насуву виходить контур ареалу горган-

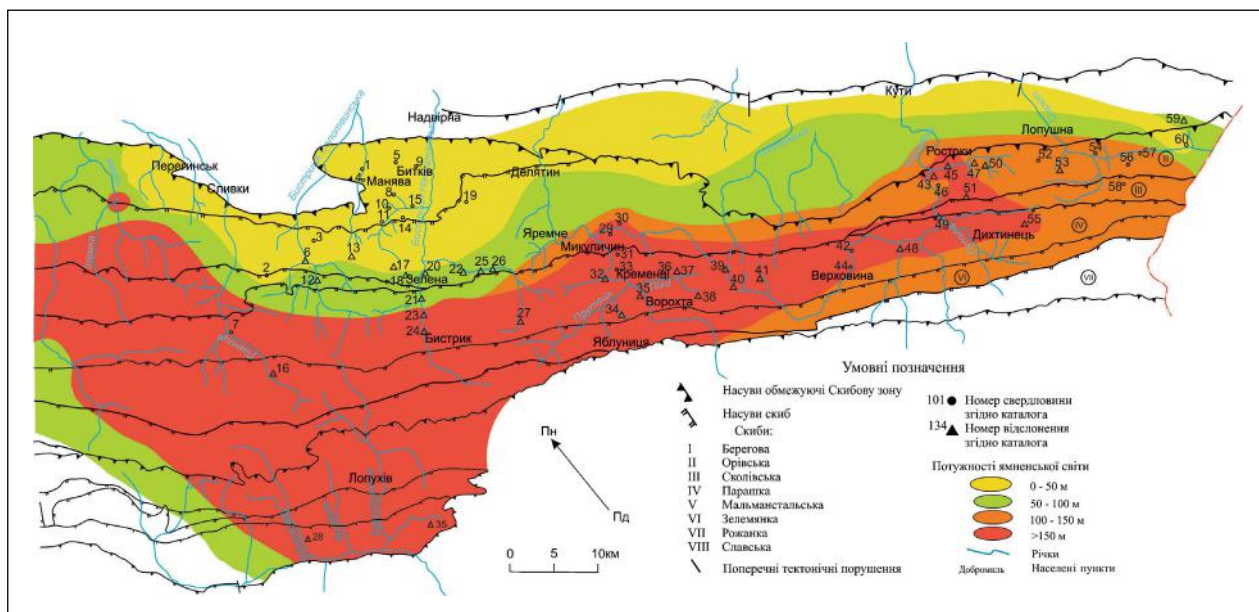


Рис. 5. Карта товщин ямненської світи палеоцену південно-східної частини Скибового і Кросненського покривів Українських Карпат

Fig. 5. Map of the thicknesses of the Paleocene Yamna suite of the southeastern part of the Skiba and Krosno covers of the Ukrainian Carpathians

Таблиця 1. Товщини ямненських пісковиків
Table 1. Thicknesses of the Yamna sandstones

№ з/п	№ свердловини або відслонення	Загальна товщина, м	Назва скиби
1	474-БПс	0	Берегова
2	10-СЛ	0	Орівська
3	Гт-561 Ос-10,11	0 0	Берегова Орівська
4	14-Бх	0	Берегова
5	462-БПс	0	Берегова
6	Гт-568	45	Орівська
7	Ос-122	175	Парашка
8	1-Бх	0	Берегова
9	476-БПс	0	Берегова
10	11-Бх	40	Берегова
11	5-Бх	50	Берегова
12	Гт-580	75	Орівська
13	Гт-1092-1100	0	Орівська
14	7-Бх	0	Берегова
15	2-Бх	0	Берегова
16	Ос-156-157	240	Зелянянка
17	Гт-56	40	Орівська
18	Гт-50	60	Орівська
19	468-БПс	0	Орівська
20	Зл-605	55	Орівська
21	Зл-613-614	72	Парашка
22	Зл-19	80	Орівська
23	Зл-620-621	170	Парашка
24	Гт-423-425, Зл-630-310	>210, 240	Парашка
25	Зл-1219	90	Орівська
26	Зл-1163-1164	80	Орівська
27	Зл-1107	>200	Парашка
28	Шл-1988	400	Горганська
29	10-Дл	160	Орівська
30	19-Дл	190	Орівська

№ з/п	№ свердловини або відслонення	Загальна товщина, м	Назва скиби
31	17-Дл	150	Орівська
32	Куз-50	160	Парашка
33	14-Дл	200	Парашка
34	Куз-49	280	Парашка
35	4789-4791-Чр	330	Горганська
36	15-Дл	220	Парашка
37	Чр-1539	240	Парашка
38	Чр-257	180	Парашка
39	Чр-257	230	Парашка
40	Чр-313	200	Парашка
41	Чр-890	220	Парашка
42	8-КП	190	Парашка
43	УП-В-146-153	240	Орівська
44	7а-Жб	200	Парашка
45	УП-В-389	260	Орівська
46	1-Рс	120	Орівська
47	УП-В-229-333	130	Орівська
48	ЧР-БЧ-915-916	175	Парашка
49	УП-В-5-8	300	Сколівська
50	БСл-236	100	Орівська
51	УП-В-320-321	230	Орівська
52	1-Бс	120	Орівська
53	БСл-2506	110	Орівська
54	1-Шп	110	Орівська
55	БСл-2022-2024	270	Парашка
56	3-Пт	130	Орівська
57	2-Пт	120	Орівська
58	1-Срг	120	Сколівська
59	Крс-1462-1463	70	Орівська
60	1-Фл	45	Орівська

Примітки. Площі: Гт – Гута, Зл – Зелениця, Чр – Чорногорська, ЧР-БЧ – Чорна ріка-Білий Черемош, УП-В – Усть Путила-Вижниця, БСл – Берегомет-Селетин, Крс – Краснопутна, Ос – Осмолада.
Свердловини: БПс – Битків-Пасічна, Бх – Бухтівець, Дб – Довбушанка, Дл – Делятин, Жб – Жабє (структурно-пошукове буріння), Куз – Кузовенко, КП – Космач Покутська, Рс – Ростоки, Бс – Бисків, В.Є. Шлапінський (польові роботи, 1988 р.), Шп – Шипот, Пт – Петровець, Срг – Сергій, СЛ – Сливки-Луква, Фл – Фальків, Пл – Плоске.

Notes. Areas: Гт – Huta, Зл – Zelenytsia, Чр – Chornohorsk, ЧР-БЧ – Chorna river – Bilyi Cheremosh, УП-В – Ust Putyla-Vyzhnytsia, БСл – Berehommet-Seletyn, Крс – Krasnoputna, Ос – Osmoloda.

Wells: БПс – Bytkiv-Pasichna, Бх – Bukhtivets, Дб – Dovbushanka, Дл – Deliatyn, Жб – Zhabie (structural-exploratory drilling), Куз – Kuzovenko, КП – Kosmach Pokuttya, Рс – Rostoky, Бс – Byskiv, Shlapynskiy (field work, 1988), Шп – Shypot, Пт – Petrovets, Срг – Serhii, СЛ – Slyvky-Lukva, Фл – Falkiv, Пл – Ploske.

ського літотипу (в межах скиби Рожанка), який обмежує з півдня ямненські пісковики аж до румунського кордону (табл. 1).

Характер зміни товщин і контуру розповсюдження ямненських пісковиків виразно вказує на те, що їх формування відбувалось шляхом транспортування піщаного матеріалу з північного заходу і північного сходу системою підземних каньйонів, які нерідко являють собою підводні продовження річок, що розмивали платформну область і концентрувалися у зоні шельфу, згодом поступово переміщуючись на заглиблені ділянки континентального схилу. На це вказує підвищена кременистість ямненських пісковиків у віддалених південно-східних ареалах їх поширення. Максимальні товщини тяжіють до тальвегу, а мінімальні – до підвищень; останні концентруються і біля ділянок, де відбувалося заміщення піщаного розрізу палеоцену флішем.

Колекторські властивості пісковиків

На основі аналізу 38 зразків з пісковиків ямненської світи зі скиб Орівська та Парашка встановлено, що мінімальна пористість складає 0,8 %, максимальна – 24,65 %, середня – 7,71 %. Проникність ямненських пісковиків змінюється в широких межах: від практично непроникних до 976×10^3 мкм². Пісковики ямненської світи є хорошим промислово-геофізичним репером. На діаграмах стандартного каротажу вони чітко вирізняються високими опорами та добре відображеними від'ємними аномаліями ПС (метод спонтанної поляризації) (табл. 2).

Загалом колекторські властивості ямненських пісковиків південно-східної частини Скибового покриву дещо поступаються показникам таких порід у північно-західній частині (Шлапінський, 2021), проте аналогічні пісковики Кросненського покриву характеризуються значно гіршими показниками. Середня величина пористості становить лише 1,8 %. Такі низькі показники зафіксовані також для літологічно подібних сильнокременистих пісковиків палеоцен-еоценового віку типу «Таркеу». Зокрема, для 15 зразків, відібраних з цієї товщі з параметричної свердловини 1-Плоске, середня величина пористості складає всього 3,39 %.

Проведені в УкрДГРІ дослідження (Совчик и др., 1974) встановили зміну літофацій в Скибовій зоні, яка проявилася у збільшенні піскуватості у відкладах палеоцену з північного сходу на південний захід. У цьому ж напрямку зменшується і ступінь обкатаності кластичного матеріалу, що свідчить про надходження осадового матеріалу не тільки з платформи, а і з джерел зносу, розташованих на південний захід (можливо, кордильєр?). Однак у цьому ж напрямку зростає і вміст цементу від 5–10 % (в Орівській скибі) до 20–30 % (Сельский, Павловський, 1970).

Спостереження засвідчують, що немає особливої різниці в показниках колекторських властивостей між зразками поверхневими і відібраними зі свердловин. Промислові колектори в Карпатській провінції зберігаються до глибин понад 6000 м, при тому, що в породах з глибини 4450 м спостерігається розвиток вторинної пористості.

Нафтогазоносність

У Гуцульському мегаблоці відомі тільки два нафтових родовища, щоправда у відкладах олігоцену. Це дуже малі родовища – Дихтинець у скибі Зелеманка та Ясіня в Турківському субпокриві. У зовнішніх скибах – Орівській і Сколівській на поверхню моноклінально виходять стрімкозалегаючі відклади верхньої крейди і палеоцену (тобто відсутні пастки). У південних скибах присутні антиклінальні складки, але вони є значною мірою розкритими – це складки Погара Великого у скибі Парашка та Конятинська і Фошкинська у скибі Рожанка. У свердловинах, пробурених в їхніх межах, були отримані припливи нафти і газу, але незначні – через негерметичність структур по відкладах еоцену й олігоцену.

Також у свердловинах 2- і 7-Космач Покутський з олігоценових відкладів порівняно вузьких тильних лусок скиби Парашка були одержані непромислові припливи легкої нафти і газу зі значних глибин (понад 3 км).

Враховуючи деталі геологічної будови лусок (вони вузькі, породи стрімко нахилені, структури являють собою залишки монокліналей, а поклади пластові, тектонічно екрановані) і глибини продуктивних горизонтів, ці площі слід розглядати як не перспективні.

Таблиця 2. Колекторські властивості ямненських пісковиків, Скибовий покрив
Table 2. Reservoir properties of the Yamna sandstones of the Skiba cover

Місце відбору або назва площі	Тектонічна одиниця	Кількість зразків	Пористість, %			Проникність, 1×10^{-3} мкм ²	Густина породи	Джерело інформації
			Мін	Макс	Середня			
Пл. Татарів	н.д.	4	0,8	7,1	3,5	0,01	н.д.	Жигунова, 1957
Пл. Ямна	н.д.	6	2,3	12,03	6,71	н.д.	н.д.	Арцабка, 1957
с. Татарів р. Прут	Скиба Парашка	1	2,94			н.д.	2,5573	Кульчицкий, 1955
с. Микуличин	н.д.	1	5,32			н.д.	2,5435	Кульчицкий, 1955
с. Ямна	н.д.	1	9,27			н.д.	2,3982	Кульчицкий, 1955
м. Яремче	н.д.	1	9,36			н.д.	2,4099	Кульчицкий, 1955
р. Прутець Чемигівський	н.д.	1	1,07			н.д.	2,7017	Кульчицкий, 1955
пот. Копчин	н.д.	1	9,92			2	2,4015	Кульчицкий, 1955
пот. Піги (Татарів)	н.д.	1	10,1			3	2,3966	Кульчицкий, 1955
(Усть Путила) р. Путила	н.д.	1	7,22			н.д.	2,4639	Кульчицкий, 1955
с. Рівня	н.д.	1	24,65			976	1,9928	Кульчицкий, 1955
Пл. Жаб'є	н.д.	4	5,0	12,03	7,83	н.д.	н.д.	Шакін, 1950
Св. 7а Жаб'є (318–459 м)	Скиба Парашка	3	8,9	14,6	12,4	4,5	н.д.	Скордулі, 1963
Пл. Зелениця	Скиба Орівська	3	7,53	9,75	8,28	н.д.	н.д.	Ринський, 1960
Пл. Бергомет-Селетин	н.д.	3	3,0	13,5	7,6	н.д.	н.д.	Жураковський, 1952
Пл. Петровець	н.д.	6	1,1	12,4	6,66	н.д.	н.д.	Жураковський, 1957
<i>Кросненський покрив (Турківський субпокрив)</i>								
Пл. Озеранка стр. Ростоки	Грозівська (Вишківський Горган)	9	0,5	4,2	н.д.	н.д.	н.д.	Скордулі, 1955
Пл. Синевир (басейн р. Тереля)	н.д.	5	1,0	2,5	н.д.	н.д.	н.д.	Жигунова, 1955

Примітка: н.д. – немає даних.
Notes: н.д. – no data.

Структури ділянки Брустуранка–Яновець

Структура Брустуранка розташована в Тячівському районі Закарпатської області за 50 км від м. Тячів, басейн р. Мокрянка. Структура локалізована в лусці Вишківський Горган Грозівської скиби Турківського субпокриву Кросненського покриву. В її будові задіяні породи верхньої крейди–олігоцену (Крупський та ін., 2014).

На перспективній ділянці Брустуранка–Яновець поверхневі прояви нафти і газу відсутні, хоча обидві структури знаходяться в межах вуглеводного поля (зовнішня границя гідротермального поля розташована на південний захід і захід). Однак на антикліналі Вишківський Горган, яка є північно-західним продовженням структури Брустуранка, в місці її виходу на денну поверхню з-під похилого насуву (ядерна її частина знаходиться за 17 км від рекомендованої свердловини Брустуранка-1), у всіх 85 пробах, відібраних на люмінесцентно-бітумінологічний аналіз, з відкладів крейди–еоцену за трьома поперечними профілями було виявлено бітум. Відсотковий вміст його складав $6,25 \times 10^4 - 8,0 \times 10^2$ % (переважно $5,0 \times 10^3 - 8,0 \times 10^2$ %). Капілярні витяжки з бензолом, ацетоном, ефіром та гідратом оксиду калію свідчать про домінуючий вміст бітумів нафтового ряду. Ці результати говорять про присутність скупчень вуглеводнів на глибині, внаслідок міграції яких у гіпергенних умовах утворилися бітуми. Колекторські властивості порід, які складають антикліналь Вишківський Горган, наведені в табл. 2. Пористість проаналізованих порід дуже невисока. Кращими колекторськими властивостями відзначаються відклади середнього еоцену. Можливо, причиною низької пористості є те, що антикліналь Вишківський Горган частково знаходиться в межах гідротермального поля. Для нього характерне окварцювання порід (кварцові жили, кристали мармароських діамантів, кременистий цемент). Візуально пісковики в межах цього поля містять найдрібніші кристали кварцу («ранкова роса»). Варто очікувати, що за межами гідротермального поля колекторські властивості порід Брустуранської структури будуть кращими.

Для оцінки розрізу структури Брустуранка, включаючи нижню частину палеогену, необ-

хідно пробурити параметричну свердловину Брустуранка-1. Проектний горизонт – відклади верхньої крейди–палеоцену стрийської світи, проектна глибина – 4000 м. Для уточнення положення склепіння структури доцільно провести сейсмічні дослідження.

Структура Яновець розташована в Тячівському районі Закарпатської області за 50 км від м. Тячів у межиріччі Брустуранки і Мокранки, у тектонічному відношенні локалізована в Славській скибі Скибового покриву (Крупський та ін., 2014). Віковий інтервал порід, які складають структуру, від пізньої крейди до олігоцену (Скордулі, 1955; Кузовенко и др., 1982).

Структура локалізована в передовій лусці Славської скиби. У перетині Яновця вона повністю перекрита дуже похилим насувом Кросненського покриву. Товщина алохтону становить всього 400–500 м. Під цим насувом з південного заходу на луску насунуті послідовно більш внутрішня луска Славської скиби і луска Вишківського Горгану Кросненського покриву. На денній поверхні відклади Яновецької луски, представлені олігocenом, відслонюються за 46 км на північний захід від лінії профілю. Яновецька структура – це антиклінальна, майже симетрична складка з нахилом крил під кутами близько 50°. У будові складки, як зазначалось вище, послідовно задіяні породи від пізньокрейдного до олігоценового віку.

Природні нафтогазопояви на денній поверхні у межах Яновецької структури відсутні, тому оцінювати її перспективи можна, опираючись на матеріали про суміжні ділянки Скибового покриву. Найближчі нафтопрояви зафіксовані у межах Бистрицької антиклінальної складки за 20 км на схід від рекомендованої свердловини 1-Яновець. У її ядерній частині (складеній еоценовими породами) та в товщі олігоцену описані пісковики із запахом нафти та асфальтоподібною в'язкою речовиною у тріщинах (8 точок спостережень). В 10 км на південь від свердловини 1-Яновець по р. Мокрянка випробувані 4 джерела для визначення складу водорозчинних газів (Селецкий и др., 1964). В результаті виявилось, що в них високий вміст вуглекислоти (від 87,4 до 97,7 %). Вміст метану складає частки відсотка (0,15–0,4 %). Значне переважання вуглекислоти пов'язане з тим, що власне тут проходить північна границя так званого гідротермального поля, для якого вона є основним компонентом у складі

газів підземної газогеоосфери. Однак вже дещо на північ у районі с.м.т. Усть-Чорна в складі джерела № 87 як основний компонент водорозчинних газів визначено метан (CH_4 – 56,4 %, N_2 – 28,0 %, CO_2 – 14,8 %). У цьому ж джерелі знайдено нафтової кислоти (0,2 мг/л), що є прямою ознакою нафтоносності. Можна сподіватися, що в добре екранованих структурах типу Яновецької, розміщених вже в межах вуглеводневого поля, можуть знаходитися поклади вуглеводнів промислового значення.

Колекторські властивості порід палеоцену-еоцену Славської скиби, в межах якої локалізована Яновецька структура, на площі Брустуранка-Яновець не визначалися. Проте такі дослідження проводилися для порід цього віку скиби Рожанка в Гуцульському сегменті. Фізичні властивості пісковиків олігоцену визначалися на площах Козева (параметричне і структурно-пошукове буріння) в Бойківському сегменті. Всього було проаналізовано 20 зразків. Показники відкритої пористості змінювалися від 1,2 до 13,48 %, середнє – 7,95 %. Значення проникності були меншими – в середньому близько $0,1 \times 10^3$ мкм².

Для розкриття та оцінки розрізу палеогену структури Яновецька необхідно пробурити параметричну свердловину Яновець-1. Проектний горизонт – відклади верхньої крейди-палеоцену стрийської світи, проектна глибина – 4000 м. Для уточнення положення склепіння структури доцільно провести сейсмічні дослідження.

Структура Вороненка

Значно перспективнішою, порівняно з попередніми, видається добре екранована Вороненківська складка, розташована в Надвірнянському районі Івано-Франківської області, поблизу населених пунктів Вороненка, Яблуниця, Поляниця. Структура закартована В.Є. Шлапінським у 1983–1985 рр. (рис. 6).

Ця складка знаходиться у тильній лусці скиби Зелеманка Скибового покриву та охоплює склепінну частину і фрагмент північно-східного крила. Складка розділена поперечними порушеннями на чотири тектонічних блоки. З південного сходу вона відокремлена від решти луски скидо-зсувом, із значними зміщеннями як по вертикалі (200 м), так і по горизонталі, а з північного сходу луска повністю зрізається, насуваючись на сусідні

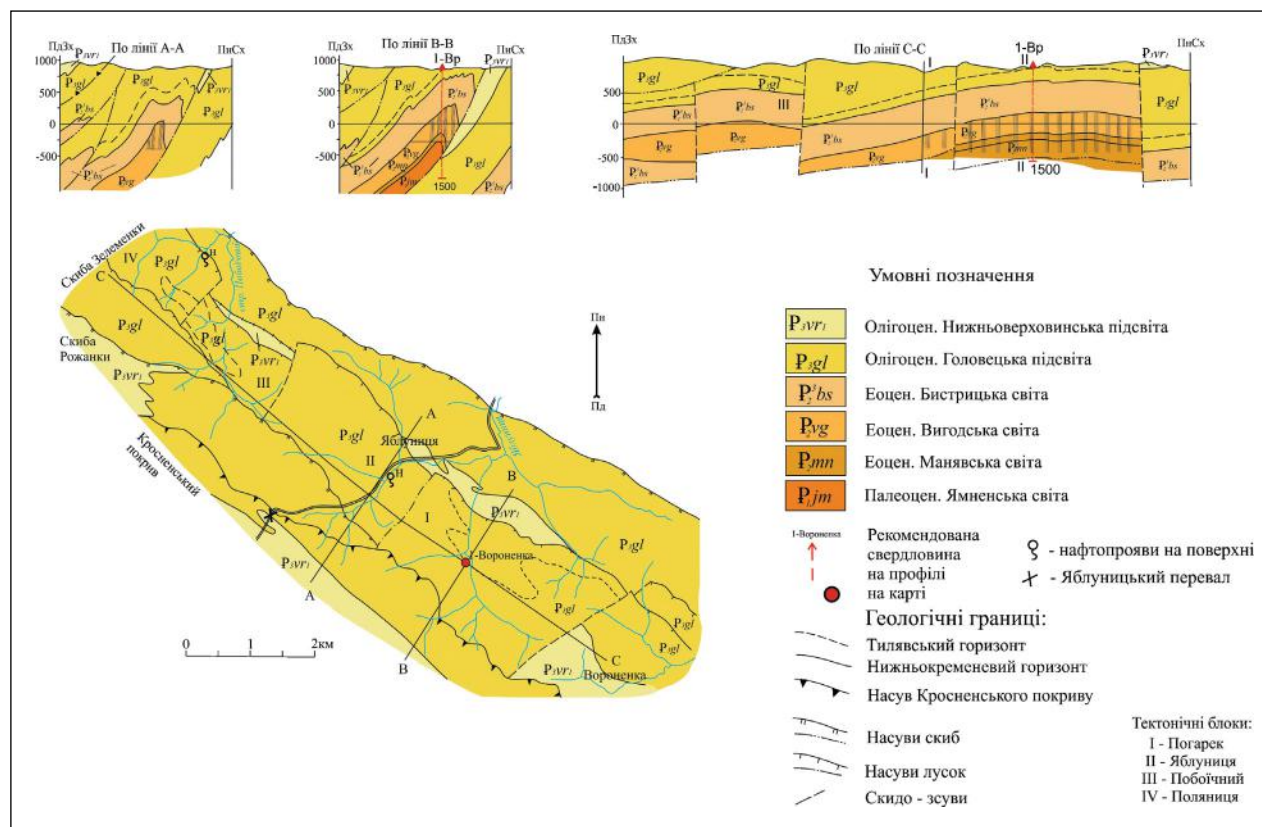


Рис. 6. Геологічна карта і розрізи через структуру Вороненка

Fig. 6. Geological map and sections through the Voronenko structure

луски скиби Зелелянка. На поверхні ця структура представлена породами головецької світи з телявським горизонтом у нижній частині, по виходах якої вона і закартована. Під породами олігоцену, згідно з побудовами, мають знаходитись відклади палеоцену–еоцену, в складі яких присутні потужні піщані товщі вигодської (середній еоцен) та ямненської світ (сумарна товщина сягає понад 300 м). Інтенсивна зім'ятість склепінної частини (це добре помітно по відкладах олігоцену на денній поверхні) має суттєво покращити емнісні характеристики за рахунок сильної тріщинуватості. Згори продуктивні горизонти надійно екрановані глинистою товщею нижньої частини головецької світи олігоцену і бистрицькою світою верхнього еоцену. Про насиченість потенційно продуктивних горизонтів складки вуглеводнями свідчать нафтопрояви: витікання крапель нафти у р. Яблунка (відслонення 850, площа Татарів) і коричнево-чорної нафти з тріщинуватих пісковиків головецької світи Вороненківської луски, біля її насуву на сусідню луску скиби Зелелянка по потоку Побоїчний (ліва притока р. Прутець Яблуницький), відзначене у 1984 р. (відслонення 5717, площа Черногорська). За свідченням місцевих мешканців хутора Горішків біля Яблуницького перевалу (зокрема, громадянина М.Г. Тимофія), вода в криницях часто має відчутний запах гасу. Поблизу хутора проходить поперечне порушення, яке розділяє південно-східні блоки луски – Яблуниця і Побоїчний. Пісковики головецької світи із запахом нафти виявлено і у фронтальній частині луски Вороненка в правій притоці р. Яблуниця (блок Погарек, відслонення 830, площа Татарів). Варто також зазначити, що у потоках, які перетинають Вороненківську структуру, зафіксовано декілька ореолів розсіювання сфалериту, з вмістом його до 2 % від ваги важкої фракції шліху, що є додатною ознакою нафтогазоносності.

Для оцінки нафтогазоносності території Складчастих Карпат, крім даних про її прямі ознаки (нафтогазопрояви), можна також використовувати опосередковані прояви. До таких належить сульфідна мінералізація негідротермального походження. На північному схилі Українських Карпат було встановлено позитивний кореляційний зв'язок між нафтогазоносністю і вмістом сульфідів цинку, свинцю, міді та не техногенного самородного свинцю в шліхових пробах з алювіальних відкладів. Було доведено, що

джерелами сфалериту, галеніту, халькопіриту в алювії карпатських річок і потоків є породи крейдо-палеогенового флішу (Шлапінський, 1989). Утворення цих сульфідів відбувалось шляхом взаємодії підземних вод, насичених іонами металів, з сірководнем, який надходив у розріз з місць скупчень вуглеводнів. Більш значним скупченням останніх (це, мабуть, переважно стосується нафти) відповідають більші вмісти сульфідів у шліхах, зокрема вагові відсотки сфалериту від важкої фракції шліху. Як ще один позитивний фактор оцінки даної структури варто відзначити, що тут зближуються три лініаменти: Ужоцький, Радехівсько-Вікторовський і Покутський (Шлапінський, 2018). Відомо, що глибинний розлом – це лінійна зона, в котрій зосереджені розриви, інтенсивна складчастість і тріщинуватість, сліди дроблення і прояви жильної мінералізації. Дійсно, підвищена концентрація поперечних і діагональних скидо-зсувів спостерігається в зоні впливу Покутського розлому в басейні р. Тиса в смузі шириною близько 40 км. Перетини декількох лініаментів, тобто так званих вузлів, вважаються особливо сприятливими як канали для надходження вуглеводнів із глибини.

Описані вище дані свідчать про те, що Вороненківська структура є найперспективнішою з усіх ділянок Скибового покриву у південно-східній частині Карпат, враховуючи, що глибини свердловин, які будуть повністю розкривати продуктивні горизонти, припустимо складатимуть лише 1300–1500 м.

Висновки

Ямненські пісковики з кращими колекторськими властивостями поширені переважно в передових скибах Скибового покриву у південно-східному секторі Карпат, однак в їхніх межах поки що перспективних об'єктів не знайдено. На решті території виділено декілька перспективних структур з ямненськими пісковиками в їх складі (Брустуранська, Яновецька і Вороненківська). Серед них за сумою додатних показників нафтогазоносності найбільш перспективною є Вороненківська структура, яка локалізована в скибі Зелелянка та розташована в Надвірнянському районі Івано-Франківської області, поблизу населених пунктів Вороненка, Яблуниця, Поляниця. Потенційно перспективні горизонти вигодської

світи еоцену та ямненської світи палеоцену сумарною товщиною 300 м можуть знаходитись в інтервалі глибин 1500–1800 м. Складка розташована у вузлі перетину трьох глибин-

них розломів, що збільшує її перспективність. Крім того, природні поверхневі нафтопрояви, виявлені в її межах, є додатковим підтвердженням нафтогазоносності цієї площі.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Ващенко В.А., Агеев В.А., Шлапинский В.Е. Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 территории Ивано-Франковской и Закарпатской областей УССР за 1981–1985 гг. Черногорська група листів. Т. 1 (текст). ЛГРЭ ПГО «Запукргеология». Львов, 1985. 460 с. Фонди ДП «Західукргеология».
- Гавура С.П., Царненко П.М. Геологічна будова і положення Горганських складок Українських Карпат. *Тектоніка і стратиграфія*. 1972. Вип. 3. С. 15–22.
- Гермак И.Ф., Кохалевич Р.И., Полонский Б.Т. Отчет о комплексных геологических исследованиях масштаба 1:50 000, проведенных на площади Манява Ивано-Франковской и Закарпатской областей УССР в 1966–1970 гг. ЛГРЭ, трест «Киевгеология». Львов, 1971. 276 с. Фонди ДП «Західукргеология».
- Жигунова З.Ф. Отчет о геологических исследованиях, проведенных на площади Комсомольск (УССР, Закарпатская область) в 1957 г. Трест «Львовнефтегазразведка», ЛГПК. Львов, 1958. 122 с. Фонди ДП «Західукргеология».
- Кузовенко В.В., Жигунова З.Ф., Бунда В.А. Отчет о групповом геологическом доизучении и комплексной съемке масштаба 1:50 000 на площади Вышков Ивано-Франковской и Закарпатской областей УССР в 1978–1982 гг. (листы М-34-120-А, В; М-34-131-Б; М-34-132-А, В). Львов, 1982. 218 с. Фонди ДП «Західукргеология».
- Крупський Ю.З., Куровець І.М., Сеньковський Ю.М., Михайлов В.А., Чепіль П.М., Дригант Д. М., Шлапінський В.Є., Колтун Ю.В., Чепіль В.П., Куровець С.С., Бодлак В.П. Нетрадиційні джерела вуглеводнів України: у 8 кн. Кн. 2. Західний нафтогазоносний регіон. НАК «Нафтогаз України» та ін. Київ: Ніка-Центр, 2014. 400 с.
- Селецкий Т.М., Сулим И.З., Процевят И.М. Изучение гидрогеологических и гидрохимических показателей нефтегазоносности Закарпатского внутреннего прогиба и Внутренней антиклинальной зоны Карпат (Т. 1: Тема № 608.). УкрНИГРИ. Львов, 1964. Фонди ДП «Західукргеология».
- Сельский В.К., Павловский Е.В. Отчет по теме: Обоснование направлений и объемов поисково-разведочных работ на нефть и газ в Скибовой зоне Карпат. Ивано-Франковский ЦНИЛ Объединения «Укрнефть». Ивано-Франковск, 1970. 305 с.
- Скордулі Г.А. Отчет о геологических исследованиях, проведенных на площади Озеранка Закарпатской области УССР в 1954 г. ГПК Объединения «Укргаз». Львов, 1955. 126 с. Фонди ДП «Західукргеология».
- Совчик Я.В., Пилипчук А.С., Портнягина Л.А., Грузман А.Д. Отчет по теме 1133. Закономерности распространения коллекторов палеогеновых отложений Скибовой и Бориславско-Покутской зон Украинских Карпат в связи с их нефтегазоносностью. УкрНИГРИ, трест «Львовнефтегазразведка». Львов, 1974. С. 100. Фонди ДП «Західукргеология».
- Шлапинский В.Е. Геохимические аномалии Складчатых Карпат и их связь с нефтегазоносностью. Проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых запада Украинской ССР: тез. докл. респ. конф. (Львов, 2–6 октября 1989 г.). Львов, 1989. Т. 3. С. 77–78.
- Шлапінський В.Є., Гавришків Г.Я., Гаєвська Ю.П. Нові дані про перспективні нафтогазоносні об'єкти у пісковиках ямненської світи палеоцену північного заходу Скибового покриву Українських Карпат. *Геол. журн.* 2021. № 2 (375). С. 90–110. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2021.2.225864>
- Havryshkiv H., Radkovets N. Paleocene deposits of the Ukrainian Carpathians: geological and petrographic characteristics, reservoir properties. *Baltica*. 2020. Vol. 33, No. 2. P. 109–127. <https://doi.org/10.5200/baltica.2020.2.1>
- Shlapinskiy V.E. Pokuttia deep fault and its influence on tectonics and the oil- and gas-bearing of the south-eastern segment of the Carpathians. *Геодинаміка / Geodynamics*. 2018. № 2 (25). С. 53–69. <https://doi.org/10.23939/jgd2018.02.049>

Надійшла до редакції 02.08.2022

Надійшла у ревізованій формі 14.12.2022

Прийнята 24.01.2023

REFERENCES

- Havura S.P., Tsarnenko P.M. 1972. Geological structure and position of the Gorgan folds of the Ukrainian Carpathians. *Tectonics and stratigraphy*, 3: 15–22 (in Russian).
- Hermak Y.F., Kohalovich R.Y., Polonskyi B.T. 1971. Report on complex geological researches on a scale of 1:50,000, carried out in the Manyava area of the Ivano-Frankivsk and Transcarpathian regions of the Ukrainian SSR in 1966–1970. LHRE, trest “Kyivheolohiya”. Lvov. Fondy DP “Zakhidukrheolohiia” (in Russian).
- Krupskiy Yu.Z., Kurovets I.M., Senkovskiy Yu.M., Mykhailov V.A., Chepil P.M., Dryhant D.M., Shlapinskiy V.Ye., Koltun Yu.V., Chepil V.P., Kurovets S.S., Bodlak V.P. 2014. Unconventional sources of hydrocarbons of Ukraine: in 8 books. Book 2. Western oil- and gas-bearing regions. “Naftohaz Ukrainy”. Kyiv: Nika-Tsentr (in Ukrainian).

- Kuzovenko V.V., Zhyhunova Z.F., Bunda V.A. 1982. Report on a group geological additional study and integrated survey at a scale of 1:50,000 in the Vyshkov area of the Ivano-Frankivsk and Transcarpathian regions of the Ukrainian SSR in 1978-1982 (M-34-120-A, V; M-34-131-B; M-34-132-A, V). Lvov. Fondy DP "Zakhidukrheolohiia" (in Russian).
- Seletskiy T.M., Sulym Y.Z., Protseviat Y.M. 1964. Topic No. 608. The study of hydrogeological and hydrochemical indicators of the oil and gas content of the Transcarpathian internal trough and the Internal anticline zone of the Carpathians (Vol. 1). Lvov: UkrNYHRY. Fondy DP "Zakhidukrheolohiia" (in Russian).
- Selskiy V.K., Pavlovskiy E.V. 1970. Report on the topic: Substantiation of the directions and volumes of prospecting and exploration for oil and gas in the Skiba zone of the Carpathians. Ivano-Frankovsk (in Russian).
- Shlapynskiy V.Ye. 1989. Geochemical anomalies of the Folded Carpathians and their connection with oil and gas potential. *Problems of geology and geochemistry of fossil fuels in the west of the Ukrainian SSR: abstracts of reports. rep. conf.* Lviv, pp. 77-78 (in Ukrainian).
- Shlapinskiy V.Ie., Havryshkiv H.Ia., Haievska Yu.P. 2021. New data on promising oil and gas objects in the sandstones Yamna suite of the Paleocene in the northwest of the Skiba zone of the Ukrainian Carpathians. *Geologichnij zhurnal*, 2 (375): 90-110 (in Ukrainian). <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2021.2.225864>
- Skorduly H.A. 1955 Report on geological surveys carried out on the Ozeranka area of the Transcarpathian region of the Ukrainian SSR in 1954. Lvov. Fondy DP "Zakhidukrheolohii (in Russian).
- Sovchik Ya. V., Pylypchuk A.S., Portniakhyna L.A., Hruzman A.D. 1974. Report on the topic 1133. Patterns of the distribution of collectors of Paleogene deposits of the Skiba and Boryslav-Pokuttya zones of the Ukrainian Carpathians in connection with their oil and gas potential UkrNYHRY, trest "Lvovneftehazrazvedka". Lvov. Fondy DP "Zakhidukrheolohiia" (in Russian).
- Vashchenko V.A., Aheev V.A., Shlapynskiy V.E. 1985. Report on a group geological survey at a scale of 1:50,000 of the territory of the Ivano-Frankovsk and Transcarpathian regions of the Ukrainian SSR for 1981-1985. Chornohorsk group of sheets. Vol. 1 (text). Lvov. Fondy DP "Zakhidukrheolohiia" (in Russian).
- Zhyhunova Z.F. 1958. Report on geological surveys carried out on the Komsomolsk area (Ukrainian SSR, Transcarpathian region) in 1957. Trest «Lvovneftehazrazvedka», LHPK. Lvov. Fondy DP "Zakhidukrheolohiia" (in Russian).
- Havryshkiv H., Radkovets N. 2020. Paleocene deposits of the Ukrainian Carpathians: geological and petrographic characteristics, reservoir properties. *Baltica*, 33, 2: 109-127. <https://doi.org/10.5200/baltica.2020.2.1>
- Shlapinskiy V.E. 2018. Pokuttia deep fault and its influence on tectonics and the oil- and gas-bearing of the south-eastern segment of the Carpathians. *Geodynamics*, 2 (25): 53-69. <https://doi.org/10.23939/jgd2018.02.049>

Received 02.08.2022

Received in revised form 14.12.2022

Accepted 24.01.2023

New data on promising oil and gas objects of the Yamna suite of the Paleocene in the south-eastern part of the Skiba and Krosno covers of the Ukrainian Carpathians

V.Ye. Shlapinskiy, H.Ya. Havryshkiv, Yu.P. Haievska *

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NAS of Ukraine, Lviv, Ukraine

E-mail: vlash.ukr@gmail.com; galinah2404@gmail.com; yuhaievska@ukr.net

* Corresponding author

Thick sandstones of the Yamna suite are widespread throughout the Skiba cover, as well as in the south-eastern part of the Krosno cover. The research area is bounded by the Limnytsia River in the northwest and the Ukrainian-Romanian border in the southeast. Several promising structures comprising the Yamna sandstones (Brusturanska, Yanovetska, and Voronenkivska) are identified in this area. Among them, according to the number of positive indicators of oil and gas potential, the Voronenkivska structure (Nadvirna district of Ivano-Frankivsk region, near the settlements of Voronenka, Yablunytsya, Polyanytsya) is the most promising, localized in the Zelemyanka slice. The structure is divided by faults into four tectonic blocks and stretches for 8 km. Under the Oligocene rocks, crumpled into the anticlinal fold of the north-western extension, Paleocene-Eocene deposits are inferred according to the geological models, which contain thick sand strata of the Vyhoda (Middle Eocene) and Yamna suites of the total thickness over 300 m. Oil manifestations are documented in the Oligocene deposits on the surface. Potentially promising horizons may be in the depths range 1500-1800 m. The article extends the previous work devoted to the assessment of the oil and gas prospects of the Yamna suite of the Paleocene of the north-western part of the Skyba cover of the Ukrainian Carpathians. 4.2 million tons of oil were recovered from the Yamna sandstones of the Paleocene, which are characterized by good reservoir properties, in the fields localized in the north-western part of the Skiba cover. The Yamna sandstones in this sector of the Carpathians are also common in the Krosno cover. The uneven distribution of industrial oil potential between these two parts of the Carpathians is explained by lithological changes or the influence of structural and geochemical factors. A study of stratigraphy and reservoir properties of the Yamna sandstones, common in the deposits of the Skiba and Krosno covers, suggests that they comprise satisfactory reservoirs for hydrocarbons. Promising areas and structures have been identified and described.

Keywords: Yamna sandstones; Skiba and Krosno covers; reservoirs; prospects of oil and gas potential; Voronenka structure.

<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.1.265486>
UDC 562/569(477.61)

***Hankoichnus* ichnogen. nov., a new arthropod (?) trace fossil from the Carboniferous of the Donets Basin (Ukraine)**

V.S. Dernov

Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine
E-mail: vitalydernov@gmail.com

*The flyschoid sediments of the Dyakove Group (Serpukhovian–Bashkirian) are exposed in the central part of the Donets Basin (Luhansk and Donetsk regions of Ukraine and Rostov Region of Russia). These sediments are important for studying the history of geological development of the Dnipro-Donets Downwarp. In addition, the sediments of the Dyakove Group contain deposits of a number of mineral resources (gold, ores of silver, lead, zinc, etc.). Nevertheless, the paleontological features of the Dyakove Group are poorly understood. This paper describes the phyllocarid (?) resting trace **Hankoichnus bandersnatchi** ichnogen and ichnosp. nov. from the early Bashkirian part of the Dyakove Group. Trace fossils of phyllocarids are poorly studied. Diagnosis of a new ichnogenus: a small phyllocarid (?) resting trace (*Cubichnia*), represented by a hexagon bounded on both sides by ridges (in fact, by grooves, since the described material is a convex hyporelief on the lower surface of a shale slab), with one small tubercle at one end. The ichnogenus **Hankoichnus** differs significantly from other resting traces of arthropods (e.g., *Alph*, *Arborichnus*, *Kingella*, *Rusophycus*, *Selenichnites*, *Tonganoxichnus*, etc.). The new ichnogenus has the greatest similarity with the trace fossils *Gluckstadtella* Savage, 1971. The difference between **Hankoichnus** and *Gluckstadtella* consists in the absence of imprints of producer's limbs in **Hankoichnus**. The most likely makers of traces **Hankoichnus** are phyllocarid crustaceans. This is confirmed by the morphology of the trace and the remains of the carapace valves of these crustaceans, found together with **Hankoichnus** in the black shales in the complete absence of remains of other biota. Phyllocarid remains are relatively common in Devonian and Carboniferous black shales formed in a dysaerobic marine environment.*

Keywords: arthropods; Carboniferous; Donets Basin; **Hankoichnus**; trace fossils.

Citation: Dernov V.S. 2023. *Hankoichnus* ichnogen. nov., a new arthropod (?) trace fossil from the Carboniferous of the Donets Basin (Ukraine). *Geologičnij žurnal*, 1 (382): 53–58. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.1.265486>

Цитування: Дернов В.С. *Hankoichnus* ichnogen. nov. – нова іхнофосилія артроподи (?) з карбону Донецького басейну (Україна). *Геологічний журнал*. 2023. № 1 (382). С. 53–58. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.1.265486>

© Publisher Institute of Geological Sciences of the NAS Ukraine, 2023. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

© Видавець Інститут геологічних наук НАН України, 2023. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

Introduction

Paleontological studies of the flyschoid deposits of the Dyakove Group (Serpukhovian–Bashkirian, see Fig. 1, c) revealed resting traces (Cubichnia), possibly phyllocarids, which are described below as a new ichnogenus *Hankoichnus* ichnogen. nov.

Trace fossils of phyllocarid crustaceans are rather poorly studied. Few works have been devoted to this question, perhaps the earliest being a brief report by Salter (1863), in which locomotion traces of *Peltocaris* were described. *Corpusculichnus caudatus* from the Middle Ordovician of Colorado (USA) is established and attributed by Fischer (1978) to either phyllocarids or horseshoe crabs.

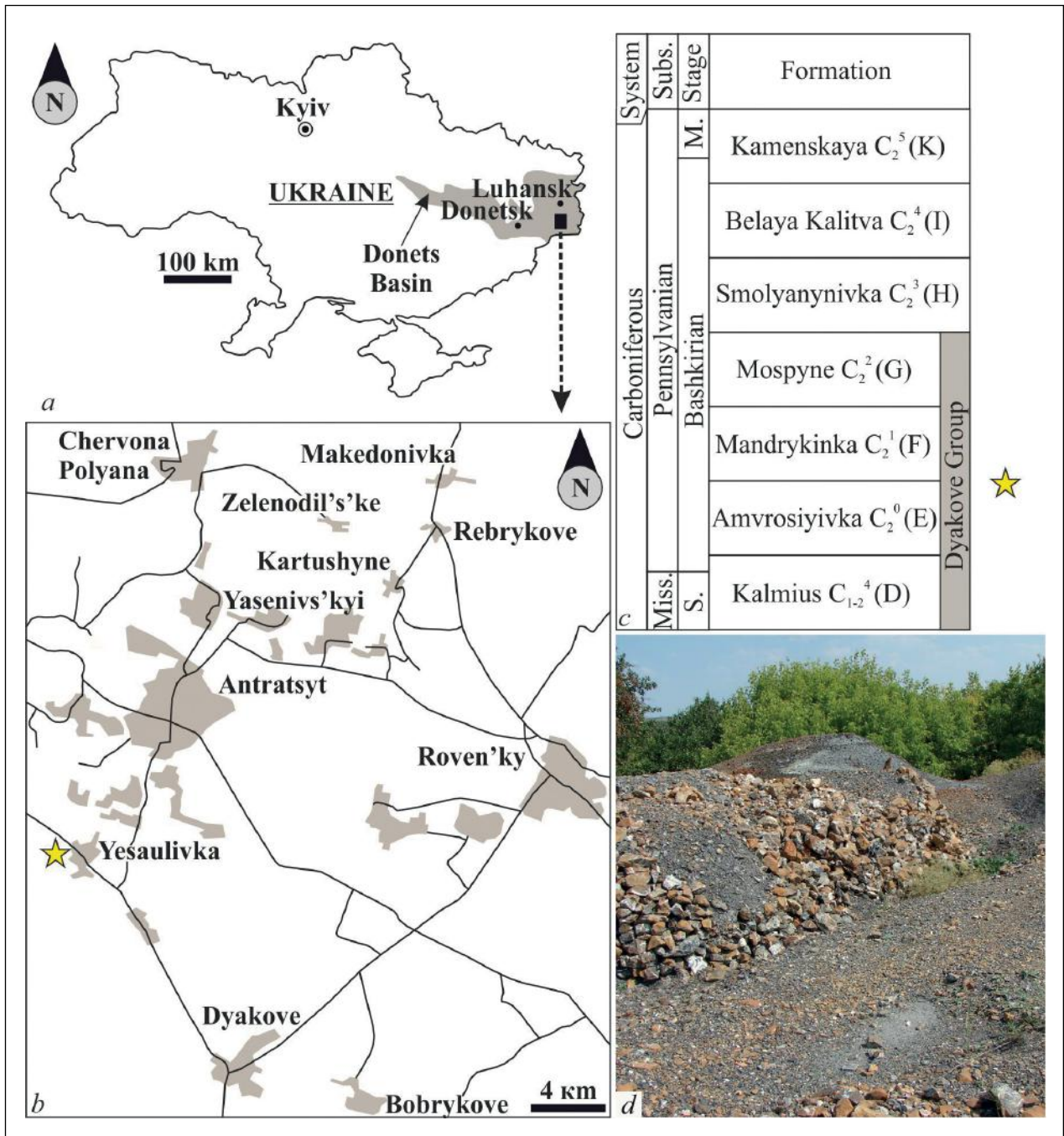


Fig. 1. Geological settings and location of the type locality of *Hankoichnus bandersnatchi* ichnogen nov. and ichnosp. nov.: a, b – geographic location of the type locality; c – stratigraphic position of the type locality; d – general view of the locality “Yesaulivka”. Locality “Yesaulivka” is shown by a yellow star. Abbreviations: M. – Moscovian, Miss. – Mississippian, S. – Serpukhovian, Subs. – Subsystem

Feldman et al. (1986) suggested that the “*Isopodichnus*-like” traces from the Late Devonian of the United States belong to *Tropidocaris salsiusculus* Feldmann et al., 1986. The phyllocarid trace fossils *Svalbardichnus trilobus* Wisshak et al., 2004 and *Chagriniichnus brooksi* Feldman et al., 1978 have been described from the Late Devonian of Spitsbergen (Wisshak et al., 2004) and the United States (Feldman et al., 1978; Weidner, Feldman, 1985), respectively.

Geological settings and material

A single specimen of the trace fossil *Hankoichnus bandersnatchi* isp. nov. was found in the tailings dump of an old polymetallic ore mine (Fig. 1, *d*) located near Yesaulivka, Roven'ky District, Luhansk Region, Ukraine (coordinates: 48°03'04.8"N 38°59'58.1"E) (Figs 1, *a*, *b*). The trace fossil *Hankoichnus bandersnatchi* isp. nov. was found in carbonaceous marine black shales (Fig. 1, *d*) overlying a layer of carbonate nodules laterally replaced by the F₁ limestone layer (early Bashkirian part of the Dyakove Group). In addition to the trace fossil *Hankoichnus bandersnatchi* isp. nov., the remains of poorly preserved phyllocarids were found in the black shale (Fig. 2, *b*); ammonoids *Retites* and *Cancelloceras* were found in the carbonate nodules below the black shale with *Hankoichnus bandersnatchi* isp. nov.

The sediments of the Dyakove Group are represented predominantly by black mudstones and siltstones (80–90% of the section thickness) with rare sandstone beds. The thickness of the Dyakove Group varies laterally from 1900 to 3310 m (Fis-sunenkeno, Reznikov, 1985; Reznikov, 1993).

The ichnoholotype of *Hankoichnus bandersnatchi* isp. nov. (GMLNU-12/1) is stored in the Geological Museum of Luhansk Taras Shevchenko National University (Poltava, Ukraine).

Systematic ichnology

Ichnogenus *Hankoichnus ichnogen. nov.*

Etymology. After *hanko*, a traditional Japanese seal.

Gender. Masculine.

Type ichnospecies. *Hankoichnus bandersnatchi* isp. nov.: early Bashkirian, Donets Basin (Ukraine); by monotypy.

Included ichnospecies. Only type ichnospecies is known to date.

Diagnosis. A bilaterally symmetrical trace with a width equal to its length, preserved as a convex hyporelief on the lower surface of the mudstone layer. The trace fossil is represented by a hexagon, bounded on both sides by ridges (actually grooves, since the single described specimen is represented by the convex hyporelief on the lower surface of the shale slab), with one small tubercle at one end.

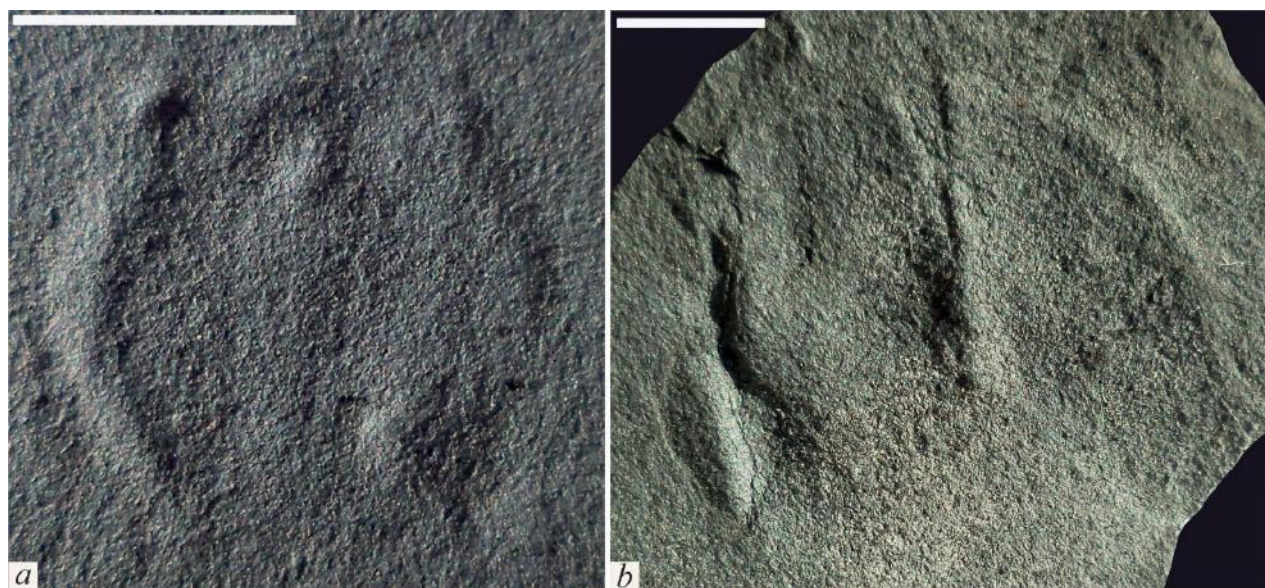


Fig. 2. Phyllocarid (?) resting trace *Hankoichnus bandersnatchi* ichnogen nov. and ichnosp. nov. and phyllocarid remains from Yesaulivka: *a* – *Hankoichnus bandersnatchi* ichnogen nov. and ichnosp. nov. (ichnoholotype), positive hyporelief; *b* – impression of the phyllocarid carapace valves (without number). Scale bars = 5 mm

Remarks. The producer of this trace is possibly phyllocarid crustaceans (see below). The ichnogenus *Hankoichnus* differs significantly from other arthropod resting traces (e.g., *Alph*, *Arborichnus*, *Kingella*, *Rusophycus*, *Selenichnites*, *Tonganoxichnus*, etc.). *Hankoichnus* ichnogen. nov. is similar to the trace fossils *Gluckstadtella* Savage, 1971; the difference between *Hankoichnus* and *Gluckstadtella* is the lack of the producer's limb impressions in *Hankoichnus*. *Hankoichnus* has some similarity in shape and size to the resting traces *Rusophycus furcosus* Gand, 1994 from the Permian of France (Gand, 1994). However, this similarity is not so great as to suggest that these trace fossils are identical.

Occurrence. Early Bashkirian of the Donets Basin, Ukraine.

***Hankoichnus bandersnatchi* ichnogen. and ichnosp. nov.**

Etymology. After *Bandersnatch*, a fictional animal from the literary works of Lewis Carroll (1832–1898).

Ichnoholotype. Specimen GMLNU-12/1 (see Fig. 2, *a*), represented by the positive hyporelief on the lower surface of the shale slab; stored in the Geological Museum of Luhansk Taras Shevchenko National University, Poltava.

Type locality. Ukraine, Luhansk Region, Roven'ky District, tailings dump of the old polymetallic ore mine near Yesaulivka.

Type stratigraphic level. The black shale above the F_1 limestone layer, Dyakove Group, early Bashkirian (*Cancelloceras*–*Bilinguites* ammonoid zone, *Pseudostafella praegorskyi*–*Ozawainella umbonata* foraminifer zone, *Idiognathoides sinuatus*–*Id. sulcatus sulcatus* conodont zone, and *Neuraethopteris* spp.–*Karinopteris acuta* macrofloristic zone).

Other material. Known only from the ichnoholotype.

Diagnosis. Same as for the ichnogenus.

Description. The trace is bilaterally symmetrical and preserved as a convex hyporelief on the lower surface of a slab of the black carbonaceous mudstone. The trace has the shape of a hexagon with rounded vertices. The sides of this hexagon are in the form of slightly protruding ridges up to 1 mm thick. At one end of these ridges are oval tubercles about 0.8 mm in diameter. An-

other rounded tubercle, somewhat larger (about 1 mm in diameter), is located between the tubercles of adjacent ridges.

Dimensions. Length is 9 mm, width at the widest part is 9 mm.

Remarks. As for ichnogenus.

Locality. Ukraine, Luhansk Region, Roven'ky District, tailings dump of the old polymetallic ore mine near Yesaulivka; black shale above the F_1 limestone layer, Dyakove Group, early Bashkirian.

Occurrence. Early Bashkirian of the Donets Basin, eastern Ukraine.

Discussion

The most likely makers of the traces *Hankoichnus* are phyllocarid crustaceans. This is confirmed by the morphology of this trace and the remains of the carapace valves of these crustaceans found together with *Hankoichnus* in the black shale (Fig. 2, *b*) in the complete absence of remains of other biota. Phyllocarid remains are relatively common in Devonian and Carboniferous black shales formed in a dysaerobic marine environment (Rolfe, Beckett 1984; Dernov, Udovichenko, 2019). Remains of the phyllocarids *Dithyrocaris* were reported by Dernov and Udovichenko (2019) in black shales in the middle part of the Mospyne Formation (Fig. 3). Representatives of the same genus have been found in the D_1^5 limestone layer of the Kalmius Formation (Serpukhovian) in the section on the Kalmius River (Aisenverg et al., 1987).

The interpretation of *Hankoichnus* as a resting trace of phyllocarid crustaceans is conditional and is based primarily on the absence of skeletal remains of other organisms in the black shales together with *Hankoichnus*. Therefore, this opinion may be disproved in the future.

Conclusions

A new phyllocarid (?) trace fossil *Hankoichnus bandersnatchi* ichnogen. and ichnosp. nov. is described from the early Bashkirian marine black shale of the Donets Basin. This ichnogenus differs from the most similar ichnogenus *Gluckstadtella* Savage, 1971, in the absent of the producer's limb impressions.

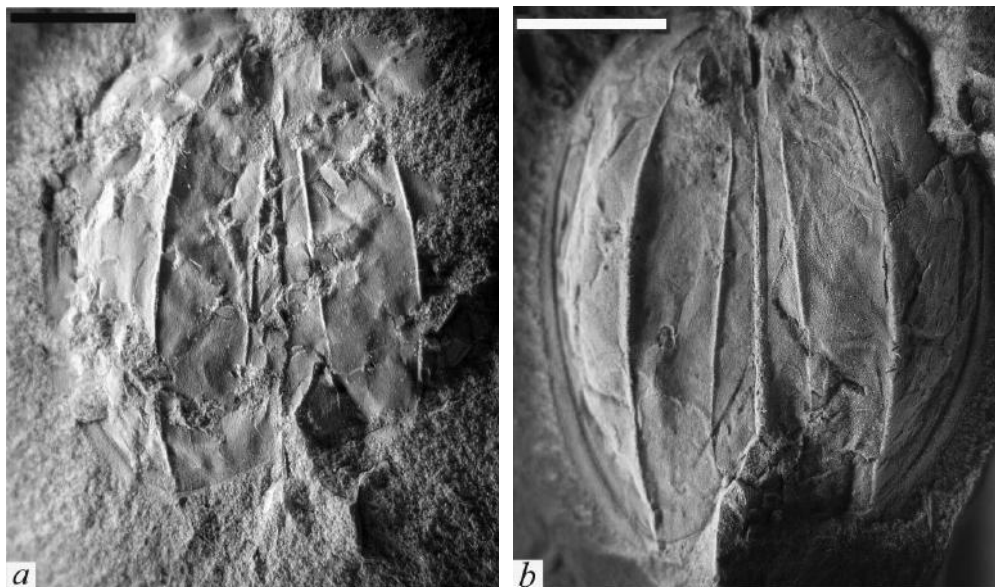


Fig. 3. Remains of the phyllocarid crustaceans *Dithyrocaris* from the black shale in the middle part of the Mospyne Formation (author's collection). Scale bars = 5 mm

Acknowledgments

I thank Dr. Mykola I. Udovychenko (Luhansk Taras Shevchenko National University, Poltava) for field research assistance. I would like to thank the reviewers who improved the quality of the article.

REFERENCES

- Aisenverg D.E., Belenko N.G., Berchenko O.I., Brazhnikova N.Ye., Vasilyuk N.P., Vdovenko M.V., Nemirovskaya T.I., Poletaev V.I. 1987. Upper Serpukhovian parastratotype section in the Donets Basin. Kyiv (in Russian).
- Dernov V.S., Udovychenko N.I. 2019. New fossil sites in deposits of Bashkirian Stage (Lower Pennsylvanian) of the Donets Basin. *Collection of scientific works of the Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine*, 12; 40–47 (in Russian). <https://doi.org/10.30836/igs.2522-9753.2019.185717>
- Feldmann R.M., Boswell R.M., Kammer T.W. 1986. *Tropidocaris salsiusculus*, a new Rhinocaridid (Crustacea: Phyllocarida) from the Upper Devonian Hampshire Formation of West Virginia. *Journal of Paleontology*, 60 (2); 379–383.
- Feldmann R.M., Osgood R.G., Szmuc E.J., Meinke D.W. 1978. *Chagriniichnites brooksi*, a new trace fossil of arthropod origin. *Journal of Paleontology*, 52 (2); 287–294.
- Fischer W.A. 1978. The habitat of the early vertebrate trace and body fossil – evidence from the Harding Formation (Middle Ordovician), Colorado. *The Mountain Geologist*, 15; 1–26.
- Fissunen O.P., Reznikov A.I. 1985. On the new method in stratigraphy of flyshoid sediments of the Donets Basin. *Fossil organisms and stratigraphy of the sediments of the Ukraine*. Kyiv: Naukova Dumka, pp. 34–38 (in Russian).
- Gand G. 1994. Ichnocoenoses à *Isopodichnus furcosus* nov. ichnosp. dans le Permien du Bassin de Lodève (Massif Central, France). *Geobios*, 27: 73–86.
- Reznikov A.I. 1993. Dyakove Group and its position in the stratigraphic scheme of Carboniferous of the Donets Basin. *Geologičnij žurnal*, 1 (268), 52–57 (in Russian).
- Rolfe W.D.I., Beckett E.C.M. 1984. Autecology of Silurian Xiphosurida, Scorpionida, Cirripedia, and Phyllocarida. *Special Papers in Paleontology*, 32: 27–37.
- Salter J.W. 1863. On some tracks of Lower Silurian Crustacea. *Proceedings of Geological Society*, 19: 92–95.
- Savage N.M. 1971. A varvite ichnocoenosis from the Dwyka Series of Natal. *Lethaia*, 4: 217–233.
- Weidner W.E., Feldman R.M. 1985. Paleocological interpretation of echinocarid arthropod assemblages in the Late Devonian (Famennian) Chagrín Shale, Northeastern Ohio. *Journal of Paleontology*, 59 (4): 986–1004.
- Wisshak M., Volohonsky E., Seilacher A., Freiwald A. 2004. A trace fossil assemblage from the fluvial Old Red deposits (Wood Bay Formation; Lower to Middle Devonian) of NW Spitsbergen, Svalbard. *Lethaia*, 37: 149–163. <https://doi.org/10.1080/00241160410005763>

Received 04.10.2022

Accepted 18.11.2022

Hankoichnus ichnogen. nov. – нова іхнофосилія артроподи (?) з карбону Донецького басейну (Україна)

В.С. Дернов

Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна

E-mail: vitalydernov@gmail.com

Флішодні відклади дяковської серії (серпуховський та башкирський яруси), що представлені переважно чорними сланцями (аргілітами та алевролітами) з рідкісними товщами пісковиків, виходять на денну поверхню в Центральному Донбасі. Ці відклади утворилися в морському басейні евксинського типу. Вивчення зазначених відкладів має важливе значення для пізнання історії розвитку Доно-Дніпровського прогину. Крім того, відклади дяковської серії вміщують родовища цінних корисних копалин (золота, руд свинцю, цинку та срібла). Однак палеонтологічна характеристика дяковської серії недостатня. Ця обставина перешкоджає створенню обґрунтованої схеми біостратиграфічного розчленування потужного монотонного розрізу дяковської серії та реконструкції умов накопичення її відкладів. В цій статті з відкладів дяковської серії описано сліди спокою згодом філокарід *Hankoichnus bandersnatchi* ichnogen. et ichnospr. nov. Високі сліди життєдіяльності філокарід вивчені досить слабо. Новий іхнорід *Hankoichnus* представлений позитивним гіпорельєфом на нижній поверхні шару чорного сланцю у вигляді округленого шестикутника, обмеженого тонкими валиками з округлими горбками на одному з кінців. Новий іхнорід *Hankoichnus* істотно відрізняється від інших слідів спокою артропод (наприклад, *Alph*, *Arborichnus*, *Kingella*, *Rusophycus*, *Selenichnites*, *Tonganoxichnus* та ін.). Найбільшу подібність він має з іхнородом *Gluckstadtella* Savage, 1971. Відмінності між цими двома іхнородами полягають перш за все в тому, що у слідів *Gluckstadtella* присутні відбитки кінцівок продуцента сліду, чого не спостерігається у *Hankoichnus*. Іншою подібною до *Hankoichnus* іхнофосилією є *Rusophycus furcosus* Gand, 1994 з пермі Франції, проте морфологічна близькість цих слідів не настільки велика, аби стверджувати про їхню ідентичність. Продуцентом *Hankoichnus* є, вірогідно, філокаріди. Ця інтерпретація є дещо умовною і базується в основному на присутності у чорних аргілітах разом з цими іхнофосиліями решток філокарід поганої збереженості за повної відсутності фосилій інших груп фауни.

Ключові слова: артроподи; карбон; Донбас; *Hankoichnus*; іхнофосилії.

<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.1.273122>
УДК 549:548.4:552.321(477.8)

«Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині» – перша фундаментальна монографія з регіональної мінералогії в Україні

Н.В. Бацевич^{1*}, І.М. Наумко¹, Ю.І. Федоришин²

Рец. на кн.: Є.К. Лазаренко, О.І. Матковський, О.М. Винар, В.П. Шашкіна, Г.М. Гнатів
Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині. Львів: Вид-во Львів. ун-ту. 1960. 510 с.

¹ Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна
E-mail: natalja_bats@ukr.net, naumko@ukr.net

² Львівське відділення УкрНДІгазу, Львів, Україна
E-mail: fedoryshyn388@ukr.net

*Автор для кореспонденції

Розглянуто внесок авторського колективу монографії «Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині», очолюваного академіком Євгеном Костянтиновичем Лазаренком, у мінералогію вивержених порід регіону. Обговорено результати докладного геологічного, мінералогічного вивчення, геолого-петрографічний нарис та характеристику процесів мінералоутворення таких вивержених комплексів: архейського метаморфічного, житомирсько-кіровоградського та осницького інтрузивних, дайково-ефузивного. Показано, що матеріали, наведені у цьому першому фундаментальному зведенні з регіональної мінералогії України, разом з повним використанням тогочасних літературних даних склали першооснову для всіх наступних досліджень Західної Волині, зважаючи на її перспективність щодо виявлення родовищ міді у межах волинської серії трапової формації нижнього едіакарію. Отримані результати разом з комплексом одержаних пізніше даних дали змогу обґрунтувати необхідність інтенсифікації цілеспрямованих досліджень у регіоні. Надалі особливу увагу слід зосередити на продовженні детального вивчення геологічної будови, мінерального складу, петрографічних і петрохімічних особливостей породно-рудних комплексів Західної Волині, флюїдного режиму мінералогенезу мідевмісної трапової формації. Подальші дослідження в регіоні сприятимуть деталізації умов формування самородномідного зруденіння у трапах волинської серії в аспекті оцінки їхнього міднорудного потенціалу; їхні результати можуть бути використані виробничими геологічними організаціями для оптимізації пошуково-розвідувальних робіт при підготовці перспективних площ до розвідки. За таких передумов зростає значущість внеску Євгена Лазаренка у регіонально-мінералогічні дослідження, які започатковано монографією «Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині». Книга і нині є потужним джерелом натхнення для геологів, які продовжують справу видатного ученого у галузі наук про Землю та провадять регіонально-мінералогічні дослідження не лише на Волині, а й в інших регіонах України.

Ключові слова: вивержені комплекси; мінералогія; геолого-петрографічний нарис; процеси мінералоутворення; трапова формація; Західна Волинь; Євген Лазаренко.

Цитування: Бацевич Н.В., Наумко І.М., Федоришин Ю.І. «Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині» – перша фундаментальна монографія з регіональної мінералогії України. *Геологічний журнал*. 2023. № 1 (382). С. 59–72. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.1.273122>

Citation: Batsevych N.V., Naumko I.M., Fedoryshyn Yu.I. 2023. “Mineralogy of igneous complexes of Western Volyn” – the first fundamental monograph on regional mineralogy in Ukraine. *Geologičnij žurnal*, 1 (382): 59–72. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.1.273122>

© Видавець Інститут геологічних наук НАН України, 2023. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NG-ND (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

© Publisher Institute of Geological Sciences of the NAS Ukraine, 2023. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

Вступ

Видатна постать сучасності, всесвітньо відомий учений, академік Євген Костянтинович Лазаренко посідає почесне місце серед українських мінералогів. Жодна проблема мінералогії, як фундаментальної науки, не залишилася поза його увагою, до вирішення кожної з них він доклав значних зусиль: це – загальні питання мінералогії, це – регіональна, космічна, генетична і прикладна мінералогія, це – металогенія та ін. Отож, вагомість його внеску у розвиток мінералогії загалом і в Україні зокрема неоціненна.

Заслуга академіка Лазаренка головно ж полягає в тому, що завдяки йому Україна з її невичерпним запасом корисних копалин стала добре відомою геологічній спільноті і належить до чи не найліпше мінералогічно вивчених країн світу. Учений вважав, що мінералогічне вивчення території України – завдання, яке за результатами сумірне з геологічним зніманням, уточнюючи і розвиваючи ідеї славетного Володимира Вернадського про те, що вивчення корисних копалин «...не може провадитися ані виключно геологами, ані виключно мінералогами; потрібна спільна праця і тих, і тих, а також однаковою мірою хіміків – однак, все ж, дослідження повинно провадитися на мінералогічному, а не на геологічному ґрунті.» (Вернадский, 2012, с. 532; переклад наш. – Н. Б.).

За керівництва і безпосередньої участі Євгена Лазаренка в Україні провадили систематичні регіонально-мінералогічні дослідження, а видані за їхніми результатами монографії вже стали класичними, а саме: «Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині» (1960), «Мінералогія осадових утворень Прикарпаття» (1962), «Мінералогія Закарпаття» (1963), «Мінералогія Поділля» (1969), «Мінералогія и генезис камерных пегматитов Волины» (1973), «Мінералогія Донецького басейна»: у 2-х ч. (1975), «Мінералогія Криворожського басейна» (1977), «Мінералогія Приазов'я» (1981).

Першим таким фундаментальним зведенням була монографія Є.К. Лазаренка, О.І. Матковського, О.М. Винар, В.П. Шашкіної, Г.М. Гнатіва «Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині» (Лазаренко та ін., 1960) (рис. 1). З плином часу анонсована книга стала бібліографічною рідкістю, але її цінність у фун-

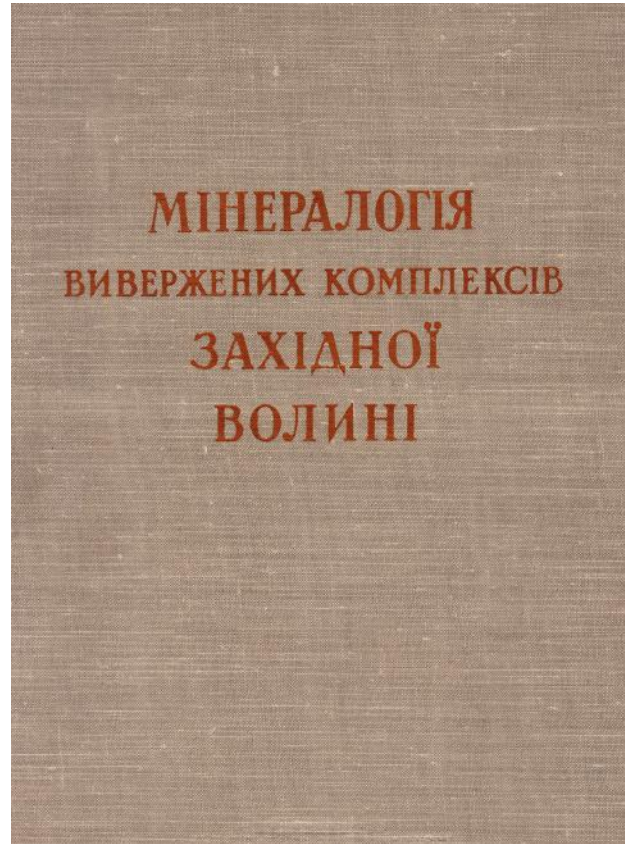


Рис. 1. Титульна сторінка монографії «Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині» (Є.К. Лазаренко, О.І. Матковський, О.М. Винар, В.П. Шашкіна, Г.М. Гнатів, 1960)

Fig. 1. The title page of the monograph "Mineralogy of igneous complexes of Western Volyn" (Ye.K. Lazarenko, O.I. Matkovskiyi, O.M. Vynar, V.P. Shashkina, H.M. Hnativ, 1960)

даментальному і прикладному аспектах безперечно зростатиме (Бацевич та ін., 2022). Тому на часі обговорити наведені у ній оригінальні результати та оцінити їх з погляду сьогодення, особливо в контексті 110-х роковин від дня народження видатного ученого у галузі наук про Землю, які відзначили проведенням Дванадцятих наукових читань імені академіка Євгена Лазаренка (Мінералогія..., 2022).

Аналіз та обговорення основних результатів

У виданні наведено предметні результати докладного геологічного і мінералогічного вивчення, геолого-петрографічний нарис та характеристику процесів мінералоутворення вивержених комплексів Західної Волині.

Виклад фактичного матеріалу автори монографії розпочинають з історії мінералогічного дослідження, яку розглядають у нерозривному зв'язку з геологічним і петрографічним вивченням Західної Волині. Вони наголошують на слабкому висвітленню мінералогії, незважаючи на велику кількість робіт геологічного спрямування, адже суцільно мінералогічних праць, які безпосередньо стосуються регіону, виявилось дуже мало, а численні мінералогічні відомості перебувають серед петрографічних і геологічних матеріалів.

Зокрема, вказується (Лазаренко та ін., 1960), що перші дані про корінні виходи кристалічних порід у межах регіону наведено у працях С. Сташці і В. Бессера (1805), перші згадки про базальти Волині (райони Берестовця і Злазні) знаходимо в А.І. Тишецького (1862), а власне перший петрографічний опис волинського базальту надав В. Блюмель, назвавши його «трапом» (1867). Надалі дослідження проводили С. Малковський, М. Каменський, Р. Краєвський, Й. Войцеховський, Ю. Токарський та ін. У наступний період, який розпочався у передвоєнні і повоєнні роки Другої світової війни, дослідження очолив Євген Костянтинівич Лазаренко. Їхній значущий підсумок й полягає у створенні умов для монографічного опису мінералогії вивержених комплексів Західної Волині разом з повним використанням тогочасних літературних даних (Лазаренко та ін., 1960).

Основу геолого-петрографічного нарису складає детальна геолого-структурна характеристика та петрографічний опис порід архейського метаморфічного, житомирсько-кіровоградського та осницького інтрузивних і дайково-ефузивного вивержених комплексів Західної Волині, які входять до складу північно-західної частини Українського щита і залягають серед давніх відкладів його західного схилу.

Найдавнішими породами є відклади архейського метаморфічного комплексу: біотит-плагіоклазові, роговообманково-плагіоклазові, біотит-гранатові, графітові гнейси і пов'язані з ними сланці, а також вперше описані для району піроксено-гранато-плагіоклазові кристалічні сланці у вигляді невеликих ксенолітів серед гнейсів.

До найдавніших (архейських) магматичних утворень відносять породи так званого житомирсько-кіровоградського комплексу. Вважається, що формування цієї багатофазової інтрузії збіглися у часі зі складчастістю гнейсової товщі, внаслідок чого утворилася складна серія змішаних порід – так званих ін'єкційних гнейсів, мигматитів та інших проміжних від гранітів до гнейсів порід та метаморфізація всієї гнейсової товщі. Усе це зумовило тісний петрогенетичний зв'язок метаморфічних порід із гранітами. З гранітами цього комплексу тісно генетично пов'язані пегматитові утворення, що залягають, як серед метаморфічних порід, так і серед материнських гранітів, і утворюють два великі пегматитові поля: корецьке та усть-бельчаківське.

Другим за віком (протерозойським) магматичним комплексом, результати дослідження якого подані у монографії, є так званий осницький комплекс, формування якого пов'язане з другим (осницьким) етапом вулканізму. Магматичні породи комплексу представлені переважно гранітоїдними породами, серед яких різко виділяються невеликі виходи основних порід, що відповідають за мінеральним складом амфіболовому та амфіболо-піроксеновому габро. Автори детально описують склад, генезис гранітоїдів та виділяють типи гранітоїдів, які перебувають у тісних петрогенетичних взаємовідносинах, що зумовлює поступові переходи одних порід до інших: 1) звичайні рожеві або рожево-сірі граніти; 2) контаміновані породи, які утворилися в процесі контамінації гранітною магмою основних порід і відповідають за складом гранодіоритам, кварцовим діоритам, сієніто-діоритам і т. д.; 3) продукти гранітизації основних порід під впливом гранітової магми, відомі під назвами «клесівських порфіритів» та «вірівських діоритів». З гранітами цього комплексу тісно генетично пов'язані незначні пегматитові утворення та мономінеральні кварцові жили, товщина яких у деяких місцях сягає 20–30 м.

Наймолодшими магматичними породами є інтрузивно-ефузивні (дайкові) та ефузивні утворення, що об'єднуються в єдиний дайково-ефузивний комплекс, виникнення якого автори пов'язують з рифейським-едіакарським (у сучасній міжнародній стратиграфічній шкалі рифей відсутній) етапом вулканізму.

Інтрузивно-ефузивні (дайкові) породи комплексу залягають у вигляді тонких і потужніших пачок або жил, що перетинають давніші утворення у північ–північно-західному напрямку, які збігаються з напрямком виходів волинських базальтів, а також у вигляді покладів. За мінеральним складом і структурою вони відповідають габро-діабазам, олівіновим габро-діабазам, амфіболовим та олівіновим діабазам, кварцовим порфірам і порфіритам.

Особливу увагу звернуто на ефузивні породи основного складу, які представлені, зокрема, базальтами масивної і мигдалекам'яної текстури. Базальтові тіла мають переважно форму покривів товщиною від часток метра до кількох десятків метрів в асоціації з туфами, туфітами і туфобрекчіями та характерну стовпчасту окремість. Унікально пророчим виявився висновок авторів монографії, що «...Особливості хімічного і мінералогічного складу, структури (незначна роль інтрателуричних утворень), геологічні умови залягання і утворення волинських базальтів повністю відповідають тим ознакам, які є характерними для порід трапових формацій» (Лазаренко та ін., 1960, с. 74). Цей висновок цілком підтвердили виконані пізніше дослідження (Лазаренко, Воловник, 1969; Воловник, 1975, 1990; Великанов и др., 1983; Приходько и др., 1993 та ін.), завдяки яким у межах Волино-Поліського прогину і західної частини Українського щита виявлено утворення типової трапової формації. Вони найповніше представлені волинською серією нижнього едіакарію, пов'язаною з ранньоедіакарським етапом трапового вулканізму. Нагадаємо, що «трапами» волинські базальти вперше назвав В. Блюмель 1867 року (Лазаренко та ін., 1960).

Принадібно зауважимо, що трапова формація на території Східноєвропейської платформи загалом досить поширена – простягається смугою шириною від 50 до кількох сотень кілометрів у напрямку з північного сходу на південний захід через територію Латвії і Польщі та закінчується біля лінії Тейсейре–Торнквіста, як складової Транс'європейської сутурної зони – межі між Східноєвропейським кратоном і фанерозойськими орогенами Південно-Західної Європи. Власне її продовження у межі регіону набуває непересічного значення також у контексті формування трапів Західної Воли-

ні, позаяк вона в локальному плані між докембрійською Східноєвропейською платформою і палеозойською Західноєвропейською платформою контролювала фанерозойську еволюцію значної частини Центральної Європи (Narkiewicz et al., 2015). Ефузивно-осадові утворення (зокрема й волинські), що є частиною волинської серії, поширені значно менше – це смуга завширшки до 150 км вздовж лінії Тейсейре–Торнквіста, розпочинаючись біля Любліна і дещо не доходячи до Кишинева. Волинські вулканіти знаходяться в північній частині області їхнього поширення (Великанов и др., 1983).

Найбільше уваги приділено у роботі, що й не дивно, з огляду на її назву, *мінералогічній характеристиці* вивержених порід, яка включає 85 мінералів різного генезису, що згруповані у відповідні класи.

Серед самородних мінералів описано самородну мідь і самородне залізо з базальтів, графіт з гнейсів і пегматитів та діамант, серед сульфідів – пірит, марказит, молібденіт, халькопірит, галеніт, сфалерит, халькозин, антимоніт, борніт, серед оксидів – кварц (гірський криштал, аметист, зернистий і метаколоїдний кварц), халцедон, кристобаліт, опал. Схарактеризовано гематит з гідротермально змінених базальтів, а також значно поширені у корі звітрювання гідроксиди Fe і Mn. Виявлено куприт, рутил, анатаз, ільменіт, магнетит і хроміт. Детально досліджено найпоширеніші мінерали класу силікатів, серед них мікроклін і плагіоклаз (від альбіту до анортиту), рідше трапляються ортоклаз, санідин і анортоклаз. У базальтах досить поширені цеоліти – ломонтит, натроліт, томсоніт, гейландит, птилоліт, анальцим. У пегматитах часто трапляються залізистий турмалін (шерл) і гранат (піропальмандин і grosуляр). Особливу увагу приділено акцесорним мінералам – циркону і титаніту (сфену). З мінералів групи епідоту описано цоїзит, ортит та епідот. Серед піроксенів домінують діопсид, діопсид-авгіт і авгіт, гіперстен, серед амфіболів – рогова обманка. Докладно описано шаруваті силікати – каолініт, слюди (мусковіт і біотит), гідрослюди (гідромусковіт, гідробіотит, селадоніт). Визначено, що хлорити гідротермально-метасоматичного походження належать до пенін-делеситового ряду. Найпоширеніші колоїдальні хлорито-

подібні мінерали об'єднано в групу хлорофенітів. Серед мінералів групи монтморилоніту переважає нонтроніт. У базальтах і гранітоїдах трапляється палигорськіт. Виявлено також кордієрит, воластоніт, олівін, ловеніт, силіманіт, преніт, тальк і серпентин. Серед фосфатів виділено монацит і апатит. З карбонатів найпоширеніший кальцит трьох генетичних груп (гідротермальний, гіпергенний і перевідкладений), у незначній кількості є доломіт, анкерит, малахіт, азурит. Сульфати представлені баритом і гіпсом, фториди – флюоритом, рідкісним акцесорним мінералом кіровоградських гранітів. Описано також вулканічне скло, палагоніти і продукти їхньої розкristалізації.

Під час опису процесів мінералоутворення автори монографії акцентували на особливостях метасоматичного і пегматитового процесів в інтрузивних породах та магматичного і гідротермального процесів – в ефузивних.

З інтрузивними комплексами тісно генетично пов'язані процеси пегматитоутворення та різні метасоматичні перетворення. Виділяють такі стадії метасоматичних процесів: 1) метаморфізм і метасоматоз магматичної стадії, що призвели до утворення низки гібридних порід і метаморфізації всієї гнейсової товщі; 2) простий метасоматоз та автотетасоматоз ранньої лужної стадії, які відрізняються від попередньої стадії своїм регресивним характером; 3) регіональний постмагматичний (середньотемпературний) метасоматоз, з яким пов'язані процеси епідотизації, серицитизації, хлоритизації та ін.; 4) низькотемпературний гідротермальний метасоматоз, що проявився в утворенні великих епідотових виділень і прожилків у породах осницького комплексу.

У пегматитовому процесі автори виділяють дві стадії мінералоутворення: 1) магматичну – розкristалізація пегматитового розплаву, що виникає на різних етапах кристалізації гранітної магми завдяки збагаченню останньої леткими компонентами (утворення так званих простих пегматитів); 2) метасоматичну – заміщення первинних мінералів та їхня перекристалізація.

У процесі формування базальтів виділено: 1) стадію протокристалізації, в ході якої утворюються поодинокі великі вкраплення магnezіального авгіту і бітовніту, порфірові виділен-

ня лабрадор-бітовніту, зонального авгіту й олівіну; 2) стадію основної кристалізації, за якої розкristалізувалися мінерали основної маси породи – лабрадор-бітовніт, піроксен, титаномагнетит та ільменіт; 3) гідротермальну стадію, за якої змінюється первинний склад порід.

Зміни гідротермальної стадії, що викликані діяльністю поствулканічних процесів, поділено на дві групи: а) зміни, викликані автотетаморфічним перетворенням базальтів леткими компонентами (головно водою), які пов'язані безпосередньо із даною порцією базальтової магми. Ці зміни, що виражаються в альбітизації і цеолітизації плагіоклазу, хлоритизації темноколірних мінералів, палагонітової речовини і скла, автори пов'язують із мигдалекам'яними базальтами; б) зміни і відкладання мінералів у породах, що пов'язані із дією висхідних гідротермальних розчинів, які відбувалися через усю товщу вулканогенних порід. Вони найінтенсивніше проявлені у пірокластичних породах і мигдалекам'яних базальтах внаслідок кращої проникності цих порід. В масивних базальтах зміни прослідковуються вздовж зон первинної тріщинуватості або вздовж зон тектонічного походження. Саме із цією стадією автори пов'язали утворення самородної міді в асоціації з кварцом за схемою: барит – кальцит – хлорит – кварц – самородна мідь – кристобаліт – халцедон і кварцин – гематит. Цей висновок логічно доповнюють уперше отримані авторами монографії, зокрема О.М. Винар, результати вивчення флюїдних включень у кварці з кристалічних порід: гранітів, аплітів і пегматитів житомирсько-кіровоградського та осницького комплексів, а також з мигдалин у базальтах Довгого Поля. Загалом у кварці Західної Волині за складом і агрегатним станом було виділено тверді, затверділі, рідкі і газові включення, за генетичним типом – первинні, первинно-вторинні, вторинні, а також акцентовано на таких рідких включеннях, як однофазові, двофазові, трифазові (Лазаренко та ін., 1960).

На основі вивчення включень у кварці автори дійшли таких висновків:

– значне поширення твердих включень може вказувати на велику кількість акцесорних мінералів у розплаві, з якого кристалізувався кварц;

– кристалізація кварцу відбувалася у широкому температурному інтервалі, розпочинаючись

з високотемпературних магматичних розплавів, про що свідчать затверділі включення. Наявність останніх у кварці з пегматитів вказує на існування магматичної стадії пегматитоутворення;

- середня температура гомогенізації включень у кварці з гранітів – 230–300 °С; включення в кварці з пегматитів мають дещо нижчу середню температуру гомогенізації – 240–270 °С;

- тріщини заповнюються рідкими, майже холодноводними розчинами;

- на сліди пневматолітового процесу в пегматитах вказують газові включення;

- наявність елементів «стільникової» будови свідчить про зміну режиму тиску при кварцоутворенні.

У монографії також схарактеризовано первинні і вторинні включення у гранаті з пегматитів і гнейсів. Зазначено, що вперше однофазові рідкі низькотемпературні включення в аметисті з жеод і мигдалин кори звітрювання базальтів Волині (с. Берестовець) описала С.С. Мартинова (1955).

Матеріали цього першого монографічного зведення з геології, петрографії і мінералогії вивержених порід Західної Волині (Лазаренко та ін., 1960) й стали на сучасному етапі вже в український період підґрунтям для подальших комплексних досліджень регіону. Дослідники детально вивчали і вивчають геологічну будову, мінералогічні, петрографічні і петрохімічні особливості породно-рудних комплексів, результати яких узагальнено у численних працях (Деревська та ін., 1999, 2001; Vakun-Czubarow et al., 2002; Скакун та ін., 2003; Косовський, Косовська, 2005; Квасниця, 2006; Деревська, 2008; Мельничук В.Г., 2008, 2010; Мельничук та ін., 2011; Мисяк та ін., 2012, 2016; Руденко, Деревская, 2014; Мельничук Г.В., 2014; Бацевич та ін., 2016 та ін.), зокрема у монографіях (Квасниця та ін., 2009; Гожиц, 2013; Руденко та ін., 2017).

Акцентуємо увагу на дослідженнях особливостей флюїдного режиму мінералогенезу мідєвмісної трапової формації (за включеннями у мінералах), що особливо інтенсифікувалися в український період і які провадили І.Т. Бакуменко, М.В. Безугла, Д.К. Возняк, К.І. Деревська, О.В. Ємець, І.В. Квасниця, І.П. Лугова, В.Г. Мельничук, Ю.І. Федоришин,

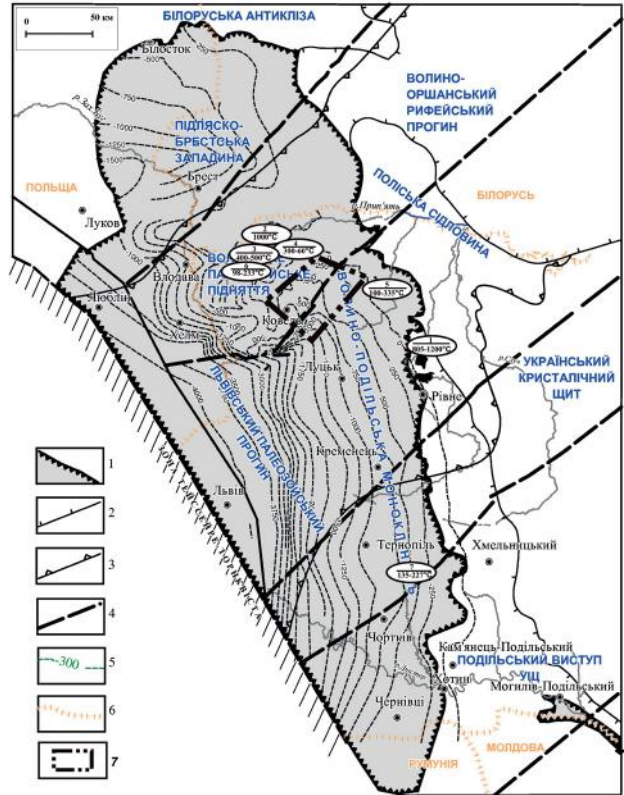


Рис. 2. Узагальнена схема літературних даних з визначення температур гомогенізації флюїдних включень у мінералах нижньоєдіакарських трапів Волино-Поділля південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи (геологічна основа за В.Г. Мельничуком, 2010): 1–3 – межі сучасного поширення: 1 – нижньоєдіакарських трапів, 2 – волинської серії (V_1), 3 – поліської серії (Rf_{2-3}); 4 – розломи, найчіткіше виявлені в деформаційній структурі трапової формації; 5 – ізогіпси поверхні трапової формації; 6 – державні кордони; 7 – територія досліджень. Цифри в овалах: 1 – Т гом. розплавних включень у плагіоклазі з базальтів Янової Долини (Бакуменко, Федорышин, 2005); 2–4 – температура утворення міді (Квасниця, 2006): 2 – магматичної I, 3 – магматичної II, 4 – гідротермальної; 5–7 – температура гомогенізації газиво-рідких включень у: 5 – кварці, анальцимі, кальциті (Деревська та ін., 2001), 6 – кальциті (Деревська та ін., 1999), 7 – кальциті (Деревська, 2008)

Fig. 2. Generalized scheme of literature data on determination of homogenization temperatures of fluid inclusions in minerals of the Lower Ediacaran traps of Volyn-Podillia on south-western edge of the East European Platform (geological basis according to the V.G. Melnychuk, 2010). Legend: 1–3 – limits of modern distribution: 1 – Trapps of the Lower Ediacaran, 2 – Volyn series (V_1), 3 – Polissya series (Rf_{2-3}); 4 – faults, most clearly identified in the deformation structure of the flood continental basalts; 5 – isogypses of the surface of the flood continental basalts; 6 – state borders; 7 – the research area. Numbers in ovals: 1 – the homogenization temperature of melt inclusions in plagioclase from basalts of Yanova Dolyna (Bakumenko, Fedoryshyn, 2005); 2–4 – temperature of copper formation (Kvasnytsya, 2006): 2 – magmatic I, 3 – magmatic II, 4 – hydrothermal; 5–7 – T hom. of gas-liquid inclusions in: 5 – quartz, analcime, calcite (Derevska et al., 2001), 6 – calcite (Derevska et al., 1999), 7 – calcite (Derevska, 2008)



Рис. 3. Первинне газово-рідке включення форми негативного кристалу у кальциті. Температура гомогенізації складає 70 ± 5 °C. Заболотівська світа. Св. 5843. Глибина відбору становить 338,0 м

Fig. 3. Primary gas-liquid inclusion of negative crystal form in calcite. The homogenization temperature is 70 ± 5 °C. Zabolotta suite. Well 5843. The sampling depth is 338.0 m

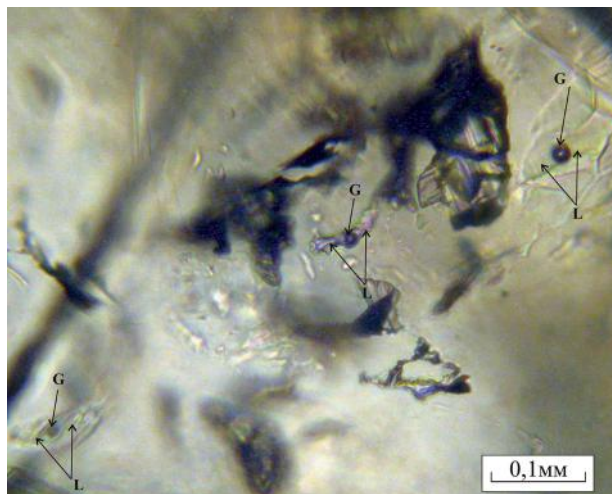


Рис. 4. Родина вторинних газово-рідких включень у анальцимі. Температура гомогенізації складає від 175 до 180 °C (у рідку фазу). Лучичівська світа. Зр. 8273/17. Глибина відбору становить 240,5 м

Fig. 4. Family of secondary gas-liquid inclusions in analcime. The homogenization temperature is from 175 to 180 °C (in the liquid phase). Luchychi suite. Sample 8273/17. The sampling depth is 240.5 m

В.О. Шумлянський та ін. Значні можливості методів термобарогеохімії у з'ясуванні генетичних і прикладних питань формування трапової формації Волині ми довели (Наумко та ін., 2012) на підставі узагальнення оригінальних результатів зазначених учених, які у вигляді загальної характеристики флюїдних включень у мінералах наведено на рис. 2. Виконані ж особисто нами мікроскопічні спостереження і термометричні дослідження включень в анальцимі і кальциті дали змогу за фазовим складом виділити серед них газово-рідкі і рідинно-газові різновиди – із значною перевагою перших невитриманого наповнення, розміри яких коливаються від приблизно 0,001 до 0,1 мм. За походженням ідентифіковано такі типи флюїдних включень: первинні включення – вакуолі, що мають форму негативних кристалів (рис. 3), або їх фрагменти, умовно первинні включення – без видимого зв'язку з тріщинами і за відсутності жодних інших орієнтирів умовно вважаємо найранішими; вторинні включення (рис. 4) – розташовані ланцюжками, групами у площинах залікованих тріщин або за спайністю мінералів. Отож, з урахуванням літературних і наших даних (Наумко та ін., 2012, 2013; Nesterovych, 2014; Нестерович, 2014 та ін.) можна припус-

тити такі оптимальні параметри формування парагенезів прожилково-вкрапленої мінералізації з анальцимом і кальцитом: 280–190 °C для анальциму (за первинними включеннями) і 50–70 °C для кальциту у базальтах заболотівської світи, 325–235 °C для анальциму і 100–205 °C для кальциту (за первинними включеннями) – у базальтах лучичівської світи, 125–130 °C для кальциту (за первинними включеннями) – у базальтах якушівської товщі. Зауважимо, що прожилково-вкраплену мінералізацію у відкладах нафтогазоносних і металогенічних областей обгрунтовано вважають (Наумко, 2006) одним із показників процесів флюїдоперенесення речовини і продукту заліковування міграційних тріщин.

Визначені нами температури гомогенізації флюїдних включень прожилково-вкрапленої мінералізації перспективно міденосних породних комплексів зони зчленування Волинського палеозойського підняття і Волино-Подільської моноклінали потрапляють в температурний інтервал у межах ≤ 335 –50 °C і збігаються із літературними даними (див. рис. 2). Це свідчить про подібність температур післямагматичного мінералогенезу вулканітів усієї трапової формації Західної Волині (Наумко та ін., 2012, 2013). Склад легких компо-

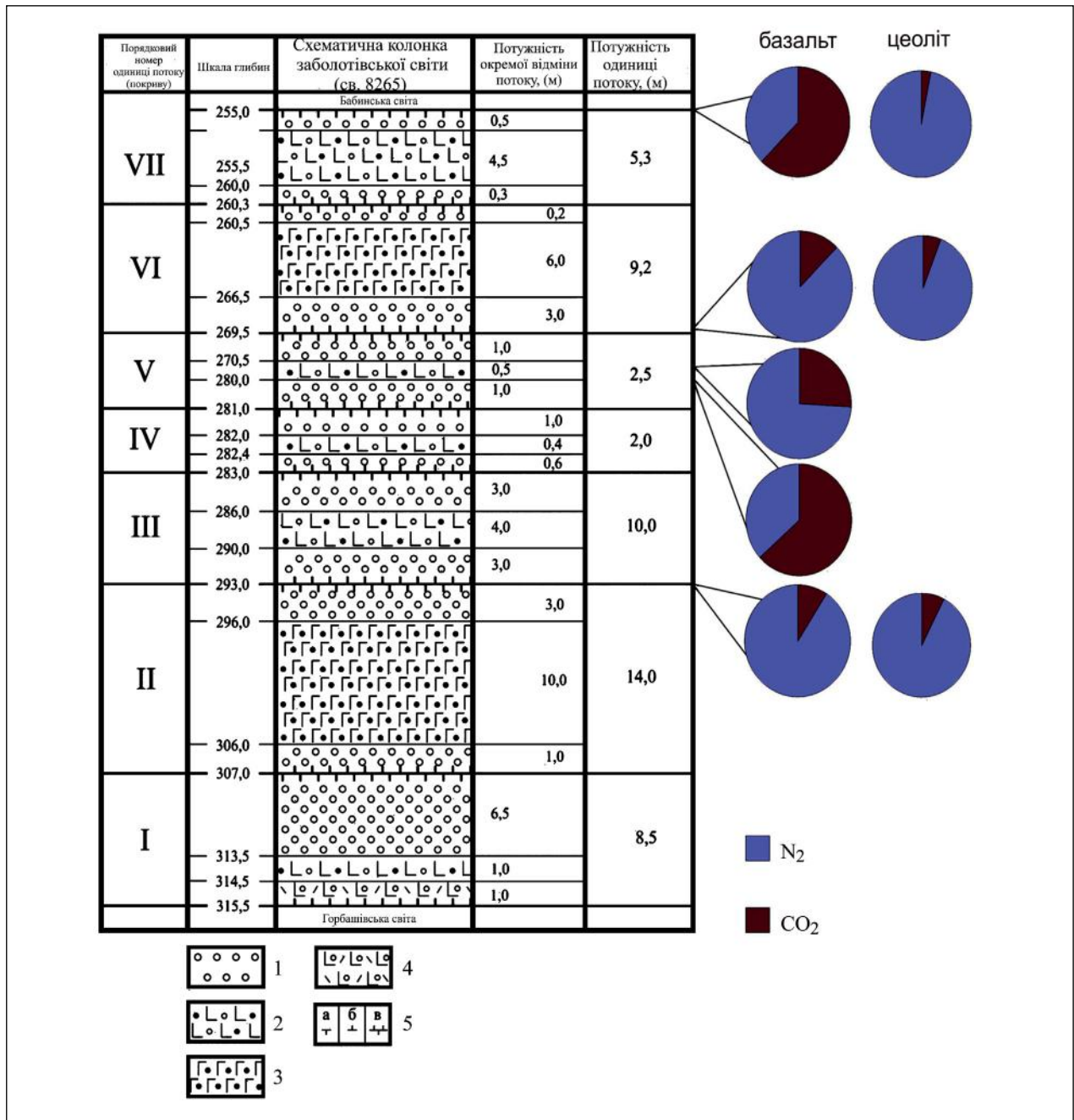


Рис. 5. Склад летких компонентів флюїдних включень у мінералах прожилків (цеоліт) і вмісних порід (базальт) по розрізу св. 8265 (заболотівська світа, максимальна товщина) (за даними мас-спектрометричного хімічного аналізу). Аналітик Б.Е. Сахно (Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, м. Львів): 1 – мигдалекам’яні базальти; 2 – масивні палагонітові базальти з поодинокими мигдалинами; 3 – долеритоподібні палагонітові базальти; 4 – мигдалекам’яні тріщинуваті (до щербенистих) базальти, на межі з туфогенними відкладами перетворені в глиноподібну озалізнену масу; 5 – межі: а – покрівлі одиниці лавового потоку, б – підшви одиниці потоку, в – між покрівлею та підшовою двох послідовно залеглих одиниць потоку (бергштрихи спрямовані догори – підшова наступного потоку, бергштрихи спрямовані донизу – покрівля попереднього потоку)

Fig. 5. The composition of volatile components of fluid inclusions in minerals of veins (zeolite) and host rocks (basalt) according to the section of the well 8265 (Zabolotta suite, maximum thickness) (according to the data of mass spectrometric chemical analysis). Analyst B.E. Sakhno (Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of the NAS of Ukraine, Lviv). Legend: 1 – almond-stone basalts; 2 – massive palagonite basalts with single amygdales; 3 – dolerite-like palagonite basalts; 4 – almond-stone cracked (up to rubble) basalts, transformed into a clay-like ferrous mass on the border with tuftogenous deposits; 5 – boundaries: a – of the roof of the lava flow unit, б – of the sole of the flow unit, в – between the roof and the sole of two sequentially lying flow units (rock lines directed upwards – the sole of the next flow, rock lines directed downward – the roof of the previous flow)

нентів флюїдних включень у мінералах і закритих пор порід визначається співвідношенням азоту і діоксиду вуглецю за постійної присутності H_2O (Нестерович, 2014), що зображено на прикладі базальтів заболотівської світи (рис. 5). Це вказує на діоксидвуглецево-азотний склад мігруючих мінералоутворювальних флюїдів, подібно до андезитобазальтів о-ва Ітуруп (Курильські острови) та андезиту вулкана Шівелуч (Камчатка) (Жовтуля і др., 1980). Причому саме наявність у порах таких летких компонентів, як N_2 , CO_2 і H_2O , відіграє важливу роль у перебігу кінетичних явищ флюїдогенезу (Файф і др., 1981). Поширення в одних і тих самих зонах вивчених мінералів (анальцим, кальцит) чи у залікованих тріщинах включень з різним співвідношенням фаз і температурами гомогенізації у рідку і газову фази за однакових чи близьких температур (Нестерович, 2014) свідчить про стан двофазової рівноваги, зумовленої гетерогенізацією мінералоутворювального флюїду. Цьому сприяли незначні глибини залягання породнорудних комплексів і відповідного прояву післямагматичних процесів.

У підсумку на петрографічних, петрохімічних і термобарогеохімічних засадах з урахуванням параметрів флюїдного режиму магматичного (ефузивного) процесу (за включеннями розплавів (Бакуменко, Федорышин, 2005)) і гідротермально-метасоматичного процесу (за газово-рідкими включеннями (Наумко та ін., 2012, 2013; Nesterovych, 2014; Нестерович, 2014 та ін.)) нами напрацьовано нову флюїдно-ліквацийну гіпотезу походження самородномідного зруденіння (Наумко та ін., 2016, 2017), передумови якої закладено в узагальнювальній праці (Нестерович, 2014). Основні положення гіпотези надалі розвинуто у роботах (Naumko et al., 2021; Бацевич та ін., 2022) в контексті важливості використання обґрунтованої фундаментальної ідеї з практичною метою.

Висновки

1. Розгляд та обговорення матеріалів монографії «Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині» показує визначальний внесок авторського колективу праці, очолюва-

ного академіком Євгеном Костянтиновичом Лазаренком, у дослідження мінералогії вивержених порід. Наведені у книзі фундаментальні результати, з повним використанням тогочасних літературних даних, склали першооснову для всіх наступних досліджень Західної Волині, зважаючи на її перспективність щодо виявлення промислових запасів міднорудної сировини в межах волинської серії трапової формації нижнього едіакарію.

2. Стисло обговорено розвиток досліджень з геології, петрографії і мінералогії вивержених порід Західної Волині наступними поколіннями дослідників. Розглянуті особливості флюїдного режиму мінералогенезу мідевмісної трапової формації, які визначені за включеннями у мінералах, зокрема за даними авторських досліджень флюїдних включень у мінералах прожилково-вкраплених утворень і типоморфних особливостей міденосних парагенезів, у контексті нових поглядів на генезис міднорудного зруденіння, які обґрунтовано флюїдно-ліквацийною гіпотезою походження самородномідної мінералізації у вулканітах трапової формації Західної Волині.

3. Надалі особливу увагу слід приділяти комплексуванню детального вивчення геологічної будови, мінерального складу, петрографічних і петрохімічних особливостей породнорудних комплексів та флюїдного режиму мінералогенезу мідевмісної трапової формації Західної Волині. Подальші дослідження в регіоні сприятимуть деталізації умов формування самородномідного зруденіння у трапах в аспекті оцінки їхнього міднорудного потенціалу. Їхні результати знадобляться виробничим геологічним організаціям для оптимізації пошуково-розвідувальних робіт при підготовці перспективних площ до розвідки.

4. Безсумнівною є значущість внеску Євгена Лазаренка у регіонально-мінералогічні дослідження, які започатковано монографією «Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині». Книга і нині є потужним джерелом натхнення для геологів, які продовжують справу видатного ученого у галузі наук про Землю та провадять регіонально-мінералогічні дослідження не лише на Волині, а й в інших регіонах України.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Бакуменко І.Т., Федоришин Ю.І. О расплавных включениях в плагиоклазе базальтов Волини. *Минералогические музеи*. Санкт-Петербург: Кафедра минералогии СПбГУ, 2005. С. 213–214. (Англ. пер.: С. 215).
- Бацевич Н.В., Наушко І.М., Білик Л.К. Петрохімічні особливості вулканітів трапової формації зони зчленування Волинського палеозойського підняття і Волино-Подільської монокліналі. *Геодинаміка*. 2016. № 1 (20). С. 75–93. Режим доступу: DOI: <https://doi.org/10.23939/jgd.2016.01.075>
- Бацевич Н.В., Федоришин Ю.І., Наушко І.М. Петрографічні особливості базальтів лучичівської світи трапової формації едіакарію Західної Волини у зв'язку з міденосністю. *Current issues and prospects for the development of scientific research: Proceedings of the 5th International Scientific and Practical Conference (Orléans, France, April 19–20, 2022)*. S 40 Scientific Collection «InterConf», (105). Orléans, France: Epi, 2022. P. 318–336. Режим доступу: DOI: <https://doi.org/10.51582/interconf.19-20.04.2022.032>
- Бацевич Н., Наушко І., Федоришин Ю. Внесок академіка Євгена Лазаренка у мінералогію вивержених комплексів Західної Волини. *Мінералогія України: сучасний стан і перспективи: Дванадцяті наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка*: матеріали: Матковський О. (відп. ред.). Львів: Видав. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2022. С. 7–12.
- Великанов В.А., Асеева Е.А., Федонкин М.А. Венд Украины. Киев: Наукова думка, 1983. 164 с.
- Вернадский В.И. Задачи минералогии в нашей стране (1917–1927). *Мінералогічна спадщина Володимира Івановича Вернадського*. Т. 5 / НАН України, Коміс. з розробки наук. спадщини акад. В.І. Вернадського, Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка. Київ: НАН України, 2012. С. 521–532.
- Воловник Б.Я. Терригенно-вулканогенная формация. Нижний венд. *Геотектоника Вольно-Подолши*. Киев: Наукова думка, 1990. С. 76–83.
- Воловник Б.Я. Траповая формация Вольно-Подолши. *Тектоника и стратиграфия*. 1975. Вып. 8. С. 28–33.
- Гожик П.Ф. (голов. ред.). Стратиграфія верхнього протерозою і фанерозою України: у 2-х т. Т. 1: Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України. Київ: Логос, 2013. 637 с.
- Деревська К.І. Палеогеотермальний режим літогенезу та гіпогенного рудоутворення в межах Балтійсько-Дністровської перикратонної зони прогинів в рифей-фанерозої: автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2008. 36 с.
- Деревська К.І., Безугла М.В., Радзівіл В.Я., Александров О.Л. Температурний режим формування мідної мінералізації в трапах Волині. *Наукові праці Інституту фундаментальних досліджень*. Київ: Знання України, 2001. С. 48–52.
- Деревська К.І., Шумлянський Л.В., Август Ч., Безугла М.В. Хлоритизація у проявах самородномідної мінералізації у породах трапової формації венду на Волині. *Наукові праці Інституту фундаментальних досліджень*. Київ: Знання України, 1999. С. 123–130.
- Жовтуля Б.Д., Калужный В.А., Ремешило Б.Г. Углеродсодержащие газы в основных и ультраосновных породах (по данным изучения флюидных включений в минералах). *Теоретические вопросы нефтегазовой геологии*. Киев: Изд-во АН УССР, 1980. С. 65–73.
- Квасниця І. Про походження самородної міді з вендських вулканітів Західної Волині. *Геолог України*. 2006. № 3. С. 40–51.
- Квасниця І.В., Павлишин В.І., Косовський О.Я. Самородна мідь України: геологічна позиція, мінералогія і кристалогенезис. Київ: Логос, 2009. 171 с.
- Косовський Я.О., Косовська О.П. До мінералогії трапів Волино-Поділля. *Проблемні питання геологічної освіти та науки на порозі XXI століття*: тези доп. наук. конф., присвяченої 60-річчю геол. фак. Львів. нац. ун-ту ім. Івана Франка (Львів, 19–21 жовтня 2005 р.). Львів: ЛНУ, 2005. С. 53–54.
- Лазаренко Є.К., Воловник Б.Я. Нові дані про будову вулканогенної товщі волинської серії західної окраїни Руської платформи. *Геол. журн*. 1969. Т. 29, вип. 1 (124). С. 12–22.
- Лазаренко Є.К., Матковський О.І., Винар О.М., Шашкіна В.П., Гнатів Г.М. Мінералогія вивержених комплексів Західної Волині. Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1960. 510 с.
- Мартинова С.С. Аметист в коре выветривания базальтов Волини. *Минерал. сб. Львов. геол. о-ва*. 1955. № 9. С. 300–303.
- Мельничук Г.В. Тектоніка і походження Волинського палеозойського підняття. *Геол. журн*. 2014. № 3 (348). С. 28–38.
- Мельничук В.Г. Геологія та міденосність нижньовендських трапових комплексів південно-західної частини Східноєвропейської платформи: автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Київ, 2010. 36 с.
- Мельничук В.Г. Мінералогічні критерії міденосності вендських трапів Волино-Поділля. *Мінерал. зб*. 2008. № 58 (1–2). С. 134–142.
- Мельничук В.Г., Поліщук А.М., Мельничук Г.В. Мінералогічні особливості та зруденіння нижньовендських трапових комплексів південно-західної частини Східноєвропейської платформи. *Мінерал. журн*. 2011. Т. 33, № 4. С. 91–100.
- Мисяк І., Скаун Л., Мельничук В. Магматична кристалізація і становлення текстур лавових потоків лучичівських та якушівських верств волинської серії. *Мінерал. зб*. 2012. № 62 (2). С. 111–127.
- Мисяк І., Скаун Л., Мельничук В. Рудопрояви самородної міді Волині – типовий приклад металогенічного потенціалу платобазальтів. *Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол.* 2016. Вип. 30. С. 3–15.

- Мінералогія України: сучасний стан і перспективи: Дванадцять наукові читання імені академіка Євгена Лазаренка: матеріали: Матковський О. (відп. ред.). Львів: Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2022. 122 с.
- Наумко І.М. Флюїдний режим мінералогенезу породно-рудних комплексів України (за включеннями у мінералах типових парагенезисів): автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Львів, 2006. 52 с.
- Наумко І.М., Федоришин Ю.І., Бацевич Н.В. Флюїдно-ліквіційна гіпотеза походження самородномідної мінералізації у вулканітах трапової формації Західної Волині. *Доп. НАН України*. 2016. № 9. С. 69–78. DOI: <https://dx.doi.org/10.15407/dopovidi2016.09.069>
- Наумко І.М., Федоришин Ю.І., Бацевич Н.В. Нова флюїдно-ліквіційна гіпотеза походження самородномідної мінералізації у вулканітах трапової формації Західної Волині (Україна). *East European Scientific Journal*. 2017. Vol. 1, No. 4 (20). P. 41–50.
- Наумко І.М., Федоришин Ю.І., Нестерович Н.В., Теленко Л.Ф., Сахно Б.Е. Умови формування прожилково-вкрапленої мінералізації у відкладах лучичівської товщі трапової формації зони зчленування Волинського палеозойського підняття і Волино-Подільської моноклінали Західної Волині. *Доп. НАН України*. 2013. № 10. С. 116–123.
- Наумко І., Федоришин Ю., Нестерович Н. Вплив ідей академіка Євгена Лазаренка на розвиток досліджень особливостей флюїдного режиму мінералогенезу мідєвмісної трапової формації нижнього венду Західної Волині. *Мінерал. зб.* 2012. № 62 (2). С. 4–17.
- Нестерович Н.В. Геохімія флюїдів середовища формування мідєносних парагенезисів у вулканітах трапової формації зони зчленування Волинського палеозойського підняття і Волино-Подільської моноклінали: автореф. дис. ... канд. геол. наук (привірюється до доктора філософії). Львів, 2014. 20 с.
- Приходько В.Л., Косовский Я.А., Иванов И.Н. Перспективы меденосности вулканогенных образований волинской серии Луковско-Ратновской горстовой зоны. *Геол. журн.* 1993. № 4 (271). С. 138–143.
- Руденко К.В., Деревская Е.И. Роль битумов в формировании медной минерализации в терригенно-вулканогенных породах. *Геол. журн.* 2014. № 4 (349). С. 103–114.
- Руденко К.В., Деревська К.І., Приходько В.Л., Слободян Б.І., Александров О.Л. Самородна мідь вулканогенних формацій світу. Київ: Логос, 2017. 94 с.
- Скаун Л.З., Ткачук А.М., Мельничук В.Г. Типи цеолітових асоціацій в гідротермальних утвореннях волинської серії. *Мінерал. зб.* 2003. № 53 (1–2). С. 4–13.
- Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре: пер. с англ. П.П. Смолина. Москва: Мир, 1981. 436 с.
- Bakun-Czubarow N., Bilowolska A., Fedoryshyn Yu. Neoproterozoic flood basalts of Zabolotta and Babino Beds of the volcanogenic Volhynian Series and Polesie Series dolerites in the western margin of the East European Craton. *Acta Geologica Polonica*. 2002. Vol. 52, No. 4. P. 481–496.
- Naumko I., Batsevych N., Fedoryshyn Yu., Pavlyuk M., Myshchysyn Yu., Repyn I. Peculiarities of the distribution of thickness and paleo-surface relief of basalts of Luchychi strata (Western Volyn). *Geodynamics*. 2021. No. 1 (30). P. 36–47. Режим доступу: <https://doi.org/10.23939/jgd.2021.01.036>
- Narkiewicz M., Maksym A., Malinowski M., Grad M., Guterch A., Petecki Z., Probulski J., Janik T., Majdanski M., Sroda P., Czuba W., Gaczynski E., Jankowski L. Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Intern. Journ. of Earth Sciences*. April 2015. Vol. 104, issue 3. P. 775–796. Режим доступу: <https://link.springer.com/article/10.1007%2Fs00531-014-1116-4>
- Nesterovych N. Fluid conditions of the formation of the veinlet-impregnated mineralization in the Zabolotta suite of the trap formation of the West Volyn (Ukraine). *5th International Students Geological Conference: abstracts series* (Budapest, April 24–27, 2014). Budapest: University of Szeged, 2014. P. 96.
- Vernadsky V.I. Objectives of mineralogy in our country (1917–1927). 2012. In: Mineralogical heritage of Vladimir Ivanovich Vernadsky. Volume 5 / NAS of Ukraine, Committee of the Scientific Heritage of Academician V.I. Vernadsky, M.P. Semenenko institute of geochemistry, mineralogy and ore formation. Kyiv: NAS of Ukraine. P. 521–532.

Надійшла до редакції 30.01.2023

Прийнята 12.02.2023

REFERENCES

- Bakumenko I.T., Fedoryshyn Yu.I. 2005. Melt inclusions in plagioclases of Volynian basalts. *Mineralogical museums*. St.-Petersburg: Department of Mineralogy, Saint-Petersburg State University, pp. 213–214. (English translation: P. 215) (in Ukrainian and English).
- Batsevych N.V., Naumko I.M., Bilyk L.K. 2016. Petrochemical features of the volcanic trappean formation of areas of junction of the volyn paleozoic uplift with the Volyn-Podillya monocline of the Western Volyn. *Geodynamics*, 1 (20): 75–93. Access mode: DOI: <https://doi.org/10.23939/jgd2016.01.075> (in Ukrainian).
- Batsevych N.V., Fedoryshyn Yu.I., Naumko I.M. 2022. *Current issues and prospects for the development of scientific research: Proceedings of the 5th International Scientific and Practical Conference* (Orléans, France, April 19–20, 2022). S 40 Scientific Collection “InterConf”, (105). Orléans, France: Epi, pp. 318–336. Access mode: DOI: <https://doi.org/10.51582/interconf.19-20.04.2022.032> (in Ukrainian).

- Batseyvych N., Naumko I., Fedoryshyn Yu. 2022. Academician Yevhen Lazarenko's contribution to the mineralogy of the igneous complexes of Western Volyn. Mineralogy of Ukraine: current state and prospects: Twelfth scientific readings named after academician Yevhen Lazarenko: materials. Resp. ed. O. Matkovskiy. Lviv: Publisher Ivan Franko National University Center, pp. 7–12 (in Ukrainian).
- Velikanov V.A., Aseeva E.A., Fedonkin M.A. 1983. Vendian of Ukraine. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Volovnyk B.Ya. 1990. Terrigenous-volcanogenic formation. Lower Vendian. *Geotectonics of Volyn-Podoliia*. Kyiv: Naukova Dumka, pp. 76–83 (in Russian).
- Volovnyk B.Ya. 1975. Trap formation of Volyn-Podoliy. *Tectonics and stratigraphy*, 8: 28–33 (in Russian).
- Gozyk P.F. (Chief ed.). 2013. Stratigraphy of the Upper Proterozoic and Phanerozoic of Ukraine in two volumes. 1: Stratigraphy of the Upper Proterozoic, Paleozoic and Mesozoic of Ukraine. Kyiv: Logos (in Ukrainian).
- Derevska K.I. 2008. Paleogeothermal regime of lithogenesis and hypogene ore formation within the Baltic-Dniester pericratonic zone of depressions in the Riphean-Phanerozoic. Thesis for a doctor's degree in Geology. Kyiv (in Ukrainian).
- Derevska K.I., Bezugla M.V., Radzivil V.Ya., Aleksandrov O.L. 2001. The temperature regime of the formation of copper mineralization in the traps of Volyn. *Scientific works of the Institute of Fundamental Research*. Kyiv: Knowledge of Ukraine, pp. 48–52 (in Ukrainian).
- Derevska K.I., Shumlyanskyi L.V., August Ch., Bezugla M.V. 1999. Chloritization in manifestations of native copper mineralization in the rocks of the Vendian trap formation in Volyn. *Scientific works of the Institute of Fundamental Research*. Kyiv: Knowledge of Ukraine, pp. 123–130 (in Ukrainian).
- Zhovtulya B.D., Kalyuzhnyi V.A., Remeshylo B.G. 1980. Carbon-containing gases in basic and ultrabasic rocks (according to the study of fluid inclusions in minerals). *Theoretical questions of oil and gas geology*. Kyiv: Publishing House of the Academy of Sciences of the Ukrainian SSR, pp. 65–73 (in Russian).
- Kvasnytsya I. 2006. On the origin of native copper from the Vendian volcanics of Western Volyn. *Geologist of Ukraine*, 3: 40–51 (in Ukrainian).
- Kvasnytsya I.V., Pavlyshyn V.I., Kosovskiy O.Ya. 2009. Native copper of Ukraine: geological position, mineralogy and crystallogenesis. Kyiv: Logos (in Ukrainian).
- Kosovskiy J.O., Kosovska O.P. 2005. On the mineralogy of the Volino-Podillia traps. *Problematic issues of geological education and science at the threshold of the 21st century*: theses add. of science conference dedicated to the 60th anniversary of the Faculty of Geology of Ivan Franko Lviv National University (Lviv, October 19–21, 2005). Lviv: LNU, pp. 53–54 (in Ukrainian).
- Lazarenko Ye.K., Volovnyk B.Ya. 1969. New data on the structure of the volcanic sequence of the Volyn series on the western edge of the Russian platform. *Geologichnij zhurnal*, 29, 1 (124): 12–22 (in Ukrainian).
- Lazarenko Ye.K., Matkovskiy O.I., Vynar O.M., Shashkina V.P., Hnativ H.M. 1960. Mineralogy of the eruptive complexes of Western Volyn. Lviv: View of Lviv University (in Ukrainian).
- Martynova S.S. Amethyst in the weathering crust of Volyn basalts. 1955. *Mineralogical collection Lvov. Geol. Societies*, 9: 300–303 (in Russian).
- Melnychuk G.V. 2014. Tectonics and origin of the Volyn Paleozoic uplift. *Geologichnij zhurnal*, 3 (348): 28–38 (in Ukrainian).
- Melnychuk V.G. 2010. Geology and copper content of the Lower Vendian trappian complexes of south-western part of the East European platform. Thesis for a doctor's degree in Geology. Kyiv (in Ukrainian).
- Melnychuk V.G. 2008. Mineralogical criteria of copper content of the Vendian traps of Volyno-Podillia. *Mineralogical collection*, 58 (1–2): 134–142 (in Ukrainian).
- Melnychuk V.G., Polishchuk A.M., Melnychuk G.V. 2011. Mineralogical features and mineralization of the Lower Vendian trap complexes of the southwestern part of the East European Platform. *Mineralogical Journal*, 33 (4): 91–100 (in Ukrainian).
- Mysyak I., Skakun L., Melnychuk V. 2012. Magmatic crystallization and texture formation of lava flows of the Luchychi and Yakushiv layers of the Volyn series. *Mineralogical collection*, 62 (2): 111–127 (in Ukrainian).
- Mysyak I., Skakun L., Melnychuk V. 2016. Ore occurrences of native copper in Volyn – a typical example of the metallogenic potential of plateau basalts. *Visnyk Lviv University. Ser. geol.*, 30: 3–15 (in Ukrainian).
- Mineralogy of Ukraine: current state and prospects: Twelfth scientific readings named after academician Yevhen Lazarenko: materials. Resp. ed. O. Matkovskiy. 2022. Lviv: Publisher. Ivan Franko National University Center (in Ukrainian).
- Naumko I.M. 2006. Fluid regime of mineral genesis of the rock-ore complexes of Ukraine (based on inclusions in minerals of typical parageneses). Thesis for a doctor's degree in Geology. Lviv (in Ukrainian).
- Naumko I.M., Fedoryshyn Yu.I., Batseyvych N.V. 2016. Fluid-liquation hypothesis of the origin of native copper mineralization in volcanics of the trap formation of Western Volyn. *Reports of the NAS of Ukraine*, 9: 69–78. Access mode: DOI: <https://dx.doi.org/10.15407/dopovidi2016.09.069> (in Ukrainian).
- Naumko I.M., Fedoryshyn Yu.I., Batseyvych N.V. 2017. A new fluid-liquation hypothesis of the origin of native copper mineralization in volcanics of trap formation of the Western Volyn (Ukraine). *East European Scientific Journal*, 1, 4 (20): 41–50 (in Ukrainian).

- Naumko I.M., Fedoryshyn Yu.I., Nesterovych N.V., Telepko L.F., Sakhno B.E. 2013. Conditions of the formation of vein-interspersed mineralization in the deposits of the Luchichi stratum of the trap formation of the articulation zone of the Volyn Paleozoic uplift and the Volyn-Podillya monocline of Western Volyn. *Reports of the NAS of Ukraine*, 10: 116–123 (in Ukrainian).
- Naumko I., Fedoryshyn Yu., Nesterovych N. 2012. The influence of academician Yevgen Lazarenko's ideas on the development of research on the peculiarities of the fluid mode of mineralogenesis of the copper-containing trap formation of the Lower Vendian of Western Volyn. *Mineralogical collection*, 62 (2): 4–17 (in Ukrainian).
- Nesterovych N.V. 2014. Geochemistry of fluids of formation medium of copper-bearing parageneses in volcanites of the trap formation of areas of junction of the Volyn Paleozoic uplift with the Volyn-Podillya monocline. Thesis for a candidate's degree in Geology (equivalent to Philosophy Doctor). Lviv (in Ukrainian).
- Prikhodko V.L., Kosovskiy Ya.A., Ivaniv I.N. 1993. Prospects for the copper content of volcanogenic formations of the Volyn series of the Lukov-Ratno horst zone. *Geologičnij žurnal*, 4 (271): 138–143 (in Russian).
- Rudenko K.V., Derevskaya E.I. 2014. The role of bitumen in the formation of copper mineralization in terrigenous-volcanogenic rocks. *Geologičnij žurnal*, 4 (349): 103–114 (in Russian).
- Rudenko K.V., Derevska K.I., Prykhodko V.L., Slobodian B.I., Aleksandrov O.L. 2017. Native copper of volcanic formations of the world. Kyiv: Logos (in Ukrainian).
- Skakun L.Z., Tkachuk A.M., Melnychuk V.G. 2003. Types of zeolite associations in hydrothermal formations of the Volyn series. *Mineralogical collection*, 53 (1–2): 4–13 (in Ukrainian).
- Fyfe U., Price N., Thompson A. 1981. Fluids in the earth's crust. Moscow: Mir (in Russian).
- Bakun-Czubarow N., Bilowolska A., Fedoryshyn Yu. 2002. Neoproterozoic flood basalts of Zabolottya and Babino Beds of the volcanogenic Volhynian Series and Polesie Seris dolerites in the western margin of the East European Craton. *Acta Geologica Polonica*, 52 (4): 481–496.
- Naumko I., Batsevych N., Fedoryshyn Yu., Pavlyuk M., Myshchysyn Yu., Repyn I. 2021. Peculiarities of the distribution of thickness and paleo-surface relief of basalts of Luchychi strata (Western Volyn). *Geodynamics*, 1 (30): 36–47. Access mode: <https://doi.org/10.23939/jgd.2021.01.036>
- Narkiewicz M., Maksym A., Malinowski M., Grad M., Guterch A., Petecki Z., Probulski J., Janik T., Majdanski M., Sroda P., Czuba W., Gaczynski E., Jankowski L. April 2015. Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Intern. Journ. of Earth Sciences*, 104 (3): 775–796. Access mode: <https://link.springer.com/article/10.1007%2Fs00531-014-1116-4>
- Nesterovych N. 2014. Fluid conditions of the formation of the veinlet-impregnated mineralization in the Zabolottia suite of the trap formation of the West Volyn (Ukraine). *5th International Students Geological Conference: abstracts series* (Budapest, April 24–27, 2014). Budapest: University of Szeged, p. 96.

Received 30.01.2023

Accepted 12.02.2023

”Mineralogy of igneous complexes of Western Volyn” – the first fundamental monograph on regional mineralogy in Ukraine

Book Review: Ye.K. Lazarenko, O.I. Matkovskiy, O.M. Vynar, V.P. hashkina, H.M. Hnativ
Mineralogy of the eruptive complexes of Western Volyn. Lviv: View of Lviv University. 510 p.

N.V. Batsevych¹, I.M. Naumko¹, Yu.I. Fedoryshyn²

¹ Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of the NAS of Ukraine, Lviv, Ukraine
E-mail: natalja_bats@ukr.net; naumko@ukr.net

² Lviv branch of the Ukrainian Gas Research Institute, Lviv, Ukraine
E-mail: fedoryshyn388@ukr.net

* Corresponding author

The contribution of the authors of the monograph “Mineralogy of igneous complexes of Western Volyn”, headed by Academician Yevhen Kostiantynovych Lazarenko, to the mineralogy of igneous rocks of the region is highlighted. The results of a detailed geological and mineralogical study, a geological and petrographic essay and the characteristics of mineral formation processes of Archean metamorphic and Zhytomyr-Kirovohrad and Osnitsk intrusive as well as dyke-effusive igneous complexes are discussed. It is shown that the materials obtained by the authors of this first fundamental monograph on regional mineralogy of Ukraine, together with the full use of literature at the time, formed the basis for all subsequent studies of Western Volyn, given its prospects for identifying of copper fields within the Volyn series of the Lower Ediacaria flood continental basalts. The obtained results, together with a set of data obtained later, made it possible to justify the need to intensify targeted efforts in the region. In the future, special attention should be paid to continuing the detailed study of the geological structure, mineral composition, petrographic and petrochemical features of rock-ore complexes of Western Volyn, the fluid regime of mineralogenesis of copper-containing flood continental basalts. Further research in the region will contribute to detailing the conditions for the formation of native copper mineralization in traps of the Volyn

series in the aspect of assessing their copper ore potential; their results should be used by production geological organizations to optimize prospecting and exploration work in the preparation of promising areas for exploration. The significance of Yevhen Lazarenko's contribution to regional mineralogical research, which was initiated by the monograph "Mineralogy of igneous complexes of Western Volyn", is growing under these conditions. The book is still a powerful source of inspiration for geologists who continue the work of an outstanding scientist in the field of Earth sciences and conduct regional mineralogical research not only in Volyn, but also in other regions of Ukraine.

Keywords: *igneous complexes; mineralogy; geological and petrographic essay; mineral formation processes; flood continental basalts; Western Volyn; Yevhen Lazarenko.*



<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.1.273316>
УДК 55 (092)

Іван Іванович Нікітін – відомий палеонтолог України (до 100-річчя від дня народження)

Л.М. Якушин

Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна
E-mail: yakushin@ukr.net

Стаття присвячена Івану Івановичу Нікітіну – відомому українському вченому і досліднику в галузі палеонтології і стратиграфії, кандидату геолого-мінералогічних наук, старшому науковому співробітнику відділу стратиграфії і палеонтології мезозойських відкладів Інституту геологічних наук НАН України.

Ключові слова: біографія; мезозой; палеонтологія; стратиграфія; белемніти.

Цитування: Якушин Л.М. Іван Іванович Нікітін – відомий палеонтолог України (до 100-річчя від дня народження). *Геологічний журнал*. 2023. № 1 (382). С. 73–79. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.1.273316>

Citation: Yakushyn L.M. 2023. Ivan Ivanovych Nikitin – a famous paleontologist of Ukraine (to 100th anniversary from the birth). *Geologičnij žurnal*, 1 (382): 73–79. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.1.273316>

© Видавець Інститут геологічних наук НАН України, 2023. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NG-ND (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

© Publisher Institute of Geological Sciences of the NAS Ukraine, 2022. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

8 липня 2023 р. виповнюється 100 років від дня народження Івана Івановича Нікітіна – відомого українського вченого, кандидата геолого-мінералогічних наук, старшого наукового співробітника відділу стратиграфії і палеонтології мезозойських відкладів Інституту геологічних наук (ІГН) НАН України, в якому він пропрацював понад 30 років. Іван Іванович – визнаний фахівець у галузі палеонтології і стратиграфії мезозойських відкладів Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) та Складчастого Донбасу, який все своє наукове життя присвятив вивченню юрських і пізньокрейдових головоногих молюсків, стратиграфії та палеонтології мезозойських відкладів східної частини платформної України та Криму. Науковий доробок вченого відомий багатьом фахівцям в Україні та за кордоном.

Матеріали

При написанні статті використано матеріали з особової справи І.І. Нікітіна, що зберігається в архіві ІГН НАН України, архівні матеріали відділу стратиграфії і палеонтології мезозойських відкладів, в якому працював дослідник, спогади співробітників інституту Д.М. П'яtkової, О.Д. Веклич, а також його доньки Л.І. Нікітіної.

Фотографії Івана Івановича, копії документів про навчання в університеті та аспірантурі з родинного архіву люб'язно надані Людмилою Іванівною Нікітіною.

Основні віхи життя, наукові напрями і досягнення І.І. Нікітіна

Іван Іванович Нікітін народився 8 липня 1923 р. у с. Жуківка Березанського району Київської області у родині селян Нікітіна Івана Карповича та Нікітіної Уляни Пилипівни. Іван Іванович був другим за віком серед трьох братів та сестри. Після закінчення у 1940 р. Мало-березанської середньої школи він вступив на перший курс Харківського інституту інженерів залізничного транспорту, але закінчити його не судилося.

З початком Другої світової війни у липні 1941 р. І.І. Нікітін був призваний до лав Радянської армії. Після проходження курсів удосконалення командного складу (Ленінград-Магнітогорськ) у березні 1942 року направлений у діючу



армію командиром танку, а згодом і танкового взводу. Брав участь у боях на Воронезькому, 3-му Українському та 1-му Білоруському фронтах. У жовтні 1944 р. під час запеклих боїв на північ від Варшави був тяжко поранений і направлений на лікування до військового шпиталю у м. Тула, а після одужання у квітні 1945 р. і до кінця війни знаходився у резерві (м. Москва). За визволення окупованих німецько-фашистськими загарбниками територій його нагороджено багатьма орденами та медалями.

Після закінчення війни Івана Івановича не полишає бажання навчатися. Але тепер погляди зупиняються на пізнанні геологічної будови Землі, можливостей пошуку корисних копалин, дослідженні органічного світу давніх відкладів. У 1945 р. він вступає до Київського державного університету (КДУ) імені Т.Г. Шевченка на геологічний факультет, а у 1950 р. успішно закінчує повний курс навчання за спеціальністю «геологія», отримавши кваліфікацію геолога.

Майбутню професію геолога І.І. Нікітін продовжує опановувати в аспірантурі (1950–1953 рр.) при кафедрі «Геологія СРСР» на геологічному факультеті цього ж університету.

Про жагу до навчання та сумлінне опанування знаннями свідчать оцінки складання



Студенти геологічного факультету КДУ імені Т.Г. Шевченка під час літньої польової практики з геодезії, 1946 р. (перший праворуч – І.І. Нікітін). Підпис на фото І.І. Нікітіна. Фото з родинного архіву Л.І. Нікітіної

Students of the Faculty of Geology of Kyiv State University named after T.G. Shevchenko during the summer field practice in geodesy, 1946 (first on the right is I.I. Nikitin). There is the signature of I.I. Nikitin. Photo from the family archive of L.I. Nikitina

Іваном Івановичем кандидатських іспитів: діалектичний та історичний матеріалізм – «відмінно», англійська мова – «відмінно», геологія УРСР – «відмінно», палеонтологія – «добре» (Посвідчення Київського державного університету ім. Т.Г. Шевченка про складання канди-

датських іспитів зі спеціальності «стратиграфія» від 10.11.1953 р., № 2304-04».

Після закінчення аспірантури з листопада 1953 р. Іван Іванович працює на посаді інженера-геолога, а згодом молодшого наукового співробітника в лабораторії гіпергенних руд та кори вивітрювання ІГН АН УРСР. Він вивчає речовинний склад третинних відкладів ДДЗ та рифей-вендських відкладів західного схилу Українського щита, бере участь у розробці тем, пов'язаних з дослідженням корисних копалин осадового генезису.

У 1964 р. вчений звертається до «Головгеології» УРСР через 1-й відділ інституту, до функцій якого входило забезпечення умов обігу інформації, що становить державну таємницю, з доповідною запискою від 05.05.1964, № 069 (з матеріалів архіву ІГН НАН України), складеною у зв'язку з виявленням уряді пунктів Середнього Придніпров'я окремих горизонтів юри з підвищенням, у порівнянні з кларковими значеннями, вмістом деяких рідкісних та розсіяних елементів, важливих для промисловості.

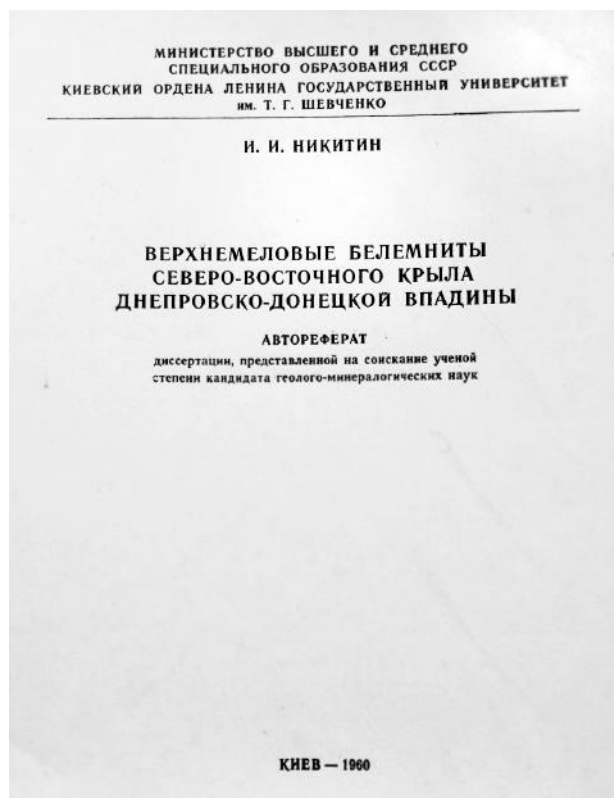
Саме про які рідкісні елементи мова йшла у доповідній записці ми дізнаємося з його статті (Нікітін, 1964а), в якій викладено результати дослідження германієності включень обвуглених рослинних решток мезозойських відкладів Придніпров'я.

За результатами робіт дослідником у спів-авторстві з О.В. Крашенінніковою складена прогнозна карта пошуків розсіпних родовищ корисних копалин (1967). Звичайно, що за радянських часів карти такої спрямованості були не для широкого загалу, і тому вона отримала гриф «Для службового користування».



І.І. Нікітін за робочим столом у лабораторії гіпергенних руд та кори вивітрювання ІГН АН УРСР, початок 1960-х років. Фото з родинного архіву Л.І. Нікітіної

I.I. Nikitin at his desk in the laboratory of hypergenic ores and crust weathering of the Institute of Geological Sciences of the Academy of Sciences of the Ukrainian RSR, early 1960's. Photo from the family archive of L.I. Nikitina



Титульна сторінка автореферату І.І. Нікітіна. Фото з родинного архіву Л.І. Нікітіної

The title page of the abstract of I.I. Nikitin. Photo from the family archive of L.I. Nikitina



І.І. Нікітін під час польових робіт у районі Канівських дислокацій, 60-ті роки ХХ ст. Фото з родинного архіву Л.І. Нікітіної

I.I. Nikitin during fieldwork in the area of the Kaniv Dislocations, 60's of the XX century. Photo from the family archive of L.I. Nikitina

Одночасно І.І. Нікітін досліджує юрські та крейдові відклади ДДЗ, а у вільний час – головоногі молюски (белемніти) цієї території.

Під час польових досліджень вченому вдалося зібрати палеонтологічну колекцію пізньокрейдових белемнітів, за результатами обробки якої підготувати до захисту кандидатську дисертацію «Верхнемеловые белемниты северо-восточного крыла Днепро-Донецкой впадины» за спеціальністю «палеонтологія і стратиграфія» (Никитин, 1958а).

У дисертаційній роботі Іваном Івановичем вперше проведено дослідження систематичного складу пізньокрейдових белемнітів території басейнів річок Десна, Судость, Псел та Сіверський Донець для кожного з ярусів верхнього відділу крейдової системи, надано їх монографічний опис та стратиграфічне положення. Палеонтологічна частина роботи містить опис 25 видів белемнітів, з яких три нових, що відносяться до роду *Actinocamax* Mill. та шість – до роду *Belemnitella* Orb.

На підставі особливостей морфологічної будови головоногих молюсків та їх стратиграфічного положення у розрізі вченим простежено філогенію цієї групи викопних організмів протягом пізньокрейдової епохи.

Прилюдний захист наукової роботи відбувся 26 грудня 1960 р. на Раді КДУ імені Т.Г. Шевченка. Офіційними опонентами дисертаційної роботи були доктор геолого-мінералогічних наук, професор О.К. Каптаренко-Черноусова та кандидат геолого-мінералогічних наук, старший науковий співробітник В.К. Василенко. Рішення Ради наукової установи від 26.12.1960 р., протокол № 17/227 містила два пункти:

«1. Считать, что в опубликованных работах (прим. автора: (Никитин, 1958а, 1958б)) полностью отражены основное содержание и метод исследования диссертации Никитина И.И.

2. Присудить НИКИТИНУ Ивану Ивановичу учёную степень кандидата геолого-минералогических наук».

У тому ж році Іван Іванович переводиться до відділу геології мезозойських відкладів ІГН АН УРСР і повністю присвячує себе дослідженням мезозойських (юра-крейда) відкладів України (ДДЗ, Донбас, Крим) та решток головоногих молюсків, що містять ці породи.

Основними напрямками наукової діяльності І.І. Нікітіна були такі:

Палеонтологія. Іваном Івановичем описано 89 видів юрських та 24 вида пізньокрейдових белемнітів території України. Для кожного з них наведено зображення, синоніміка, стратиграфічне положення та географічне розповсюдження. 10 видів белемнітів, визначених науковцем, – нові для науки (Никитин, 1973, 1975, 1977; Парышев, Никитин, 1982).

Біостратиграфія юрських відкладів України, зокрема ДДЗ та Донбасу (Нікітін, 19646; Нікітін, Ямниченко, 1973; Никитин, 1983). На основі вивчення белемнітів (з урахуванням даних по інших групах фауни) та відслонень північної частини району Канівських дисло-

кацій вчений здійснює детальну стратифікацію розрізів та фауністично обґрунтовує наявність відкладів батського ярусу середньої юри території дослідження (Нікітін, 1969).

Упродовж наукової діяльності Іван Іванович брав участь у розробці та виконанні численних тем відділу (1960–1997 рр.), виконував роботи за договірними тематиками з різними геологорозвідувальними організаціями України (Результати..., 1978 та ін.).

Український вчений є автором одноосібних монографій: «Верхньокрейдові белемніти північно-східного крила Дніпровсько-Донецької западини» (1958), «Юрські відклади північної частини району Канівських дислокацій та їх белемнітова фауна» (1969) та у співавторстві: «Головоногие моллюски юры Украины. Палеонтологический справочник» (1982). Його матеріали по стратотипових і типових розрізах Лівобережжя Дністра Подільського підняття увійшли до монографії «Стратиграфія УССР. Т. 2: Рифей-венд» та були використані при складанні схеми



Відділ стратиграфії і палеонтології мезозойських відкладів, 1972 р. Перший ряд, зліва направо – прізвище невідоме, Н.П. Усова, В.В. Пермяков, І.М. Ямниченко, З.К. Ільїнська, С.А. Люльєва; другий ряд – О.С. Липник, М.М. Пермякова, Л.Ф. Плотнікова, О.В. Іванніков, І.І. Нікітін, Д.М. П'яткова, Т.В. Астахова, Л.Г. Бєлая

Department of stratigraphy and palaeontology of the Mesozoic deposits, 1972. First line, left to right – name unknown, N.P. Usova, V.V. Permyakov, I.M. Yamnichenko, Z.K. Ilyinska, S.A. Lyuliyeva; second line – O.S. Lypnyk, M.M. Permyakova, L.F. Plotnikova, O.V. Ivannikov, I.I. Nikitin, D.M. Pyatkova, T.B. Astakhova, L.G. Belaya



Праці І.І. Нікітіна з палеонтології і стратиграфії мезозойських та вендських відкладів України

Works of I.I. Nikitin on paleontology and stratigraphy of Mesozoic and Vendian deposits of Ukraine

стратиграфії верхньопротерозойських відкладів УРСР (рифей–венд) (Стратиграфія..., 1971).

Іван Іванович – автор наукових статей з палеонтології і стратиграфії мезозойських відкладів України у відомих вітчизняних виданнях (Указатель..., 1976).

Роботи І.І. Нікітіна по Канівському Придніпров'ю, Донбасу та Криму використовувалися геологами комплексних геологопошукових експедицій при проведенні в цих районах геологічної зйомки та складанні геологічних карт, а також викладачами та студентами геологічного та географічного факультетів КДУ імені Т.Г. Шевченка при проходженні учбових польових практик в районі Канівських дислокацій.

З Іваном Івановичем консультувалися такі відомі вчені, як І.М. Ямніченко, В.М. Нероденко, В.В. Пермяков, М.М. Пермякова, Д.М. П'яtkова та ін.

І.І. Нікітіна відрізняли виключна працьовитість, відповідальність, акуратність в роботі, вимогливість до себе та принциповість. У вільні хвилини він майстрував по дому, доглядав за садом, зачитувався книжками.

Геологічні терміни, назви геологічних об'єктів, макети Канівських гір, зроблені саморуч Іваном Івановичем з оргскла, сотні фотографій белемнітів, амонітів тощо пронизали дух родинного кола науковця. І хоча він ніколи не наполягав на обранні майбутніх професій своїх близьких та родичів, його захопленість наукою, подорожами, любов'ю до світопізнання усе ж таки відбилися на їхньому майбутньому. Так, двоюрідні брати Івана Івановича стали геологами, а рідний брат та сестра – географами.

Про війну Іван Іванович розповідати не любив. Вибухи йому снилися ще не одне десятиліття. З «трофеїв» Другої світової залишились тільки запилений танковий шолом, дрібна німецька монета та уламок від розірваного снаряду у носі, який через неможливість хірургічного видалення, спричинив у майбутньому тяжку форму остеомієліту.

Скромний, порядний, з почуттям честі та справедливості, понад усе цінувавший дружбу. Таким Іван Іванович Нікітін був за життя, таким і залишився у спогадах колег, співробітників ІГН НАН України та його рідних.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Nikitin I.I.* Верхньокрейдові белемніти північно-східного крила Дніпровсько-Донецької западини. Київ. Вид-во АН УРСР, 1958a. 92 с. (Тр. Ін-ту геол. наук. Сер. Стратиграф. і палеонтол.; Вип. 20).
- Nikitin I.I.* До питання про філогенетичний зв'язок між видами *Belemnitella mucronata* Schloth. і *Bel. lanceolata* (Sinz.). *Доп. АН УРСР*. 1958b. № 12. С. 1341–1342.
- Nikitin I.I.* Про германії у вуглистих включеннях мезозойських відкладів Середнього Придніпров'я. *Доп. АН УРСР*. 1964a. № 11. С. 1512–1514.
- Nikitin I.I.* До питання до стратиграфічного розчленування юрських відкладів північної частини району Канівських дислокацій. *Доп. АН УРСР*. 1964b. № 4. С. 520–523.
- Nikitin I.I.* Юрські відклади північної частини району Канівських дислокацій та їх белемнітова фауна. Київ: Наукова думка, 1969. 108 с.
- Nikitin I.I.* Новый белемнит из келловейских отложений Днепровско-Донецкой впадины. *Геол. журн.* 1973. Т. 33, вып. 5 (152). С. 110–113.

- Нікітін І.І., Ямниченко І.М. Про положення межі між відкладами тоару та аалену в районі балки Кожухової (Кожулиної) на північно-західній окраїні Донецького кряжа. *Тектоніка і стратиграфія*. 1973. Вып. 5. С. 23–25.
- Нікітін І.І. Новые виды белемнитов из юрских отложений северо-западной окраины Донбасса. *Геол. журн.* 1975. Т. 35, вып. 6 (165). С. 72–80.
- Нікітін І.І. Додаткові зауваження про юрські белемніти північної частини району Канівських дислокацій. *Геол. журн.* 1977. Т. 37, вип. 4 (175). С. 87–95.
- Нікітін І.І. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины. Киев, 1983. 54 с. (Препр. / АН УССР. Ин-т геол. наук; 83-3).
- Парышев А.В., Нікітін І.І. Головоногие моллюски юры Украины. Палеонтологический справочник. Киев: Наукова думка, 1982. 144 с.
- Результаты научно-исследовательских работ (1971–1977 гг.): Пермяков В.В. (отв. ред.). Киев, 1978. 66 с. (Препр. / АН УССР. Ин-т геол. наук; 78-10).
- Стратиграфія УРСР. Т. 2. Рифей–венд: Крашеннікова О.В. (відп. ред.). Київ: Наукова думка, 1971. 275 с.
- Указатель работ сотрудников Института геологических наук АН УССР (1926-1974 гг.): Дидковский В.Я. (отв. ред.). Киев: Наукова думка, 1976. 104 с.

Надійшла до редакції 01.02.2023

Прийнята 12.02.2023

REFERENCES

- Index of works of employees of the Institute of Geological Sciences of the Academy of Sciences of the Ukrainian SSR (1926–1974)*. 1976. Didkovskiy V. Ya. (Ed.). Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Krascheninnikova J.V. (Ed.). 1971. Stratigraphy of the Ukrainian SSR. Vol. 11: Riphean-Vend. Kyiv: Naukova Dumka (in Ukrainian).
- Nikitin I.I. 1958a. Upper Cretaceous belemnites of the northeastern wing of the Dnieper-Donets depression. Kyiv: Izdatelstvo AN USSR (in Russian).
- Nikitin I.I. 1958b. On the question of the phylogenetic relationship between the species *Belemnitella mucronata* Schloth. and *Bel. lanceolata* (Sinz.). *Dopovidi AN URSR*, 12: 1341–1342 (in Ukrainian).
- Nikitin I.I. 1964a. About germanium in carbonaceous inclusions of Mesozoic sediments of the Middle Dnieper. *Dopovidi*, 11; 1512–1514 (in Ukrainian).
- Nikitin I.I. 1964b. To the question of the stratigraphic dissection of the Jurassic deposits of the Northern part of the Kaniv Dislocations area. *Dopovidi*, 4; 520–523 (in Ukrainian).
- Nikitin I.I. 1969. Jurassic sediments of the Northern part of the Kaniv dislocation area and their belemnite fauna. Kyiv: Naukova Dumka (in Ukrainian).
- Nikitin I.I. 1973. New belemnite from the Callovian deposits of the Dnieper-Donetsk depression. *Geologičnij žurnal*, 33, 5 (152): 110–113 (in Russian).
- Nikitin I.I., Yamnychenko I.M. 1973. About the boundary between the Toar and Aalene deposits in the Kozhuhova (Kozhulina) creek on the northwestern edge of the Donetsk ridge. *Tectonics and stratigraphy*, 5: 23–25 (in Ukrainian).
- Nikitin I.I. 1975. New species of belemnites from the Jurassic deposits of the northwestern margin of Donbass. *Geologičnij žurnal*, 35, 6 (165): 72–80 (in Russian).
- Nikitin I.I. 1977. Additional remarks on the Jurassic belemnites of the northern part of the Kaniv dislocation area. *Geologičnij žurnal*, 37, 4 (175): 87–95 (in Ukrainian).
- Nikitin I.I. 1983. New data on the stratigraphy of the Jurassic deposits of the Donbass and Dnieper-Donetsk depression. Kyiv. (Preprint AS USSR. Institute Geol. Sci.; 83-3) (in Russian).
- Parychev V.A., Nikitin I.I. 1982. Cephalopods of the Jurassic of Ukraine. Paleontological handbook. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Permiakov V.V. (Ed.). 1978. Results of scientific research. Kyiv. (Preprint AS USSR. Institute Geol. Sci.; 78–10) (in Russian).

Received 01.02.2023

Accepted 12.02.2023

Ivan Ivanovych Nikitin – a famous paleontologist of Ukraine (to 100th anniversary from the birth)

L.M. Yakushyn

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

E-mail: yakushin@ukr.net

The article is devoted to Ivan Ivanovych Nikitin, the well-known Ukrainian scientist and researcher in the field of stratigraphy, paleontology, Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, senior researcher of the Department of Stratigraphy and Paleontology of Mesozoic deposits of the Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine.

Keywords: biography; Mesozoic; paleontology; stratigraphy; belemnites.

GEOLOGIČNIJ ŽURNAL

The Journal covers the entire range of disciplines of geological science and practice and aims to publish high-quality scientific works including original research, reviews, short scientific communications, news of scientific life, biographical materials, and more. The focus is on geological studies relevant to Ukraine and other Eastern European regions, but studies of other regions of the world are also encouraged if they are of international scientific interest.

The journal is aimed to a wide range of scholars of geological disciplines, practitioners, lecturers, engineers, and graduate students.

The Journal provides open access to the articles and does not charge any article processing fee.

- Founders:
 - Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine;
 - National Academy of Sciences of Ukraine.
- Issued quarterly.
- Languages: Ukrainian, English.
- Publication of the journal is funded by the National Academy of Sciences of Ukraine.
- Materials are published in Ukrainian, Russian and English.
- The journal is listed as a scientific professional edition of Ukraine (category «Б»), specialties 04 – “Geological Sciences” and 103 - «Earth Sciences» (Ministry of Education and Science of Ukraine 02.07.2020 №886).

Manuscripts, galley proofs and other correspondence should be addressed to:

Geological Journal, Institute of Geological Sciences

Vul. O. Gonchara, 55 b, Kyiv-54, Ukraine, 01601

Phone: 380444869446

E-mail: geolzhurnal@nas.gov.ua

