

няний, літній, осінній, зимовий – на відміну від звичайних весняно-літнього та осіннього [11]. Причому загальне потепління інгібує розвиток холодноводних видів (у тому числі, діатомей). Трансформація структури біологічної складової екосистеми моря полягає також у появі під час цвітіння серед звичайних видів нетрадиційних, наприклад, прісноводної *Aulacoseira granulata* [10].

У комплексах діатомей біля південного узбережжя Криму протягом року значно переважають морські та солонуватоводно-морські види (70-80 %). Частка прісноводно-солонуватоводних стало складає близько чверті від загальної чисельності.

Переважають більшість видів у комплексах діатомей, як з глибини 15 м, так і з придонної частини, становлять космополіти (75-80 %). Лише протягом цвітіння у товщі води (на 15 м) помітне збільшення частки бореальних видів, майже до половини.

**Висновки.** Розглянувши комплекси кременевих водоростей південного узбережжя Криму, описані для різних глибин і сезонів опробування, можна простежити явну залежність чисельності та видового різноманіття діатомей і сілікофлагеллят від сезону опробування та певну залежність від глибини відбору зразків. У місці розташування Чорноморського експериментального полігону у складі діатомей помітно переважають бентосні види над планктонними і тихопелагічними. Лише протягом весняного цвітіння відбувається "вибух" планктону, що відчутно навіть для проби завислої речовини з придонної седиментаційної пастки. Проаналізовані зразки охоплювали, фактично, три сезони 2008-2009 рр. Ними було виявлено лише весняне цвітіння, що зафіксоване для другої половини березня-травня. Найнижчі чисельність та різноманіття встановлені для зразків, відібраних протягом першої половини червня. Можна також зазначити, що ані пори року, ані глибина не позначаються суттєво на співвідношенні солонуватоводно-морських і прісноводно-солонуватоводних комплексів і майже не позначаються на співвідношенні бореальних видів і космополітів. Можна зробити висновок, що ці співвідношення є сталими для опробуваного району, принаймні протягом досліджуваного року.

Продуктування живими організмами є одним з основних джерел надходження осадової речовини до донних відкладів Чорного моря. Тому вивчення біогенної складової осаду необхідно для з'ясування особливостей седиментації на шельфі Чорного моря. Діатомові водорості є одним з головних продуцентів басейну; вони поширені у всіх біономічних зонах і дуже чутливо реагують на зміни природні та техногенні. Продовження досліджень діатомових комплексів у районі Чорномор-

ського експериментального полігону дозволить робити висновки про характер процесів осадконакопичення на межі суходіл-море, його залежність від глибини, пори року, кількості надходження завислої речовини тощо. Оскільки діатомей реагують на техногенне забруднення морських вод, подальші дослідження можуть виявити з'язки таксономічної структури водоростей з надходженням і депонуванням поллютантів з осадовою речовиною у межах акваторії Чорного моря.

**Подяки.** Автор висловлює щирі подяки науковому керівнику, доктору геол. наук О.П. Ольштинській за консультативні та асистенту кафедри загальної та історичної геології О.С. Огієнку за допомогу в лабораторній роботі.

Роботу зроблено у рамках виконання проекту "Методичне обґрунтування створення системи спостережень за станом та мінливістю природних умов в зоні взаємодії "суходіл – море" та виготовлення відповідного устаткування для натурних досліджень".

1. Геология шельфа УССР. Литология / Под ред. В.И. Мельника. – К., 1985.
2. Гусляков Н.Е., Загордонец О.А., Герасимок В.П. Атлас диатомовых водорослей бентоса северо-западной части Черного моря и прилегающих водоемов. – К., 1992.
3. Диатомовый анализ. Кн. 1: Общая и палеоботаническая характеристика диатомовых водорослей / Под ред. А.Н. Криштофовича. – М.-Л., 1949.
4. Диатомовый анализ. Кн. 2: Определитель ископаемых и современных диатомовых водорослей. Порядки Centrales и Mediales / Под ред. А.Н. Криштофовича. – М.-Л., 1949.
5. Диатомовый анализ. Кн. 3: Определитель ископаемых и современных диатомовых водорослей. Порядок Pennales / Под ред. А.Н. Криштофовича. – М.-Л., 1950.
6. Лосева Э.И. Атлас морских плейстоценовых диатомей европейского северо-востока СССР. – СПб., 1992.
7. Митропольский О.Ю., Наседкин Е.И., Иванова Г.М., Кузнецов О.С., Берестовая О.В. Сезонні особливості седиментаційних процесів на шельфі Чорного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. науч. трудов. – 2009. – Вып. 17. – С. 124-132.
8. Наседкин Е.И., Осокина Н.П., Иванова Г.М., Кузнецов О.С. Сезонный розподіл пестицидів у завислої речовині Чорного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2009. – № 1. – С. 80-86.
9. Неврова Е.Л., Петров А.Н. Сравнительный анализ таксономического разнообразия диатомовых бентоса в различных регионах Черного моря // Морський екологічний журнал. – 2007. – № 4, Т. IV. – С. 43-54.
10. Попов Ю.И., Матыгин А.С., Ковалишина С.П. К вопросу о влиянии изменения климата на гидрологические и гидробиологические характеристики Северо-Западной части Черного моря // Мониторинг навколишнього природного середовища: науково-методичне, нормативне, технічне, програмне забезпечення: Матер. V наук.-практ. конф. (м. Коктебель, 20-24 вер. 2010 р.). – К., 2010. – С. 22-25.
11. Прошкина-Лавренко А.И. Диатомовые водоросли бентоса Черного моря. – М.-Л., 1963.
12. Флора споровых растений СССР. Т. VII: Кремневые жгутиковые водоросли (силикофлагеллаты) / З.И. Глезер. – М.-Л., 1966.
13. Шнюков Е.Ф., Огородников В.И., Ковалюк Н.Н., Маслаков Н.А. Современные осадки и скорости осадконакопления в голоцене на Черноморском шельфе УССР // Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей: Тр. Межд. симпози. Ч. 1: Черное море. – К., 1984. – С. 122-130.
14. Bukhtiyarova L. Diatoms of Ukraine: Inland waters. – Kyiv, 1999.

Надійшла до редколегії 01.09.10

УДК 553.078

Р. Бочевар, асп.

## ОСОБЛИВОСТІ РОЗПОВСЮДЖЕННЯ ТА ТИПОМОРФІЗМ СУЛЬФІДІВ СКАРНОВИХ РОДОВИЩ

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

Подано коротку характеристику скарнових родовищ заліза Індонезії, докембрійських мармурів Нігерії, родовища лазуриту Ляджвардара (Памір). Досліджено мінералогічні особливості та електричні властивості сульфідів цих родовищ. Оцінено можливість використання методу термоЕРС для виявлення рис сульфідів, що властиві скарновим роцвищам. Для порівняння представлено характеристику вибраних еталонних об'єктів (колчеданне родовище Хаутаваара (Карелія), родовище залізистих кварцитів Костомукша (Карелія), сульфідні первинних осадових утворень Середнього Уралу).

The brief characteristic of skarn deposits of Indonesia, Nigeria, a deposit of lazurite Ljadzhvardara (Pamir) are submitted. It is investigated mineralogy and electric properties of sulphides of these deposits. The estimation of possibilities of use to a method termoEMF for formation divisions of sulphides as an example of some skarn deposits is made. For comparison the characteristic of the chosen referred objects (pyrites of the deposit of Hautavaara (Kareliya), jaspilite deposit of Kostomuksha (Kareliya), sulphides of primary sedimentary formations of Average Ural Mountains) are resulted.

**Вступ.** Сульфідні є поширеними рудними мінералами цілої низки родовищ, де вони зустрічаються в мінеральних асоціаціях, що формуються на всіх стадіях

процесу утворення родовищ. Зокрема, в скарнових родовищах сульфідні присутні майже постійно, де можуть відігравати роль основних рудних мінералів (скарнові

© Бочевар Р., 2011

поліметалеві, мідні, золоторудні родовища та ін.), або ж, будучи розповсюдженими в невеликих кількостях в інших утвореннях, відігравати роль мінералів-індикаторів характеру процесу рудоутворення. Особливо велике в такому випадку є значення сульфідів з "наскрізним" характером виділення, тобто таких, що кристалізувались на всіх стадіях формування рудних асоціацій. Зустрічаються вони у вигляді суцільних зернистих мас, мінеральних вкраплень, окремих кристалів, друз.

Типоморфні ознаки сульфідів використовуються для визначення приналежності родовищ до певної формації, особливо якщо ці ознаки виділені на основі їх характеристик, що легко діагностуються в польових умовах або за допомогою нескладних технічних засобів при лабораторних дослідженнях. Можливості застосування типоморфних ознак сульфідів для оцінки перспективності об'єктів [4] відомі для цілої низки родовищ свинцю, цинку, міді, срібла, золота, нікелю, кобальту, молібдену та інших металів [4]. Як один із доступних і неструктурних способів виявлення типоморфних ознак сульфідів для пошукових цілей протягом кількох десятиріч розроблявся метод вивчення їх електропровідності з визначенням коефіцієнту термоелектрорушійної сили (термоЕРС) на прикладі багатьох рудних об'єктів [4]. Цим методом можна проводити масові заміри термоЕРС на мінеральних виділеннях різного розміру (від 0.5 мм). Розробкою методичних рекомендацій з використання електричних властивостей сульфідів для оцінки ендегенних родовищ займалися учні Сибірського науково-дослідного інституту геології, геофізики і мінеральної сировини К.Р. Рабинович, В.А. Булинніков, В.Н. Акчуріна, Забайкальського комплексного науково-дослідного інституту В.І. Красніков, В.А. Фаворов, В.А. Суматохін, А.С. Гуревич, В.М. Лапушков, В.Г. Романов, Е.Д. Зезюліна та ін. у 90-і рр ХХ ст. Їх дослідження були спрямовані на вивчення властивостей реальних кристалів мінеральних видів і їх різновидностей з метою виявлення в них характеристичних і фундаментальних параметрів, вивчення електричних властивостей типоморфних мінералів і фізико-хімічних параметрів руд з метою прогнозу оцінки рудних родовищ, розробки апаратури, методів вивчення електричних властивостей мінералів, вивчення взаємозв'язку електричних властивостей мінералів, фізико-хімічних і механічних властивостей руд для оцінки технологічних властивостей сировини родовищ, що розвідуються [3]. Відомі сучасні публікації В.І. Павлишина, А.Г. Жабіна, А.Е. Кітаснко та ін., в яких висвітлені дослідження електричних властивостей сульфідів для УЩ (Український щит). Разом з тим, питання можливостей визначення формаційної приналежності родовищ з використанням типоморфних ознак сульфідів залишається відкритим, оскільки попередні висновки є досить неоднозначними. Проведене вивчення електричних властивостей сульфідів ліквідаційно-магматичних, гідротермальних, осадових родовищ [3] показує доцільність дослідження електричних властивостей сульфідів для родовищ різних формаційних типів, що сприятиме створенню єдиної класифікації електричних властивостей сульфідів родовищ конкретних геолого-промислових типів, якої на сьогодні не існує.

У даній роботі визначено особливості розповсюдження та типоморфізм сульфідів за допомогою мінералогічних, петрографічних досліджень та використано метод термоЕРС для виявлення рис сульфідів, що властиві скарновим родовищам.

**Матеріали дослідження.** У магнезійних і вапнистих скарнах сульфіди зустрічаються часто. Вони пред-

ставлені досконало оформленими в кристалографічному відношенні кристалами, друзами кристалів, масивними утвореннями. В гіпогенний етап у більшості скарнових магнезійних родовищ формувались пірит, піротин, халькопірит, молібденіт, кубаніт, сфалерит і галеніт.

Проводились дослідження сульфідів скарнових родовищ Індонезії, Нігерії, родовища Ляджварара (Памір), і як еталонні використані одержані раніше результати вивчення властивостей сульфідів із первинних осадових утворень Середнього Уралу, колчеданного родовища Хаутаваара (Карелія) та родовища залізистих кварцитів Костомукша [1] (Карелія) (матеріал для досліджень отриманий з власної колекції завідувача сектору металогенії УкрДГРІ, д-ра геол.-мінералог. наук В.М. Гулія).

Нами вивчені зразки з кількох індонезійських родовищ заліза, що пов'язуються із скарнами, які є звичайними для північно-західної частини о. Суматра. Тут вапнисті скарни розвиваються в контактній зоні андезитів і вапняків, що мають переважно чорний колір завдяки насиченості вуглигим матеріалом. У досліджуваному районі виділяється близько 15 ділянок розвитку магнетитової мінералізації, що чітко фіксується за результатами магнітометричної зйомки. В кернах майже всіх свердловин встановлена сульфідна мінералізація, що, як і магнетит, накладена на скарни і є одним із завершальних продуктів процесу мінералоутворення на цих об'єктах. Сульфіди представлені піритом і піротином, а халькопірит розповсюджений спорадично. Пірит і піротин заповнюють тріщинки або зустрічаються у вигляді дрібних включень у породі.

Сульфідна мінералізація, пов'язана із контактово-метасоматичними вапнистими утвореннями, вивчена на прикладі кількох родовищ докембрійських мармурів Нігерії. Мармури зустрічаються у формі пластових тіл і згідно залягають на біотитових гнейсах, і перекриваються також згідно амфібол-біотитовими сланцями. Повсюдно проявлені ділянки перекристалізації і укрупнення карбонатів (з утворенням кристалів до 5 см у поперечнику), що зазвичай пов'язується з накладеним контактово-метасоматичним процесом. Сульфіди розвиваються переважно в приконтактних частинах тіл, локалізуючись вздовж їх контактів або в ділянках перекристалізації, де концентруються по периметру більш крупних виділень карбонатів серед дрібнозернистої маси більш ранніх карбонатів. Представлені сульфіди піритом і піротином. Піротин формує масивні скупчення, пірит зустрічається у вигляді дрібних вкраплень у породі.

Для досліджень були використані зразки із родовища лазуриту Ляджварара (Памір) як типового представника магнезійних докембрійських скарнів [2]. Воно розташоване в центрі гірського вузла Ішкашимського і Шахдаринського хребтів, на висоті 4600 м, у верхів'ях р. Ляджварара. Родовище приурочене до крупного пласта кальцит-доломітових мармурів, який залягає в товщі біотитових гнейсів і мігматитів. Лазуритоносний пласт мармурів разом з вміщуючими породами пронизаний мігматитовими гранітоїдними ін'єкціями. Прожилки мігматитів, які залягають у товщі пласта мармурів, піддаються скарновому заміщенню з формуванням метасоматичної зональності і утворенням лазуриту часто у вигляді окремої лазуритової зони. Головними факторами утворення лазуриту є інтенсивна десиліфікація гранітоїдів, а також – високий потенціал сульфат-іонів у мінералоутворюючих розчинах [2]. Сульфіди представлені піритом, який утворює дрібні включення в лазуриті, з розміром зерен від 0,1 до 1 мм.

Первинні осадові утворення Середнього Уралу представлені у вигляді конкрецій розміром 3-5 см.

Родовище Хаутаваара є типовим колчеданним родовищем карельського типу [6]. Воно розташоване в межах Карельського геоблоку Балтійського щита у Ведлозерсько-Сегозерському зеленокам'яному поясі. Руди Хаутаваарського родовища локалізовані в потужній (близько 1 км) товщі вулканогенно-осадових порід, яка підстиляється і перекривається ефузивними діабазами [6]. Основні рудні поклади приурочені до контакту кварцових туфопісковиків і кварцитів з графітистими сланцями. Рудоутворюючими на родовищі є пірит, піротин, а халькопірит і сфалерит зустрічаються в невеликій кількості [1]. Піритові руди залягають згідно з вмшучими породами у пластах масивних або смугастих руд. Піротинова руда пов'язана з флангами і місцями виклинювання рудних тіл.

Костомукшське родовище залістих кварцитів розташоване в центральній частині однойменного синклінорію [8]. Сульфідні тіла залягають згідно в рудній товщі у вигляді пластів і лінз, потужність яких сягає 4 м, а протяжність – до 20 м. Сульфідні спостерігаються на родовищі як вкраплення і утворюють тонкі прошарки, потужністю від 0,04 до 0,25 м, в кварц-біотитових сланцях і залістих кварцитах. Основним рудним мінералом родовища є магнетит, постійно присутні пірит і піротин (до 2-7 %).

**Методи досліджень.** Сульфідні вивчалися у штучних пробах і аншлифах мінералогічним, петрографічним і мінераграфічними методами для встановлення мінеральних асоціацій і виділення окремих стадій процесу мінералоутворення на родовищах. Фізичні властивості мінералів вивчалися методом вимірювання термоЕРС мінералів. Масові заміри коефіцієнту термоЕРС сульфідів проводились приладом "Сигнал", складові частини приладу та особливості проведення вимірів описані в [3]. Пірити представлені і електронною, і дірковою провідністю. При інтерпретації вимірів враховувалась величина провідності, результати вимірювань опрацьовували програмою STATISTICA.

**Отримані результати.** В зразках досліджуваних родовищ сульфідні представлені піритом, піротином, халькопіритом, сфалеритом. На основі мінералогічних, петрографічних досліджень виявлені такі мінеральні асоціації: в докембрійських мармурах Нігерії, індонезійських родовищах піротин-піртова асоціація; на родовищі Хаутаваара присутні піротин-піртова, халькопірит-піротинова, халькопірит-піротин-піртова мінеральні асоціації; на родовищі Костомукша – пірит-магнетитова, піротин-піртова, піротин-халькопіртова.

Значення термоЕРС сульфідів вимірювали в окремих зернах зразків та в середині зерен. Результати досліджень узагальнювались за допомогою стандартних статистичних програм. Такі узагальнення показали, що пірит з родовища Ляджвардара, докембрійських мармурів Нігерії має тільки електронну провідність, за авторами [3] це характерно для високотемпературних родовищ.

Пірит з індонезійських родовищ, родовища Хаутаваара, Костомукша, первинних осадових утворень Уралу характеризується і дірковою, характерною для низько-середньотемпературних утворень [3], і електронною провідністю.

На родовищі Ляджвардара виділяються дві генерації піриту. Вони характеризуються відповідно -140÷-120 мкВ/град, і -80÷-60 мкВ/град. Кількість вимірювань по піриту – 139.

Значення коефіцієнту термоЕРС піриту із родовищ у докембрійських мармурах Нігерії коливаються від -240 до -60 мкВ/град. Найбільша кількість значень припадає на -140÷-120 мкВ/град (рис. 1а). Значення термоЕРС в піротині – 7÷12 мкВ/град (рис. 2.в). Кількість вимірів по піриту – 153, а по піротину – 500.

З індонезійських родовищ значення коефіцієнту термоЕРС піриту коливається від -200 мкВ/град до +150 мкВ/град. Відзначаються дві групи значень -100÷-50 та +50÷+100 мкВ/град (рис. 1б). Це відповідає встановленим генераціям піриту за мінералогічними даними. Вимірів коефіцієнту термоЕРС піротину отримано небагато, оскільки він присутній у малій кількості і утворює дрібні включення. Вони коливаються від 9 до 16,5 мкВ/град. Кількість вимірів у піриті – 273, а в піротині – 12.

На родовищі Хаутаваара виділяються три генерації піриту [1]. Пірит I має значення коефіцієнту термоЕРС +55÷+160 мкВ/град. Величина термоЕРС для піриту III (-28÷-85 мкВ/град) трохи нижча, ніж для піриту II (-100÷-155 мкВ/град) (рис. 1г). Значення коефіцієнту термоЕРС піротину цього родовища коливається в межах від 6,8 до 11,9 мкВ/град (рис. 2а). Кількість вимірювань по піриту – 635, а по піротину – 431.

На родовищі Костомукша встановлено два піки значень коефіцієнту термоЕРС в піриті. Пірит I має значення -50÷100 мкВ/град, пірит II – +164÷+200 мкВ/град (рис. 1д). Значення коефіцієнту термоЕРС піротину коливаються від 7,1 до 13,4 мкВ/град (рис. 2б). Кількість вимірювань по піриту – 412, по піротину – 629.

Конкреції Уралу різко відрізняються за значеннями термоЕРС від усіх інших сульфідів. Тут домінують значення +50÷+100 мкВ/град (рис. 1е). Відмічаються зони, де значення коефіцієнту термоЕРС сягають -150÷-300 мкВ/град, це свідчить про перекристалізацію, яка відбувалась з привнесом речовини.

**Обговорення результатів.** У досліджуваних скарнових родовищах пірит присутній у вигляді дрібних включень у породу, піротин утворює масові скупчення в родовищах мармурів Нігерії, дрібні включення в родовищах заліза Індонезії.

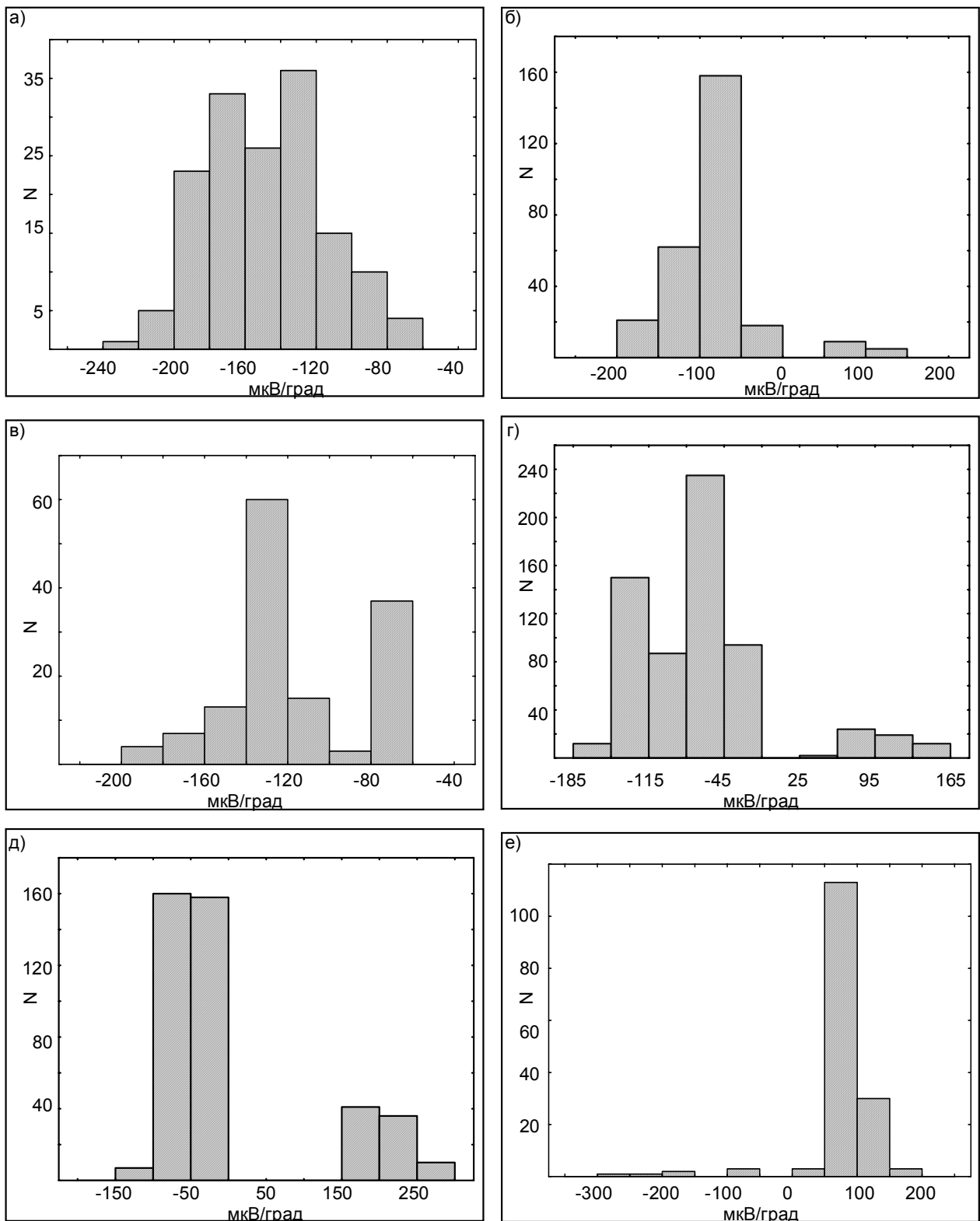
Результати вимірювань та інтерпретація значень коефіцієнту термоЕРС сульфідів скарнових родовищ, наведених у даній роботі, показують, що для них характерні пірити електронної провідності.

За раніше проведеними дослідженнями об'єктів, які в роботі представлені як еталонні, виявлено, що пірити з електронною провідністю формуються у високотемпературних умовах, а з дірковою в низько- та середньотемпературних умовах [1; 3; 6].

Пірити родовищ Нігерії і Ляджвардара мають тільки електронну провідність, а найбільша кількість значень коефіцієнту припадає на -140÷-120 мкВ/град. Вони подібні значенням термоЕРС у зразках другої і третьої генерації піриту з родовища Хаутаваара, що може свідчити про схожі умови формування сульфідів [1].

В індонезійських родовищах присутній пірит електронної і діркової провідності – це говорить про зміни фізико-хімічних обстановок при кристалізації піриту, який за значеннями термоЕРС подібний до піриту родовища залістих кварцитів Костомукші [1].

Значення коефіцієнту термоЕРС сульфідів пірит-марказитових конкрецій відрізняються від значень у сульфідах усіх вивчених типів. Загалом переважає пірит діркової провідності в зразках, але відзначаються зони, де присутній пірит електронної провідності.



**Рис. 1. Гістограми розподілу значень термоЕРС піриту (N - кількість вимірів):**  
 а) родовищ Нігерії; б) родовищ Індонезії; в) родовища Ляджвардара (Памір);  
 г) родовища Хаутаваара; д) родовища Костомукша; е) конкреції Середнього Уралу

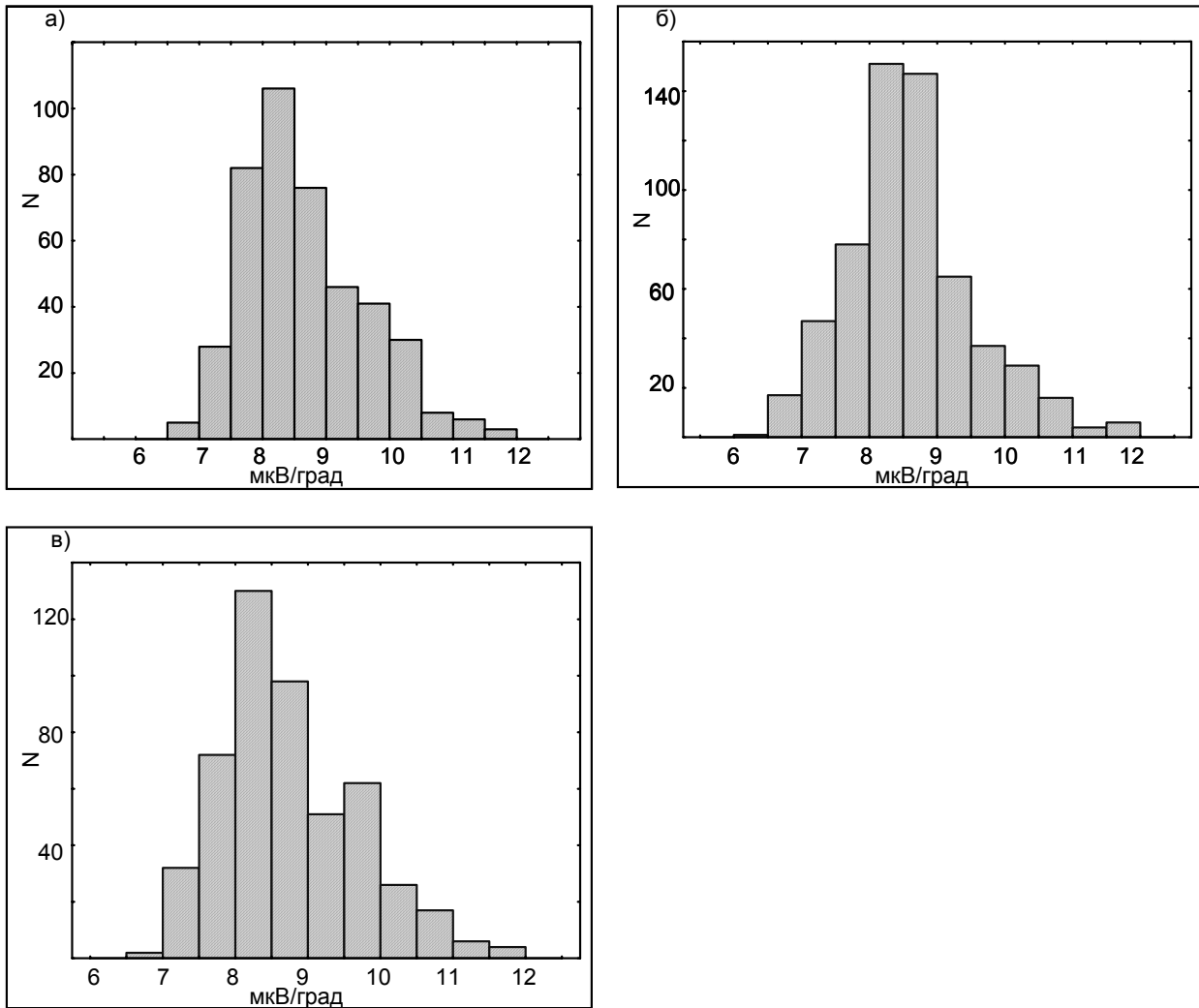


Рис. 2. Гістограми розподілу значень термоЕРС піротину (N – кількість вимірів): а) родовища Хаутаваара; б) родовища Костомукша; в) родовищ Нігерії

**Висновки.** На основі мінералогічних, петрографічних, мінерографічних вивчень зразків скарнових родовищ, що аналізуються в роботі, виявлено, що сульфіди в скарнах поширені спорадично, утворюють дрібні вкраплення.

Проведені визначення коефіцієнту термоЕРС дають підстави стверджувати, що для скарнових родовищ характерний пірит електронної провідності. Присутність піриту в них діркової провідності свідчить про зміни фізико-хімічних обстановок формування мінералів.

На основі мінералогічних досліджень, вимірювання термоЕРС для родовища лазуриту Ляджвардара та родовищ заліза Індонезії виокремлюються дві генерації процесу утворення сульфідів, для докембрійських мармурів Нігерії характерна одна генерація формування сульфідів.

Індикаторні типоморфні властивості рудних мінералів скарнових родовищ, одержані традиційними мінералогічними методами, варто доповнювати вивченням неструктурними методами, зокрема шляхом проведення масових замірів термоЕРС мінералів. Ці дані дають можливість проводити типізацію сульфідів

різних генетичних типів та визначати спільні їх риси, що зумовлені розвитком фізико-хімічних систем мінералоутворення.

*Автор висловлює вдячність В.М. Гулію, О.В. Волошину за цінні консультації і поради.*

1. Гулій В.М., Краснопецева Р.О., Волошин О.В. Типоморфізм сульфідних родовищ Хаутаваара й Костомукша (Карелія) як індикатор особливостей їх формування // 36. наук. праць УкрДГРІ, 2007. – №4. – С. 38-48. 2. Киселев В.И., Буданов В.И. Месторождения докембрійской магнезильно-скарновой формации юго-западного Памира. – Душанбе, 1986. 3. Методические рекомендации по использованию свойств рудных минералов для изучения эндогенных месторождений / В.И. Красников, В.А. Фаворов, В.А. Суматохин и др.; за ред. З.Г. Сегалы. – Л., 1983. 4. Павлишин В.И., Жабин А.Г., Китаянко А.Э. Типоморфизм и поисково-оценочное значение пирита / За ред. В.И. Павлишина – К., 2004. 5. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. – М., 1962. 6. Серноколчеданные месторождения Карелии (геология, метаморфизм, генезис) / В.И. Робонен, С.И. Рыбаков, Г.В. Ручкин и др.; за ред. В.И. Робонена. – Л., 1978. 7. Соколов В.А., Куликов В.С., Стенарь М.М. Геология Карелии / За ред. В.А. Соколова – Л., 1987.

Надійшла до редколегії 24.05.10