

чином підсилити інформативні можливості кожного з них, зокрема, при вивченні порід різної кремнекислотності. Разом з тим, все одно немає цілковитої впевненості у коректності віднесення деяких петротипів до складу тих чи інших комплексів. Іншими словами, представлена схема розчленування гранітоїдних порід Приазов'я (табл. 1) не в усіх випадках може співпадати з даними геологічних спостережень. Тим не менше, вважаємо, що у комплексі з іншими методами петрохімічно-геохімічні дослідження можуть сприяти більш об'єктивному розчленуванню таких складних з точки зору ідентифікації нестратифікованих породних утворень на території УЩ, якими є гранітоїди.

Зазначимо також, що ці дослідження не були б можливими без залучення значного за обсягом аналітичного матеріалу, зібраного у НДС фізико-хімічних досліджень гірських порід геологічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка (науковий керівник проф. Толстой М.І.) і систематизованого у відповідні бази даних.

1. Бубликова Е.В., Лобач-Жученко С.Б., Артеменко Г.В., Клазсон С., Коваленко А.В., Крылов И.Н. Позднеархейские магматические комплексы Приазовского террейна Украинского щита: геологическое положение,

изотопный возраст, источники вещества // Петрология. – 2008. – Т. 16, № 3. – С. 227-247. 2. Кореляційна хроностратиграфічна схема раннього докембрію Українського щита (схема та пояснювальна записка). – 2004. 3. Лесная И.М. Геохронология чарнокитоидов Побужья. – К., 1988. 4. Петрогеохимия и петрофизика гранитоидов Украинского щита та деякі аспекти їх практичного використання / М.І. Толстой, Ю.Л. Гасанов, Н.В. Костенко та ін. – К., 2003. 5. Петрографія, акцесорна мінералогія гранітоїдів Українського щита та їх речовинно-петрофізична оцінка: монографія / М.І. Толстой, Н.В. Костенко, В.М. Кадурін та ін. – К., 2008. 6. Степанюк Л.М. Геохронология докембрия западной части Украинского щита (архей-палеоархей). Автореф. дисс. ... докт. геол. наук. – К., 2000. 7. Татаринова Е.А., Артеменко Г.В., Довбуш Т.Н. Возраст кластогенного и метаморфогенного циркона в пределах гуляйпольской свиты // Минерал. журн. – 2001. – 23, № 2/3. – С. 61-63. 8. Толстой М.И., Берзенин Б.З., Гасанов Ю.Л., Гожик А.П., Лысак А.М., Орса В.И., Шевшиков К.И., Соловьев И.В. Возрастное положение гранитоидных комплексов юго-восточной части Украинского щита // Геол. журн. – 1991. – № 4. – С. 40-46. 9. Толстой М.И., Гасанов Ю.Л., Гожик А.П., Соловьев И.В. Провідні петротипи гранітоїдів Українського щита, їх розповсюдження та геодинамічні умови формування // Зб. наук. праць Геол. ін-ту Київського ун-ту. – 1995. – № 1. – С. 65-79. 10. Цуканов В.А. Петрология раннедокембрийских гранитоидов Приазовья. – К., 1977. 11. Шермет Е.В., Стрекозов С.Н., Кривдик С.Г., Волкова Т.П. Прогнозирование рудопроявлений редких элементов Украинского щита. – Донецк, 2007. 12. Щербак Н.П., Загитко В.Н., Артеменко Г.В., Барницкий Е.Н. Геохронология крупных геологических событий в Приазовском блоке Украинского щита // Геохимия и рудообразование. – 1995. – Вып. 21. – С. 112-128. 13. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. – Львов, 2005.

Надійшла до редколегії 25.09.10

УДК 553.411:551,24(447:74)

О. Грінченко, канд. геол.-мінералог. наук, доц.,
С. Бондаренко, канд. геол. наук, ст. наук. співроб.,
В. Сьомка, канд. геол.-мінералог. наук, пров. наук. співроб.,
В. Сергієнко, канд. геол.-мінералог. наук, нач. експедиції,
Л. Канунікова, мол. наук. співроб.

ОСОБЛИВОСТІ ЛОКАЛІЗАЦІЇ ТА РЕЧОВИННИЙ СКЛАД ЗОЛОТОРУДНОЇ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ В СКАРНАХ БАНДУРКІВСЬКОГО РУДОПРОЯВУ (ІНГУЛЬСЬКИЙ МЕГАБЛОК, УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)

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

Вперше у статті розглянуто особливості локалізації та речовинний склад золоторудної мінералізації в скарнях Бандурківського рудопрояву, який був виявлений геологами КП «Кіровгеологія» в західній частині Братського синклінію, Інгульського мегаблоку (Український щит). Встановлено, що рудопрояв відноситься до скарного типу. Наведено дані про склад продуктивної золоторудної асоціації, що представлена золото-арсеновою та золото-вісмут-телуровою мінералізацією, та дані про типоморфні особливості самородного золота, телуридів вісмуту, самородних елементів.

For the first time patterns of localisation and material composition of gold mineralization in skarns of Bandurka ore manifestation, which has been discovered by geologists of KP «Kirovgeology» in the western part of Bratsk synclinorium of Ingul megablock (Ukrainian Shield), is considered in the paper. It is established that the ore manifestation should be related to skarn type. Data on composition of productive gold association and typomorphism of native gold, tellurides of bismuth, native elements are represented.

Вступ та постановка проблеми. Геологічні особливості розміщення Бандурківського рудопрояву дещо відрізняються від типових проявів золоторудної мінералізації Інгульського мегаблоку, перш за все, своїм розташуванням в областях метаморфічних порід гранулітової фації. Сам рудопрояв приурочений до екоконтактової зони однойменного гранітного куполу, в межах розміщення якого раніше було відкрито уранові родовища – Лозоватське та Калинівське [1, 2], що відносяться до утворень калій-уранової формації. Формування уранової мінералізації тісно пов'язане з процесами ультраметаморфічної переробки порід, метаморфізованих в умовах гранулітової та амфіболітової фації, і зруєнення просторово тяжіє до зон метасоматичних змін, що, як правило, розміщуються на контакті гранітоїдних порід та графітовмісних гнейсів. Самі ж рудопрояви золота, Бандурківський та Софіївський, які були вперше відкриті геологами КП «Кіровгеологія», просторово тяжіють до контактово-метасоматичних утворень північної та північно-східної частини гранітоїдного масиву.

Речовинний склад руд Бандурківського рудопрояву виявився не типовим для рудопроявів і родовищ, які були раніш досліджені і є поширеними в межах Інгуль-

ського та Дністрово-Бузького мегаблоків [2, 4, 5, 6]. Важливу генетичну інформацію про умови рудогенезу можуть надавати переважаючі мінеральні комплекси (асоціації) або безпосередньо типоморфні рудні мінерали та їх супутники. У той самий час, метою запропонованої статті є виявлення закономірностей умов локалізації та мінералогічних особливостей продуктивних золоторудних асоціацій, що можуть бути використані при проведенні подальших прогнозно-пошукових робіт в межах Інгульського, Дністрово-Бузького а також Волинського блоків Українського щита.

Виклад основного матеріалу. Братський синклінорій (блок), у межах якого було виявлено Бандурківський рудопрояв, простежується як єдина структура у субмеридіональному напрямку у вигляді смуги вздовж західного флангу осьового підняття, сформованого Корсунь-Новомиргородським плутоном та Новоукраїнським масивом у центральній частині Інгульського мегаблоку. Із заходу Братський синклінорій обмежується виступом гранулітового фундаменту Голованіського блоку. Синклінорій належить до типових структур епикратонних прогинів протерозойського віку і складається з двох суттєво відмінних породних комплексів. Перший відповідає страто-

типу кам'яно-костовацької світи (піроксенові, двопіроксенові гнейси, кристалосланці, гранат-біотитові, гранат-кордієрит-біотитові, графіт-біотитові гнейси, кальцифіри, скарни), другий, який поширений у північній частині Братського синклінорю, складений біотитовими, амфібол-біотитовими, графіт-гранат-амфіболовими гнейсами з прошарками амфіболітів, кварцитів, магнезійних карбонатних порід, скарнів, які відносяться до утворень роцхавської та радонівської світ. Саме ця первинна неоднорідність супракрystalного субстрату та масштабна міграція рудних компонентів, яка була обумовлена накладеними процесами регіональної гранітизації, що інтенсивно проявилися на рубежі 2 млрд років, і визначає головні геохімічні особливості проявів золоторудної мінералізації.

За результатами проведення пошукових робіт було встановлено, що золоторудна мінералізація досліджуваного рудопояву тягнє до південно-східної екзоконтактової частини Бандурківського куполу (масиву). Сам купол складений переважно біотитовими і гранат-біотитовими гранітами, зі значним поширенням лейкократових і пегматоїдних відмін. Мінеральний склад гранітоїдів близький до складу гранітів, що були віднесені до вознесенського комплексу [6], але також відмічається коливання складу присутніх мінералів у досить широких межах (%): мікроклін-пертит – 20-60, плагіоклаз – 20-35, кварц – 20-25, біотит – 2-7, гранат – 2-7; інколи зустрічається мусковіт. Як підпорядковані мінерали зустрічаються ортопіроксен, кордієрит, силіманіт. На південному продовженні Бандурківської структури серед біотитових гранітів спостерігаються катаклазовані мікроклінові пегматити з підвищеними вмістами урану, торію та рідкісноземельних елементів.

Метаморфічні породи екзоконтактових ділянок куполу представлені піроксеновими, біотитовими, гранат-біотитовими, кордієрит-біотитовими, графіт-біотитовими гнейсами, кристалосланцями, амфіболітами з прошарками магнезійних карбонатних порід. Для всіх товщ вміщуючих порід характерна широка присутність пошарових та січних тіл апліт-пегматоїдних гранітів. Вважається, що саме укорінення гранітів сприяло формуванню, на контакт з карбонатними породами, контакто-інфільтраційних ендо- та екзоскарнів з накладеною золоторудною мінералізацією.

Ендоскарни представлені саліт-андезиновими, біотит-графіт-саліт-бітовнітовими та салітовими відмінами, а екзоскарни, в свою чергу, складаються з графіт-серпентинових і графіт-діопсидових різновидів порід. Ендоскарни утворились у зоні тріщинуватості графітвміщуючих гнейсів та кристалосланців, а екзоскарни – в зонах тріщинуватості первинно осадових доломітових карбонатних порід, які поширені в складі інгулецької серії.

Саліт-андезинові скарни макроскопічно представлені зеленувато-сірими дрібнозернистими породами з роговою текстурою. Структура породи гетерогранобластова. Скарни зустрічаються у вигляді лінзо- та жильноподібних тіл, потужністю від перших сантиметрів до 20-30 см, серед графіт-біотит-гіперстенових гнейсів. У безпосередньому контакт скарнів з графіт-біотит-гіперстеновим гнейсом утворюється тонка (5-6 мм) зонка, в якій гіперстен заміщується кумінгтонітом і, зрідка, салітом. Мінеральний склад полроди (%): кварц 5-8, саліт 15-20, андезин 70-80; вторинні мінерали – серицит 0,5-1, графіт о.з., кальцит о.з.; рудні мінерали (пірит, халькопірит, ільменіт) – 0,5. Графіт спостерігається у вигляді одиничних лусочок, що приурочені до ділянок розвитку сульфідів.

Графіт-біотит-саліт-бітовнітовий скарн зустрічається в безпосередньому контакт графітвміщуючих

клиноріоксен-плагіоклазових скарнів та графіт-біотит-гіперстенових гнейсів. Макроскопічно це зеленувато-сіра дрібнозерниста порода з роговою текстурою. Структура породи гетерогранобластова. Мінеральний склад породи (%): гіперстен – поодинокі зерна, графіт 1-2, біотит 2-3, саліт 10-15, кварц 8-10, бітовніт 70-80; рудні мінерали – арсенопірит, піротин, халькопірит. Гіперстен є реліктовим мінералом біотит-гіперстенових гнейсів, по яких утворюється скарн. Кварц формує ксеноморфні зерна, розміром від 0,03 до 0,64 мм у поперечнику, які кородують плагіоклаз та клинопіроксен.

Салітовий ендоскарн зустрічається у вигляді лінз і прожилків, потужністю 1,5-15 см, серед біотитових плагіогнейсів і складає центральну зону симетричної інфільтраційної колонки такого типу: біотит + плагіоклаз / амфібол + плагіоклаз / моноклінний піроксен / амфібол + плагіоклаз / біотит + плагіоклаз. Макроскопічно це дрібно- і середньозерниста трав'яно-зелена порода з роговою текстурою. Структура породи гетерогранобластова. Мінеральний склад (%): андезин 5-10, саліт 90-95; вторинні мінерали – кварц 0,5-1, графіт – поодинокі зерна; рудні мінерали (піротин, марказит, ільменіт, арсенопірит, нікелін, герсдорфіт, халькопірит, сфалерит) – 2-5. Загалом порода складена короткопризматичними зернами саліта (розміром 0,21-2,10 мм у поперечнику) і більш пізніми кварц-плагіоклазовими агрегатами, що кородують саліт.

Графіт-серпентиновий кальцифір. Текстура породи глобулярна, структура гетерогранобластова. Мінеральний склад (%): графіт 1-2, серпентин 30-40, кальцит 60-70; рудні мінерали – магнетит 0,5-1.

На фоні середньозернистої (0,20-10 мм) кальцитової основної маси зустрічаються більш дрібні (0,10-0,20 мм у поперечнику) глобули серпентину, що мають округлу і ксеноморфну форми. У центральних частинах серпентинових виділень відзначаються дрібні виділення магнетиту. Дрібні луски графіту, розміром 0,01-0,23 мм у довжину, рівномірно розподілені в породі.

Графіт-діопсидовий екзоскарн зустрічається в контакт графіт-біотитового плагіогнейсу з графіт-серпентиновим кальцифіром. Серед кальцифірів встановлені симетричні інфільтраційні колонки такого типу: графіт + олівін + серпентин + кальцит / графіт + діопсид + кальцит / графіт + діопсид / графіт + діопсид + кальцит / гарфіт + олівін + серпентин + кальцит, в яких графіт-діопсидові екзоскарни займають центральні зони. В зонах тектонічних порушень (свердловина 0421, глибина 205,0-210,0 м) графіт-діопсидові екзоскарни зустрічаються у вигляді лінз і будин, які обволікаються графіт-біотитовими гнейсами. Потужність скарнів змінюється від 10-20 см до 1 м. Макроскопічно вони представлені світло-сірою дрібно- та середньозернистою породою з масивною текстурою. Структура породи підіоморфнозерниста. Мінеральний склад (%): флогопіт – поодинокі зерна, графіт 10-30, діопсид 70-90; рудні мінерали (вісмутин, самородне золото, льолінгіт, нікелін, тетрадіміт, जोзеїт, мальдоніт, сфалерит) – 1-2. Графіт зустрічається у вигляді пілоподібних частинок і витягнутих лусок (розміром до 0,67 мм у довжину), що рівномірно розсіяні в діопсидовій основній масі породи. Зрідка лусочки графіту утворюють округлі скупчення в породі.

За результатами вивчення структурних особливостей рудопояву за допомогою буріння профілів глибоких свердловин було встановлено, що інколи рудні тіла також тягнуть до контактових ділянок амфіболітів та гнейсів з гранітами та мігматитами Бандурківського масиву. Результати проведених геолого-геофізичних досліджень вказують на те, що зона золоторудної мінералізації розташована в межах зони підвищеної електро-

провідності, що просторово відповідає області поширення графітвміщуючих гнейсів з сульфідною мінералізацією. У загальному плані будова рудних тіл є досить мінливою, що визначається зміною потужності тіл по простяганню, нерідко складним лінуванням та присутністю численних тектонічних порушень, які суттєво впливають на кондиції руд. За результатами пробірного аналізу максимальні значення вмісту золота (від 0,2 до 2,5 г/т) були отримані для мінералізованих зон графітвміщуючих гнейсів.

Однак остаточно морфологія та кінцеві розміри рудних тіл Бандурківського рудопрояву родовища поки що не з'ясовані. За результатами проведених досліджень передбачається, що рудні тіла мають пласто- або лінзоподібну форму, їхня потужність змінюється від десятків сантиметрів до перших метрів, а видовження по простяганню повинно перевищувати значення перших сотень метрів. Рудні тіла загалом займають згідне (чи близьке до згідного) положення по відношенню до вміщуючих їх порід, однак орієнтація рудних тіл у просторі вочевидь ускладнюється більш пізніми тектонічними порушеннями. У південній частині Бандурківського рудопрояву відмічається значне поширення відмін гранат-графіт-біотитових гнейсів у покрівлі, з кальцифірами в центрі і графіт-біотитовими гнейсами в підшові рудоносної структури. Золоторудні перетини були розкриті свердловинами по всій потужності зони від покрівлі до підшови, у зв'язку з чим було зроблено припущення про наявність як мінімум 3-4 покладів у межах рудної зони. По падінню зони зруденіння були прослідковані на глибину до 250 м.

Результати проведених рудно-мінералогічних досліджень вказують на те, що характер золоторудної мінералізації знаходиться в прямій залежності від асоціацій рудних мінералів попередніх (допродуктивних) стадій, які формувалися в результаті осаждення при поширенні процесів метасоматично-дифузійного обміну між циркулюючими гідротермальними розчинами та вміщуючими породами. В зв'язку з цим було виділено два типи прояву золоторудної мінералізації – золото-арсеновий та золото-вісмут-телуоровий типи.

Золото-арсеновий тип мінералізації є найбільш поширеним у рудних зонах Бандурківського рудопрояву. Цей тип є домінуючим у гідротермально-метасоматичних зонах, які формувалися в результатів процесів ультраметаморфічної переробки вуглецьвмісних товщ, інтенсивно проявлених у зонах ендоконтактних скарнів. Золото-арсеновий тип мінералізації характеризується достатньо витриманим мінеральним

складом, представленим асоціацією льолінгіт-арсенопірит-самородний вісмут-самородне золото. В досить значних кількостях відмічаються сульфіди – піротин, пірит, халькопірит, сфалерит. Арсеніди та сульфоарсеніди, головним чином, нікелю та кобальту широко розповсюджені в магнезійно-залізистих скарнах.

Золото-вісмут-телуоровий тип мінералізації є характерним для графіт-діопсидових скарнів та локальних ділянок вклинювання та спіралеподібного підгортання мікроскладок біотит-графітового складу. Ядра таких структур заповнені карбонатними мінералами та прозоро-сірим кварцом. Безпосередньо у кварці золото зустрічається рідко, а частіше воно «розпорошене» серед породоутворюючих мінералів та графіту. Виходячи з результатів вивчення співвідношень між рудними мінералами, які спостерігаються у полірованих аншілфах та результатами вивчення деяких рудних мінералів за допомогою мікрозондових досліджень, можна зробити висновки, що мінералізація золото-вісмут-телуорового типу характеризується наявністю двох золотоносних парагенетичних асоціацій, які наслідують (змінюють) одна одну у часі. Перша (рання) рудна асоціація представлена такими рудними мінералами як мальдоніт (Au_2Bi) + жозейт-В (Bi_4Te_2S) + тетрадиміт (Bi_2Te_2S), а друга (пізня) – характеризується наявністю в її складі самородного золота + вісмутин (Bi_2S_3). Загалом рудні мінерали ранньої асоціації, як правило, зустрічаються у вигляді реліктів серед мінералів другої асоціації. Крім типоморфних мінералів у рудних зонах також присутні сульфіди (пірит, піротин, галеніт, молібденіт), самородні елементи (графіт) та інтерметалічні сполуки міді та олова ($CuSn$).

Самородне золото для кожного з двох типів характеризується своїми відмінними типоморфними особливостями. Для мінералізації золото-вісмут-телуорового типу золото відмічається у вигляді скупчень, складених дрібними зернами (0,03-0,08 мм у перетині), які заповнюють порожнини (мікротріщини) в діопсиді, а також можуть іноді розміщуватися згідно зі спайністю у флогопіті та графіті. Іноді спостерігається присутність досить крупних (до 0,1-0,3 мм у перетині) аллотріоморфно-зернистих золото-вісмутинових агрегатів. Золото другого вісмут-телуорого типу відповідає високопробним значенням 935-980 ‰ з деякими домішками вісмуту (табл. 1, анал. 1-4). Золото першого золото-арсенового типу відмічається переважно у вигляді субмікроскопічних включень в арсенопіриті і характеризується низькими значеннями пробності, 810-820 ‰. За результатами мікрозондового аналізу в складі золота були встановлені домішки арсену та сірки (табл. 1, ан. 5, 6).

Таблиця 1

Мікрозондові аналізи самородного золота із руд Бандурківського рудопрояву (%)

№ з/п	Fe	Au	Ag	Cu	Bi	Sb	S	As	Σ	пробність
1	0,10	94,52	2,12	0,04	0,40	–	0,00	0,01	97,23	978
2	0,01	92,55	7,15	0,01	0,19	–	0,00	0,08	100,00	928
3	0,03	93,41	4,73	0,00	0,02	–	0,01	–	98,20	952
4	0,12	90,67	6,26	0,01	0,01	–	0,06	–	97,13	935
5	1,05	76,24	16,92	0,00	0,00	0,12	0,34	1,40	97,06	818
6	0,21	78,81	18,03	0,00	0,00	0,03	0,02	0,23	97,33	813

Примітки. Аналізи: 1-3 – зростки золота з телуридами вісмуту та вісмутином, св. 0421, гл. 209,5 м; 4 – включення золота в графіті, св. 0421, гл. 209,5 м; 5-6 – дрібні включення золота в арсенопіриті, св. 0444, гл. 249,6 м. Результати аналізів були отримані з використанням мікрозондових аналізаторів JCXA-733 (аналітик В.Б. Соболев) та JXA-5 (аналітик Л.І. Канунікова).

Висновки. Особливості локалізації ендегенного зруденіння золота у Бандурківському рудопрояві скарнового типу слід розглядати в загальному контексті еволюції метасоматичних процесів з формуванням метасоматичної зональності та явищ рудно-мінералогічного телескопування. В межах рудопрояву

золоторудна мінералізація представлена двома продуктивними мінеральними асоціаціями: золото-арсеновою (льолінгіт-арсенопірит-самородний вісмут – самородне золото) і золото-вісмут-телуоровою (вісмутин-сульфотелуриди Ві-мальдоніт-самородне золото). Наявність у рудних зонах значної кількості графіту та ін-

терметалічних сполук міді та олова може свідчити про те, що золоторудна мінералізація формувалася у відновних умовах, а виявлені у рудопрояві мінеральні комплекси з телуром є типовими індикаторами верхніх горизонтів золоторудних родовищ [7]. У досить схожих умовах формувалася й золоте зруденіння у раніше відкритому та детально описаному Капітанівському рудопрояві (Голованівський блок) [3, 4, 5]. Беручи до уваги світові тенденції щодо сталої динаміки росту цін на золото можна зробити висновок, що відношення до рентабельності та перспектив розробки багатьох подібних до Бандурківського прояву рудних об'єктів може з часом кардинально змінитися.

1. Бондаренко С.М., Грінченко О.В., Іванов Б.Н., Сьомка В.О. Мінерало-геохімічні особливості уранового та золотого зруденіння Братсько-

Звенигородської металогенічної зони. // Геологія та генезис рудних родовищ України (сучасний стан, нові підходи, проблеми, рішення): Зб. матеріалів науково-техн. наради (Київ, 27-29 квітня 2004 р.). – К., 2004. – С. 81-83. 2. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины / Отв. ред. Я.Н. Белевцев, В.Б. Коваль. – К., 1995. 3. Грінченко А.В., Бондаренко С.Н., Семка В.А. благороднометаллическая минерализация в эндогенных и гипергенных рудах Капитановского массива (Украинский щит) // Металлогения древних и современных океанов. 2006: XII Научная студенч. школа, 24–28 апр. 2006 г. – Мюсс, 2006. – С. 60-63. 4. Мельничук Э.А., Нечаев С.В., Бондаренко С.Н., Семка В.А. Новое рудопроявление благородных металлов на Украинском щите // Докл. АН УССР. – 1989. – № 2. – С. 15-18. 5. Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Павлюк В.М. Золотоносні скарни Капітанівського рудного поля (Дністровсько-Бузький район Українського щита) // Мінерал. журн. – 2006. – Т. 28, № 2. – С. 94-107. 6. Щербаків І.Б. Петрологія Українського щита. – Львів, 2005. 7. Groves D.I., Condie K.C., Goldfarb R.J., Hronsky J.M.A., Velreicher R.M. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits // Economic Geol. – 2005. – Vol. 100. – P. 203-224.

Надійшла до редколегії 06.09.10

ГЕОФІЗИКА

УДК 550.334

О. Муйла, пров. інж,
Д. Малицький, доц. фіз.-мат. наук

МЕХАНІЗМ ВОГНИЩА ЗЕМЛЕТРУСУ В ЗАДАЧАХ СЕЙСМОЛОГІЇ

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

Розглядається задача представлення механізму джерела землетрусу. Показано основні моделі сейсмічних джерел з діаграмами випромінювання. Обчислено відсотковий вклад кожної компоненти в загальний тензор сейсмічного моменту та побудовано відповідні діаграми випромінювання.

The problem of representing the mechanism of earthquake source is considered. Basic models of seismic sources and radiation patterns are analyzed. Fraction of each a component in the tensor of seismic moment is estimated and corresponding radiation patterns plotted

Вступ. Моделювання джерел землетрусів і визначення їх параметрів є одними з головних завдань, якими займається сейсмологія. З точки зору математичного моделювання динамічні задачі механіки руйнування виявились невіршувальними класичними методами. Тому, слід розробляти нові підходи, в рамках яких можна розглядати процеси поширення розривів у неоднорідних середовищах. До останнього часу ведуться дискусії про точкову модель джерела. Розвиток чисельних методів привів до удосконалення і узагальнення результатів, що дало можливість визначити параметри джерела, використовуючи метод підбору для багаторазового розв'язання прямої задачі. Використання функції Гріна дозволяє отримати вираз для поля переміщень у довільній точці через вектор стрибка переміщень. Зазначимо, що ряд закордонних та вітчизняних учених запропонував підходи для визначення механізмів вогнищ землетрусів [3, 5-9].

Механізм вогнища землетрусу. Вперше концепцію тензора сейсмічного моменту як фізичного представлення джерела землетрусу було розроблено в 70-і рр ХХ ст. Використовувалась подвійна пара сил і полярність вступу прямої Р-хвилі. Цієї простої моделі було достатньо для опису механіки тектонічних процесів у межах земної кори. Однак, для більш детального аналізу внутрішніх геологічних процесів необхідна додаткова інформація, яку можна отримати із сейсмограм.

Тензор сейсмічного моменту як математичний опис еквівалентних сил і моментів точкового джерела добре підходить для дослідження процесів у джерелі. Загальне пружно-динамічне джерело в об'ємі V можна представити як суму простих сил f_n , що залежать від координати ξ і часу t . Переміщення U_i як функцію координати x і часу t представимо в такому вигляді [1]:

$$U_i(x, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_V G_{in}(x, t, \xi, \tau) f_n(\xi, \tau) dV d\tau, \quad (1)$$

де G_{in} - функція Гріна.

Просторове інтегрування в (1) можна спростити, якщо задати функцію Гріна плавною в околі джерела. Використання точкового джерела, нехтування всіма зовнішніми силами та введення часової функції джерела дає:

$$U_i(x, t) = M_{nj} [G_{in,j} * s(t)], \quad (2)$$

де M_{nj} - компонента тензора сейсмічного моменту; $s(t)$ - часова функція джерела.

Тензор M_{nj} є симетричним і містить дев'ять компонент, шість з яких є незалежними [1]:

$$M_{nj} = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix}$$

Фізичний зміст елементів тензора сейсмічного моменту показано на рис. 1. Компоненти тензора можна представити як диполі, орієнтовані в трьох напрямках.

Симетрія тензора дає загальний нульовий момент сили. Тоді приходимо до моделі подвійних пар сил. На рис. 2 показано принцип подвійної пари для елементів M_{yz} та M_{zy} . Два елементи тензора створюють подвійну пару сил, яка викликає чистий зсув, коли напруження в породі перевищують критичний механічний поріг. Залежно від загального напруження чи структури породи, розрив буде виникати в площині xy або xz . Ці дві площини називаються нодальними. Вони поділяють середовище на чотири частини: по дві зони стиску і розтягу. Вздовж нодальних площин амплітуди сейсмічних хвиль є нульовими. Паралельні до осі T амплітуди є позитивними, а вздовж осі P - негативними.