САНКТ-ПЕТЕРБУРГ 1996

РОССИЯ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Санкт-Петербургский государственный Университет



Закономерности эволюции Земной коры

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

ТОМ II

Государственный Комитет Российской Федерации по высшему образованию
Комитет Российской Федерации по геологии и использованию недр
Российская Академия наук
Российская Академия естественных наук
Комитет охраны окружающей среды и природных ресурсов Санкт-Петербурга и Ленинградской области
Всероссийское минералогической общество РАН
Санкт-Петербургское общество естествоиспытателей
САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ им. Ф.Ю. ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГА

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

МЕЖДУНАРОДНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

Санкт-Петербургский государственный Университет

НИИЗК 60 лет

Закономерности эволюции Земной коры

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

ТОМ II

Санкт-Петербург, Россия
1996

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ

Аплонов С.В., Беляев А.М., Булдаков И.В. *(со-председатель),* Верзилин Н.Н., Глебовицкий В.А., Гойло Э.А., Зайончек В.Г., Каминская Т.Н. (*ученый секретарь*), Кривовичев В.Г., Куриленко В.В. (*со-председатель),* Мошкин С.В., Нахабцев В.С., Прозоровский В.А., Проскуряков В.В., Сараев А.К., Свешников Г.Б., Сметанникова О.Г. *(ученый секретарь),* Сорокин Н.Д., Суворинов Л.В., Сырицо-Баданина Л.Ф., Троян В.Н. (*председатель),* Шинкарев Н.Ф., Яцкевич Б.А.

ПРОГРАММНЫЙ КОМИТЕТ

Ваганов П.А., Воронов А.Н., Гордиенко В.В., Комаров В.А., Кнатько В.М., Куриленко В.В. *(председатель)*, Нагайцев Ю.В., Прияткин А.А., Попов А.В., Прудников Е.Д., Пунин Ю.О., Сметанникова О.Г. *(ученый секретарь)* , Филатов С.К., Шванов В.Н.

Международная конференция "Закономерности эволюции земной коры организована при финансовой поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований, Государственного Комитета Российской Федерации по высшему образованию, Комитета РФ по геологии и использованию недр, Северо-Западного регионального геологического центра Роскомнедра

Regularities of Evolution of the Earth Crust

International Conference

ABSTRACTS

VOLUME II

St. Petersburg, Russia
1996

Organizing Committee

Aplonov S.V., Belyaev A.M., Buldakov I.V.(*co-chairman*), Glebovitsky V.A., Goilo E.A., Kaminskaya T.N. (sci.sec.), Krivovichev V.G., Kurilenko V.V.(*co-chairman*), Moshkin S.V., Nakhabtsev V.S., Prosorovsky V.A., Proskuryakov V.V., Saraev A.K., Shinkarev N.F.., Smetannikova O.G. (sci.sec.), Sorokin N.D., Suvorinov L.V., Sveshnikov G.B., Syritso L.F., Troyan V.N.(*chairman*), Verzilin N.N., Yatskevich B.A., Zayonchek V.G.

Program Committee

Barabanov V.F., Filatov S.K., Gordienko V.V., Komarov V.A., Knat'ko V.M., Kurilenko V.V. (*chairman*), Nagaitsev Yu.V., Priyatkin A.A., Popov A.V., Prudnikov E.D., Punin Yu.O., Shvanov V.N., Smetannikova O.G. (sci.sec.), Vaganov P.A., Voronov A.N.

The Conference was organized under sponsorship of Russian Foundation of Fundamental Investigations, Russian State Committee on Higher Education, Russian Federal Committee for geology and use of natural resources, North-West Regional Geological Centre of Roscomnedra

СОДЕРЖАНИЕ / CONTENTS

РАЗДЕЛ I / PART I

• Петрология и геохимия природных процессов II-7

• Petrology and geochemistry of natural processes II-7

РАЗДЕЛ II / PART II

• Образование и преобразование кристаллического вещества в геологических, технологических и биологических системах II-195

• Formation and transformation of crystal matter in geological, technogenetical and biological systems II-195

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ / AUTHOR INDEX II-323

РАЗДЕЛ I / PART I

Петрология и геохимия природных процессов

Petrology and geochemistry of natural processes

EVOLUTION OF PALEOZOIC MAGMATIZM OF THE NORTH OF POLAR URALS.

Gitev V.A. (Institute of Geology, Komi Sci. Centre, RAS, Russia.)

The northern part of Polar Urals is an unique object for study and paleoreconstruction of geodynamic evolution stages of the Urals paleoocean, Urals and Pai-Khoi orogenesis. There, within relatively not large area, the formations of the different facial types are spatial approached and tectonically congested into an accretional prism.

On the basis of composition and structural features, the Paleozoic volcano-sedimentary deposits are subdivided into three types of sedimentary paleoenvironments. Within every type some geodynamic stages are recognized: *Minisey* (volcano-terrigeneous-carbonate) - protoshelf riftogeneous (ϵ_3-O_1) and shelf spreading (O_1-C?); *Oyuyakha-Talota* (volcano-terrigeneous-schist) - protobathyal riftogeneous (ϵ_3-O_1), bathyal spreading (O_1-D) and subshelf subduction - orogenic (P-J); *Nunderma* (volcano-schist) - protobathyal-abissal riftogeneous (ϵ_3-O_1) and bathyal-abissal spreading-subduction (O_1-S (D?).

The petrographical and petrochemical features of the magmatic formations, their succession and relation with definite sedimentary series allow to desinquish 11 magmatic complexes which were united into 4 next formations: picrobasalt-trachybasalt-trachyrhyolite-rhyolitic riftogenic, tholeiitic spreding, trachybasalt-trachyrhyolitic subductional and granosyenitic orogenic. This formational set reflects the cyclic character of magmatism evolution from picrobasalts to trachybasalt-trachyrhyolites and then to tholeiitic basalts, and again to trachybasalt-trachyrhyolites, and the cycle are completed by syenites. So, within Urals paleoocean the sequence magmatic formations correspond to Wilson cycle from initial stages to orogenesis.

MINERAL ASSEMBLAGES AND FORMATION CONDITIONS OF A NEW GOLD DEPOSIT BAMSKOE (AMUR REGION, RUSSIA)

Kotov N.V.,Poritskaya L.G.* ,(SPbGU,St.Petersburg,Russia) Poritskiy M.S.(IGGP RAN, Russia)

A new large gold (with Ag,W) Bamskoe Deposit is related to volcano - plutonic and ore-metasomatic rock series of a Mesozoic activization zone at margin of the Siberian plate. At this ore field, host rocks are Precambrian granite - gneisses with brecciated amphibolite blocks and Mesozoic granitoids. The mineralization stages at the Bamskoe depozit are as follows: 1.early ore - free veined quartz with rare pyrite; 2.quartz-sheelite-pyrite (with up to 70 ppm Au in pyrite); 3.berezite-like rocks with quartz, sericite, ankerite (rare siderite, calcite) or albite, pyrite (up to 70 ppm Au), chalcopyrite (up to 45 ppm Au), Zn -AS- thetrahedrite (up to 170 ppm Au) , sphalerite, galena and dispersed native gold (formed due to breakdown of the gold-bearing pyrite of the second generation); 4.quartz-ankerite (rare calcite)-sulphide-sulphosalts of Cu,Pb, Bi, Ag with dispersed tellurides and dispersed native gold.This stage have a great importance in the formation of Au-Ag-ores. 5.postore with quartz and calcite. The following minerals were reported to occur at the deposit for the first time: Zn, As, Ag - tetrahedrite, aikinite ($CuPbBiS_2$), matildite ($AgBiS_2$), akanthite (Ag_2S), hessite (Ag_2Te), petzite (Ag_3AuTe_2), cinnabar and native alloys of Bi,Au,Ag. The fineness of gold varies from 600 to 900, in most cases being 800. The content of gold in the ores is 6,9 ppm,Ag-12 ppm,W (0,001- 0,8 mas%), Cu (0,002-3 mas%). Geochemical stady of ore compositions shows positive correlations between Au and Ag with Zn,Cu,Pb,Bi.The homogenization temperatures of fluid inclusions in gold quartz veins are 400-250^{0}C. K-Ag ages of K-containing minerals (K-feldspar, muskovite-sericite) in ore-metasomatites are concordant.The mean value (N=8) is 122+/- 5 Ma.

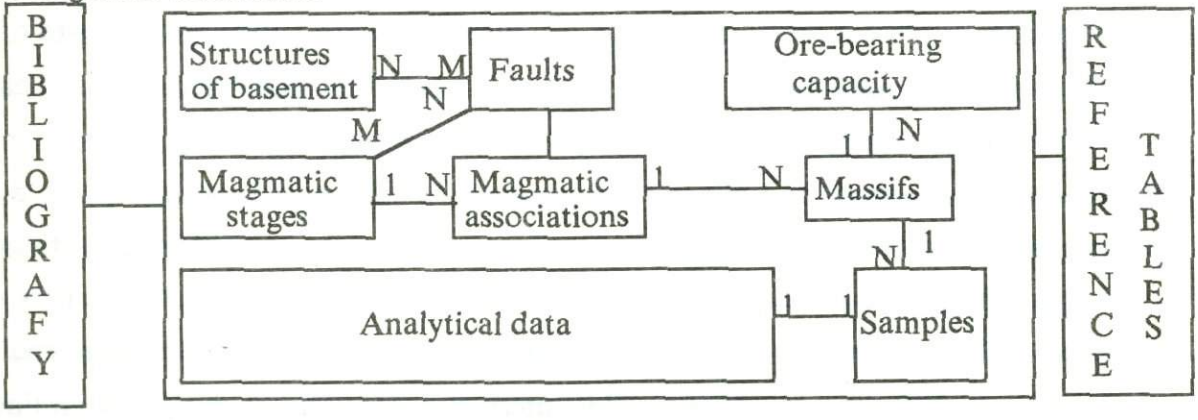
Pre - ore melanocratic diorite-porphyrite dykes, as well as postore dykes of spessartite indicates the fluid -magmatic drainage of upper mantle during the formation of the Bamskoe depozit within the Mesozoic cycle of tectonic activization.

GEOLOGIC-GEOCHEMICAL DATABASE ON THE GRANITOID SYSTEMS: ESSENCE AND CONNECTIONS

Koval P.V., Grebenschikova V.I., Lustenberg E.E. Institute of Geochemistry, Irkutsk, Russia
Henney P.D. British Geological Survey, Nottingham, England

The geologic-geochemical data characterizing the granitoid systems are hard to be comprehended and compared because of a great diversity of factual material and importance of knowledge on the study object which is the possessions of the author of this material and cannot be used by other researchers. The first stage to solve this problem was creation of the database (DB) based on the material of granitoid systems of the Mongol-Okhotsk zone compatible with some of international DB and considering the experience of their construction.

All the available information is classified into individual informational blocks (see scheme) called "essence" in accordance with ER-technology of DB projecting. The essences are interconnected by certain types of connections (1:1, 1:N, M:N) reflecting the relationships between the parameters of essences. Every essence contains from 10 to 30 parameters describing the entire factual material. The analytical data represent the largest block which provides quantitative data for 50 parameters and over including the characteristics of rocks, minerals and fluid inclusions. The reference tables and bibliography contain unified terms, codes and different information necessary for constructing conceptual and geochemical models of granite formation.



The proposed DB has some features of the expert system and allows a wide circle of geologists to solve different problems: purely scientific, applied, cartographic and other. The authors intend to use DB for constructing the models of granite formation. The work was supported by grants (INTAS 1010-CT93-0004).

II-12

SPATIAL AND TEMPORAL RELATIONS BETWEEN PLUTONIC ROCKS IN MAFIC-ULTRAMAFIC MASSIFS OF OPHIOLITIC ASSOCIATIONS

F.P.Lesnov

(Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy, Novosibirsk, Russia)

Spatial and temporal relations and the genesis of rocks in mafic-ultramafic massifs of ophiolitic associations (MUM) cannot be explained adequately by the idealized scheme of their structure proposed within the concept of plate tectonic, in which these massifs are regarded as a wellstructured, stratified and genetically unified range of rocks. In this model, the banded complex of rocks is ascribed cumulative genesis.

In the alternative model of the formation of MUM that are proposing, ultramafites, banded complex, and mafites are regarded as heterogeneous members of ophiolitic associations which are close in the location but separated in the time of their formation. Ultramafites are mantle restites which were tectonically injected into upper crust layers along deep faults (protrusions). Mafites are products of the crystallization of later mantle fusion, which were injected along the same faults and intruded the ultramafite protrusions aling their hanging (or, less frequently, lying) tectonic contacts. The later intrusion of mafites is indicated by such facts as their presence in ultramafic protrusions in the form of cross--cutting satellite bodies, appearance of ultramafites in mafites in the form of relict xenoliths, signs of reactions with mafic melts in ultramafites, and higher accumulation of radiogenic Ar in clinopyroxenes from ultramafites, compared to those from mafites. Banded complexes, localized along the boundaries of ultramafic protrusions and mafic intrusions cutting them, have heterogeneous composition. They were formed with varying intensity of interaction (integration) of mafic melts and their fluids with utramafites, which had previously undergone dynamic metamorphism and disintegration in peripherial areas of protrusions. Different condition of this interaction at different depths determined the variety of petrographic composition and thickness of banded complex.

Thus, mafic-ultramafic massifs of ophiolite associations are polychronous and polygenic associations of plutonic rocks, lacking clearly explained stratification, which were created at early stages of the formation of oceanic crust.

DISTRIBUTION OF RARE-EARTH ELEMENTS IN COEXISTING PYROXENES OF HETEROGENEOUS MAFIC AND ULTRAMAFIC ROCKS

F.P.Lesnov, M.P.Gora

(Institute of Geology, Geophysics and Mineralogy, Novosibirsk, Russia)

By making use of the neutron-activation method and radiochemistry, the distribution of rare-earth elements in coexisting orthopyroxenes and clinopyroxenes from lherzolites, websterites and gabbronorites of mafic-ultramafic massifs which mostly belong to ophiolites are studied. It is shown that lherzolites from massifs included in ophiolites differ from the associated websterites and gabbronorites by a higher total level of contrast in accumulation of rare-earth elements between coexisting clinopyroxene and orthopyroxene. We assume that it is due to the fact that lherzolites, on the one hand, and gabbronorites and websterites, on the other hand, are genetically autonomous, which is indicated by the data of geological-petrological studies too. Even higher contrast of rare-earth composition of coexisting pyroxenes characterizes lherzolites from deep-seated xenoliths, which is an evidence of specific conditions of their formation, compared to the lherzolites from ophiolites.

Concerning the nature of the changes of coefficients of the distribution of the entire range of rare-earth elements between coexisting clinopyroxene and orthopyroxene, the bipyroxene rocks are divided into two main geochemical types. The first one contains those in which we observe gradual decrease of the values of coefficients from lantanium to lutecium, as for instance in lherzolites from ophiolitic massifs and from same deep-seated xenoliths. The second one contains bipyroxene rocks in which the values of coefficients of the distribution of europium and other middle elements are somewhat higher than the values of coefficients for light and heavy elements. This relationship is observed, for example, in gabbronorites and websterites from ophiolitic massifs.

By using the data about the distribution of samarium and tulium between coexisting clinopyroxenes and orthopyroxenes in experimrntal and natural systems it is shown that the melts from which the gabbronorites contained in ophiolites were formed were generated with a higher degree of melting of the mantle substrate compared to the parent melts of gabbronorites contained in massifs which are essentially mafic but not ophiolitic.

EAST SIBERIA GOLD FORMATIONS IN TERMS OF PRECAMBRIAN CRUST EVOLUTION

N.I. Moskovchenko*, S.G. Skublov (IPGG, St.Petersburg,Russia)

The new approaches on gold prognosis are undertaken with emphasis to the Aldan shield Precambrian (East Siberia, Russia). The mineralization regularities have to be understood in terms of successive tectonic events because every period of activity was of specific importance as to ore-forming consequences. According to dominant genetic factors three gold formations may be distingushed and traced back to Late Archaean, Paleoproterozoic and Riphean history. Late Archaean gold-iron-sulfide formation (i) is supposed to be emplaced simultaneously with greenstone belts development at 3.0 - 2.6 Ga. These structures adjoin to the oldest simatic areas resulted from the Aldan magmatic-metamorphic period dated at 3.5 - 3.1 Ga, when initial crustal heterogeneities were created. The following greenstone rocks stretched along similar discontinuty borders underwent zoned greenschist up to granulite facies metamorphism. For all that the low crust was largely increased on account of mafic high-pressure granulites produced by gabbro-anorthosite-enderbite series recrystallization in the range 750 - 1000^0 C and P-values rising up to 12 kb. These parameters correspond to calculated geothermal gradients of 22 - 20^0/km implied the deepest crustal activity and space-time variations of metamorphism conditions. As PT-decreasing metasomatism and compositionally altered rocks proved to be spread within every metamorphic zones. As to low grade retrogression Na-series of alkaline metasomatites was emplaced and followed by quartz-carbonate veins with gold-bearing pyrite, magnetite and hematite deposited under 400 - 450^0 C and fluid neutralization. One more gold-sulfide-quartz formation (ii) is relevant to Paleoproterozoic tectono-magmatic events at 2.4 - 1.8 Ga and characteristic of secondary quartz-albite-feldspar-mica schists and another Na- and K-metasomatites within shear zones reworking both Archaean rocks and more later granitoids (e.g. the Tukuringra zone). Late Proterozoic gold-sulfide formation (iii) occurs within black shales of intracratonic troughs (the North Baikalian Highland). Metal concentration depends on C-saturation at range of 0.3 - 0.5 % and intensity of metasomatic alteration. Regardless genetic factors gold dispersion is largely determined by ancient discontinuty structure (a), high-P metamorphism occurences (b) and metasomatic intensification (c).

THE CHARACTER OF MINERAL REACTION IN NATURE

Nagaytsev Yu.V.(Institute of the Eath Crust State University, St.Petersburg, Russia), Glebovitskiy V.A.*, Nikitina L.P. (Institute of Precambrian Geology and Geochronology Rus. Ac. Sci., St.Petersburg, Russia),

The question of mineral reaction character has a theoretical value for the description of magmatic, metamorphic, element dissipation-concentration, and isotope geochemical processes, for the calculation of thermobarometers also. There are two fundamental types of reactions: ion-exchange without change of system mode composition and "displaced" with the change of mode composition. "Displaced" reactions can be subdivided on reactions with the phases of constant composition and with minerals of variable compositions (solid, fluid and gaseous solutions). These reactions play a significant role in the formation of mineral assemblages in rocks. New minerals forming as a result of these reactions are used as "isograde" minerals at the mapping of zoned metamorphic complexes, reflecting of P, T parameter variation. Ion-exchange reactions take place at fluid-rock interaction, probably on the contact of variable composition minerals, cation ordering-disordering in the mineral structures with unequivalent sites. The reaction type determines the processes of element dissipation-concentration, the volume change of rocks (respectively the change of their porosity and permeability), fluid compositions. The transformation of metapelitic and Al_2O_3-rich metapelitic rocks of the Ladoga complex are considered to demonstrate the role of "displaced" and ion-exchange reactions. The replacement structure of minerals and mineral assemblage evolution, modal composition of rocks and mineral composition change were used to reconstruction the type of reactions and their sequence.

NEW ASPECTS IN MERCURY GEOCHEMISTRY

Ozerova N.A. (IGEM RAS, Moscow, Russia), *Sveshnikov G.B., Mashyanov N.R., Ryzhov V.V., Sholupov S.E., Pogarev S.E., Ganeev A.A.* (St. Petersburg state university, St. Petersburg, Russia), *Pikovskiy Yu. I.* (Moscow state university, Moscow, Russia)

The interest to questions of mercury geochemistry, it distribution and cycles in natural and technogenic systems is caused unique geochemical informativity of this indicator of geological processes in Earth crust and top mantle and that serious danger, which presents intensive anthropogenic dissipation of this toxicant in natural environments.

In lithosphere the mercury is transferred in quasi-gaseous condition, with a consequent of possibility of deep geological processes investigations. In regional scale is established a mating mercury-containing ore and hydrocarbons deposits to lineament structures of the Earth, on which the mercury together with other volatile compounds degasses during periods of activization of lineaments or them separate parts and involves in formation of deposits or occur in the connection with later mercury degassing processes. In this way, mercury can serve as an indicator of mantle fluids participation in the formation of oil, natural gas, and ores. That however can not points to a mantle source of all other components of object.

As a consequence mentioned mating of geological objects N.A. Ozerova offered to allocate in structures of the Earth mercury-ore belts of a new type - on mercury-containing ore and hydrocarbons deposits, among which is commensurable on stocks of metal with purely mercury deposits. These mercury-ore belts correspond to a rank of naphthametallogenic provinces. To such large structures concerns, for example, Karpinski lineament, where the mercury in hydrocarbons deposits is studied by us during many years. In the present time we can predict high concentration of mercury in deposits of this lineament as well as in similar structures.

Unique role of Hg as the pathfinder of ore deposits is proved by study of primary and secondary mercury haloes. Especial interest in ore prospecting present mercury gas haloes in atmospheric air, revealed and investigated by us on large number endogenic deposits of different structure, under various geological and landscape-geochemical conditions (from arctic deserts up to arid zones).

The mercury is included in the international list priority pollutants of environments. This element has specific migration mechanisms in natural and technogenic ecosystems and high toxicity for living beings. On a number of examples is shown that there is distinct agreement between level of Hg pollution and increasing of child's sick rate.

The research opportunities in mercury geochemistry were much expanded after occurrence of sophisticated multifunctional Zeeman mercury spectrometer PA-915 developed in St. Petersburg state university.

PETROLOGICAL- GEOCHEMICAL PECULIARITIES OF NEAR- FAULT METASOMATISM IN THE PRECAMBRIAN ROCK COMPLEXES, SOUTH OF SIBERIAN PLATFORM

Sobachenko V. N. (IGC SB RAS, Irkutsk, Russia)

The linear fields of alkaline and subalkaline metasomatites of different composition (from alkaline-granitoids to alkalaline carbonate-silicate) are revealed in the Lower-Proterozoic, rarely Archean complexes of the marginal structures of the South of Siberian Platform, and in other regions of Russia and world. These rocks are formed in blastotectonites of zone deep faults (late processes of normal alkaline granitisation). They are formed with a help of deep fluids and do not possess genetical association with rocks of igneous magmatic complexes. These geological-petrological features, which are found in different regions with similar geological stracture, permitted to distinguish formation of near-fault metasomates (or formation of"metasomatites of regional fault zones"). These formations preserve the rare-metal geochemical and metallogenic specialisation independently on the age (Lower Proterozoic - Vend, rarely Paleozoic) and composition variation. Nb, Ta, Zr, TR and other high-valence elements are typical of metasomatites.

The main types of near-fault metasomaties are formed under high activity of K or Na, and also F and CO_2 in fluid-solutions and under wide temperature range (from 500 to 150-200° C).

The deep nature of fluids is revealed using original petrological-geochemical data obtained via gas-chromatografic and isotopic and other methods of rocks and minerals.

The association between the crustal and mantile substance in deep zones continental crust, conditions of formig some magmatic rockes, marked by higher alkalinity, and also the processes of rare-metal ore formation in such near-falt metasomatic systems may be studied using the rocks of the formation of near-fault metasomatites.

The studies were supported by the Russian Fundamental Foundation (Project 94 - 05 - 16419 - a).

FLUID REGIM OF RARE METAL GRANITE-PEGMATITE SYSTEMS OF TRANSBAIKALIA, RUSSIA

Zagorsky V.Ye. (Institute of Geochemistry of RAS, Siberian Branch, Irkutsk, Russia)

Composition of fluids in guartz-feldspar fraction of fertile granites and pegmatites of the Sedlovoye, Zavitaya, Kanga, Kulinda, Durulguy and Menza fields with different rare metal mineralization was studied by gas chromatography. In fields with tantalum-berillium and lithium specialization granites are enriched in H_2O and gas constituents (CO_2, CO, CH_4, H_2) in comparison with pegmatites. In fields with complex rare metal specialization quantity of both H_2O and gases decreases from granites to barren and weakly productive pegmatites but gradually increases slightly in pegmatites mostly enriched in rare elements.

In all studied granite-pegmatite systems the most evolved pegmatites represent the group which normally shows the lagest H_2O/gas ratio and the least reduction coefficient of fluids. In layered lithium pegmatites of the Zavitaya deposit very coarse-grained spodumene-bearing pegmatitic complexes proper are characterized by comparatevely low gas saturation and higher degree of fluid reduction as compared with spodumene-bearing fine-grained aplitic complexes.

Thus, decrease of gas saturation and increase of oxidation of fluids demonstrate a general tendency of their evolution in studied rare metal granite-pegmatite systems.

MINERALOGY OF PEGMATITES OF THE GEM STONE KUKURT AREA, EASTERN PAMIRS, TADJIKISTAN

Zagorsky V.Ye., Peretyazhko I.S. (Institute of Geochemistry of Russian Academy of Science, Siberian Branch, Irkutsk, Russia)

Vein granite-pegmatites, aplite-like leukogranites, aplite-pegmatites and pegmatites are spread within the Kukurt area at the west exocontact of the subalkaline granite massif of the Shatput complex near Rangkul lake. The Rb-Sr age of pegmatites is 17±1.8 m.y. Some aplite-pegmatite bodies have residual cavities with topas and fluorite. Rock crystal, smoky quartz, colour tourmaline, topaz, aquamarine, amazonite, hambergite and eremeevite are the gem stones in the residual "pockets" of pegmatites. Secondary "pockets" with lilac gem scapolite as well as zones with moonstone occur in granite-pegmatites and pegmatites.

K-feldspars. High microcline and especially orthoclase are predominent varieties. The degree both triclinic and monoclinic ordering decreas from early to late generations. The smaller degree of ordering (Σt_1=0.75; Δt= 0) is fixed in the latest semi-transparent light-gray orthoclase which covers amazonite crystals from "pockets". It is enriched in Ba up tp 0.6%. K-feldspars contain 0.8-2.8% Na. The greatest contents of Li,Rb,Cs (up to 0.05, 0.71 and 0.075 % respectively) are typical for pegmatites enriched in colour tourmaline. The samples from "pockets" are enriched in Rb,Cs,Tl,B but are grown poor in Li as compared with early generations.

Micas. Biotites vary in composition between phlogopite, annite and siderophyllite. Mg- and Fe-Mg-biotites occur in granite-pegmatites and pegmatites, which occur in carbonaceous host rocks only. Early phengite-muscovite are chanched by trilithionites-polylithionites in mineral complexes near "pockets". Lepidolites contain up to 1.2% Rb and 0.6% Cs. The late generations in "pockets" appear to be clear muscovite or B-muscovite. The latter forms crusts on gem rubellite crystals.

Tourmalines show next evolutionary sequence: schorl-dravite → schorl-buergerite → schorl → elbaite-olenite → elbaite. Beryls belong to Li-Na-, rarely Na-group. Hambergites contain up to 7% F. Accessory garnet, tantalite-columbite, microlite, gadolinite, apatite, xenotime, zircon, rutile, ilmenite, magnetite, hematite, hoetite and geikeilite present as well.

The work is fulfilled with RFFI support , grant No. 96-05-64950.

THE ROLE OF VOLATILE COMPONENTS IN OREFORMING PROCESSES OF THE IMANDROVSKY LAYERED INTRUSION (KOLA PENINSULA)

Zaitseva T.S.*(St.Petersburg University, St.Petersburg,Russia), Goncharov G.N,Tomilova N.S., K.I.Lochov (Institute of Precambrian Geology and Geochronology, St.Petersburg, Russia).

The study of rocks and minerals of Imandrovsky layered intrusion was perfomed by the methods of gaseous and spark mass-spektrometry. The information about contents and distribution of volatile components (CO_2, H_2O, N_2) during thermal decomposition of the samples in different temperature intervals and 42 chemical elements was obtained.

The massif(the age is 2444 Ma years) is composed by evolution sequensce of rocks: norite-gabbronorite with chrome-iron ores, melanocratic, mezo- cratic and leucocratic gabbro and quartz gabbro with titani- magnetic ores. Endomorphozed zone of Lower Layred Zone contains schlierens whose composition corresponds to gabbro.Different morphology of schlierens is represented: from little drops to large ones with complicated shapes.

The most abundant contents of volatile Cl.F; some rare-earth elements; platinum group elements(PGE)-Pd,Ru,Rh; Ag, Cr,Co,Ni,Pb,Cu,As appear in the schlierens.Mineral that concentrate majority of this elements is chromespinel.

The high correlation between PGE and Cl for the complete rocks section of the intrusion was establish. Ttis fact show that Cl took part in the processes of extraction and tranfer of PGI during early stage of magmatic differentiation.The destruction of this covariation group took place during further evolution of oremagmatic system and metamorphism. Cl removed when CO_2 potential encreased and new covariation group:CO_2-PGI-was formed.

This work was in part supported by the RFFI grant N 96-05-64685.

ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ НА КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВАХ

Абдурахманов А.И.,Злобин Т.К.(НИИ ГТЦ ДВО РАН,Петропавловск-Камчатский,Россия),Злобина Л.М.(ИМГиГ ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия).

В пределах Курильской островной дуги известно 70 наземных и примерно столько же подводных вулканических центров.Среди наземных вулканов 39 являются действующими.

Состав, агрегатное состояние извергаемых твердых продуктов чрезвычайно разнообразен с четко проявляющейся поперечной петрохимической зональностью.Возраст и общая продолжительность жизни, их морфологический облик и внутренняя структура также подвержены заметным изменениям в целом согласующихся с выявленной петрохимической зональностью.При этом наиболее зрелые кальдерные вулканы приурочены к фронтальной части вулканической дуги и расположены в понижениях вулканического основания.

Исходные для вулканитов ОД лейкобазальтовые,высокоглиноземные расплавы формировались в пределах плагиоклазсодержащих слоев литосферы в близких к сухим условиях при $T°$=1300-1400° С и Р до 9-12 кбар, а большие объемы самостоятельных кислых выплавок - в пределах эклогитовых линз нижней части экзогенной оболочки вблизи раздела Мохо.Эволюция этих магм, приводящая к разнообразию вулканитов ОД, обязана многоступенчатости кристаллизационной дифференциации в промежуточных и периферических очагах.Она происходила сначала в "сухих"(восстановительных),а затем "влажных" (окислительных) условиях при общей открытости магматической системы в отношении флюидного потока несущего щелочи и другие подвижные компоненты.Поступление его из мантии связано с процессами в СФЗ. С последовательными стадиями магматической эволюции связано соответствующее рудообразование.

За последние три столетия зафиксировано более 110 извержений различных типов и силы. Практически все крупные извержения происходили на северном и центральном фланге дуги,однако в целом за четвертичное время имела место относительная равномерность вулканических процессов на протяжении всей Курильской дуги.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ КОЛЧЕДАНООБРАЗУЮЩЕЙ СИСТЕМЫ.

Абрамова Е.Е. (ЦНИГРИ, Москва, Россия), Гричук Д.В.,
Тутубалин А.В. (МГУ, Москва, Россия).

Построена модель субмаринной системы, образующей гидротермально-осадочное рудное тело. Она включает нисходящую ветвь конвекции, восходящий канал и зону рудоотложения на поверхности дна. Отложение рудного вещества происходит в результате действия двух факторов: (а) внутри растущей рудной постройки - вследствие существующих в ней тер..ических градиентов и (б) при истечении растворов в придонную воду - из-за смешения и охлаждения. Использован метод многоволнового проточного ступенчатого реактора, что позволяет воспроизвести эволюцию рудообразования во времени. В модель включены 15 химических элементов (в т.ч. Fe, S, Cu, Zn, Pb). Термодинамические свойства веществ взяты из банка UNITHERM. Расчеты проводились с помощью программы GBFLOW (v.3.1).

Для описания термической структуры зоны рудоотложения рассчитана тепловая модель рудного тела. Перенос тепла происходит кондуктивно - по рудному веществу, и конвективно - с фильтрующимся гидротермальным раствором. Расчеты показывают, что при разумных величинах дебита системы (1-10 кг/с) температура поверхности рудного тела быстро снижается при увеличении его размеров, при этом основной спад температуры происходит в его приповерхностном слое.

Результаты термодинамического моделирования показали, что рудное тело в процессе роста претерпевает сильную эволюцию по составу и внутреннем устроению (зональности). Причинами этого являются: (а) изменение состава питающего раствора вследствие метасоматических процессов в нисходящей ветви системы, (б) изменение относительной роли факторов рудоотложения (смешение → охлаждение), (в) замещение и переотложение вещества внутри тела. На начальном этапе модельная рудная постройка сложена ангидритом с примесь сульфидов. Затем во внутренней части ангидрит замещается пиритом, сфалеритом и аморфным кремнеземом. По мере роста тела сфалерит переотлагается в его внешнюю зону. В наиболее горячей части тела пирит постепенно замещается магнетитом. На заключительной стадии эволюции рудное тело обогащается медью, и затем в нем появляется "гипогенный" ангидрит за счет сульфатов морской воды, прошедших через конвективную систему. Полученные результаты согласуются с данными по строению современных сульфидных залежей на дне океана и по зональности медно-колчеданных месторождений кипрского и уральского типов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант N 96-05-64887.

Агамалян В. А. (ИГН НАН РА, Ереван, Армения)

ФОРМИРОВАНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ПАССИВНОЙ И АКТИВНОЙ ОКРАИН ТЕТИСА НА ПРИМЕРЕ АРМЕНИИ

Конитнентальная кора территории Армении сформировалась при верхнесенонской коллизии юго-западной(гондванской) и северо-восточной(лавразийской) областей Тетиса. Первая включает Армянскую складчатую и Приараксинскую зоны северной части Армяно-Иранского мезоконтинента с верхнепротерозойским фундаментом, а вторая область включает Сомхето-Карабахскую и Прикуринскую зоны Закавказского обрамления Восточно-Европейской платформы с герцинским фундаментом. Сутура выражена зоной Анкаван-Зангезурского глубинного разлома, отороченной офиолитами разделяющей океанической коры

Докембрийский фундамент образован в результате аккреции эвсиматической ультрамафит-коматиит-базальт-трондьемитовой и эвсиалической филлит-вулканогенно-карбонатной зон и консолидирован при зеленосланцевом метаморфизме и внедрении диапировых куполов калиевых гранито-гнейсов(620млн. лет Rb/Sr изохрона), синхронно с консолидацией Аравийского неократона Пан-Африканского орогена. Дальнейшая эволюция протекала в палеозое в режиме пассивной окраины Гондваны, затем произошло отделение Армяно-Иранского мезоконтинента от Аравийской платформы при раскрытии Мезогеи. В мезо-кайнозое развитие шло в режиме активной окраины с аргоновым омоложением сланцев фундамента(180-120 млн. лет K/Ar).

Герцинский фундамент образован в судетскую фазу при аккреции Закавказской и Большекавказской островных дуг с внедрением калиевых гранитов("красные граниты") и метаморфизмом в фации зеленых сланцев(300млн. лет, Rb/Sr изохрона), что отразилось в Гондванском шельфе лишь в виде эвстатического перерыва в верхнем карбоне.

Северное поглащение океанической коры Мезотетиса в юре и неокоме привело к формированию Сомхето-Карабахской островной дуги и завершилось коллизией обоих областей Тетиса на границе нижнего и верхнего коньяка с образованием глаукофановых сланцев(88млн. лет).

Возникла внутриконтинентальная область с полихронным основанием с отложением известняков верхнего сенона на дислоцированные офиолиты и доколлизионные образования всех зон. Заложение и эволюция палеогеновых магматических дуг Малого Кавказа обусловлены задуговым сводообразованием и рифтингом в тылу магматической дуги юго-западного Ирана преимущественно вдоль коллизионного шва с охватом как эпигерцинской, так и эпибайкальской геоблоков Армении.

КИНЕТИКА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНАТОВ В ЭКЛОГИТАХ ПОЛЯРНОГО УРАЛА.

Азимов П.Я.* (ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия)

Эклогитизация - полистадийный процесс, сопровождающийся привносом-выносом и перераспределением вещества. Типичный минерал эклогитов - гранат. В породах марун-кеусского высокобарического комплекса (Полярный Урал) присутствуют разные генерации граната, отличающиеся морфологией, парагенезисом и внутренней конституцией. Интересно проследить эволюцию кинетических условий его кристаллизации. Здесь описываются некоторые характерные генерации граната.

Ранние гранаты из протоэклогитовых пород либо образуют ксеноморфные зерна и неправильные "ленты", либо входят в состав корон на границе плагиоклаза и оливина. Они образовались при довольно существенных отклонениях системы от равновесия и ограниченном масштабе массопереносе (твердотельная диффузия в условиях сухой системы).

В цоизитовых эклогитах встречаются правильные одиночные ромбододекаэдры граната, иногда сплошные и не содержащие включений, а иногда - пойкилокристаллы с реликтами пироксена и амфибола. Эти кристаллы росли довольно быстро (характерные признаки - грубые ступени роста и включения субстрата).

Гораздо чаще гранат в эклогитах - это мелкие зерна, приуроченные к трещинам спайности и границам зерен пироксена и амфибола или образующие существенно гранатовые зоны, полосы, прослойки. Зерна округлые, реже ограненные, нередко образуют гломеробластовые скопления. При увеличении количества граната эклогиты переходят в гранатиты. Небольшой размер зерен, их округлая форма, многочисленность и приуроченность к трещинам указывают, что кристаллизация происходила из сильно пересыщенных водных растворов. Кинетика кристаллизации определялась скоростью нуклеации и значительным диффузионным сопротивлением в растворе.

Кварциты марун-кеусского комплекса возникли при кислотном выщелачивании. Гранат в них образует мелкие зерна, часто правильно ограненные, нередко футляровидные, с реликтами пироксена и амфибола. Эти гранаты образовались при умеренном отклонении системы от равновесия; рост происходил в кинетическом режиме при слабом влиянии диффузии в растворе. Скорость роста граната превышала скорость растворения субстрата, что приводило к захвату включений более ранних минералов.

Работа поддержана грантом РФФИ N 96-05-66060.

УСЛОВИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТАХ ЮГА БЕЛАРУСИ

Аксаментова Н. В. (ИГН АН Беларуси, Минск, Беларусь)

Глиноземистые кварциты, развитые в кристаллическом фундаменте на юге Беларуси, по минералого-петрохимическим особенностям и типу метасоматической зональности аналогичны андалузитовым кварцитам формации вторичных кварцитов, отличаясь от них наличием силлиманита и кианита. Появление кианита, считающегося показателем высокобарических условий минералообразования, в таких породах, как вторичные кварциты, формирующиеся в близповерхностной обстановке, не совсем обычно. Возможность влияния избыточного тектонического давления здесь исключена, поскольку кварциты не подвержены рассланцеванию, а сам кианит совместно с андалузитом и силлиманитом четко приурочен к средней части метасоматической колонки. Характер взаимоотношения и распределения силикатов алюминия свидетельствует о том, что главными факторами минералообразования являлись химический состав и температура. Высокая кислотность гидротермальных растворов и присутствие в них сильных кислот (H_2SO_4, HF) способствовали интенсивному кислотному выщелачиванию исходных пород, усиливающемуся к внутренней зоне массива кварцитов. Удаление из пород Na, Mg^{2+}, Fe^{2+} приводило к неустойчивости андалузита и появлению вместо него ассоциации мусковит+фибролит, а при дальнейшем выщелачивании в условиях почти полного выноса калия и перенасыщенности SiO_2 и Al_2O_3 - к кристаллизации кианита и, затем, топаза. Весь процесс протекал в изобарических условиях при $P \approx 0,5-1,0$ кбар в температурном интервале от 360-380°С (верхний предел устойчивости пирофиллита) до 500-550°С (предел устойчивости хлоритоида, присутствующего в топазовых кварцитах). На регрессивной стадии в более низкотемпературной обстановке андалузит и кианит частично замещались каолинитом-диккитом, редко - диаспором.

Кианитосодержащие вторичные кварциты встречаются, хотя и редко, в других районах (Урал, юго-восток США), где также приурочены к древним и предварительно деформированным толщам вулканитов, что позволяет предполагать роль структурного контроля при образовании кианита. Не исключена и более общая причина - подмеченная еще Н. И. Наковником и пока не объяснимая зависимость типа глиноземистой минерализации вторичных кварцитов от их возраста.

II-26

ЭВДИАЛИТ И КАЛИЕВЫЙ ПОЛЕВОЙ ШПАТ КАК МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТОВ (НА ПРИМЕРЕ ТЕЛА "ШКАТУЛКА" ИЗ ЛОВООЗЕРСКОГО МАССИВА ЛУЯВРИТОВ, КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

Алексеева А.Ю., Гордиенко В.В., Жукова И.А. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

1. Геохимическая зональность щелочных пегматитов по сравнению с гранитными изучена менее детально и требует дальнейших исследований. Классическим объектом для этого может служить пегматитовое тело "Шкатулка" в Ловозёрском массиве, как уникальный памятник природы и перспективный объект научного туризма.

2. В качестве минералов-индикаторов геохимической зональности выбраны эвдиалит и калиевый полевой шпат (КПШ), присутствующие во всех зонах пегматитового тела, т.е. являющиеся "сквозными" для пегматитового процесса. Эволюция состава эвдиалита представляет особый интерес, т.к. благодаря разнообразию структурных позиций он обладает повышенной изоморфной ёмкостью ко многим химическим элементам-трассёрам пегматитового процесса (Zr, Hf, Nb, Ta, REE, Mn, Sr и др.).

3. Установлено последовательное, однонаправленное увеличение Zr/Hf, Nb/Ta, Ce/Dy, Ce/Y-отношений в эвдиалите от краевой к ядерной зонам пегматитового тела как свидетельство прогрессивного роста щёлочности пегматитообразующей среды во времени.

4. Содержание Na в КПШ (криптопертитовый максимальный микроклин) меняется скачкообразно на границе краевой (2,9-3,0%) и промежуточной зоны (0,5%) и далее остаётся постоянным вплоть до уссингитового ядра, тем самым маркируя два этапа формирования пегматитового тела: субмагматический (620-650°C) и гидротермальный (250-300°C).

ГЕОХИМИЯ ТРИАСОВЫХ БАЗАЛЬТОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Альмухамедов А.И.,* Медведев А.Я. (ИГХ СО РАН, Иркутск, Россия), Кирда Н.П., Батурина Т.П. (ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск, Россия)

Вулканические породы в составе доюрского фундамента Западно-Сибирской низменности (ЗСН) наиболее широко распространены в нижнетриасовых отложениях [1]. Вследствие существенных вторичных изменений их состав до настоящего времени был практически не изучен. Это не позволило провести сравнительный геохимический анализ вулканитов для оценки их геодинамической природы. Для восполнения указанного пробела проведено опробование керна 14 буровых скважин в центральной части ЗСН. Селектировано 23 образца малоизмененных пород, которые были затем проаналированы на содержание главных и редких элементов. Все образцы представлены порфировыми и афировыми базальтами, главными минералами которых во вкрапленниках и в основной массе являются Pl, Cpx и реже Ol. По нормативным составам изученные образцы относятся к субщелочным и толеитовым базальтам. На петрохимических диаграммах составы пород образуют единый эволюционный тренд, а большие вариации содержаний MgO (3.47-11.47 мас.%), FeO* (6.47-13.52%) и других петрогенных элементов свидетельствуют о существенной роли фракционирования родоначальных магм. Субщелочной характер рассматрива емых пород подчеркивается также умеренными содержаниями большинства некогерентных элементов: Rb-10.5, Zr-125, Nb-7.1, Ba-480, Pb-6.5 мкг/г. Проведенный сравнительный анализ состава базальтов различных геодинамических обстановок с составом рассматриваемых вулканитов показал, что последние наиболее близки базальтам Сибирской платформы рифтогенного этапа [2].

Работа выполнена при поддержке РФФИ , грант 96-05-64742.

Литература

1.Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири, вып.2, Западно-Сибирский бассейн/ Конторович А.Э.,Сурков В.С.,Трофимук А.А. и др.Новосибирск. 1994.

2. Al'mukhamedov A.I. Rifting and flood basalts in the permian-triassic traps, Eastern Suberia// L.P. Zonenshain memorial conference on the plate tectonics.Kiel: GEOMAR.1993.

II-28

РУБИДИЙ-СТРОНЦИЕВАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ВОЙКАРСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Андреичев В.Л. (Ин-т геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия)

Войкарский вулкано-плутонический пояс представляет собой верхний структурный этаж Войкаро-Собского синклинория, расположенного в эвгеосинклинальной области (палеоокеаническом секторе) Полярного Урала. Нижним этажом служат породы дислоцированной и метаморфизованной офиолитовой ассоциации, обдуцированной на нижнеордовикские отложения Лемвинской зоны.

Гранитоиды вулкано-плутонического пояса выделяются в лагортинско-кокпельский гранодиорит-тоналитовый и янаслорский гранитный комплексы. Возраст магматитов имеет принципиальное значение для познания эволюции региона, так как время их формирования отражает время становления новообразованной сиалической коры.

Для установления возраста лагортинско-кокпельского комплекса был исследован участок, расположенный по левому берегу р. Б. Лагорты между устьями ручьев Пирчисоим и Онассоим, а для янаслорского комплекса опробование производилось в пределах одноименного массива от оз. Янаслор до г. Онассоим.

В результате получены следующие изотопно-геохронологические характеристики: лагортинско-кокпельский комплекс - Т=398+/-21 млн.лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0,70387+/-0,00006; янаслорский комплекс - Т=383+/-3млн. лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0,70419+/-0,00014.

Основываясь на этих данных, можно предположить, что континентализация океанической коры Войкаро-Собского синклинория происходила в интервале 398 - 383 млн. лет.

ГЛАВНЫЕ МИНЕРАЛЫ РОДИНГИТОВ БАЖЕНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА (СРЕДНИЙ УРАЛ).

Антонов А.А., Антонов А.В., Большаков А.М., Попель И.А. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Родингиты Баженовского месторождения образуют дайкообразные и жильные тела в серпентинизованных перидотитах и пироксенитах. По геологическим наблюдениям, данным химического состава пород и реликтовым структурам установлено, что исходным субстратом для образования родингитов являлись породы ряда габбро-диоритов. Начальная стадия родингитизации сопровождается широким развитием цоизита, диопсида, клинохлора и тремолит-актинолита, замещающих плагиоклаз и саллит исходной породы. Следующая стадия характеризуется появлением гроссуляра, пренита и, в некоторых случаях, перекристаллизацией диопсида. На заключительном этапе становления родингитов образуются везувиан и арагонит. Отдельные участки родингитов в различной степени перекристаллизованы.

В результате перекристаллизации формируются крайне неоднородные по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям породы. По ассоциации главных минералов можно выделить цоизит-диопсид-хлоритовые, диопсид-гроссуляровые, диопсид-гроссуляр-везувиановые, мономинеральные гроссуляровые и диопсидовые разновидности родингитов. Полости и трещины в этих породах инкрустированы кристаллами минералов, слагающих вмещающую матрицу.

По пространственно-возрастным взаимоотношениям минералов родингитов выявлена последовательность минералообразования. Изучен химический состав, определены показатели преломления и параметры элементарной ячейки для главных минералов родингитов. По данным гониометрии описаны особенности кристалломорфологии диопсида, везувиана, гроссуляра из различных ассоциаций.

II-30

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ИНТРУЗИЙ АГПАИТОВЫХ СИЕНИТОВ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ: ПЕТРОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

А.А.Арзамасцев, Л.В.Арзамасцева, В.Н.Глазнев, А.Б.Раевский

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия.

Представлены результаты комплексного петролого-геофизического исследования структуры и вещественного состава пород нижних горизонтов Хибинского и Ловозерского плутонов на Кольском полуострове. Анализ материалов глубокого бурения и результаты трехмерного плотностного моделирования позволяют предполагать существование на нижних горизонтах Хибино-Ловозерского комплекса значительных объемов пород, не имеющих распространения на поверхностном эрозионном срезе этих плутонов. В составе плутонов установлена полная серия пород, типичных для щелочно-ультраосновных массивов провинции: перидотиты, пироксениты, мелилитолиты, мельтейгиты, ийолиты, карбонатиты. Породы щелочно-ультраосновной серии занимают не менее 30% объема Хибинского и 25% Ловозерского плутонов в пределах доступного для гравиметрических работ уровня 12,5 км. В центральной части как Хибинского, так и Ловозерского комплексов среди агпаитовых нефелиновых сиенитов выявлены крупные тела миаскитовых сиенитов. Совокупность геолого-геофизических и петролого-геохимических данных позволяет предложить для Хибино-Ловозерского комплекса модель полисериального развития, согласно которой плутоны могли сформироваться в ходе синхронной эволюции двух разноглубинных мантийных источников, имевших единую систему магмовыводящих каналов и параллельно продуцировавших базанит-фонолитовые и фоидитовые расплавы.

ПЕТРОЛОГИЯ БАЗАЛЬТОВ ПОДВОДНОГО ХРЕБТА И ПОЛУОСТРОВА ТАИТАО (ТИХИЙ ОКЕАН)

Артамонов А.В., Золотарев Б.П. (ГИН РАН, Москва, Россия)

Подводный хребет Таитао (ХТ) расположен на продолжении трансформного разлома Таитао в 25 км к югу от тройного Чилийского сочленения. Вулканиты, полученные при бурении расположенной вблизи гребня хребта скважины 862 (141 рейс ODP), представлены породами контрастно-дифференцированной серии - базальтами, дацитами, риодацитами и риолитами. Возраст вулканитов определен как поздне плиоценовый-ранне плейстоценовый. Полуостров Таитао, с расположенным на нем офиолитовым комплексом (ОТ), находится в 20 км к востоку от скважины 862. Среди вулканических пород офиолитов преобладают базальты. В подчиненном количестве развиты андезито-дациты, дациты и риодациты. Изотопные данные указывают на плио-плейстоценовый возраст ОТ.

Базальты ХТ относятся к толеитовой серии. На основании данных по редкоземельным элементам (РЗЭ) среди них выделяются группа нормальных толеитовых базальтов (N-MORB) и толеитов обогащенных легкими РЗЭ (E-MORB). Большинство базальтов ОТ относятся к щелочной оливиновой серии и близки по составу к внутриплитным щелочным океаническим базальтам поднятия Дискавери хребта Китового и др. Однако отдельные образцы соответствуют по составу обогащенным толеитам рифтоых зон океана (E-MORB). Сходство в наборе вулканических пород ХТ и ОТ, а также близость их возрастов указывают на генетическую связь этих структур. Анализ петро-геохимических данных позволяет сделать вывод о том, что базальты и кремнекислые дифференциаты рассматриваемых объектов комагматичны и образовались, вероятно, при заложении трансформного разлома Таитао в плио-плейстоценовое время. Различия в составах базальтов ХТ и ОТ, по-видимому, определялось различной глубиной выплавления первичных расплавов. На приконтинентальном фланге разлома, секущего шельф, глубинная магматическая камера существовала более длительное время по сравнению с океанической его частью, поэтому базальты фланга оказались более дифференцированными и частично контаминированными коровым материалом. В аккреционный этап офиолитовая пластина была абдуцирована на до-позднеюрские метаморфические породы полуострова Таитао. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 95-05-15379).

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ДОКЕМБРИЯ

Архангельская В.В. (ВИМС, Москва, Россия)

В последние 30-40 лет в разных регионах мира обнаружены докембрийские редкометалльно рудоносные метасоматические образования, получившие в отечественной литературе наименование приразломных щелочных полевошпатовых метасоматитов [I] . Это гранитоподобные породы со щелочными темноцветными минералами, с рассеянной редкометалльной минерализацией, образовавшиеся путем переработки высокотемпературными глубинными флюидами, несущими Na, F , Ta , Nb, Y , TR, Li , Rb, Zr и некоторые другие элементы. Породообразующие минералы субстрата в процессе метасоматоза сначала перекристаллизовываются и обогащаются элементами флюида, а затем замещаются альбитом, щелочными амфиболами, эгирином, другими метасоматическими минералами. Акцессорные же, в том числе рудные минералы (пирохлор, колумбит, гагаринит и др.) являются новообразованными. Метасоматиты локализуются в пересечениях архейских, активизированных в раннем протерозое глубинных разломов, рассекающих щиты платформ. Разломы в планетарном плане являются составляющими трансконтинентальных зон повышенной трещиноватости, а в региональном формируют грабены-троги проторифтовых систем, выполненные регионально зеленокаменно метаморфизованными вулканогенно-терригенными отложениями. Метасоматиты в разломах располагаются со стороны трогов и в тех их отрезках, где проявлен наложенный на зеленосланцевый локальный прогрессивный метаморфизм низкотемпературно-низкобарической субфации амфиболитовой фации (по Винклеру). Термобарометрические параметры образования метасоматитов по данным изучения включений минералообразующих сред в их минералах соответствуют условиям метаморфизма этой субфации. Метасоматический процесс проявлен широко, полно и, согласно радиогенному возрасту его цирконов, длился сотни миллионов лет, начинаясь со времени проявления локального прогрессивного метаморфизма. Примером крупных, имеющих большой промышленный интерес полей развития рассматриваемых метасоматитов являются Катугинское в России и Брокмен в Австралии.

ЛИТЕРАТУРА

I. Гинзбург А.А., Архангельская В.В., Щацкая В.Т. Полевошпатовые метасоматиты - новый генетический тип месторождений полезных ископаемых., Разв. и охрана недр, 1973, № I, с.2-II

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКИХ И МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В СИСТЕМЕ "ГРАНИТ-ПЕГМАТИТ" НА ПРИМЕРЕ МАЛХАНСКОГО ПЕГМАТИТОВОГО ПОЛЯ.

Баданина Е.В. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Для оценки характера взаимосвязи в системе "гранит-пегматит" предпринято изучение распределения индикаторных элементов (Li, Rb, Cs, Ta, Ba, Sr) в составе пород и главных сквозных породообразующих минералов: калиевых полевых шпатах и слюдах. На основании этих данных в составе гранитов пегматитового поля выделены два геохимических типа гранитов, различающихся уровнями концентрации указанных элементов и характером процессов дифференциации. Установлено, что характерной особенностью ряда дифференциатов продуктивной фазы гранитов является резкое уменьшение концентраций редких элементов на конечном этапе их развития. Этот факт возможно объяснить механизмом отщепления остаточного высокоспециализированного расплава-флюида в пегматитовые жильные полости.

На основании особенностей распределения Li и Cs в биотитах, а также состава акцессорных минералов установлено, что в истории формирования пегматитов выделяются два самостоятельных этапа: с ранним этапом связано формирование безрудных жил, а также полевошпатовой матрицы некоторых высокопродуктивных тел. Этот этап завершается накоплением Sc, REE, Nb, Ti и Bi. На позднем этапе, отвечающем образованию лепидолит-альбитовых занорышей с турмалином, происходит резкое увеличение активности редких литофильных элементов: Li, Rb, Cs, B, F, Be, источником которых является, по-видимоу, рвнее отщепившийся высокоспециализированный расплав-флюид. Полученные результаты показывают, что главным механизмом формирования пегматитовой системы является процесс кристаллизационного фракционирования.

II-34

МУЛЬТИФРАКТАЛЬНОСТЬ АРХЕЙСКИХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ТОЛЩ

А.В.Базай, Г.Ю.Иванюк (Геологический институт Кольского НЦ РАН, 184200, Апатиты, ул. Ферсмана 14)

Понятие фрактала (от латинского "фрактус" -дробный), введенное в научный обиход Б.Мандельбротом, означает объект, состоящий из частей, которые в каком-то смысле подобны целому, причем это подобие может быть как геометрическим, так и статистическим. Железистые кварциты, состоящие из ритмично чередующихся магнетитовых, кварцевых и силикатных слойков, являются одним из типичных примеров сложнослоистой геологической толщи. Слоистость этих пород является многопорядковой: макрослои, состоящие из микрослойков, в свою очередь составляют ритмы; ритмы, объединяясь, дают пачки ритмов и т.д. Оценка фрактальной размерности показала, что прямополосчатые кварциты могут быть представлены в виде "вставленных друг в друга" мономинеральных фракталов с размерностью 2.4-3.0. Однако, в плойчатых кварцитах все не так просто, ибо складки фрактальны сами по себе.

Интенсивная плойчатость весьма обычна для железистых кварцитов и имеет многопорядковый характер: крупные складки осложнены более мелкими, те - еще более мелкими и так вплоть до микроплойчатости, различимой только под микроскопом. Определить размерность какого-либо слойка можно при измерении его длины при помощи циркуля с последовательным уменьшением раствора l. Если при этом длина L возрастает по степенному закону, то измеряемая кривая фрактальна, а ее размерность равна показателю степенной зависимости: $L = \alpha \cdot l^{1-D}$, где α - масштабный коэффициент. В нашем случае длина слойков в среднем увеличивается по закону $L \sim l^{0.1\text{-}0.2}$ мм т.е. складки фрактальны с размерностью 1.1-1.20. Тогда, геометрическим аналогом сложноскладчатой железорудной толщи может служить канторово множество размерности $D_1 \approx 0.6$, составленное из фрактальных поверхностей Кох с $D_2 \approx 2.2$. В одном измерении - в направлении падения пород - кварциты не фрактальны и $D_3 = 1$. Но только в пределах нескольких метров. Далее проявляется еще один фрактальный мотив - иерархия разнопорядковых линз.

Ярким примером иерархии линз разного порядка является Кировогорское железорудное месторождение, на котором отдельные линзы железистых кварцитов сгруппированы в три обособленных тела - гломеры. Густая сеть дизъюнктивных нарушений, развитая внутри гломер, никоим образом не влияет на их плавные очертания, а лишь подчеркивает делимость на элементарные линзы. Если плотно покрывать это или другие сечения месторождения квадратными ячейками, то зависимость числа таких ячеек от их размера хорошо аппроксимируется степенной функцией с показателем 1.50-1.56, т.е. эти линзовые структуры также фрактальны.

Таким образом, особенности строения железистых кварцитов хорошо описываются в рамках геометрии фракталов. Определение всех этих размерностей важно уже само по себе, поскольку позволяет классифицировать объекты на количественной основе. Но обнаружение фрактальных свойств заставляет по-новому взглянуть и на генезис железорудных толщ, так как геометрические фрактальные структуры часто представляют собой продукты нелинейных хаотических процессов. В частности, фрактальная слоистая толща может возникнуть в результате хаотической климатической динамики, хаотической автоколебательной реакции с одновременной диффузией реакционного фронта и при механохимической агрегации. Но в любом случае, по-видимому, процесс должен быть детерминированно-хаотическим.

ТИПОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ СРЕДНЕГО ТИМАНА

Л.П.Бакулина (Ухтинский индустриальный институт, Ухта, Россия)

Средний Тиман - один из новых и малоизученных районов проявления кимберлитового вулканизма, поэтому комплексное исследование минералов-спутников алмаза из коренных источников и их сравнительная характеристика с минералами других алмазоносных провинций мира имеет принципиальное значение для оценки перспектив алмазоносности этого региона.

В тиманских кимберлитах установлен весь комплекс типоморфных минералов и глубинных включений, характерных для кимберлитов других алмазоносных регионов. В них отчетливо намечаются два типа минеральных ассоциаций: 1-оранжевый гранат-омфацит-пикроильменит-рутил; 2-оливин 1-хромистый пироп-хромшпинелид-хромдиопсид-циркон-муассанит.

Первая ассоциация (ксенолиты эклогитов), по Pt-параметрам, имеет мантийное происхождение, но связана с самыми верхними горизонтами мантии.

Вторая ассоциация отвечает лерцолитам. Лерцолитовый парагенезис самый низкотемпературный в поле устойчивости алмаза. Он наиболее характерен не для монокристаллов, а для поликристаллических агрегатов алмазов.

II-36

ГЕНЕЗИС ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

БАРАБАНОВ В.Ф. (СПбГУ, Санкт - Петербург, Россия)

Процесс формирования кварц - вольфрамитовых жил есть процесс сложного и противоречивого взаимодействия системы: минералообразующий раствор - вмещающая порода. В процессе такого взаимодействия в этой динамичной системе все время что-то возникает и что-то исчезает, минералы, образующиеся в зоне трещинообразования, в зависимости от тектонического режима этой зоны или только перекристаллизовываются или перекристаллизовываются и сегрегируют вплоть до образования мономинеральных скоплений и участков, состоящих из кварца, слюды и др. минералов.

При таком понимании генезиса месторождений рудные тела (жилы, грейзены, скарны, скопления) оказываются не причиной, а следствием околорудного метасоматически - конкреционного преобразования вмещающих пород.

Ведущим механизмом в процессе метасоматического преобразования породообразующих минералов, перекристаллизации и сегрегации вновь возникающих фаз, в растворении, выносе и конкреционном переотложении их в жильных трещинах является трещинообразование. Поэтому параметры, характеризующие состояние минералообразующих растворов T, P, C, pH, Eh и др., а также формы нахождения элементов и формы их переноса в этих растворах изменчивы, и они не могут быть пока выражены определенными значениями. Можно говорить в настоящее время лишь об интервалах этих значений для времени выделения того или иного минерала - слюды, берилла, флюорита, апатита, вольфрамита, кварца, сульфидов, полевых шпатов, карбонатов и др.

При всех перечисленных процессах вырисовывается огромная, а может быть, и решающая роль мобилизации минерального (в том числе рудного) вещества из вмещающих пород при их метасоматическом преобразовании гидротермальными (поровыми) растворами.

БАДДЕЛЕИТ - ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ГЕОХРОНОМЕТР ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНЫХ ИНТРУЗИЙ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. (Геологический институт, Кольский научный центр РАН, Апатиты, Россия)

Бадделеит (ZrO_2) совместно с цирконом используется в U-Pb геохронологии в лабораториях Канады, США и Европы (Heaman & Le Cheminant, 1993; Premo et al., 1990; Rieschman, 1995; и др.) и является более акцессорным, чем циркон. Впервые в платинометалльных интрузиях восточной части Балтийского щита бадделеит был выделен в габбро-норитах горы Генеральской (подошвы Печенги), анортозитах Федорово-Панского массива, хромитовом и анортозитовом горизонтах Имандровского лополита (Северный пояс интрузий).

В анортозитовых горизонтах бадделеит представляет самостоятельные кристаллы размером от 70 до 100 μм с примазками кремнезема. В габбро-норитах интрузии горы Генеральской бадделеит был обнаружен только внутри зерен цирконов в виде пластинчатых, угловатых и округлых включений от 20 до 50 μм.

На примере датирования разных пород Федорово-Панского массива U-Pb методом по циркону и бадделеиту была выявлена длительность процессов формирования интрузии. U-Pb изохронный возраст по цирконам из габбро-норитов нижнего расслоенного горизонта (рифа) - 2491±1.5 млн лет, пегматитового габбро-норита - 2470±9 млн лет (Баянова и др., 1994). Для анортозитов верхнего расслоенного горизонта получен U-Pb возраст по бадделеиту и циркону - 2449±12 млн лет (Баянова и др., 1995). Можно отметить что точки бадделеита наиболее близконкордантны. Эти U-Pb возрастные данные по циркон-бадделеитовому геохронометру показывают, что продолжительность процессов кристаллизации габбро-норитовой магмы была около 20 млн лет, дополнительная инъекция анортозитового вещества происходила 20-25 млн лет позднее.

Финская (Койлисмаа, Няранкаваара, Пеникат) и Олангская (Кивакка, Ципринга, Луккулайсваара) группы расслоенных базитовых интрузий Южного пояса по изотопным данным сформировались позднее почти на 50 млн лет (Alapieti et al., 1990).

Работа выполнена при финансовой поддержке Россиского Фонда Фундаментальных Исследований (№ 95-05-15203 и №95-05-15206).

Белковский А.И, Белковская Я.А, Голованов О.В. (Имин УрО РАН,Миасс,Россия)

КОЛЫВАНОВСКОЕ МЕДНО-ВОЛЬФРАМОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ: ОТКРЫТИЕ, ЗАКРЫТИЕ И ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ РЕАНИМАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В 1723 -1726 годах Акинфием Демидовым был основан первый на Алтае Колывано-Воскресенский завод для переработки окисленных медных руд Колывановского месторождения. Вольфрамит на месторождении установлен в 1757 году Ренованцем, а в 1934 году И.С.Цейклиным была доказана промышленная значимость вольфрамового оруденения. Месторождение связано с системой кварцевых жил, залегающих в дайке среднепалеозойских микроаплитов. С 1935 года начинает работу обогатительная фабрика с производительностью 90 тонн кварцево-жильной массы в сутки. С 1935 по 1960 год северная и центральная части месторождения разработаны до глубины 200-250 метров 4 и 5 горизонтами соответственно. За указанный период добыто 2,5 тыс. тонн рудного концентрата при содержании WO_3 в нем 0.30 мас.%. В кварцевых жилах с вольфрамитом ассоциируют галенит, сфалерит, халькопирит, висмутин, айкинит, зелегманит (установлен авторами), ветихинит. В сульфидных концентратах установлены: индий-80-100 г/тн; Cu-14-16%, Zn-1-3%, Bi- 0.8-1.0% (Булатов, 1958). Решением Алтайского совнархоза от 1.04.1960 года Колывановский рудник поставлен на консервацию и соотвественно 4 и 5 горизонты месторождения оказались очень быстро затопленными.

В 1992 году на Колывановском месторождении авторами проведен ряд работ, результаты которых сводятся к следующему. Промышленнные концентрации вольфрамита остались только в южной части месторождения, к сожалению крайне слабо разведанного. Особый интерес вызывает западный фланг Колывановского месторождения, где наравне с традиционным кварцево-грейзеновым типом оруденения известны скарны с шеелитом (Романович, Некрасова, 1975). Именно эти объекты пока являются единственными реальными источниками вольфрамовых руд в Колывановском горнорудном районе.

ТЯЖЕЛЫЕ МЕТАЛЛЫ В ПОЧВАХ ТЕХНОГЕННЫХ ЗОН ИРКУТСКО-ШЕЛЕХОВСКОГО РАЙОНА

Белоголова Г. А.*, Арсентьева А. Г., Бродовикова Ю. А. (Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия)

Получены данные о распределении химических элементов на 60 почвенных разрезах, расположенных по профилю, пересекающему Иркутско-Шелеховскую промышленно-селитебную зону. По отдельным характерным почвенным разрезам изучены формы нахождения 16 химических элементов в различных горизонтах с использованием метода постадийных вытяжек и атомно-абсорбционного анализа.

Максимальные содержания элементов в почвенных разрезах, мг/кг.

Элементы	Иркутск		Шелехов, алюмин. завод		Загородная зона	
	A_0A_1	B	A_0A_1	B	A_0A_1	B
Pb	200	40	150	40	100	35
Cd	0.35	0.09	0.18	0.15	0.03	0.09
Hg	0.18	0.03	0.05	0.03	0.10	0.10
Be	10	6	15	6	2	6
F	500	500	4950	600	350	520

В результате проведенных работ установлены следующие основные закономерности : 1. В почвах техногенных зон тяжелые металлы концентрируются в верхних обогащенных органическим веществом горизонтах. 2. Накопление тяжелых металлов в гумусовом горизонте и в сопряженном с ним более глубоком интервале почв указывает на природный источник. Такое распределение наблюдается по Hg над тектонической зоной в загородной части района. 3. Несмотря на крепкие связи тяжелых металлов с органическим веществом , отмечается увеличение содержаний первых трех наиболее подвижных форм с увеличением их валовых содержаний в почве и кислотной реакции среды.

II-40

ЖИЛЬНОЕ ПОЛЕ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ ИЛЬМЕНСКИХ ГОР.

Белогуб Е.В. (ИМин УрО РАН, Миасс, Россия)

Гранитные амазонитовые пегматиты Ильменских гор как источник ювелирного и камнесамоцветного сырья известны с конца XVIII столетия. Работами Л.К.Богомоловой, Б.К.Макарочкина, В.О.Полякова, В.А.Попова, В.И.Поповой, А.А.Леванова показано широкое распространение различных в в минералогическом и геохимическом плане гранитных пегматитов в Ильменских горах.

Наиболее древними гранитными пегматитами в Ильменогорской структуре являются плагиопегматиты, которые могут быть отнесены к керамической формации. Их образование связано с процессам площадной плагиогранитизации раннеордовикского возраста. Жилы незональны, недифференцированы. Характерные акцессории - магнетит, бетафит, алланит.

Слабодифференцированные мозаичные жилы керамических пегматитов принадлежат к чашковскому палингенно-метасоматическому гранитному комплексу нижнего ордовика. Субсогласные и секущие жилы залегают в породах ильменогорской толщи и пространственно связаны с дайками гранитного состава. Для этих жил характерны гранат, магнетит, алланит, реже - самарскит, бетафит, колумбит, титанит, в одной жиле найден берилл.

Редкометально-мусковитовые пегматиты связаны с увильдинским гранит-адамеллитовым комплексом среднего ордовика, образуют несколько жильных полей в экзоконтакте интрузивного массива. Жильные поля зональны: степень развития пегматитов увеличивается с удалением от массива. Жилы дифференцированы, зональны, реже - мозаичны, рассекают метаморфиты. Типоморфный набор акцессорных минералов - колумбит, монацит, ксенотим, реже - самарскит, силлиманит и другие, всего около 40 минеральных видов. Наиболее минерализованные жилы содержат турмалин, берилл, танталит, триплит или комплекс литиево-глиноземистых слюд, топаз и рубеллит. Минеральный состав жил зависит от типа вмещающей породы.

Наиболее известные амазонитовые пегматиты рассекают породы образуют несколько жильных полей в южной и средней частях заповедника. Материнских интрузивов для них не выявлено. Возраст определен как верхняя пермь - нижний триас. Жилы дифференцированы, зональны. Для них характерны минералы Be (берилл, фенакит, гельвин), F (топаз, фторалюминаты), Li- и F- содержащие слюды, турмалин, также присутствуют минералы Nb, Ta, TR - самарскит, колумбит, монацит, иксиолит, ильменорутил, всего более 70 видов.

Таким образом, минералогическое своеобразие Ильменских гранитных пегматитов определяется 1) геохимическим влиянием вмещающих пород, 2) наложением процессов региональной фенитизации на более древние гранитоиды, 3) особенностями материнских интрузий и глубинных очагов.

ВОЗРАСТ И ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ О. ГОГЛАНД (ВЫБОРГСКИЙ МАССИВ, РОССИЯ)

Беляев А.М.*, Шебанов А.Д. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия), Богданов Ю.Б. (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия), Левченков О.А. (ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия)

Вулканиты острова Гогланд по геологическим и геофизическим данным приурочены к южной границе Выборгского массива (ВМ) гранитов рапакиви. Субгоризонтально залегающая толща (до 110 м по мощности) гранит-порфиров, кварцевых порфиров и базальтовых порфиритов, с кварцевыми конгломератами в основании, с угловым несогласием перекрывает Свекофеннские супракрустальные толщи. Базальтовые порфириты слагают в нижней части разреза маломощные горизонты (до 10 м по мощности) в которых наблюдается шаровая отдельность.

U-Pb изохронное датирование цирконов из нижних горизонтов гранит-порфиров показало возраст 1638 +/-4 млн лет, совпадающий с возрастом гранитов рапакиви и диабазов из массивов Суоминниеммн (СМ) и ВМ. Гранит-порфиры имеют ϵNd=- 1, как и граниты рапакиви ВМ и СМ.

Петрохимические данные показывают, что по содержаниям основных породообразующих окислов (за исключением щелочей) гранит-порфиры и кварцевые порфиры близки к овоидным амфибол-биотитовым гранитам ВМ. Вместе с тем, гранит-порфиры характеризуются повышенными содержаниями K_2O (до 8,3%) и пониженными Na_2O (до 0,2 % и ниже) при чрезвычайно высоких отношениях K_2O/Na_2O от 6 до 20 и более, тогда как в гранитах рапакиви это отношение редко превышает 2.

Базальтовые порфириты по содержаниям основных породообразующих окислов близки и к более ранним, чем граниты рапакиви, габброидам интрузии Ловас-ярви (ВМ), и к более поздним диабазам даек пересекающих биотитовые граниты ВМ и СМ. Петрохимической особенностью базальтовых порфиритов, отличающей их от габброидов и диабазов, является сильно варьирующее и часто повышенное отношение K_2O /Na_2O (1 - 20).

По содержаниям и характеру распределения РЗЭ гранит-порфиры идентичны с ововоидными фаялит- пироксен- и амфиболсодержащими гранитами ВМ и СМ. Спектры РЗЭ в базальтовых порфиритах аналогичны спектрам ранних габброидов и поздних диабазов из даек ВМ и СМ.

Таким образом, геохронологические и изотопно-геохимические данные указывают на единую формационную принадлежность бимодальной вулканической серии о. Гогланд и габбро-анортозит рапакиви гранитов ВМ и СМ.

Работа была выполнена при финансовой поддрежке ISF (grant RI E000) и РФФИ (грант № 94-05-17033 и грант № 95-05-15305)

II-42

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: ДОСТИЖЕНИЯ И ВОПРОСЫ.

Бискэ Г.С. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

1. Датировки, полученные для раннего офиолитового комплекса, а также наиболее древних пелагических осадков Южной Ферганы - Кызылкумов указывают на раскрытие Южнотяньшаньского (Туркестанского) океанического бассейна, начиная с раннего ордовика , то есть одновременно с Уральским.

2. Имеются, однако, признаки существования в Тяньшаньском регионе более раннего (Палеоазиатского?) океана, к ним относятся: присутствие допалеозойских цирконов в метабазальтах Южной Ферганы , предкембрийской рифтовой (Айрансуйской) серии на северной окраине Тарима, дифференцированый состав вулканитов в последовательности морских отложений кембрия.

3. Среди вулканитов силура - начала девона несомненно присутствуют островодужные серии, что согласуется с проявлениями складчато-надвиговой тектоники и обильным появлениям вулканичеекого материала в флишевых отложениях. Переход от раскрытия (спрединга) к сжатию и сокращению океанического пространства фиксируется в тот же период и на Урале.

4. Однако, более поздние девонские (- нижнекаменноугольные?) вулканиты всего Южного Тянь-Шаня в отличие от одновозрастных с ними островодужных Уральских (Магнитогорский синклинорий и др.) имеют внутриплитное происхождение, что следует из их химического состава и залегания поверх пелагического осадочного чехла.

5. В истории вулканогенно-плутонических поясов позднего палеозоя, обрамляющих коллизионные сооружения Южного Тянь-Шаня, обособляются: 1) стадия активной окраины, существенно андезитовая; 2) коллизионная стадия. К первой (320-300 млн. лет) относится внедрение гранитоидов I-типа и раскрытие вторичного субокеанического бассейна (задугового ?) в Гиссарском регионе. Ко второй (290-270 млн.лет) относится основная масса разнообразных гранитоидов I, S-типов , а главным образом с промежуточной или нопределенной геодинамической характеристикой, что можно связывать с субдукцией фрагментов как океанической, так и континентальной коры. Нет пока удовлетворительного объяснения тому, что "анорогенные" гранитоиды проявляются одновременно и в той же ситуации, а в некоторых случаях имеют и раннеколлизионный (около 300 млн. лет) изотопный возраст.

МЕТАСОМАТОЗ И ТРОПОСОМАТОЗ - ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ ЗАМЕЩЕНИЯ В ПРИРОДЕ

Боголепов В.Г. (ТулНИГП, Тула, Россия)

В химии известны два типа реакций [1]: *обычные* в подвижных средах и *топохимические,* протекающие в случае, если какой-либо один или несколько ионов жестко закреплены в кристаллической решетке исходного неустойчивого минерала. По соотношению констант скоростей диффузии одного из реагирующих ионов в растворах (β) и скоростью акта химической реакции (К) при топохимической реакции выделяется [2, 3] две области фронта взаимодействия: *кинетическая*, когда К << β, и *диффузионная,* когда β << К. В кинетической области все реакции протекают в монослое кристаллической решетки исходного минерала, давая псевдоморфозы замещения. В диффузионной области все реакции гомогенные, т.к. протекают в растворе, но в непосредственной близости от исходного минерала, образуя гранобластовый агрегат. Причины начала процессов замещения электрохимические [4]. С течением времени топохимические реакции из кинетической области фронта замещения переходят в диффузионную. Развивая представления Д.С.Коржинского и Н.И.Наковника о том, что в природе могут идти разные типы замещения - *метасоматоз* и топохимическую реакцию - *тропосоматоз.* Такое деление поддержано акад. Ф.А.Летниковым [5]. Явления метасоматоза и тропосоматоза необходимо рассматривать на трех уровнях: элементарного акта реакции (минерала), горной породы и наименьшей структурно-вещественной единице (рудогена) [6]. Геологическое обоснование такому делению дано нами ранее [7].

Литература

1. Эмануэль Н.М., Кнорре Д.Г. Курс химической кинетики. М.: Высшая школа, 1969.

2. Розовский А.Я. Кинетика топохимических реакций М.: Химия, 1974.

3. Франк-Каменецкий Д.А. Диффузия и теплопередача в химической кинетике. М.:Наука, 1967.

4. Боголепов В.Г.//Проблемы металлогении Казахстана. Алма-Ата: Наука,1983. С.131-154

5. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992.

6. Боголепов В.Г. ЗВМО, 1982. № 2. С. 137 - 149

7. Боголепов В.Г.//Минералогия и генетические особенности месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1975. С. 4 - 37.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ И РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ КАЗАХСТАНА И СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

Боголепов В.Г., Панычев И.А.* (ТулНИГП, Тула, Россия)

В Казахстане и на Северо-Востоке России развиты два основных типа гранитных пегматитов - с кристаллосырьем и редкометальные. Они возникли в связи с поздне-посторогенными интрузивами лейкогранитов и биотитовых гранитов [1, 2].

В Казахстане пегматиты с кристаллосырьем приурочены к пологосклонным куполам в гранитоидах с повышенной газонасыщенностью [3]. На основании экспериментов и текстурно-структурных наблюдений предполагается, что образование пегматитов происходило в локальных участках скопления летучих в результате переплавления аляскитов, в которых возникало избыточное давление. Объем расплава по сравнению с аляскитами увеличивается на 10%, чему соответствует и объем погребов. Давление в погребах составляло 20 - 40 МПа [4, 5].

Редкометальные пегматиты Казахстана зональны, формируются в линейных структурах в роговиковой зоне гребней гранитных куполов. Свиты пегматитов и метасоматитов связаны общей зональностью, возникшей в три этапа [6]. Расплавы-растворы образуются по механизму фильтр-прессинга [7] из кристаллизующихся магм. В образовании пегматитов участвуют подземные воды [8].

В схожих условиях Р-Т на Северо-Востоке России сформированы гранитоиды близкого состава с казахстанскими. В их куполах и роговиковых зонах развиты пегматитовые поля.В гранитах,образовавшихся в гипабиссальных условиях (0,5-3км), пегматиты хрусталеносны. Пегматиты горстовых поднятий мезоабиссальных глубин (5,0 - 6,0км) зональны, редкометальные [2, 9].

Литература

1. Боголепов В.Г.ЗВМО, 1992. № 3.

2. Панычев И.А., Трунилина В.А. Новости геологии Якутии. Вып. 3. Якутск, 1973.

3. Захарченко А.И. Геохимия, 1964. № 11. 4. Захарченко А.И. Тр. ВСЕГЕИ, 1968. Т.162. Вып.1. 5. Захарченко А.И. Тр. ВСЕГЕИ, 1975. Т.249, вып.2.

6.Колесник А.П.//Основы и принципы прогнозирования поисков и оценки гранитных пегматитов. Алма-Ата, 1982.

7. Смит Ф.Г. Физическая геохимия М.:Недра, 1968.

8. Боголепов В.Г. ДАН АН СССР, 1974. Т.214, №2.

9.Генкин П.О., Панычев И.А., Придатко М.Р. Матер. по геол. и пол. ископ. СВ СССР. Вып.24 Магадан, 1978.

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ТЕРРИГЕННЫХ БАССЕЙНОВ В МЕЗОЗОИДАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ.

Бондаренко Г.Е., Геологический институт РАН, Москва, 109017, Пыжевский пер., 7.

В мезозоидах северо-востока Азии известны PZ_2-MZ терригенные палеобассейны, сформированные на пассивных континентальных окраинах и в пределах конвергентных границ литосферных плит. В терригенных комплексах этих бассейнов реконструируются доскладчатые и синскладчатые деформации. В бассейнах пассивных окраин (Северное Верхоянье, Приколымье) к доскладчатым относятся деформации конседиментационных сбросов и подводных оползней. Синскладчатые деформации представлены структурными парагенезами нескольких этапов. Ранние связаны с послойными срывами, по которым происходила флюидная разгрузка. Практически одновременно возникал проникающий кливаж. В ходе возрастания сжимающих напряжений формировались складки различной морфологии с кливажом осевой плоскости. Стиль складчатости в шельфовых и турбидитовых комплексах различен. Формируется "деколлемент" с оперяющими дуплексами на границе терригенных толщ и фундамента. На начальных стадиях этого этапа образовались покливажные нептунические песчаные дайки. В случаях, когда палеобассейн разделял континентальные блоки (Сугойский прогиб), стиль синскладчатых деформаций может быть иным. Выявлены сдвиговые зоны с разнонаправленной вергентностью в бортах (структуры типа "пальмовой ветви") и признаками вращения тектонических блоков. В бассейнах палеоконвергентных границ (Тайгонос) более пестро проявлены доскладчатые структурные парагенезы. Реконструируются поля напряжений, возникших на стадии осадконакопления (ранние послойные срывы и более поздние сопряженные системы синосадочных нептунических даек), а также подводно-оползневые деформации. В ходе складчатости возникали проникающий кливаж осевой плоскости, напряженные складки, а также поздние покливажные нептунические дайки. Таким образом, намечается отличие в структурной эволюции двух типов терригенных бассейнов. Для пассивных окраин поля напряжений до- и синскладчатого этапов развития кардинально отличаются. Для бассейнов конвергентных границ характерна перманентность проявления деформаций, их временная унаследовательность и значительно большая интенсивность.

II-46

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ Pb-Zn ЖИЛЬНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ТЕЛ

Борисов М.В., Кудрявцев К.Ю. (МГУ, Москва, Россия)

Проведено сопоставление соотношений содержаний Zn, Pb и Cu в жилах и сопряженных ореолах месторождений Холст, Архон, В.Згид Садонского рудного района (Сев.Осетия). Использованы данные опробования 24 разрезов вмещающих оруденение гранитов и валовых проб рудных жил, примыкающих к ореолам. Распределение Zn, Pb и Cu во вмещающих гранитах (шаг опробования - 2-5 см; длина разреза - 2-3 м и часть до 20 м) определялись по данным более 1200 анализов.

Установлено, что наиболее распространены ореолы с преобладанием Zn (70%). В сопряженных интервалах жил распространенность соотношений с преобладанием Zn и Pb одинакова. Только для 25% сечений "жила-ореол" установлен однотипный характер соотношений элементов. Преобладание Zn в ореолах отмечено на всех опробованных горизонтах Холста, на средних горизонтах Згида и Архона. Нижние горизонты Згида характеризуются преобладанием Pb в ореолах на фоне общего снижения содержаний металлов (до отрицательных аномалий по Zn).

Низкая коррелируемость распределений металлов в жилах и ореолах, преобладание в ореолах Zn позволяет предположить: 1. концентрация Zn в рудоносном растворе была выше Pb и Cu, поэтому он мог значительнее других металлов накапливаться в ореолах; 2. в жилах происходит частичное или полное переотложение вещества по направлению движения флюидов и это объясняет низкую коррелируемость соотношений металлов в жилах и ореолах (в большей части ореолов происходит накопление металлов); 3. на месторождениях Холст и В.Згид нижние горизонты вскрывают различные интервалы рудообразующей системы: Холст - средняя часть, В.Згид - интервалы близкие к корневым.

Проведено термодинамическое моделирование, описывающее образование жил выполнения при охлаждении рудоносных флюидов, формирующихся в корневой части гидротермальной системы. Расчеты проведены по программе GBFLOW (версия GIBBS, использующая метод многоволновых ступенчатых проточных реакторов) для T=150-400°C и P=1 кбар, методика моделирования описана в [1]. Информация для 82 частиц водного флюида и 54 минералов для соответствующих T и P взята из базы данных UNITHERM [2]. Результаты расчетов по многим параметрам соответствуют геохимическим наблюдениям на месторождениях.

Финансирование - грант 96-05-64887 и 96-05-64376 РФФИ.

Литература. 1. Borisov M.V., Goreva Yu.S., Shvarov Yu.V., 1995. Proc., VIII Int.Symp. Water-Rock Interaction (WRI-8), Rotterdam, 717-720. 2. Shvarov Yu.V., 1992. Abstr., 2 Int.Symp. Thermodynamics of Natural Processes, Novosibirsk, 51.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОКОЛОЖИЛЬНОМ ПРОСТРАНСТВЕ Pb-Zn МЕСТОРОЖДЕНИЙ

(геохимические данные и термодинамическое моделирование)

Борисов М.В., Лишанская Е.Ю. (МГУ, Москва, Россия)

Изучены распределения Zn, Pb и Cu в ближнем околожильном пространстве 8 рудных тел месторождений Холст, Архон, Верхний Згид. Использованы данные детального опробования 24 разрезов вмещающих оруденения гранитов (11 - Холст, 4 - Архон, 9 - В.Згид). Средний шаг опробования - 5 см (от 2 до 7 см), средняя длина разреза - 2-3 м и часть до 20 м. Сопоставление проведено по более 1200 анализов, составляющих 72 выборки (3 элемента в 24 разрезах).

Установлено, что все изученные распределения металлов можно разделить на два типа: А - ореолы с характером распределения близким к экспоненциальному; Б - ореолы с распределением иного типа (максимумы содержаний металлов сдвинуты в глубь породы). На изученных месторождениях преобладают ореолы Б-типа (80% выборок или 57 из 72). Отсутствуют ореолы, в которых для всех трех металлов был бы только А-тип распределения. Обычно в ореолах имеется несколько интервалов аномальных содержаний. До 15% выборок представляют ореолы (А и Б типов) со средними содержаниями на уровне фоновых. Для нижних горизонтов месторождения В.Згид характерны отрицательные аномалии в распределениях Zn .

Преобладание распределений Б-типа позволяет предположить, что при рудообразовании происходила смена рудоносных растворов на безрудные. Взаимодействие этих растворов с ранними ореолами А-типа приводит к их изменению до Б-типов (в зависимости от преобладающего механизма массообмена возникают ореолы переотложения или ореолы разрушения). Смена рудоносных растворов безрудными возможно происходила несколько раз в течение продуктивного этапа развития гидротермальной системы. Специфическое распределение металлов в ореолах нижнего горизонта месторождения В.Згид позволяет отнести эту область к зоне стягивания флюидных потоков, где происходил предпочтительный вынос металлов (главным образом цинка) и образовывались ореолы выщелачивания.

Выполнены термодинамические расчеты, описывающие образование рудоносных растворов в корневых частях гидротермальной системы за счет реакции первичных безрудных растворов с гранитами (программа GBFLOW; метод многоволновых ступенчатых проточных реакторов). Установлено, что подвижность металлов в областях стягивания флюидных потоков различна. Первым выщелачивается Zn, затем Pb и Cu. Эти данные принципиально соответствуют геохимическим наблюдениям.

Финансирование - гранты 96-05-64887 и 96-05-64376 РФФИ.

РЕНТГЕНОЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ КВАРЦА СЛЮДОНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ (МАМСКО-ЧУЙСКИЙ РАЙОН)

Борозновская Н.Н., Небера Т.С., Печенина О.В. (ТГУ, Томск, Россия), Сапожникова Л.Н. (ВИМС, Москва, Россия)

1. С целью исследования типоморфных особенностей рентгенолюминесценции (РЛ) кварца и выявления новых поисково-оценочных критериев на мусковитовое сырье изучены спектры РЛ кварца из пегматитовых жил Колотовского месторождения различной слюдоносности. Для всех полос излучения рассмотрен кинетический параметр – зависимость интенсивности излучения от времени рентгенизации ($K = \Delta J/\Delta t$, где ΔJ – приращение интенсивности в течение определенного времени, а Δt – промежуток времени рентгенизации). Получены спектры РЛ прокаленных и γ – облученных проб кварца.

2. Исследуемые спектры РЛ содержат полосы излучения, приписываемые SiO_4^{3-}/Na^+ (390–420 нм), AlO_4^{4-}/Na^+ (430–450нм), AlO_4^{4-}/Li^+ (450–520 нм) и Mn^{2+}(570–610 нм). Параметр К имеет низкие, иногда отрицательные значения для центра SiO_4^{3-} и положительные для AlO_4^{4-}. Причем наибольшее значение данного параметра отмечено в диапазоне 500–520 нм. Неоднозначность параметра К в области 450–520 нм для одного и того же образца свидетельствует о неэлементарности данной полосы. Спектры РЛ прокаленных и облученных проб характеризуются единственной весьма интенсивной полосой с максимумом на λ = 365 нм. Установлено, что параметр К в данном случае имеет отрицательные значения. Центрами, ответственными за это излучение, могут быть дефекты типа AlO_4^{4-}/H^+.

3. Основную информацию в плане типоморфизма и поисково – оценочных признаков несут центры AlO_4^{4-} с различными компенсаторами. Высокая интенсивность излучения, сдвиг максимума полосы излучения в длинноволновую область (500–520 нм) с заметным его усилением при увеличении времени рентгенизации скорее всего связаны с изменением структуры центра, с его разрыхлением (возможно, за счет вхождения гидроксильных групп). Подобные свойства могут быть следствием изменения кислотно-щелочного режима на стадии мусковитообразования.

4. Кварц продуктивных жил с повышенным содержанием мусковита выделяется по высокой суммарной РЛ и значительному положительному параметру К для полосы 490–520 нм. Кроме того, спектры РЛ прокаленного и γ – облученного кварца из жил повышенной слюдоносности выделяются высокой интенсивностью РЛ AlO_4^{4-}/H^+ (365 нм).

ЭВОЛЮЦИЯ ПЛАТФОРМЕННОГО МАГМАТИЗМА В МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. (Институт геологии ОИГГМ СО РАН, г.Новосибирск)

Среди проявлений щелочного ультраосновного магматизма на Сибирской платформе особое место занимает Маймеча-Котуйская провинция, выделяясь масштабами и фациальным разнообразием магматических образований в период раннетриасовой активизации кратона.

Здесь, на севере Сибирской платформы на площади примерно равной 75000 кв.км развита мощная (до 3 км) толща вулканогенных пород, сложенная преимущественно ультраосновными и основными лавами различной щелочности (меймечитами, щелочными пикритами, нефелинитами, мелилититами, трахибазальтами, шошонитами, базальтами и т.д.); присутствуют многочисленные интрузивные комплексы ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами; дайки и трубки кимберлитов.

Наблюдаемая последовательность формирования магматических образований (вулканиты, интрузивные комплексы, гипабиссальные тела, кимберлиты) и имеющиеся датировки последних лет (Basu et.al., 1995; Arndt et.al., 1995) свидетельствуют о том, что эволюция магматизма происходила в короткий интервал времени (1-10 млн.лет) одновременно с излияниями платобазальтов на всей территории платформы, но в особых геодинамических условиях для данного сектора кратона.

Четко проявляется тенденция смены щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма толеит-базальтовым и снова щелочным и щелочно-ультраосновным. Такая эволюция щелочной специфики магматизма следится и к западу вплоть до Норильского района, но в этом направлении происходит постепенное замещение щелочного магматизма толеитовым.

Особенности эволюции магматизма провинции связаны с ее геотектоническим положением на периферии платформы в зоне захороненного Котуйского авлвкогена (Милановский,1983), приуроченного к древней неоднократно подновлявшейся шовной структуре, известной как Таймыро-Байкальский линеамент. В раннетриасовое время, в период общей тектономагматической активизации Сибирского кратона, в Маймеча-Котуйской провинции под воздействием поднимающегося плюма на месте древней рифтогенной структуры сформировалась высокопроницаемая зона, дренирующая магматические очаги глубинного заложения, с чем и связываются интенсивные проявления щелочного магматизма.

II-50

ФРАГМЕНТЫ ПЕРВИЧНОГО КОНТАКТА ГИПЕРБАЗИТОВ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ В АГАРДАГСКОМ МАССИВЕ (ЮЖНАЯ ТУВА)

Велинский В.В., Банников О.Л., Пальчик Н.А., Столповская В.Н.
(ОИГГМ СО РАН, Новосибирск, Россия)

Контакты гипербазитов с вмещающими их породами обычно имеют дизъюнктивный характер, что не дает возможность однозначно определить время становления массивов и возраст ультрамафитов. Определения же абсолютного возраста этих пород пока затруднительно из-за особенностей их минералого-петрохимического состава.

В Агардагском массиве на юге Тувы, залегающем в зоне одноименного глубинного разлома, обнаружен фрагмент не нарушенного дизъюнктивом контакта серпентинитов с вмещающими их песчано-сланцевыми отложениями. Осадочные породы изменены в условиях зеленокаменной фации и связаны постепенными переходами через серпентин-хлоритовые сланцы с массивными серпентинитами.

Детально изучен химический состав хлорита - сквозного для осадочных пород и серпентинитов минерала. Установлено, что при приближении к контакту с серпентинитами хлорит становится более магнезиальным и глиноземистым и менее железистым. Геохимические иследования пород по разрезу показали идентичность качественного и количественного состава малых и рассеянных элементов как в серпентинитах, так и во вмещающих их отложениях.

По результатам проведенных петрографических и геопетрохимических исследований дана генетическая интерпретация установленных фактов и предлагается модель гидротермально-метасоматического происхождения серпентинитов по морским осадкам смектитовой фации. Позже серпентиниты послужили матрицей, по которой в процессе дегидротации образовывались пироксен-оливиновые минеральные парагенезисы, приводящие к формированию дунит-гарцбургитовых комплексов пород массива. Эти превращения обусловлены воздействием на серпентиниты более поздних интрузий основного состава и процессов динамометморфизма. Они привели к тому, что на современном эрозионном уровне ультрамафиты приобрели современный облик и являются собственно метаморфогенными образованиями (метаперидотиты).

Часть авторов работает при поддержке РФФИ, проект № 94-05-16537а

РУДНО-МАГМАТОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ В ПЛЮМТЕКТОНИКЕ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО УРАЛА)

Виноградов А.М. (ИГ УрО РАН, г. Екатеринбург)

Сформирована априорная модель, раскрывающая механизм плюмтектоники. В её основу положено соединение трех фундаментальных гипотез тектогенеза: ротационное структурообразование, самоорганизация природных систем, флюидо-магматогенных очаговых явлений. Эта модель предусматривает цикличность пликативно-дизъюнктивных и дизъюнктивно-инъективных процессов в тектоносфере , а так же многообразие их сочетаний. Выброс энергии со стороны ядра-нижней мантии имитирует в модели прохождение плюмтектонических явлений, выражаемых в коро-мантийном диапиризме. Дальнейшее развитие инициируемой плюмом области прослеживается по классической схеме (Белоусов В.В.: К-кора, М-мантия, Г-горячая, Х-холодная): ...(ХК-ГМ)-(ГК-ГМ)-(ГК-ХМ)-(ХК-ХМ)... Каждому циклу отвечает свой каркас разнопорядковых тектоно-магматических и рудоносных структур, образующих во времени и пространстве соединения, пересечения, наложения, а из этого множества можно подобрать вариант, согласованный со строением конкретного района.

На примере Южного Урала выполнено такое теоретическое согласование. В результате показана связь строения территории с впервые выделенным по комплексу геолого-геофизических данных супер-диапиром, эпицентр которого (палеозойский выброс плюма) расположен в районе озера Балхаш. С новых позиций проведено тектоническое районирование Южного Урала с выделением зон отвечающих подошве, кровле и висячему борту диапира. Каждая зона имеет своеобразный каркас тектоно-магматических структур и соответствующую металлогеническую специализацию. Наиболее продуктивные рудоносные участки - рудные узлы, отмечаются очаговой радиально-кольцевой структурой распределения характеристик геополей, а на глубине, судя по данным разночастотной сейсморазведки, имеют ярусные купольные воздымания упругих границ. Такие структуры отвечают локальным проявлениям флюидо-термо-потоков, транспортировавших рудный материал с мантийных глубин.

II-52

НЕЛИНЕЙНАЯЯ ДИНАМИКА НАПРАВЛЕННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ДВУХКОМПОНЕНТНОГО РАСПЛАВА МАГМЫ

Владимиров А.Г., Деч В.Н., Рощиненко О.М. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия, Институт математической геологии,Санкт Птетербург Россия)

Рссматривается модель двухкомпонентного расплава магмы, которая при определенных условиях способна описать механизм возникновения расслоенных интрузий (макро- и микрорасслоенности). Считается, что волна кристаллизации распространяется вдоль оси x и является одномерной . Модель представляет собой связанные нелинейные дифференциальные уравнения в частных производных для концентрации тугоплавкого компонента, температуры расплава и относительной доли твердой фазы. Эти уравнения есть результат усреденения по жидкой и твердой фазам в двухфазной зоне [1,2].

Предполагается, что в равновесном состоянии концентрации одного из компонентов в твердой и жидкой фазах связаны соотношением $C_S/C_l = k(C_l)$, где $k(C_l)$ - коэффициент межфазного распределения, который определяется из равновесной диаграммы состояний и является нелинейной функцией C_l. Скорость роста твердой фазы является также нелинейной функцией от локального переохлаждения.

Для случая протяженной двухфазной зоны с помощью численного моделирования на ЭВМ устанавливаются особенности влияния диффузии и диффузионной релаксации [3] растворенного компонента на процесс направленной кристаллизации. Выявлены возможности возникновения неустойчивости, приводящей к образованию расслоенности застывшей интрузии в направлении распространения волны кристаллизации.

Литература

1.Авдонин Н.А. Математическое описание процессов кристаллизации. “Зинатне”, Рига, 1980.

2.Шарапов В.Н. Черепанов А.Н. Динамика дифференциации магм. “Наука”, Новосибирск,1986.

3.Галенко П.К. К феноменологической теории локально-неравновесной кристаллизации сплавов. ДАН, т.334, №6 стр.707-709, 1994.

К ВОПРОСУ О ФОРМАХ НАХОЖДЕНИЯ ВОЛЬФРАМА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ

Волина О.В. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия).

Вопрос о формах нахождения вольфрама в гидротермальных растворах до сих пор остается дискуссионным. На основе многолетних исследований минерального состава, генезиса и геохимии вольфрамовых месторождений, литературных данных и собственных термодинамических расчетов показано, что в жилах при их раскрытии в условиях перепадов внутреннего давления и активного взаимодействия вольфрамоносного раствора с вмещающими породами наиболее вероятной формой существования вольфрама в растворе является моноформа WO_4^{2-}. Анализ расчетов показал, что важная роль в регулировании кислотности гидротермального раствора принадлежит растворенной в нем углекислоте. Термодинамические расчеты, произведенные для реакций образования вольфраматов железа, марганца, кальция, магния в широкой области температур, давлений, pH среды свидетельствуют о высокой устойчивости кристаллизующихся минералов в присутствии сульфид ионов. Значения констант равновесия изученных реакций в одинаковых физико-химических условиях указывают на последовательное увеличение относительной устойчивости соединений в ряду $MgWO_4$ - $CaWO_4$ - $MnWO_4$ - $FeWO_4$, что совпадает с экспериментальными данными последовательности кристаллизации рассмотренных вольфраматов.

Воронцов А.А.*, Ярмолюк В.В.**, Иванов В.Г.*, Сандимирова Г.П.*, Пахольченко Ю.А.* (* - ИГХ СО РАН, Иркутск, Россия. ** - ИГЕМ РАН, Москва, Россия.)

Геохимическая зональность девонского рифтогенного магматизма тыловой части активной континентальной окраины северо-западной Монголии (по данным о содержаниях редких элементов и изотопов Sr в базитах бимодальных ассоциаций)

1. На территории северо-западной Монголиии девонские бимодальные субщелочной-щелочной базальт - трахитовые, субщелочной базальт - трахириолит - пантеллеритовые вулканические ассоциации и связанные с ними субвулканические субщелочные - щелочные породы широкого диапазона составов по кремнекислотности сформировались в рифтогенных структурах тыловой части активной континентальной окраины (АКО) [1,2]. Среди пород ассоциаций преобладают базиты.

2. Размеры магматического ареала 250 км. ×150 км. По его площади намечается петро-геохимическая зональность, которая выражена в увеличении общей щелочности и содержаний ряда редких литофильных и редкоземельных элементов в базитах ассоциаций вглубь девонского палеоконтинента перпендикулярно границе океан-континент.

3. Распределение базитов с различными изотопными характеристиками стронция по площади - вкрест региональной петро-геохимической зональности, находит свое объяснение в рамках модели зарождения материнских расплавов в мантии с разной степенью первоначальной обогащенности радиогенным стронцием по латерали. Это может быть увязано с причиной возникновения девонского рифтогенного магматизма северо-западной Монголии: растяжением континентальной коры в тыловой части девонской АКО как тектонического результата компенсации напряжений сжатия, возникающих во фронтальной ее части.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований, проект 95-05-15717 а.

Литература

1. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.

2. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В. Девонские магматические ассоциации со щелочными породами северо-западной Монголии. //Геология и геофизика. 1992. № 8. С.62-68.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ОФИОЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ СЕВЕРНОЙ ФЕРГАНЫ (КЫРГЫЗСТАН)

Генералова Л.В., Ковальчук ТИ.А. *(Львовский гос.университет им.И.Франко, Львов, Украина)*

Оифолиты Южно-тяньшаньского пояса в Ферганском и Атойнакском хребтах представлены тремя структурно-вещественными единицами: апогарцбургитовые и аподунитовые серпентиниты (400м), расслоенный комплекс верлит-лерцолит-пироксеновыех габбро (800 м), плутоно-вулканогенная майлисуйская серия (1000-1700м). Время формирования ассоциации - ордовик-срединный девон. В среднем карбоне в виде нескольких пластин она была шарьирована на расстояние нескольких десятков километров на каледонский орогенный комплекс Срединного Тянь-Шаня и затем интрудирована пермскими гранит-порфирами.

Майлисуйская серия сложена двумя толщами. Нижняя (50-850м) представлена апобазальтовыми и апоспилитовыми альбит-хлорит-актинолитовыми и актинолит-цоизитовыми сланцами с прослоями кварцитов, марганцево-железистых брекчий и кремнистых пород. Здесь же присутствуют силлы габбро и габбро-долеритов, составляющие до 30-40% объема толщи. Нижняя толща метаморфизована в условиях высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации. В составе верхней толщи (350-800м) присутствуют апобазальтовые и апоандезитовые эпидот-хлорит-кварц-альбитовые сланцы, ритмиты, яшмы, мраморизованные микритовые и криноидные известняки. Толщи разделены горизонтом (7-100м) офиолитокластовых брекчий лигурийского типа. Нижняя толща прорвана комплексом параллельных даек двух генераций. Дайки первой генерации представлены габбро-долеритами, а более молодые - плагиобазальтами. Рой даек образуют отдельные пакеты шириной 80-120 м при общей протяженности 8 км.

По петро- и геохимическим характеристикам силлы и вулканиты нижней толщи майлисуйской серии соответствуют толеитам срединно-океанических хребтов. Верхняя толща и комплекс параллельных даек дают тренд, близкий к бонинитовой серии. Можно предполагать, что нижняя толща формировалась в условиях медленного спрединга срединно-океанического или окраинного бассейна. Верхняя толща майлисуйской серии и комплекс параллельных даек образовались в результате быстрого повторного спрединга ензиматической островной дуги.

РОТАЦИОННЫЙ РЕЖИМ ЗЕМЛИ И СИНЭРГЕТИКА ЭНДОГЕННОСТИ ЛИСТРИЧЕСКИ-РАССЛОЕННОЙ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Глушницкий О.Т. *(КТУ, Кривой Рог, Украина)*

1) В верхней части земной коры формируются элементарные геодинамические системы (ЭГС), состоящие из **листритов (Л)** - шаровых сегментов литосферного материала, ограниченных снизу круговыми листрическими разломами, и **подлистритных воронок (ПЛВ)**. При тесном взаимодействии двух энергетических полей - земного ротационного и космогенного приливного - в ЭГС происходит разделение Л и ПВЛ, начинающее цикл синергетики диастрофизма. В апогее космогенного прилива в приливных буграх Л тормозятся, а ПВЛ проскальзывают под ними и смещаются к востоку; аллохтонный материал Л (тектогенные пластины, "скибы", меланжи) оказывается западнее. В слабом космогенном поле Л вытесняются из ПВЛ центробежными силами и перемещаются от полярных широк к экваториальным. 3) При вытеснении Л из ПВЛ в каждой ЭГС одновременно создается несколько пространственно сопряженных, но кинематически различных, тектонопарных обстановок: обстановка подвига-надвигания, сжатия-воздымания- на фронтальной стороне Л; обстановка раздвига-опускания, растяжения, соскабливания - в тыльной стороне Л; обстановки правосторонних и левостороннних сдвигов - слева и справа от линии направления перемещеничя Л. 4) ПВЛ, освобождающаяся от Л, локально снижает литостатическое давление над уплотненными корово-мантийными слоями и провоцирует магматизм; она же становится областью седиментации - терригенной, хемогенной, вулканогенной. 5) В качестве крупнейших структур диастрофизма, синергетика которого в фанерозое определялась направленным развитием сопряженных ЭГС "Л-ПЛВ", в пределах Евразии выделяются:

- Скандинавско-Европейская, Урало-Обская, Енивейско-Ленская, Верхояно-Чукотская области приливно-ротационного преобразования тектоносферы, на западе которых размещаются Скандинавский, Уральский, Енисеайский и Верхоянский пояса приливно-ротационного скучивания Л (аллохтонность с востока на запад), а восточнее поясов - сопряженные скучиванию зоны деструкции коры в режиме растяжения;

- Лавразийско-Гондванский пояс центробежно-ротационного диастрофизма (аллохтонность встречная), отделяющий группу лавразийских кратонов от группы гондванских кратонов.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПИРОКЛАСТИТЫ (ВАЛУННЫЕ ЭКСПЛОЗИВНЫЕ ДАЙКИ, ТУФФИЗИТЫ) ПОЛЯРНОГО УРАЛА, КАК ПРОДУКТ ФЛЮИДИЗАТНО-ЭКСПЛОЗИВНЫХ СИСТЕМ

Голубева И.И. (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН,Сыктывкар, Россия)

Интрузивные пирокластиты - это породы обломочного строения, образующиеся в результате эксплозий, протекающих внутри Земной коры, способные за счет процессов флюидизации интрудировать в в вышележащие толщи и давать интрузивные тела - дайки, жилы, диатремы, силлы, а при выходе на поверхность - пирокластитовые потоки пелейского типа. На Полярном Урале интрузивные пирокластиты генетически связаны с Лемвинским трещинным плутоном и его комагматами. Они образуют в краевых частях гранитного плутона чехлы облекания, которые имеют неоднородное строение - внешняя часть сложена туффизитами, а внутренняя, прилегающая к гранитам, - эксплозивными брекчиями. Туффизиты являются вместилищем для валунных даек, которые встречаются внутри гипабиссальных гранитоидных массивов и во вмещающих толщах. Мощность валунных даек варьирует от 50 см до 300 м, а протяженность в некоторых случаях достигает 5 км. В цементе наблюдаются вытянутые лентовидные и фьяммевидные обособления риолитов и порфиров, что приближает его по облику и структурам к игнимбриту. Гранитные обломки хорошо окатаны. Образование интрузивных пирокластитов происходило в несколько этапов. На первой стадии формировались эксплозивные брекчии и туффизиты чехла облекания, а на следующем эпапе развития флюитизатно-эксплозивной системы формировались валунные эксплозивные дайки. В целом зона развития интрузивных пирокластитов на севере Урала прослежена более чем на 100 км.

МЕТОДОЛОГИЯ ИЗУЧЕНИЯ ЭВОЛЮЦИИ ПЕГМАТИТО-ОБРАЗУЮЩИХ РУДНОМАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ (ПРМС).

Гордиенко В.В. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия).

1. Главным условием успешного решения сформулированной задачи является анализ вещественного состава конкретных ПРМС в полном их объёме и всех, без исключения, звеньев рассматриваемых комагматических систем - от начальных фаз материнских гранитоидов до максимально зрелых типов пегматитов. Даже самое детальное исследование изолированных звеньев системы, каковыми являются отдельные интрузивные или пегматитовые тела, принципиально на могут решить проблему алло- или автометасоматической природы постмагматических процессов, которая является ключевой в теории пегматитогенеза.

2. Другое необходимое условие - рациональный выбор минералов-индикаторов и химических элементов-трассёров эволюции пегматитового процесса. Среди минералов-индикаторов ведущую роль приобретают "сквозные" минералы ПРМС, присутствующие во всех её звеньях и в то же время обладающие достаточно большой ёмкостью к максимально широкому набору химических элементов, в том числе и собственно рудогенных. Такими минералами-индикаторами являются в первую очередь калиевый полевой шпат и слюды (биотит, мусковит). Среди химических элементов-трассёров пегматитогенеза наибольшую роль играют редкие и рассеянные элементы: Rb, Ba, Nb, Ta, Sn и Sc. Наиболее достоверная картина генетических связей отдельных звеньев ПРМС выявляется при использовании одновременно нескольких минералов-индикаторов и элементов-трассёров.

3. Третьим необходимым условием служит комплексность анализа эволюции ПРМС, базирующаяся на одновременном рассмотрении геохимических данных по минералам-индикаторам и валовому составу пород на основе максимально полных и достоверных геологических наблюдениях строения ПРМС в полном её объёме. В качестве примера реализации изложенного методологического подхода приводятся результаты минералого-геохимического исследования нескольких целостных ПРМС, сформировавшихся в условиях различного геодинамического режима.

ОБ ИСТОЧНИКЕ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КОЛМОЗЕРСКОЙ ПЕГМАТИТООБРАЗУЮЩЕЙ РУДНОМАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (КОЛЬСКИЙ П-ОВ).

Гордиенко В.В., Пономарева Н.И. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

На примере Колмозерской пегматитообразующей системы (ПРМС) показана эволюция вещественного состава всех ее отдельных звеньев от гранодиоритов до пегматитов сподуменового типа включительно.

В качестве индикатора эволюции ПРМС выбрано Rb/K-отношение, которое увеличивается (от 37 до 850 10) от биотитовых гранитов (II фаза) к турмалин - мусковитовым гранитам (III фаза) и сподуменовым пегматитам. При переходе от гранодиоритов (I фаза) к биотитовым гранитам Rb/K-отношение заметно уменьшается (от 54 до 37 10). При этом, сравнение состава калиевых минералов из гранитоидов показывает, что Rb/K-отношение заметно возрастает в них от I ко II фазе: в биотите от 73 до 85 10 , и, особенно резко, в калиевом полевом шпате от 0,9 до 2,0. Можно предложить два варианта объяснения этого факта: 1 - эволюцию ПРМС нужно прослеживать от биотитовых гранитов; 2 - гранодиориты - биотитовые граниты - турмалин - мусковитовые граниты - пегматиты являются комагматическими образованиями, но на этапе кристаллизации биотитовых гранитов произошла потеря ими части остаточного расплава, обогащенного флюофильными элементами и, в частности, Rb. Сравнение эмпирических и расчетных данных показывает, что биотитовые граниты не могут быть исходным источником рудного вещества для рудоносной части ПРМС (редкометальных пегматитов). Расчетными методами показано, что наиболее реален второй вариант модели: гранодиориты - родоначальники ПРМС, включая все разновидности гранитоидов и пегматитов. При этом состав остаточного расплава, отделившегося после кристаллизации гранодиоритов должен был быть гораздо богаче Rb по сравнению с реальным составом пород II фазы. Так, для биотитовых гранитов расчетная величина Rb/K-отношения превышает эмпирическую в 3 раза. Исходя из этого, можно предположить, что при формировании биотитовых гранитов произошла заметная потеря остаточного рудоносного расплава после кристаллизации в них биотита и микроклина. Расчеты убедительно подтверждают это предположение.

Работа выполнена в рамках программы "Университеты России" и частично при финансовой поддержке РФФИ. грант 96-05-66250.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЕГО СВЯЗЬ С МЕТАМОРФИЗМОМ И ВУЛКАНИЗМОМ

Гугушвили В.И. (ГИН АН Грузии, Тбилиси, Грузия)

В срединно-океанических хребтах океаническая вода, засасываясь в рифтовую зону, циркулирует в пластине окенической коры до глубин поверхности Мохо. В результате происходит цеолитизация, зеленосланцевый метаморфизм, амфиболизация и серпентинизация изначально безводных базальтов океанической коры. Здесь гидратация и региональный метаморфизм сопутствует рифовому вулканизму [1].

Гидратированная и метаморфизованная пластина океаничеаской коры в субдукционных зонах, погружаясь в верхнюю мантию, дегидратируется. зеленосланцевые метаморфиты и амфиболиты преобразуются в эклогиты [2]. В результате дегидратации образуется восходящий флюидный поток, определяющий региональный метаморфизм мантийного клина: амфиболизацию габбро-базальтов, зеленосланцевый метаморфизм, цеолитизацию. Эндогенный цикл завершается выплавлением из эклогитов андезитовой магмы и известково-щелочной вулканической деятельностью.

Можно привести множество примеров такой последовательности: на Кавказе среднепалеозойские метаморфические комплексы Дзирульского и Храмского кристаллических массивов перекрыты кварц-порфир-альбитофировой вулканической свитой карбона; нижнекарбоновый метаморфический комплекс кристаллического ядра Большого Кавказа в северной части Абхазии перекрыт среднекарбоновой андезит-дацит-риолитовой вулканической толщей. По данным Миясиро [2], третичные андезитовые пояса Японии, подстилаются метаморфическими поясами низкого давления. На Камчатке позднемеловая андезит-базальт-трахибазальтовая толща, Ирунейская серия подстилается допозднемеловой серией метаморфических пород.

Литература

1.Файф У. Праис Н., Томпсон А. Флюиды в земной в земной коре// Изд. "Мир", М., 1981. 2. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса// Изд."Мир", М., 1976. 3. Рингвуд А.Э. Состав и эволюция верхней мантии Земная кора и верхняя мантия. "Мир". М., 1972.

МАГМАТИЗМ И ГЕОДИНАМИКА ФАНЕРОЗОЙСКИХ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ВОСТОКА АЗИИ (СИХОТЭ-АЛИНЬ – САХАЛИН – КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА)

Гранник В.М. (ИМГиГ ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия)

В складчато-блоковых системах изученного района Востока Азии установлены фрагменты разновозрастных активных континентальных окраин, представленных следующими рядами структур: палеозойская – окраинным морем, окраинным вулкано-плутоническим поясом, вулканической дугой, преддуговым прогибом; раннемеловая – окраинным морем, вулканической дугой, преддуговым прогибом; позднемеловая-палеогеновая – окраинным вулкано-плутоническим поясом, окраинным морем, вулканической дугой, преддуговым прогибом; неогеновая – четвертичная – окраинным морем, вулканической дугой, преддуговым прогибом, глубоководным желобом. Приводится характеристика строения, петрогеохимического состава и условий формирования вулканогенно-осадочных и магматических комплексов, слагающих перечисленные структурные элементы.

Формирование геологической структуры Востока Азии в палеозойское и мезозойское время происходило по следующей схеме: субдукционное взаимодействие плит, сопровождавшееся проявлением островодужного, поясового, окраинноморского магматизма, образованием аккреционных клиньев -- заклинивание субдукционных зон микроконтинентами, коллизия их с аккреционными системами, орогенез, складчатость, покровообразование в приконтинентальной части -- смена субдукционного взаимодействия плит на трансформное, сопровождавшееся сдвиговыми перемещениями в приконтинентальной части, нарушавшими первичную тектоническую зональность, развитие периокеанической зоны в пассивном режиме -- смена палеогеодинамических обстановок, сопровождавшаяся смещением структурных элементов активных континентальных окраин в восточном направлении.

Выполненные исследования свидетельствуют о преобладании в изученном районе Востока Азии в фанерозое сложных по набору структурных элементов активных континентальных окраин.

II-62

СОСТАВ И ПАРАМЕТРЫ ОБРАЗОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ФЛЮИДОВ ЗОЛОТЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЛЕНСКОГО РАЙОНА (ВОСТ. СИБИРЬ)

Гребенщикова В.И., Прокофьев В.Ю., Шмотов А.П.
(Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия)

Выполнены термо- и криометрические исследования флюидных включений в кварцах и кальцитах рудных тел некоторых месторождений и рудопроявлений известного в Сибири Ленского золоторудного района (месторождение Сухоложское, рудопроявления-Копыловское, Голец Высочайший). Вмещающие породы района представлены протерозойскими углеродсодержащими сланцами, переслаивающимися с карбонатно-терригенными породами, метаморфизованными в условиях регионального зеленосланцевого метаморфизма. Рудные тела образуют линзы, пластообразные тела или серии тел мощностью от 0,5 до 10-20 м и более, протяженностью до сотен метров, обычно повторяющие складчатые структуры. Кроме кварца и кальцита в малосульфидных рудных телах встречаются пирит, пирротин, галенит, сфалерит. Золото находится преимущественно в самородной форме.

Включения рудоносных флюидов подразделяются на водные, газовые и газово-жидкие. Процесс минералообразования протекал в широком диапазоне давлений (2060-235 бар). Включения водного раствора гомогенизировались в жидкую фазу при Т=340-185°С. В растворе преобладали хлориды натрия и магния(Тэвт. от-34 до-30°С). Концентрация солей составляла 10,9-5,8 мас. % экв.NaCl. Температуры плавления CO_2(от-61,1до-57,7°С) и газгидратов (10-12°С) свидетельствуют о наличии во включениях метана.Содержание углекислоты составляет 6,7-4,3 моль/кг р-ра, а метана 1,1-0,5моль/кг р-ра. Существенно газовые включения также содержат углекислоту с примесью метана,иногда азота высокой плотности (Сухой Лог). Низкотемпературные включения гомогенизируются в жидкость при Т=185°С , содержат хлоридные магнезиально-натриевые растворы (концентрация солей в них 8,7-6,9 мас.% экв.NaCl, Тэкв.=-31°С).

Наиболее высокие температуры, давления, а также концентрация солей и плотность раствора характерны для Копыловского участка. Сухоложское месторождение занимает промежуточное положение. Рудопроявление Гольца Высочайшего отличается минимальными значениями выше перечисленных параметров во флюидных включениях. Однако, на Сухоложском месторождении обнаружены включения с высокоплотным азотом в кварцах рудных тел. Это обстоятельство, по аналогии с другими месторождениями, может свидетельствовать о специфике протекания гидротермального процесса, его завершенности и высокой продуктивности на золото.

ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫЕ ФАНЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ СЕРИИ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Григорьев С.И. (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия)

Фанерозойская геологическая история региона, охватывающего южное, юго-восточное и восточное складчатое обрамление Сибирской платформы, связана с эволюцией нескольких океанических бассейнов (Палеоазиатского, Тетиса и Пацифики) и распадается на ряд этапов, разделенных эпохами складчатости (раннекаледонской, каледонской, герцинской, палеозойской, мезозойской и тихоокеанской). Каждый из этих этапов характеризуется широким развитием известково-щелочных интрузивных серий, состав которых закономерно меняется в зависимости от их геодинамической позиции. С островодужным и аккреционным режимами связано формирование магнетитовых габбро-плагиогранитовых серий (таннуольский, джидинский, тинканский, ингаглинский и др. комплексы), с окраинно-континентальной надсубдукционной – магнетитовых диорит-гранитовых серий (сеймканский, охотский, прибрежный и др. комплексы), с коллизионным – ильменитовых диорит-гранитовых серий и высокоглиноземистых гранитов (горноалтайский, баргузинский, мяочанский, колымский, хунгарийский и др. комплексы), с внутриплитным – магнетитовых диорит-гранитовых серий с монцонитами и сиенитами (витимканский, конкудеро-мамаканский, амананский и др. комплексы).

Для всех типов серий выявляется "главный" тренд эволюции составов, характеризующийся закономерным изменением концентраций петрогенных и редких элементов с изменением основности пород, определяемый присутствием в каждой серии диорит-гранодиорит-гранитовой ассоциации.

Согласно рассчитанным нами количественным петрогенетическим моделям, образование этой ассоциации связано с процессом кристаллизационной дифференциации родоначальных андезитовых магм, при кристаллизации которых происходит фракционирование таких минералов, как гранат, амфибол, клинопироксен и плагиоклаз. Этот процесс является ведущим при образовании диорит-гранитовых серий коллизионных и окраинно-континентальных зон. Слабые отличия в составе этих серий связаны с неодинаковыми окислительно-восстановительными условиями кристаллизации расплавов. Для остальных типов серий выявляется ряд "побочных" трендов, обусловленных более сложными процессами кристаллизационной и эманационной дифференциации, а также многократного смешения магм различного состава. Количественное моделирование показывает, что появление габбро-плагиогранитового тренда в островодужно-аккреционных известково-щелочных сериях обусловлено дифференциацией низкокалиевых базальтовых расплавов, тогда как монцонит-сиенитовые тренды известково-щелочных внутриплитных серий возникают в результате смешения и эманационной дифференциации субщелочных и известково-щелочных магм.

II-64

ВЗАИМОСВЯЗЬ СУБЩЕЛОЧНЫХ И ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ В КОМПЛЕКСАХ СЛОЖНОГО СОСТАВА (НА ПРИМЕРЕ ВИТИМКАНСКОГО КОМПЛЕКСА БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ)

Григорьев С.И., Караваева Ю.А., Нейман А.В.* (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия)

Для многих зон тектоно-магматической активизации (внутриплитного магматизма) характерно появление интрузивных комплексов, включающих одновременно породы повышенной щелочности (монцониты, монцодиориты, сиениты) и известково-щелочные гранитоиды (диориты, гранодиориты, граниты). Примером может служить витимканский комплекс Байкальской горной области, образование которого связано с процессами среднепалеозойской тектоно-магматической активизации.

Изученные нами массивы комплекса в бассейне р.Багдарин (Амандакский, Точерский, Карский, Огаринский, Мариктинский) характеризуются сложным строением, включают все перечисленные выше разновидности пород и являются идеальным объектом для петрогенетических построений.

При полевых исследованиях в большинстве случаев выявляются постепенные переходы между различными разновидностями пород (не исключено наличие термостатированных контактов), что свидетельствует об их одновозрастности и генетической связи. Петрогеохимические данные показывают, однако, что породы комплекса не образуют единого геохимически когерентного тренда. Последний выявляется лишь для части гранитоидов известково-щелочного типа, тогда как породы повышенной щелочности отклоняются в область высоких концентраций щелочей и отличаются иными содержаниями ряда редких элементов.

Рассчитанные нами по петрогенным и редким элементам количественные петрогенетические модели показывают, что образование известково-щелочных гранитоидов связано с процессами кристаллизационной дифференциации исходных андезитовых магм, тогда как породы повышенной щелочности не могут быть получены подобным путем. Предполагается, что их образование связано с процессами эманационной дифференциации и смешения магм различной основности.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ БАДЖАЛЬСКОЙ ВУЛКАНО–ПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ (СЕВЕРО–ЗАПАДНЫЙ СИХОТЭ–АЛИНЬ)

Григорьев С.И., Пшеничный К.А.* (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия)

Баджальская вулкано–плутоническая ассоциация (БВПА) распространена в одноименной вулкано–тектонической депрессии в позднемеловом Хингано–Охотском вулканогенном поясе. Комагматичность ее вулканогенных и интрузивных пород, признаваемая всеми, трактуется по-разному: БВПА либо разделяют минимум на два вулкано–плутонических комплекса (андезит–диоритовый и риолит–гранитовый), либо не разделяют вовсе.

Породы Баджальской депрессии варьируют от андезитов и диоритов до риолитов и лейкогранитов. По геологическим данным, все вулканогенные образования древнее диоритов ранней фазы внедрения. При этом интрузивные фазы внедрядись в гомодромной последовательности; для вулканитов же при общей гомодромности характерна перемежаемость пород близкой основности. По этим и петрохимическим данным в БВПА выделяются две серии: (ранняя) эффузивная и интрузивная.

Рассчитанные нами по петрогенным и редким элементам модели показывают, что образование обеих серий связано со сходными процессами кристаллизационной дифференциации изначально андезитовых расплавов при фракционировании граната, амфибола, клинопироксена и плагиоклаза.

МЕТОДЫ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Гричук Д.В. (МГУ, Москва, Россия)

Проведен критический анализ применения методов термодинамического моделирования для построения моделей гидротермально-метасоматических процессов. Рассмотрены две типичные задачи - расчет образования инфильтрационной метасоматической колонки и формирование гидротермальных растворов в протяженных гидротермальных системах с трещинной фильтрацией.

При моделировании метасоматической колонки результаты должны соответствовать следствиям из теории метасоматической зональности Д.С.Коржинского, в частности, (а) состав порового раствора должен меняться скачкообразно на границах зон и быть постоянен в пределах каждой зоны; (б) доли минералов в пределах каждой зоны должны быть постоянны. Показано, что широко используемые методы "степени протекания реакции" Г.Хелгесона и "system reversale" Б.Фрица не обеспечивают выполнения этих следствий, и при применении их для моделирования метасоматических колонок дают искаженные результаты. Метод "многоволнового проточного ступенчатого реактора" обеспечивает выполнение указанных следствий, однако он неэффективен в вычислительном отношении для такой задачи. Наилучшие результаты дает алгоритм моделирования, прямо использующий следствия из теории Коржинского [1]. Разработана вычислительная программа GBKOR для IBM-совместимых персональных компьютеров, реализующая этот алгоритм.

Протяженные системы с трещинной фильтрацией не отвечают условиям теории инфильтрационного метасоматоза Д.С.Коржинского вследствие проявления гидродинамической дисперсии и замедленной реакции фильтрующихся растворов с внутренними частями блоков породы. В этом случае оптимальное соответствие природным прототипам дает метод "многоволнового проточного ступенчатого реактора", реализованный в программе GBFLOW. Применение его показано на задаче моделирования взаимодействия морской воды с толеитовыми базальтами в гидротермальных системах срединно-океанических хребтов, в которой получено хорошее согласие с природными наблюдениями по широкому кругу минералого-геохимических показателей.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы "Университеты России" (проект "Геомодель") и гранта РФФИ 96-05-64887.

Литература:

1. Алексеев В.А. Динамическая модель инфильтрационного метасоматоза на основе расчета локальных расвновесий. // Геохимия, 1985, N 9, 1311-1320.

ПРЕДПОСЫЛКИ МЕТАМОРФОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТА В АРХЕЙСКИХ И РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСАХ КАРЕЛИИ

Гродницкий Л.Л. (ИГ КНЦ РАН, г.Петрозаводск)

1. Сопоставление данных по Восточной части Балтийского щита с результатами исследований на наиболее изученных докембрийских золотоносных щитах (Канадском, Ю.Африканском, Зап. Австралийском) выявляет для территории Карелии ряд критериев контроля оруденения: а) тектонические - развитие в пределах Центрально-Карельского кратона архейских зеленокаменных поясов и раннепротерозойских эпикратонных структур, типичных для золотоносных регионов; б) лито-вулканические - контрастный набор суперкрустальных формаций, в т.ч. обогащенных железом (базит-ультрабазитовые вулканиты, железисто-кремнистые, колчеданные); в) магматические -широкий спектр плутонических и вулкано-плутонических формаций и ассоциаций, от расслоенных базит-ультрабазитовых до кислых порфиров; г) структурные - присутствие наиболее характерного для эпигенетических золоторудных полей докембрия типа контролирующих структур, т.н. shear-зон (первое детальное описание такой структуры на территории Карелии дано автором с сотрудниками (стендовый доклад); д) метаморфические - развитие по периферии Центрально-Карельского кратона наложенного метаморфизма умеренных и низких давлений, зелено-сланцевая и низкая эпидот- амфиболитовая фации которого продуктивны на эпигенетическое золото во многих промышленно-рудных областях докембрия; позднесвекофеннский метаморфический пояс описан недавно III на границе кратона с Беломорским подвижным поясом.

2. Большинство рудопроявлений и мелких месторождений золота Восточной части Балтийского щита размещается в архейских и раннепротерозойских активизированных структурах, тяготеющих к периферии кратона. Наиболее перспективная зона на территории Карелии располагается вдоль восточной границы кратона от оз.Пана-Куолаярви на юг до оз.Выгозеро, далее, разветвляясь, до Онежской структуры - Хаутаваары восточнее Онежского озера.

Литература

Гродницкий Л.Л., Сибелев О.С. Позднесвекофеннский этап метаморфизма, метасоматоза, пегматито- и рудообразования на территории Карелии и юго-западной части Кольского полуострова // ЗВМО, 1995, N3. С.26-32.

СВЕКОФЕННИЙ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ: ДВА МЕТАМОРФИЗМА - ДВЕ ФОРМАЦИИ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Гродницкий Л.Л., Сибелев О.С. (ИГ КНЦ РАН, г.Петрозаводск)

Пегматиты мусковитовой (1.95-1.85 млрд.л.) и мусковит-редкометалльной (1.85-1.7 млрд.л.) формаций образуют два сближенных субмеридиональных пояса вдоль границы Центрально-Карельского архейского кратона с Беломорским архей - раннепротерозойским подвижным поясом, интерпретируемой многими исследователями в качестве коллизионной зоны.

Наиболее детально изученные мусковитовые пегматиты беломорид носят черты метаморфогенно-метасоматических образований эпидот-амфиболитовой фации высоких давлений, а их размещение, как и соответствующих метаморфитов и метасоматитов (диафторитов) погнейсам и амфиболитам беломорского комплекса, контролируется одними и теми же наложенными структурами типа shear-зон, развивающимися в виде дискретных, главным образом, субмеридиональных серий, более молодых, чем реперные базит-ультрабазитовые интрузивные комплексы раннего протерозоя (2.4-2.2 млрд.л.).

На ряде площадей в пределах расположенного непосредственно к западу пояса мусковит-редкометалльных пегматитов (Лейвойва, Пайойва, Келесуайв, Риколатва, Власовы горы, р.Уда) на основе собственных и предыдущих исследований авторами выделяется этап наложенного зонального метаморфизма умеренных и низких давлений с парагенезисами эпидот-амфиболитовой фации которого обнаруживают тесную геохимическую близость минеральные ассоциации мусковит-редкометалльных пегматитов. Этот процесс развивается позже мусковитовых пегматитов и контролирующего их раннесвекофеннского диафтореза высоких давлений, а потому определяется как позднесвекофеннский.

Пространственная, возрастная и петролого-геохимическая близость мусковит-редкометалльных пегматитов метаморфитам и метасоматитам позднесвекофеннского этапа составляет основу вывода об их парагенетической связи.

Предполагается также, что парные метаморфические пояса и две связанные с ними свекофеннские формации пегматитов контролируются Беломорской архей-раннепротерозойской коллизионной зоной.

Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Лобанков Д.В. (МГУ, Москва, Россия)

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ УЛЯЛЕГСКОГО МАССИВА ГРАНИТОВ РАПАКИВИ В СРАВНЕНИИ С САЛМИНСКИМ ПЛУТОНОМ

Предпринято исследование петрографии и геохимии малоизученного Улялегского трехфазного массива гранитов рапакиви (ю-з Карелии), являющегося предположительно сателлитом Салминского плутона, изучение которого нами проводилось ранее. Показано, что по минералого-петрографическому составу и петрохимическим данным граниты первой фазы близки к наиболее богатым кварцем разновидностям выборгитов, породы второй фазы, сложенные биотит-роговообманковыми овоидными гранитами, трудно прямо сопоставить с какой-либо разновидностью пород Салминского плутона, т.к. на диаграмме нормативных составов Q-Ab+An-Or положение составов этих пород частично перекрывают поля составов равномернозернистых (III фазы) и неравномернозернистых гранитов (IV фазы) Салминского плутона. Породы III фазы Улялегского массива, представленные биотитовыми гранитами, обогащенными F, Li и редкими элементами, близки по составу породам поздних фаз Салминского плутона. Однако в отличие от последних, где наблюдалась расслоенность в гранитах с разделением на две ветви - калиевую и натриевую- в редкометальных гранитах Улялегского массива на поздних стадиях дифференциации в наибольшей степени проявлена тенденция к образованию калиевых гранитов и не наблюдается столь богатых натрием пород. Составы слюд Улялегского массива трех фаз гранитов четко различаются: слюды третьей фазы можно отнести к протолитионитам, они существенно обогащены Al в октаэдрической координации, Li и F по сравнению с более ранними двумя фазами и близки к слюдам последних фаз Салминского плутона. В геохимическом отношениии (по набору и содержаниям редких элементов, таких как Li, Rb, Nb, Y и др.) намечается сходство поздних фаз Улялегского и Салминского массивов, что может служить подтверждением их общего магматического источника.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 94-05-17171

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСЕСИММЕТРИЧНЫЕ СТРУКТУРЫ ЛИТОСФЕРЫ И СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Делемень И.Ф. (Институт вулканологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия)

Изучена связь между современными гидротермальными системами Камчатки и полигенными региональными осесимметричными структурами литосферы. Использовались методы компьютерной сплайн- и трендаппроксимации параметров, характеризующих состав вод и строение гидротермальных систем, рельефа реперных поверхностей и плотности элементов строения осесимметричных структур, а также статистический анализ полученных данных.

Дуговые структуры образуются при развитии гравитационной тектоники новейших орогенных структур. Они контролируют размещение большинства геотермальных районов, однако значимая корреляция с дуговидными элементами отмечается только для проницаемости геотермальных резервуаров. Вихревые структуры предопределяют повышенные содержания водорода и углеводородов. Кольцевая структура *Срединного массива Камчатки* отличается приуроченностью к ней углекислых терм, а кольцевые структуры щитовых вулканов Палеоключевского и Б.Ипелька (N_2-Q_1) контролируют содержание в водах относительных содержаний хлора; имеется также корреляция ряда параметров гидротермальных систем (содержание H_2SiO_3 и др.) с элементами строения *Центрально-Камчатской кольцевой структуры*.

В составе гидротерм запечатлены не только термодинамические и физико-химические условия в системе, но и региональные вариации состава недр, включая изменение состава магм и глубинных флюидных и магматических осесимметричных потоков вещества, приводящих также и к формированию осесимметричных структур литосферы. Имеется парагенетическая связь между пространственным распределением и составом современных гидротерм, с одной стороны, и осесимметричных структур - с другой, как отражение эволюции земной коры и флюидно-магматических потоков в ней.

Демин Ю.И. (МГУ, Москва, Россия)

ФЛЮИДНО-ТЕРМАЛЬНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ НА СТРАТИФОРМНЫХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Проведенными геологическими физико - химическими и экспериментальными (в автоклавных установках) исследованиями установлено что в процессах преобразования рудные и жильные компоненты руд составляют единую систему. Под влиянием одних и тех же внешних условий (температура, давление, состав растворов) руды, отличающиеся даже относительно невысоким содержанием тех или иных нерудных минералов, испытывают принципиально различные преобразования. Так, в присутствии железосодержащих силикатов весьма устойчивыми оказываются сульфиды, в состав которых входит железо, а преобразование происходит путем перераспределения компонентов в жильной части с формированием новых минералов - алюмосиликатов железа, кальция, магния. При незначительном количестве алюминия в исходных рудах железо и магний либо полностью выносятся, либо с другими основаниями образуют силикаты, которые не содержат алюминия. Железо как в сульфидной так и силикатной формах оказывается более устойчивым в кислой и близнейтральных обстановках. В щелочных условиях его соединения разрушаются и выносятся из рудных тел. Только в специфических условиях в щелочной среде железо связыва ется в высокожелезистые силикаты и окислы.

Преобразующе-метаморфическое воздействие флюидов различной кислотности оказывается принципиально различным. Кислотные гидротермы способны выносить в верхние горизонты рудных объектов большинство оснований, в том числе свинец, цинк и мышьяк. При фильтрации через рудные тела щелочных растворов нижние их горизонты обогащаются соединениями одновалентных катионов и щелочнофильных двух - трехвалентных элементов, например, свинцом, висмутом,сурьмой и др. В этих случаях стратиформные полиметаллические месторождения преобретают так называемую обратную зональность. В слабокислых и щелочных растворах становится высокоподвижным барий.

Таким образом, можно уверенно выделить два ряда формаций преобразованных полиметаллических месторождений: кислотный и щелочной. Каждый из них легко детализируются до формаций и подформаций, ипользуя сведения о кислотности метаморфических флюидов и их температуре.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант 95-05-14055).

ПЕТРОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КОЛЛИЗИОННОГО МАГМАТИЗМА

Демина Л.И.*, Захаров В.С., Короновский Н.В., Симонов Д.А. (МГУ, Москва, Россия)

Магматический петронегизис рассматривается с учетом разнообразных взаимосвязанных петрологических и тектонических процессов, происходящих в обстановке коллизии.

Физико-химический анализ парагенезисов магматических пород с детальным изучением составов минералов, расчеты реакций природного минералообразования позволили восстановить термодинамические условия выплавления магм различного состава и их эволюцию в процессе магмообразования.

Построена двумерная механическая и тепловая модели коллизионного пояса на основе представлений о реологической расслоенности литосферы, допускающей относительные движения ее слоев в процессе коллизии. Рассмотрен температурный режим коллизионной зоны с учетом выделение энергии за счет вязкого трения в нижнем слое коры. Вклад диссипативного источника в общий энергобаланс коллизионной зоны обеспечивает повышение температуры нижней коры дополнительно на 80-150 град., что способствует плавлению.

Детальный анализ современной геологической структуры районов развития коллизионного магматизма в пределах Кавказа и всей центральной части Альпийского пояса позволил установить приуроченность его к поверхностным субмеридиональным и субширотным зонам растяжения, парагенезис которых возник в поле напряжений, сформированном в обстановке общего субмеридионального сжатия.

Особенности химического состава магматитов (широкая латеральная изменчивость химического состава, антидромная направленность, смена более ранних известково-щелочных серий субщелочными и щелочными, отсутствие или слабое проявление процесса кристаллизационной дифференциации, резкое обогащение более основных членов серий легкими REE, а также некогерентными элементами) свидетельствует о существенной роли процессов кислотного выщелачивания в магматическом петрогенезисе коллизионных зон.

Исследования финансируются РФФИ (грант No 95-05-15735).

МЕЗОКАЙНАЗОЙСКИЙ БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ КАК ИНДИКАТОР СМЕНЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Джрбашян Р.Т., Казарян Г.А., Мнацаканян А.Х., Ширинян К.Г.
(ИГН НАН Армении, Ереван, Армения)

Армянское нагорье, как составная часть Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса, является областью длительного (J-Q) проявления базальтового вулканизма, приуроченного к разнородным тектоническим зонам многоэтапного развития в условиях сложных процессов взаимодействия Евроазиатской и Аравийской континентальных плит и сокращения акватории океана Тетис.

По петро-геохимическим и минералогическим критериям выделяются:

Базальты островных дуг. а. базальты J_1-J_2 и J_3-Cr_1 этапов развития Сомхето-Карабахской ОД на субконтинентальном фундаменте южного края Евроазиатской плиты (T_{Na}, $И_{Na,K-Na}$ серии); б. базальты J_3- Cr_2 этапа развития ОД на офиолитовом фундаменте Севанской и Вединской зон (T_{Na} и $СЩ_{K-Na}$ серии).

Базальты коллизионных обстановок. а. Базальты раннеколлизионного P_2^2-P_2^3 этапа развития Центрально-Армянского мегаблока и Севанской шовной сутуры, связанные с Базумской зоной глубинного сжатия ($И_{K-Na}$, $СЩ_{K-Na}$, $Щ_K$ серии) и Зангезурской зоной глубинного растяжения ($И_{K-Na}$, $СЩ_{K-Na}$ серии); б. Базальты позднеколлизионного N_2-Q_3 этапа сводового воздымания Центрально-Армянского мегаблока, связанные с продольной зоной ареального вулканизма ($СЩ_{K-Na}$ серии) и активизированным Капанским блоком мезозойской консолидации (базаниты и щелочные пикриты $Щ_{Na}$ серии).

Базальты рифтогенных режимов. а. Базальты Cr_2 этапа деструкции Сомхето-Карабахской ОД ($И_{K-Na}$, $СЩ_{K-Na}$ серии); б-г. Базальты многоэтапного континентального рифтинга Центрально-Армянского мегаблока: б. T_3-J_1, этапа развития с-з Ерах-Неграмской зоны ($СЩ_{K-Na}$ серии); в. P_3-N этапа развития субмеридиональной Вайк-Вединской зоны ($СЩ_{K-Na}$, $Щ_K$ серии); г. N_2-Q_1, этапа формирования платобазальтов трещинных излияний в зоне Транскавказской поперечной структуры, подчиненной Афро-Аравийской рифтовой системе($И_{K-Na}$, $СЩ_{K-Na}$ серии).
Петрохимическая, изотопно-геохимическая и минералогическая эволюция разновозрастных базальтов указывает на гетерогенные источники исходных расплавов, различную степень переработанности мантийного субстрата и углубление уровней его плавления.

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАССЛОЕННЫХ МАССИВОВ

Додин Д.А. (ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия)

Выполненное на основе компонентного анализа моделирование расслоенных массивов Норильского и Кольского регионов позволило реконструировать участвующие в их формировании процессы петро- и рудогенеза путем выявления ведущих трендов.

1.Процессы становления расслоенных массивов, связанных с ними рудных залежей и метаморфо-метасоматического ореола, описываются разновидностями боуэновского, феннеровским, рудно-анортозитовым и различными вариантами анортозитового (платинометального, хромитового, ванадий-титаномагнетитового) трендов.

2.Характеризующий главный рудно-магматический процесс рудно-анортозитовый тренд, располагающийся на сводных петрологических моделях норильско-талнахского и печенгского типов перпендикулярно трендам магматической дифференциации, вероятно, свидетельствует о генетической оторванности массивных руд от самих интрузивов, то-есть о бимодальности материнского очага и о возможности существования отщепленных залежей.

3.Установленные три петрогеохимические тенденции формирования траппов и руд Норильского района позволили проследить общую феннеровскую направленность развития магматизма. Феннеровский (своеобразный рудно-анортозитовый) тренд характерен и для реконструированного гипотетического Центрально-Кольского плутона.

4.Тесное петрогенетическое единство рядов пород Федорово-Панского, Имандровского, Мончегорского, Цагинского и Скважинного массивов, вероятно, свидетельствует об их формировании из одного магматического очага с антидромным (ранняя стадия) и гомодромным (поздняя стадия) направлениями дифференциации.

5.В становлении всех типов платиноидного оруденения важнейшую роль играла анортозитовая тенденция магморудогенеза, свидетельствующая об образовании платиновых металлов из самостоятельной флюидизированой жидкости соответствующего состава.

6.Выявлена петрогеохимическая специализация дериватов мафитового, ультрамафитового, высокосернистого и низкосернистого расплавов-ликвантов единой пикритоподобной магмы с выделением петрорудогенетических типов, подтипов, групп и подгрупп.

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПЛАТИНОНОСНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ (РМС)

Додин Д.А.(ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия),
Чернышов Н.М.(ВГУ, Воронеж, Россия)

1.Рассматриваемые РМС - сформировавшиеся из мантийных расплавов в различных геодинамических и эндогенных режимах расслоенные сложнопостроенные ультрамафит-мафитовые комплексы с приуроченными к ним платинометальными и платиносодержащими месторождениями. В них сосредоточено более 95% мировых ресурсов платиновых металлов (МПГ).

2.Выделенные авторами малосульфидная платинометальная, сульфидная платиноидно-медно-никелевая, платиноидно-хромитовая и платиноидно-титаномагнетитовая группы платиноносных РМС характеризуют в определенной мере различную степень концентрирования МПГ в рудообразующей системе при флюидно-магматическом расслоении силикатного расплава с отделением оксидных, сульфидных, самороднометальных флюидных фаз.

3.В благоприятных геодинамических обстановках формирование платиноносных РМС - результат наложения и совмещения жидкостно-флюидной ликвации, кристаллизационной флюидной внутрикамерной дифференциации и многофазного расслоения, многофазного внедрения, внутрирудного и околорудного метасоматоза.

4.Главный тренд платиноидного рудогенеза - анортозитовый; глобальный тренд эволюции платиноносных РМС в развитии земной коры - PtNi(Mg)---PdCu(Fe), свидетельствующий о повышении общей халькофильности рудообразующих систем при увеличении роли мантийно-корового взаимодействия в период наращивания мощности коры.

5.Продолжительное в геологическом времени существование некоторых магмо- и рудоконтролирующих структур приводило к пространственному совмещению полихронных и полигенных платиноносных РМС в отдельных протяженных литосферных блоках, выделяемых в качестве планетарных платиноносных металлогенических поясов. Последние образуют металлогеническую решетку, в узлах пересечения которой располагаются промышленно-значимые платиноносные РМС.

МЕХАНИЗМЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА И РУДООБРАЗОВАНИЯ ВОЛЬФРАМОНОСНЫХ МУСКОВИТ - АЛЬБИТОВЫХ (МУ-АБ) ГРАНИТОВ (НА ПРИМЕРЕ СПОКОЙНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ВОСТ. ЗАБАЙКАЛЬЕ).

Долгушина И.С., Сырицо Л.Ф. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

На основе закономерностей распределения редких, редкоземельных и малых элементов в гранитах Спокойнинского массива рассматриваются особенности формирования рудоносных Му-Аб гранитов. Образованию этих гранитов предшествует определенная этапность вызревания кристаллизационного остатка, которая проявляется в образовании ряда пород: крупнозернистые порфировидные Му граниты Хангилайского массива - то же в Спокойнинском массиве - мелкозернистые Му-Аб граниты зоны эндоконтакта - тонкозернистые Му-Аб граниты даек. Указанная последовательность фиксируется в виде дискретного и направленного изменения уровней концентрации индикаторных редких и малых элементов и их отношений, в том числе, K/Rb, Rb/Sr, Ba/Sr, Rb/Zr, La/Yb, а также в направленном тренде эволюции состава расплава на диаграмме нормативных составов Кв-Аб-Орт. Рудоносные мелкозернистые граниты представляют собой продукт кристаллизационного фракционирования, обособленную фацию, приуроченную к зоне отслоения крупнозернистых гранитов от вмещающих пород. Они слагают также дайки тонкозернистых онгонитоподобных пород с аномально высоким содержанием рудного вещества (до 1,8 масс.%WO3), впервые обнаруженные нами на глубоких горизонтах (270-300м) массива. Именно с этими гранитами связаны процессы послемагматической альбитизации и грейзенизации крупнозернистых гранитов, сопровождающиеся слабым накоплением W. Факторный анализ фиксирует положительные корреляции в них W с Na и Li, в то время как в мелкозернистых гранитах связь W с Na практически отсутствует, более прочной становится связь W с Li, что является следствием перераспределения W в процессе грейзенизации. Баланс W подтверждает представление о том, что возникновение значительных концентраций W происходит на магматичесом этапе, постмагматические процессы приводят к перераспределению его в пределах массива.

ГЕНЕЗИС ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЖЕНИЙ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА С ПОЗИЦИЙ МЕТАМОРФОГЕННОЙ САМООРГАНИЗАЦИИ.

Егоров Д.Г.

Геологический институт Кольского НЦ РАН

Генезис месторождений Кольской железорудной провинции традиционно рассматривался в рамках вулканогенно-осадочной гипотезы. Представления ряда исследователей о метаморфо-метасоматическом генезисе этих объектов не были приняты большинством исследователей, г.к. геологические наблюдения, свидетельствующие о метасоматическом генезисе железистых кварцитов, не были поддержаны детальной моделью того, как конкретно образуется полосчатая кварц-магнетитовая структура из рассланцованных основных пород. Модель одноактного отложения железа при прохождении при прохождении флюидного фронта явно нереалистична из-за огромных объемов железистых кварцитов [2].

Проведенные балансово-массовые расчеты показывают, что при модельной дифференциации первичной основной толщи на железистые кварциты и ассоциирующие с ними гнейсы нет необходимости в поиске дополнительного источника железа. Причиной образований полосчатых структур рудных тел при воздействии теплового и флюидного потока является поливалентность железа. При переходе в подвижную форму комплексы железа могут участвовать в большом количестве химических реакций, многие из которых будут многоступенчатыми и автокаталитическими. Тогда возможно образование устойчивых пространственных неоднородностей, приводящих к неравномерному отложению минералов. Создается метасоматическая система с процессами химической самоорганизации (менее сложный ее вариант рассмотрен в [2]). Следы ее функционирования - фрактальные структуры железистых кварцитов, и детерминированно-хаотические распределения минералов[1].

1. Горяинов П.М., Егоров Д.Г., Иванюк Г.Ю. О структурно- вещественной самоорганизации в архейских железорудных ансамблях (Кольский полуостров) // Доклады АН, 1992. Том 322, № 6. С. 1123-1127.
2. Русинов В.Л., Жуков В.В. Модель образования ритмично-полосчатых текстур в экзогенных и гидротермально-метасоматических системах // Геология рудных месторождений, 1994. Том 36. № 6. С. 520-535.

Термодинамическое моделирование плотностных эффектов фазовых превращений в метаморфических горных породах

В.В. Ермаков (ИЭМ, Черноголовка, Россия)
Л.Л. Перчук (МГУ, Москва, Россия)
Т.В. Геря (ИЭМ, Черноголовка, Россия)

Методом минимизации свободной энергии Гиббса при фиксированном валовом составе системы проведены расчеты равновесных минеральных парагенезисов и соответствующих им плотностей пород в широком интервале температур и давлений. При расчетах использована термодинамическая база данных (авторы: Т.В. Геря, Л.Л. Перчук, Н.А. Косякова и К.К. Подлесский). Исследовались следующие составы: средний платформенный толеитовый базальт, средний андезит, шпинелевый лерцолит, состав примитивной мантии. Расчеты проводились в рамках двух систем: 4-х компонентная система CMAS (компоненты CaO, MgO, Al_2O_3, SiO_2) и 5-ти компонентная система CFMAS (те же и FeO).

Выявлено что для пород одинакового химического состава, претерпевших одинаковое изменение термодинамических параметров, но с разной скоростью, возможно образование различных наборов равновесных парагенезисов. Это следует из наличия в изученных (а также, по-видимому, и в других) системах очень узких (и ограниченных, как правило, малым интервалом давлений) полей стабильности парагенезисов. Данное явление не всегда может наблюдаться в натурных экспериментах вследствии их низкой разрешающей способности и в полной мере может быть выявлено только при численном моделировании с достаточно малым шагом по давлению.

Изменение плотностей происходит скачками при появлении плотных фаз на границах фазовых полей и постепенно внутри полей за счет протекания дивариантных реакций с участием твердых растворов, термического расширения и барического сжатия. Изменение давления оказывает большее влияние на плотность среды нежели изменение температуры.

При погружении (одновременном увеличении температуры и давления) плотность всех изученных сред быстро возрастает на относительно малых глубинах (до 60 километров), тогда как на больших глубинах появляется тенденция к разуплотнению, особенно резко проявляющаяся при повышенном геотермическом градиенте. Это ведет к тому что любое изменение гипсометрического положения (в пределах Земной коры) гетерогенной среды должно приводить к заметным (и разным по величине и знаку) изменениям плотностей различных составляющих данной среды, что может являться причиной возникновения гравитационно неустойчивых участков в Земной коре.

ДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Захаревич К.В.*, Кольцов А.Б.
(СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Главные черты рудно-метасоматических процессов во многом определяются динамическими условиями их проявления. Например, в Кызылкумском секторе Ю.Тяньшаня золотое оруденение представлено двумя различными рудно-метасоматическими системами. Первая включает месторождения с золото-кварцевой минерализацией в двуполевошпат-биотит-кварцевых бластомилонитах. Они образованы в результате метасоматической проработки углеродистых терригенных и вулканогенных пород вдоль границ тектонических покровов в процессе их реактивизации на завершающем этапе герцинской складчатости. Движение флюидных потоков происходило в термобароградиентных полях от термальных центров - синкинематических позднеколлизионных гранитоидов - в направлении вектора растяжения стресс-поля. Система второго типа - месторождения с золото-сульфидной минерализацией в серицитолитах. Они локализуются вдоль постскладчатых сдвиговых нарушений. Проведено компьютерное моделирование процессов взаимодействия флюид - порода при различных температурах. Декомпрессия в условиях растяжения приводит к проявлению щелочного метасоматоза, сопровождаемого окварцеванием, выносом углеродистого вещества и сульфидов, отложением самородного золота. При компресси в зонах сжатия происходит кислотное выщелачивание с отложением углеродистого вещества и золото-сульфидной минерализации. Калиевый профиль метасоматоза свидетельствует о поступлении флюида из очагов гранитоидного состава. Натриевый - о преобладающей роли расплавов среднего, основного состава или терригенных пород в качестве источника флюида. Таким образом, характер деформации вмещающих толщ не только отражается на степени мобилизации, концентрации полезных компонентов и направлении движения флюидных потоков, но и определяет эволюцию рудно-метасоматических процессов, особенности химизма преобразования пород.

Геохимия меловых гранитоидов Северо-Востока России

Захаров М.Н.,Кравцова Р.Г., Финкельштейн А.Л.
(Институт геохимии СО РАН,г. Иркутск,Россия)

Получены новые данные о распределении 24 редких элементах в породах вулкано-плутонических ассоциаций активной континентальной окраины мелового возраста (Северо-Восток России).Доказано геохимическое единство вулканических и плутонических фаций Охотско-Чукотского вулканогенного пяса(ОЧВП). Показано,что обе фации образуют единый ряд дифференциатов, в котором его члены, обладающие одинаковой кремнекислотностью,имеют близкий уровень содержаний редких элементов.

Произведена геохимическая типизация меловых гранитоидов Северо Востока России на основе дискриминантной диаграммы Rb-[Nb+Y].Выделены субдукционные и внутриплитовые гранитоиды.

Установлено,что на распределение редких элементов в гранитоидах решающее влияние оказывает уровень концентраций в них летучих, F и B.

Субщелочные лейкограниты Омсукчанского района,с которыми связано серебряное и редкометалльное оруденение, относятся к типу внутриплитовых гранитов(WPG).От петрохимически близких разновидностей гранитов других районов ОЧВП они отличаются обогащенностью F,B,Sn,Y,что позволяет относить их к редкометалльным.

Для субдукционных гранитоидов характерны очень низкие содержания Nb и Y.Субдукционные гранитоиды разделены по геохимическим признакам на островодужные (Анадырская зона) и активной континентальной окраины (ОЧВП).

Сопоставление субдукционных гранитоидов Северо-Востока России с коллизионными (Главный батолитовый пояс восточной Якутии) показало,что субдукционные гранитоиды отличаются от коллизионных повышенными содержаниями Mg и Cr при пониженных концентрациях K и Rb,что связано с высокотемпературным характером их минеральных парагенезисов.

Для субдукционных гранитоидов возможным прототипом родоначальной магмы может рассматриваться островодужное толеитовое габбро с изотопным отношением стронция-0,70427.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ГРАНИТОИДОВ ПОПЕРЕЧНОЙ СТРУКТУРЫ (СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПРИОХОТЬЕ)

Зенякина Е.А. (ИГЕМ РАН, Москва, Россия)

В Северо-Западном Приохотье Охотско-Чукотский вулканический пояс осложняется поперечной структурой (139-146 в.д., 59-63 с.ш.), западное и восточное ограничения которой представляют собой зоны сближенных субмеридиональных разломов. Эта структура сформирована преимущественно меловыми магматическими образованиями, значительную часть которых составляют позднемеловые гранитоиды - гранодиориты и монцониты, граниты, субщелочные граниты, обладающие различной *металлогенической специализацией* [1].

Гранитоиды раннего этапа позднемелового магматизма характеризуются специализацией на Sn, Pb, Zn, Mo, W, Be, а более основные разности - на Pb, Zn, Cu и с ними связано, соответственно, олово-полиметаллическое, медно-молибденовое и медное оруденение. С гранитондами следующего этапа связано исключительно молибденовое оруденение. Субщелочные граниты позднего этапа характеризуются специализацией на Sn, Ag, Mo, Be, U, Th и редкие земли - отмечается связь с ними олово-серебряного и уран-молибденового с редкими землями оруденения.

В пределах поперечной структуры гранитоиды разных этапов значительно более распространены, чем в прилегающих частях пояса, а также пространственно совмещены и, если принять во внимание многостадийность формирования оруденения Северо-Западного Приохотья, то вероятность его локализации повышается при телескопировании разновозрастных магматических образований.

В итоге в рассматриваемой структуре наиболее весомым является оловянное, медно-молибденовое и уран-молибденовое оруденение, и она имеет наибольшее металлогеническое значение в Северо-Западном Приохотье.

Литература

1. Архангельская В.А.. Выделение магматических минерагенических факторов при прогнозировании оруденения нескольких рудных формаций.// В сб.: Прогнозирование и оценка рудных объектов в вулканических поясах. Хабаровск. 1988.

II-82

ПЕРВИЧНОЕ РАССЛОЕНИЕ ХОНДРИТОВОГО ВЕЩЕСТВА

Зиновьева Н.Г.*, Митрейкина О.Б., Грановский Л.Б. (МГУ, Москва, Россия)

Возможность жидкостной несмесимости в расплавах хондритового вещества и в расплавах, близких по составу к хондритам, была показана в экспериментах, проведенных в вакууме [1] и в восстановительных условиях [2].

Детальное изучение обыкновенного хондрита Yamato-82133 (H3) дало подтверждение равновесности и идентичности процессов, происходящих в хондрах и в матрице хондрита. Открытые нами герцинит-камаситовые образования [3] являются типичной особенностью хондрита Y-82133 и представляют собой закономерные сростки герцинита и камасита, иногда в ассоциации с корундом. Как правило, в данном парагенезисе присутствует витлокит или хлор-апатит. Эти образования повсеместно встречаются как в матрице хондрита, так и в хондрах, где они присутствуют в виде округлых включений внутри оливина и пироксена или в промежутках между ними. Характерны структуры роста силикатов хондр, ориентированных внутрь каплевидных обособлений камасит-герцинитового состава, расплав которых затвердевает позже силикатного и частично выдавливается в интерстиции силикатных зерен. Следует отметить, что структура, минеральная ассоциация и составы фаз, слагающих герцинит-камаситовые образования внутри хондр и в матрице хондрита, абсолютно аналогичны. Присутствие типичных для данного метеорита фрагментов матричного вещества внутри хондр с характерными чертами жидкостного расслоения магнезиально-силикатного и глиноземисто-железистого составов иллюстрирует единый механизм общего железо-силикатного расслоения хондритового расплава. И если образование герцинит-камаситового расплава в матрице можно было бы попытаться объяснить ударным плавлением, хотя отсутствие признаков ударного метаморфизма в оливинах и пироксенах прилегающих хондр и фрагментов в тонкозернистом матричном расплаве этому противоречат, то структуры расслоения магнезиально-силикатного и глиноземисто-железистого вещества внутри хондр явно свидетельствуют о жидкостной несмесимости хондритового расплава.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) проект 96-05-65387.

Литература

1. Зиновьева Н.Г. и др. Процессы жидкостной несмесимости хондрита Царев (L5).// Вестник Моск. университета. 1995. Серия 4. N 5.

2. Marakushev A.A. et al. Experimental study of iron-sulfide-silicate melt immiscibility.// Experiment in geosciences. 1995. V. 4. N 3.

3. Zinovieva N.G. et al. Occurrence of hercynite in the ordinary chondrite Yamato-82133 (H3).// LPS XXVII. 1996. V. 27.

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЧЕСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО РАСПЛАВА

Зинчук Н.Н. *(ЯНИГП ЦНИГРИ АК "Алмазы России-Саха" г.Мирный, Россия)*

Вопросы эволюции магматического расплава кимберлитового состава рассматривались многими исследователями. Неоднозначно в литературе интерпретируются генетические аспекты карбонатов и серпентинов. Нашими исследованиями установлены тесные генетические связи большинства карбонатов кимберлитовых тел с таковыми для вмещающих трубки пород. Установлено, что карбонат с тяжелым углеродом может образоваться не только за счет обогащенных этим изотопом ксенолитов, но также и в верхней части кимберлитовых тел за счет поступления глубинных эманаций, богатых углеводородом с тяжелым углеродом. Серпентин - характерный минерал для кимберлитовых пород Якутии, в то время как для других регионов он является второстепенным минералом и нередко содержится в незначительном количестве. Максимальное содержание его в кмиберлитах Ю. Африки около 30% (при среднем около 10%) от основной массы. В трубках европейской части России вместо серпентина развиты сметиты. Это подчеркивает, что серпентинизация отнюдь не является обязательным преобладающим процессом в последовательности изменения (эволюции) кимберлитовой магмы. Среди других загадочных фактов в эволюционной схеме кимберлитовой магмы является выпадение из нее ряда высокотемпературных процессов, которые могли бы проявиться в период остывания кимберлитовой магмы (амфиболизация, хлоритизация и др.). Поскольку существуют хорошо выраженные псевдоморфозы по оливину, пироксенам, гранатам и слюде, то сложно возражать, что данные минералы все-таки существовали раньше серпентина, и они-то выкристаллизовались непосредственно из магмы. В таком случае на долю серпентина, если бы он образовался из магмы, попадала бы только основная массы породы, то есть так называемое стекло, которого в свежем виде пока никто не обнаружил. Состав и свойства кимберлитовой магмы несомненно менялись как по мере медленного приближения к ослабленным участкам земной коры, так и в условиях выполнения камер, где впоследствии образовались интрузивные породы, а также непосредственно в процессе взрыва.

Существование кальций-карбонатно-силикатного расплава возможно только в условиях громадного давления. Его ликвация может происходить на рудный (тяжелый), средний (силикатный) и легкий (карбонатный) компоненты при малом содержании воды (сухих магм). Увеличение в расплаве воды (водорода) может привести к облегчению силикатной составляющей.

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ЗАПАДНЫХ КЕЙВ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Зозуля Д.Р., Петров С.И. (ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Россия)

В ходе изучения всех известных редкометальных объектов Западных Кейв (район развития щелочных гранитов (ЩГ) и вмещающего гнейсо-сланцевого комплекса (ГСК)) установлено, что все объекты можно подразделить на три основных генетических типа: 1) апогранитные метасоматиты (минерализованные граниты щелочных фаций, расположенные в апикальных частях интрузий ЩГ; минерализованные граниты субщелочных фаций, расположенные в тектонизированных приконтактных зонах приподошвенных частей интрузий ЩГ), 2) метасоматиты (кварцевые альбититы и микроклиниты; апобазитовые метасоматиты, связанные с жильными щелочными и субщелочными гранитами), 3) пегматиты и гидротермалиты (кварц-полевошпат-астрофиллитовые пегматиты, кварц-микроклиновые пегматиты и силекситы апикалей и ближнего экзоконтакта кровли ЩГ, амазонитовые ранд-пегматиты в ГСК, берилл-мусковитовые пегматиты в ГСК). Все генетические типы рудопроявлений формировались в ходе развития четырех рудообразующих систем (РОС), отличающихся, главным образом, по источнику и субстрату: 1) РОС гранитов щелочных фаций имеет геохимическую специализацию на Y, Nb, Zr, HREE, Ti, Th, F (NYF-тип по [1]; источником является деплетированная мантия;2)РОС гранитов субщелочных фаций специализирована на Y, Nb, Ta, Zr, REE, Sn, W, F, (Mo, Be, Li, Cs) (смешанный NYF-LCT-тип); источником является продукт контаминации щелочно гранитной магмы (NYF-система) недеплетированным веществом верхней коры (LCT-система); 3)РОС амазонитовых пегматитов геохимически подобна РОС второго типа (NYF-LCT тип); источником является NYF-система (отщепленные щелочногранитные флюиды), экстрагировавшая из субстрата (ГСК (LCT-система)) недеплетированное вещество.4)РОС гнейсов и сланцев имеет геохимическую специализацию на Be, Ta, Li, P, F (LCT-тип); источником и субстратом является недеплетированное коровое вещество.

Литература

1.Cerny P. Fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields. // Precambrian Res., v.51, N1, p.429-468.

РОЛЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ТРАНСФОРМАЦИИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Золотарев Б.П., Артамонов А.В. (ГИН РАН, Москва, Россия)

Геологическая история современного океана свидетельствует о сложном тектоно-магматическом структурировании океанического ложа. В его формировании можно выделить по крайней мере два (может быть три и более) крупных этапа: первый - рифтообразование и спрединг океанического дна; второй - возникновение вторичных (постспрединговых) тектоно-магматических структур в океанической коре. Внутри второго этапа можно выделить подэтап, или самостоятельный третий этап - формирование трансформных разломов. Каждый последующий, после первого, этап приводит к трансформации океанической коры, заключающейся в изменении ее мощности и состава магматических составляющих. В течение первого этапа формируется трехслойная океаническая кора, мощностью 8-10 км. Во второй этап на этой коре формируются вторичные тектоно-магматические структуры (различного рода поднятия на срединно-океанических хребтах и абиссальных плитах, трансформные разломы, как самостоятельные геологические тела и т.д.). В некоторых случаях, как например в трансформных разломах, мощность коры может сокращаться до 4-5 км на инициирующей фазе (фазе формирования разлома как тектонической структуры) с последующим увеличением мощности коры при его магматической реактивизации, с которой связано формирование внутриразломных симаунтов и трансверсивных хребтов. Мощность океанической коры в этом процессе возрастает до 15-20 км и более. При этом происходит инверсия в химическом составе вулканитов (они становятся более щелочными), заглубляется очаг магмогенерации, меняется металлогеническая специализация первичных расплавов. Именно этот процесс авторы рассматривают как первичную вертикальную аккрецию океанической коры. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 95-05-15379).

ПЛАТФОРМЕННЫЙ МАГМАТИЗМ В ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ (НА ПРИМЕРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Золотухин В.В. Васильев Ю.Р.(ОИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия)

1. Внутриплитный континентальный, платформенный магматизм является специфическим продуктом тектоно-магматической активизации в условиях мощной континентальной литосферы и взаимодействия процессов геодинамики и горячего глубинного мантийного материала в виде поднимающегося плюма.

2. Специфика платформенного магматизма это - четкий парагенезис магматических формаций (Кузнецов,1964): трапповый, щелочно-ультраосновной и основной с карбонатитами, а также кимберлитовый, повторяющийся во времени и пространстве.

3. Главные компоненты платформенного магматизма и, прежде всего, огромные массы траппов в конечном счете связаны с парциальным плавлением громадного ультраосновного плюма.

4. Полевошпатовый пикритовый расплав обоснованно предполагается как исходная магма для всего многообразия траппов на Сибирской платформе путем его последовательного фракционирования (Золотухин, Лагута, 1985; Золотухин и др., 1989).

5. Щелочной пикритовый расплав определяется как исходная магма многообразия щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород Маймеча-Котуйской провинции при его фракционировании, что подтверждается расчетами (Лагута, 1993).

6. Маймечитовый и кимберлитовый расплавы рассматриваются авторами как родственный, особенно глубинные, первичные ультраосновные магмы (Васильев, 1983; Золотухин, Васильев, 1987).

7. Упомянутые выше типы исходных первичных расплавов интерпретируются авторами как продукты различной степени парциального плавления, различной глубинности выплавления, температурности и различной степени "ошелочения" в процессе глубинного взаимодействия выплавок с глубинными подкоровыми эманациями-флюидами, несущими щелочи и особенно - калий и сопутствующие некогерентные элементы (Золотухин, Альмухамедов, 1991).

Финансовая поддержка РФФИ была по проекту N 95-05-15584.

Зорина Л.Д., Куликова З.И. (ИГХ СО РАН, Иркутск, Россия)

МАЛЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ТЕЛА МЕЗОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА ДАРАСУНСКОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ СИСТЕМЫ (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Субвулканические интрузии, их дайковые и эффузивные аналоги на территории Дарасунского рудного района образуют серию обособленных вулкано-купольных структур (диаметр до 5 км, средний 1-2 км), соответствующих самостоятельным центрам извержений и вмещающих все известные в районе месторождения и рудопроявления золота.

Общим для всех структур является длительное становление в возрастном диапазоне от 175±5 до 91±4 млн. лет, включая дорудный, рудный и послерудный этапы, но при более узких возрастных рамках функционирования отдельных вулканических очагов. Совместное развитие в одних и тех же вулканоструктурах производных высококалиевой известково-щелочной, шошонит-латитовой и нормальной известково-щелочной магм при резком преобладании фациальных разновидностей пород высококалиевой известково-щелочной высокоглиноземистой магмы. Соответствие изменчивости состава магм определенным возрастным интервалам. Индивидуальные черты выразились в неодинаковой степени проявления фациальных разновидностей пород (штоки, дайки, покровы), с чем согласуется развитие оруденения соответствующих фаций глубинности (среднеглубинных, приповерхностных). Наблюдается преобладание в одних вулканоструктурах более основных пород, в других – более кислых, а также преимущественное развитие в штоках субщелочных и нормальных порфировых пород кислого (гранитов и гранодиоритов), реже среднего (диоритов, кварцевых диоритов, монцонитов) состава; среди даек – плагиопорфиров, фельзитов, фельзит-порфиров, вулканических стекол, реже гранодиорит- и гранит-порфиров, диоритовых порфиритов, кварцевых порфиров; в покровах – латитоидов, нормальных и субщелочных андезитов, дацитов, риолитов и их переходных разностей.

Анализ геохимической истории петрогенных и редких элементов малых интрузий Дарасунской золоторудной системы приводит к выводу, что совмещенное в одних структурах проявление потенциально рудоносных высококалиевой известково-щелочной и шошонит-латитовой магм является определяющим рудогенерирующим фактором.

II-88

ИЗУЧЕНИЕ ВОЛЬФРАМИТОВ ИЗ ЗОН ГИПЕРГЕНЕЗА

Зорина М. Л., Сахаров А. Н., Сорокина Н. А. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Методами ЭПР, ИКС и магнитной восприимчивости исследованы образцы вольфрамита из месторождений Казахстана, Забайкалья, Приморья, в том числе подвергнутые процессам изменения в зонах гипергенеза («измененные» вольфрамиты).

При обогащении вольфрамовых руд используют методы магнитной и электромагнитной сепарации, поэтому актуально изучение магнитных свойств вольфрамита и «измененного» вольфрамита.

Измерение объемной магнитной восприимчивости образцов вольфрамитов показало, что значения ее практически не зависят от состава и постоянны при разных температурах обжига.

Для образцов вольфрамитов из зон окисления, затронутых процессами изменения, характерно уменьшение значений магнитной восприимчивости в 1,5–2 раза, и резкое возрастание при отжиге с 700°С в 40–60 раз.

Получена зависимость интегральной линии Mn^{2+} в спектрах ЭПР от гюбнеритовой составляющей, что позволяет характеризовать состав вольфрамитов. Для измененных вольфрамитов фиксируется широкая линия (2500 э) другой природы, интенсивность которой зависит от степени изменения минерала.

ИК-спектры также различаются для образцов вольфрамитов, затронутых процессами изменения, как в области решеточных колебаний, так и в высокочастотной области, где появляются полосы поглощения ассоциированной воды (3200, 3400 $см^{-1}$) и у 1100 $см^{-1}$ колебания металл—гидроксил. Интенсивность этих полос зависит от степени изменения минерала.

КАНДАГУБСКИЙ МАССИВ - НОВОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ КАРБОНАТИТОВОГО МАГМАТИЗМА В КАРЕЛО-КОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ.

Иваников В.В*, Пилипюк А.Н, Гольянова О.Э, Путинцева Е.В, Франк-Каменецкий Д.А, Санкт-Петербургский Государственный Университет, Государственная специализированная фирма "Минерал", Санкт-Петербург, Россия

Одним из значительных открытий последних лет в Кольской щелочной провинции явилось обнаружение в окрестностях г. Кандалакша Кандагубского карбонатитового массива (Чувардинский и др.,1987). Массив является частью сложного, полихронного и полигенного палеозойского щелочного комплекса, включающего несколько магматических серий и локализованного на пересечении трех зон трансрегиональных глубинных разломов - Кандалакшско-Двинской,Хибино-Ботнической и Мончегорско-Хаутоваарской.

Кандагубский массив представляет собой округлое в плане тело, диаметром около 2.5 км. В его строении принимают участие следующие породные ассоциации, соответствующие интрузивным фазам: 1.Якупирангиты-мельтейгиты-ийолиты; 2.Фосфатно-карбонатно-силикатные щелочные породы, с вариациями составов от мельтейгитов и ийолитов до малиньитов и содержанием кальцита и апатита в среднем около 15%; 3.Фоидосиениты и эгириновые сиениты; 4.Карбонатиты. В экзоконтакте массива широко развиты фениты, а во внутренних частях - апатит-карбонат-биотитовые, альбитовые, эгириновые и др. метасоматические породы.

Среди карбонатитов массива установлены эгирин-кальцитовые, апатит-кальцитовые, мономинеральные кальцитовые, кальцит-доломитовые и доломит-анкеритовые. Все карбонатиты характеризуются высоким содержанием редких земель при резко дифференцированном их составе(La 189-407; Ce 340-610; Nd 90-219; Sm 11-34; Eu 4.6-7.8; Tb 0.74-4.3; Yb 2-3 ppm), а наибольшие концентрации лантаноидов установлены в поздних барит-кварц-анкеритовых жилах (0.3% Ce_2O_3). В доломит-анкеритовых карбонатитах и сопряженных с ними карбонатно-слюдистых метасоматитах наблюдается обильная пирохлоровая и монацитовая минерализация, обусловившая содержания в породах около 0.3% Nb_2O_5 и 0.4% RE_2O_3.

Кандагубский массив сильно отличается от других карбонатитовых плутонов Карело-Кольского региона отсутствием в нем ультрабазитов, широким развитием щелочных сиенитов и карбонатитов, особенно доломит-анкеритовых, а также присутствием в качестве самостоятельной интрузивной фазы своеобразных щелочных пород, обогащенных кальцитом и апатитом. Генезис массива связан с кристаллизационным фракционированием бедной оливином нефелинитовой исходной магмы, в совокупности с ликвационным отщеплением карбонатитового и , возможно, фоскоритового расплавов на поздних стадиях магматического процесса.

II-90

Время извержений и источники магм Рунгве и Удокана Восточно-Африканской и Байкальской рифтовых систем

Иванов А.В.*, Рассказов С.В., Брандт И.С., Брандт С.Б. (ИЗК СО РАН, Иркутск, Россия), Бовен А. (VUB, Brussels, Belgium), Андре Л. (RMCA, Tervuren, Belgium)

На поле Рунгве, по данным датирования К. Дж. Эбингер, выделяются вулканические эпизоды: 8,6-5,6; 2,2-1,6 и 0,57-0 млн. лет назад. Имеется дифференцированный ряд от шелочных базальтов, базанитов до трахитов, фонолитов. Во время последнего эпизода изливались также щелочно-ультраосновные лавы оливин-меланефелинитового состава. На Удоканском поле нами установлены эпизоды вулканизма 14; 9,6-7,4; 4,0-2,6; 2,6-2,4 и 1,8-0,002 млн. лет назад. Во время первого эпизода изливались щелочно-ультраосновные лавы оливин-мелалейцititового состава. Более поздний вулканизм представлен серией от щелочных базальтов, базанитов до трахитов.

Микроэлементный состав лав обоих полей изучен методом ICP-MS. Модельные расчеты показывают образование спектра ультраосновных-основных составов Рунгве при смешении расплавов из двух источников: 1) мантийного аномального, возможно, соответствующего апатитсодержащему гарцбургиту, и 2) мантийного обедненного, подобного источнику (или источникам) океанических базальтов. Из первого источника поступали однородные базаниты с низкими отношениями Zr/Sm, низкими концентрациями Zr и Hf, повышенными концентрациями Sm и Th. Из второго источника выплавлялся более широкий спектр составов, включая щелочные базальты и оливиновые меланефелиниты. Степень частичного плавления менялась от 4 до 12 %. Весьма вероятно, что аномальный источник находился глубже, чем обедненный. Магматизм Удокана развивался в литосфере, отличающейся от источников выплавления океанических базальтов повышенными отношениями Ba/Rb, K/Nb, K/Ta, Pb/Ce, U/Nb и более низкими отношениями Y/Ho. Оливиновые мелалейцititы выплавились из мантии с гранатом и флогопитом. Базаниты образовывались при плавлении менее глубинной амфиболсодержащей мантии, а щелочные базальты - при плавлении мантии и нижней коры.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ.

Иванов В.Г. (Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия). Ярмолюк В.В. (ИГЕМ РАН, Москва, Россия).

Магматизм повышенной щелочности является характерной составной частью позднемезозойского магматизма Западного Забайкалья. Начиная с J_3 по конец K_2 выделяются 6 последовательных этапов магматической активности региона 4 из которых сопровождаются появлением щелочных пород [1]. При этом, ассоциации со щелочными породами геологически не связаны с площадными излияниями базальтоидных магм, а формируют пространственно изолированные структуры и фиксируют отдельные эпизоды магматической деятельности, приуроченные к локальным грабенам и вулканическим центрам.

Среди щелочных пород выделенных ассоциаций преобладают основные породы (тефриты, тефрофонолиты, тешениты, нефелиниты). Менее характерны средние породы(фонолиты, трахиты, неф.сиениты) и еще более редки щелочные граниты и их вулканические аналоги - комендиты и пантеллериты. Общей тенденцией изменения составов ассоциаций во времени является уменьшение роли салических пород.

Щелочные породы основного и среднего составов характеризуется высокими содержаниями Ba, Sr, Li, Rb, Zr, легких лантаноидов. Для всех серий выявляется Ta-Nb минимум и Pb максимум. Свинцовая аномалия заметно уменьшается с возрастом. "Коровые" геохимические характеристики щелочных пород находятся в противоречии с геодинамическими палеореконструкциями и свидетельствуют скорее о специфике условий мантийной магмогенерации [2].

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 94-05-16038.

Литература:

1. Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Смирнов В.Н. Новые данные о возрастах проявления вулканизма в Западно-Забайкальской позднемезозойской-кайнозойской вулканической области. // Докл. РАН т. 345, № 5, 1995. 648-652.

2. Kelemen P.B. et al.//Earth and Planetary Science Letters 120 (1993) 111-134.

ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗОНЫ ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

Иванов К.С.*, Echtler H.**, Ронкин Ю.Л.*, Карстен Л.А.*, Hetzel R.** (*Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия; **GeoForschungsZentrum, Potsdam, Germany)

Предлагается новая модель формирования и тектоно-метаморфической эволюции Уральской палеосубдукционной зоны. Эта зона, представленная Главным Уральским глубинным разломом (ГУГР), является гигантской падающей на восток сутурой, разделяющей палеоконтинентальный и палеоостроводужный сектора Урала. На Среднем Урале, наиболее сжатой части пояса, ГУГР разделяет два метаморфических комплекса - Сысертский на востоке и Уфалейский на западе, которые обычно рассматривались как протерозойские полиметаморфические образования. По нашим данным вся эта область представляет собой поперечный глубинный срез палеозойской зоны субдукции. В пределах Сысертского комплекса (надсубдукционный клин) выделяется две зоны генерировавшиеся одновременно при разных P,T параметрах. Восточная зона метаморфизована в условиях перехода к гранулитовой фации (T = 650-700°C, P ≈5,5-6 кбар), что сопровождалось мигматизацией. Субстратом служили палеозойские островодужные андезитоидные образования. Западная часть Сысертской структуры, имевшая изначально тектоническую природу (меланж или аккреционная призма) претерпела метаморфизм амфиболитовой фации повышенных давлений (450-500°C,8-9 кбар). Главная стадия метаморфизма происходила в Сысертской структуре в начале интраконтинентальной коллизии 350 млн. лет назад (Sm-Nd изохрона и конкордантное U-Pb отношение в цирконах). Последняя стадия пластических деформаций происходила 240-260 млн. лет назад (Rb-Sr,K-Ar метод). Уфалейский комплекс (субдукцированная плита) также имеет двучленное строение, где западная часть, вероятно, представляет собой край фундамента Русской платформы. Восточная часть Уфалейского комплекса представляет собой глубинный срез интенсивно меланжированной субдукционной зоны и характеризуется метаморфизмом повышенных давлений (580-630°C,10-11 кбар). Западный Уфалей, как и нижнепротерозойский Тараташский комплекс, надвинут на запад на девонские известняки в результате коллизии в позднем палеозое. Структурные признаки указывают,что столкновение Урала и Русской платформы было косым (азимут 290-300°) и сопровождалось левосторонними сдвигами.Исследования выполняются при поддержке РФФИ (грант 94-05-16296).

ПРИНЦИП ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Иванов М.А. (СПбГГИ, Санкт-Петербург, Россия)

Изучение внутриформационного разнообразия пегматитов требует развития фациального анализа этих пород, основы которого заложены А.Е.Ферсманом, Г.Н.Бунтиным, Д.С.Коржинским. В его развитии перспективен теоретический подход к анализу явлений пегматитообразования, при котором исследуются причинно-следственные отношения между геологическими условиями, влияющими на изменчивость пегматитов, и наблюдаемым разнообразием пегматитов. Следуя этому положению, определим, что *фациальные условия* образования пегматитов определяются, исходя из влияния на изменчивость пегматитов, составляющих формации, определенных геологических факторов - метаморфического, магматического, тектонического, литологического, отражающих изменения физико-химических условий пегматитообразования в реальных геологических обстановках. Тогда *фациальные особенности* пегматитов - это разнообразие их морфологии, вещественного состава и строения, обусловленные изменчивостью в пространстве геологических условий, в которых происходило формирование пегматитов, ограниченных определенной (какой-либо) формацией. *Фация пегматитов* - это совокупность пегматитовых тел отдельной формации, обладающих устойчивым комплексом особенностей форм залегания, состава, строения, возникновение которого в каждом конкретном случае достаточно четко коррелируется с решающим влиянием какого-либо определенного геологического фактора. Ведущий геологический фактор, обусловивший комплекс фациальных условий и особенностей пегматитов, определяет *тип фаций пегматитов*. Анализ этих особенностей, отражающих морфологическую и вещественно-структурную изменчивость пегматитов, позволяет выделить *виды фаций*. Следовательно предлагаемый принцип фациального анализа пегматитов сводится к выделению фациальных типов и видов этих образований на основе данных определений. Так как применительно к разным формациям пегматитов устанавливается несколько разная значимость геологических факторов их контроля, для пегматитов разных формаций в соответствии с данным принципом целесообразно выделять фации разного типа.

II-94

Геохимические индикаторы эволюции земной коры офиолитовой зоны района Уральской сверхглубокой скважины **Ю.С.Каретин** ИГиГ УрО РАН

Скважина СГ-4 бурится во внутренней части Тагильской рифтовой структуры главной эвгеосинклинальной зоны пояса палезоид Урала,достигла глубины 5350м и, по данным изучения ее керна автором, вскрыла полный разрез риолит-андезит-базальтовой формации S_1 островодужного типа, на глубине 5072 м залегающей с нормальным седиментационным контактом на базальтовых вулканитах офиолитового основания. Главная ось палеоспрединга офиолитовой зоны трассирована автором в 10 км западнее от СГ-4 - цепочкой мелких тел офиолитовых габброидов, пироксенитов и секущих их субвертикальных базальтовых даек, по химизму близких толеитам N-типа океанических рифтов. Однако в обе стороны от оси они очень быстро, на протяжении 1-2 км, сменяются афиритами все более железистыми и/или по мере удаления от оси все более обедненными никелем, хромом (до 50- 20 и 10 г/т Cr), присущими только областям с мощной континентальной корой. Очевидно, что рифтовый раздвиг был узкощелевым (подтверждение тому- кратковременность спрединга по геологическим данным: не более 1 - 5 млн. лет в конце ордовика, сменившись затем в S_1 режимом рассеянных растяжений и ареального бимодального вулканизма). То есть в ближнем обрамлении раздвига, в т.ч. во внутренней части офиолитового трога, все процессы происходили на сохраняющейся древней континентальной коре, и вулканогенные образования здесь несут индикаторные признаки этого. Так, СГ-4 вскрыла натриевые и калиевые афировые толеитовые лейкобазальты, ферробазальты, исландиты, красные агглютинаты наземных шлаковых конусов и кислые лавы флангов оси - обстановки, во многом близкой флангам современного рифта Исландии. Залегающая выше формация не относится к юноостроводужным, а сочетает в себе признаки зрелых островодужных серий (высокие Sr -450-550г/т, Zr, La,Ce и т.д.) и одновременно - поясов Андского типа и рифтогенных прототолеитовых явно не надсубдукционных серий: имеют высокие концентрации ниобия(4-13г/т), Cr,Ni,Sc, Zr,Na. Палеомощности коры на момент их извержений по критерию Конди- количествам K_2O(1,7мас.%) в андезитах (h=18.2x K_2O+0.45)- оцениваются в 31,4 км. Современные мощности кристаллической части коры по данным ГСЗ здесь варьируют между 30 и 32 км. Во всем вскрытом по СГ-4 разрезе не обнаруживается признаков проявлений процессов "преобразований океанической коры в переходную, затем в метаморфиты континентальной коры", как и признаков коллизионных скучиваний. Происходили главным образом лишь рифтогенная деструкция и магматическое наращивание дорифейской коры.

ПРИНЦИП ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ

Иванов М.А. (СПбГГИ, Санкт-Петербург, Россия)

Изучение внутриформационного разнообразия пегматитов требует развития фациального анализа этих пород, основы которого заложены А.Е.Ферсманом, Г.Н.Бунтиным, Д.С.Коржинским. В его развитии перспективен теоретический подход к анализу явлений пегматитообразования, при котором исследуются причинно-следственные отношения между геологическими условиями, влияющими на изменчивость пегматитов, и наблюдаемым разнообразием пегматитов. Следуя этому положению, определим, что **фациальные условия** образования пегматитов определяются, исходя из влияния на изменчивость пегматитов, составляющих формации, определенных геологических факторов - метаморфического, магматического, тектонического, литологического, отражающих изменения физико-химических условий пегматитообразования в реальных геологических обстановках. Тогда **фациальные особенности** пегматитов - это разнообразие их морфологии, вещественного состава и строения, обусловленные изменчивостью в пространстве геологических условий, в которых происходило формирование пегматитов, ограниченных определенной (какой-либо) формацией. **Фация пегматитов** - это совокупность пегматитовых тел отдельной формации, обладающих устойчивым комплексом особенностей форм залегания, состава, строения, возникновение которого в каждом конкретном случае достаточно четко коррелируется с решающим влиянием какого-либо определенного геологического фактора. Ведущий геологический фактор, обусловивший комплекс фациальных условий и особенностей пегматитов, определяет **тип** фаций пегматитов. Анализ этих особенностей, отражающих морфологическую и вещественно-структурную изменчивость пегматитов, позволяет выделить **виды** фаций. Следовательно предлагаемый принцип фациального анализа пегматитов сводится к выделению фациальных типов и видов этих образований на основе данных определений. Так как применительно к разным формациям пегматитов устанавливается несколько разная значимость геологических факторов их контроля, для пегматитов разных формаций в соответствии с данным принципом целесообразно выделять фации разного типа.

II-96

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КСЕНОГЕННОМ КВАРЦЕ БАЗИТОВОЙ ДАЙКИ КАК ИНДИКАТОРЫ СМЕШЕНИЯ ОСНОВНОЙ И КИСЛОЙ МАГМ.

Кириллов А.С., Лялинов Д.В., Беляев А.М., Шебанов А.Д. (СПбГУ, С.Петербург, Россия)

Проводилось сравнительное изучение флюидных включений в порфировидном кварце амфибол-биотитовых гранитов рапакиви и в ксеногенном кварце, включенном в базитовую дайку, секущую эти граниты в центральной части Салминского массива (Карелия). Предшествующее изучение показало, что ксенокристаллы захватывались основным расплавом при его смешении с кристаллонасыщенной магмой рапакиви в нижних уровнях магматической камеры, далее гибридная магма была размещена в уже консолидированных гранитах верхних участков интрузива [1]. Состав флюидных включений (CO_2, H_20, CH_4 и др.) в кварце определяли методом масс-спектрального термического анализа по мере декрипитации с нагревом; положение пиков декрепитации было сопоставимо с температурами гомогенизации включений. Для порфировидного кварца рапакиви характерно наличие двух пиков массового вскрытия газово-жидких включений. Пик при температуре T_1 = 525 °С соответствует декрепитации первичных включений с температурами гомогенизации ($T_{гом}$) около 490-540 °С; вскрытие вторичных цепочечных включений происходило при T_2 =420 °С, их $T_{гом}$ лежат в интервале 210 - 380 °С. Для первичных включений характерны следующие соотношения главных компонентов, взятых в мол.%: H_2O/CO_2=7.6-9.5, CO_2/CH_4=47.5-58.0. Для включений в ксеногенном кварце из базитовой дайки фиксируется область декрепитации в интервале от 570 до 750 °С с максимумом при T_3 = 650 °С, иногда присутствуют также и пики, типичные для кварца из гранита рапакиви. По сравнению с данными для кварца из гранитов, отношение H_2O/CO_2 ниже как в окрестности T_2, так и в области T_3 (1.3 - 4.5 и 1.9 - 4.7 соответственно). CH_4 в наиболее высокотемпературной области практически отсутствует. Полученные данные позволяют заключить, что при прогреве ксенокристов основным расплавом происходила декрепитация флюидных включений в кварце и образование вторичных - высокотемпературных. Их состав отражает потери более летучих газов. Появление подобных микровключений является индикатором процессов магматического смешения, что может быть использовано при расшифровке петрогенезиса гибридных пород.

Литература

1. Belyaev et al. Structural features of alkali feldspars from the rapakivi granites and monzonites of Salmi and Berdiaush batholiths//Abstr. Vol. IGCP- 290-315, 1994, Montreal, Canada. p.2.

ЛИНЕЙНО-КОНТАКТНЫЕ ЗОЛОТООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ КЛИНЦЫ (УКРАИНСКИЙ ЩИТ).

Ковальчук М.С. (Институт геологических наук НАН Украины, г.Киев, Украина)

В последние годы в пределах Кировоградского блока Украинского щита геолого-разведочными и научно-исследовательскими работами выявлено и исследовано ряд рудопроявлений золота. Наиболее интересные проявления металла связаны с гранитоидно-метатеригенным комплексом нижнего протерозоя, а именно с породами чечелевской свиты ингуло-ингулецкой серии в пределах Клинцовского участка.

Особый интерес вызывает линейно-контактный морфогенетический тип золотого оруденения, с которым связаны проявления псевдосегрегационного золота. Оруденение локализуется в зонах интенсивно дислоцированных пород фундамента, генетически связано с кварцевыми жилами, инъекциями аплито-пегматоидных гранитов в гнейсы чечелевской свиты и представлено серией сложных каолинизированных и катаклазированных маломощных жил, прожилков, штокверков, разбросанных по площади. К тектонически-ослабленным участкам приурочена древняя палеогидросетка. Руды кварц-каолинового состава, содержат устойчивые к выветриванию минералы. Распределение золота в рудных телах зональное. Основная масса золота сосредоточена в классе 0,4-0,7 мм, хотя встречаются и более крупные золотинки (до 3,5 мм). Золото, в основном, псевдосегрегационного строения. На некоторых золотинках прослеживается переход от монокристалла до "сегрегации" зерен. Создается впечатление, что крупные выделения золота состоят из многочисленных соединенных между собой мелких зерен золота неправильной формы. По химическому составу золото высокопробное (992). Среди элементов примесей в металле присутствуют Ag, Fe, Cu, Pb, Zn, Te, Mg, Sb, As, Sn, Ti, Ni.

Образование рудопроявлений псевдосегрегационного золота обусловлено притоком вдоль тектонически-ослабленных зон низкотемпературных гидротермальных растворов, которые привносили рудные компоненты и видоизменяли вмещающие породы. Действие растворов способствовало образованию конвергентных образований, по минеральному состоянию похожих на элювиальные продукты коры выветривания. Кристаллизация золота происходила происходила в неоднородной среде (смешанные формы золота) при значительной роли интраминерализационных деформаций (комковидные и цементационные золотинки).

РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДОВ И ПРОДУКТИВНОСТЬ ОЛОВО-ВОЛЬФРАМ-РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Козлов В.Д., Свадковская Л.Н.

(Институт геохимии им.А.П.Вернадского СО РАН, Иркутск, Россия)

Граниты рудоносных в отношении комплекнсого олово-вольфрам-редкометального оруденения интрузий обладают непременным признаком повышенной редкометальности, выражающейся в вышекларковых концентрациях в них группы характерных гранитофильных элементов. Установлено, что уровень редкометальности гранитов, который может быть оценен суммой единиц кларков гранитофильных элементов, прямо коррелируется со степенью рудоносности гранитов. По уровню редкометальности граниты могут быть подразеделены на субредкометальные, с которыми ассоциируют многочисленные рудопроявления, и ультраредкометальные, с которыми связан основной объем продуктивного оруденения.

Геолого-геохимическое сравнение рудоносных гранитных интрузий Забайкалья с эталонной интрузивной системой Рудных Гор Центральной Европы показал, что соответствующие фазово-фациальные дифференциаты интрузий двух регионов характеризуются сходными диапазонами редкометальности, и следовательно, - потенциальной рудонеосности. Вместе с тем, установлено, что резкие различия в продуктивности (масштабах и качестве) редкометального оруденения двух регионов обусловлены главным образом существенными различиями объемов рудоносных интрузивных гранитных систем и, в особенности, их поздних ультраредкометальных дифференциатов, генерировавших продуктивное оруденение.

Низкая продуктивность оловянно-вольфрамового оруденения в Забайкалье обусловлена ограниченными объемами пространственно-разобщенных интрузивных систем редкомтеальных гранитов, и, соответственно, очень небольшими объемами тел их поздних ультраредкометальных дифференциатов, сопровождающихся вследствие этого продуктивным оруденением с невысокими экономическими показателями.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ СЕВЕРА УРАЛА И ПАЙ-ХОЯ

Козырева И.В. (Институт геологии КНЦ УрО РАН, г.Сыктывкар).

Изученные черносланцевые отложения входят в состав метаморфических комплексов докембрия и осадочных формаций палеозоя и представлены двумя литологическими разновидностями: кремнистыми и силикатными. На Севере Урала распространены как те, так и другие, в то время как на Пай-Хое встречаются практически лишь кремнистые. Результаты исследования данных пород сводятся к следующему.

1. Содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) в черносланцевых формациях находятся в основном на кларковом уровне, т.е. лантаноиды не накапливаются в черных сланцах: их кларки концентрации по отношению к мировым кларкам черных сланцев [1] обычно менее 1 либо близки к ней.

2. Распределение лантаноидов в черных сланцах контролируется литологическими факторами: глинистостью, фосфатностью, карбонатностью пород, количеством и составом нерастворимого остатка в карбонатных породах. Главным носителем РЗЭ является глинистое вещество. Существенную роль в накоплении La, Ce, Sm, Eu, Tb и Yb играет присутствие фосфатов. Роль органического вещества, как концентратора лантаноидов, весьма незначительна (из РЗЭ с органическим веществом, по-видимому, связан лишь Yb). Карбонатное и кремнистое вещество практически стерильно в отношении РЗЭ.

3. Церий и европий могут накапливаться в карбонатной фазе черных сланцах и служить индикаторами аноксических условий накопления углеродистых осадков. Это предположение основано на известной способности этих элементов менять свою валентность в зависимости от Eh среды, в которой формируются осадки, и подтверждено результатами фазовых анализов.

4. Выявленные различия в содержаниях и распределении РЗЭ в черных сланцах обусловлены литологическим составом пород и не обнаруживают ясной связи с возрастом и геоструктурной принадлежностью толщ: аномальные концентрации лантаноидов, характерные для отдельных толщ, связаны с присутствием в породах примеси продуктов переотложения кор выветривания, пирокластического материала, а также с повышенной глинистостью толщ.

Литература

1. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. – Екатеринбург: УИФ "Наука", 1994. – 304 с.

II-100

МЫШЬЯК И СУРЬМА В ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЕ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКОГО ХРЕБТА: ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ.

И.С.Колоскова, Д.В.Гричук (МГУ, Москва, Россия)

Проведен критический анализ литературных данных по термодинамическим свойствам минералов в псевдотройной системе $(Ag,Cu)_2S$-$(Fe,Zn,Pb)S$-$(Sb,As)_2S_3$, позволивший охарактеризовать (помимо простых сульфидов) 15 индивидуальных фаз в этой системе. Выполнено согласование термодинамических свойств растворенных форм As, Sb и Ag для диапазона T-P-условий гидротермального процесса.

На основе полученной информации проведено моделирование поведения As и Sb в гидротермальной системе срединно-океанического хребта. Конструкция и методика расчета модели аналогичны опубликованным в [1]. Термодинамическая мультисистема, использованная в модели включала 18 элементов (H-O-K-Na-Ca-Mg-Fe-Al-Si-C-S-Cl-Cu-Zn-Pb-As-Sb-Ag), образующие 65 индивидуальных твердых фаз и 61 растворенную частицу. Термодинамические свойства веществ взяты из банка UNITHERM, для расчетов использована программа GBFLOW.

Результаты моделирования показывают, что As,Sb и Ag должны эффективно мобилизоваться из базальтов океанической коры гидротермальными растворами. Подвижность их укладывается в ряд Sb>Ag>As. Основными формами переноса в рассмотренном диапазоне условий (150-400°C, 500 бар) являются $H_3AsO_3^0$, $Sb(OH)_3^0$, $AgCl_2^-$. Задержка As в метасоматизированных базальтах возможна в виде блеклых руд (Fe-теннантита) при отношениях порода/вода более 0,1 кг/кг. При разгрузке гидротермальных растворов на поверхность дна As и Sb в модели осаждаются в температурном диапазоне ниже 300°C в виде блеклых руд и пираргирита, и затем при метасоматических процессах внутри рудной постройки быстро переотлагаются в ее низкотемпературную зону.

Результаты моделирования хорошо согласуются с данными по распределению и корреляциям As и Sb в гидротермальных сульфидных рудах океана. Надежность модельных результатов в отношении Ag ограничена тем, что в модели не учитывалась возможность его изоморфного вхождения в сульфиды Zn и Pb.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы "Университеты России" (проект "Геомодель").

Литература:

1. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб, Недра, 1992.

Коноваленко С.И., Сазонтова Н.А., Карепин Е.Л.
(ТГУ, Томск, Россия)

К ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ МИАРОЛОВЫХ ПЕГМАТИТОВ.

Рассматривая миаролы в их классическом понимании (Г.Розенбуш, Ф.Шукк, А.Е.Ферсман и др.), как мелкие сингенетические пустоты остаточной кристаллизации кислых расплавов, застывавших на сравнительно небольшой глубине, мы относим к миароловым жилам не пегматиты с полостями вообще, как это делают некоторые авторы, а только те из них, которые имеют указанный выше генезис полостей.

Этот подход делает очень четко очерченной группу миароловых жил, заставляя выделять ее в качестве новой самостоятельной пегматитовой формации. В общепризнанной сегодня формационной классификации гранитных пегматитов А.И.Гинзбурга и Г.Г.Родионова (1960) миароловые жилы занимают промежуточное положение между малоглубинными хрусталеносными пегматитами и среднеглубинными редкометалльными.

В отличии от первых, они всегда отжаты за пределы материнских гранитов, т.е. внегранитные и залегают среди жестких пород, метаморфических или интрузивных, которые обеспечивали в малоглубинных условиях стабильность процесса кристаллизации пегматитовых расплавов. В отличии от вторых, они хотя и содержат почти ту же самую редкометалльную минерализацию (берилл, колумбит-танталит, касситерит, лепидолит, поллуцит и др.), но отличаются очень низкими субкларковыми содержаниями всех редких элементов.

В условиях пониженного внешнего давления и высоких градиентов температур кристаллизация миароловых жил протекала в относительно короткое время, что препятствовало внутрижильной дифференциации. Это сохраняло исходную микрогетерогенность расплавов и приводило к появлению многочисленных, но сравнительно мелких сингенетических пустот с развитием вокруг них локальных ореолов автометасоматоза. Следствием относительно быстрой кристаллизации расплавов является постоянное присутствие в жилах слабо упорядоченного полевого шпата - ортоклаза.

II-102

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ПОРОД ВУОКСИНСКОГО МАССИВА (Карельский перешеек)

Конопелько Д.Л. *(Государственная специализированная фирма "Минерал" Санкт-Петербург, Россия)*

Вуоксинский массив (PR_1, S=100 км^2) полностью перекрыт четвертичными отложениями, и представления о его строении основаны на геофизических данных и бурении (30 скв.глубиной 100-300 м). Для интерпретации физических полей изучены петрофизические характеристики большого числа образцов (100-300 измерений для главных типов пород).

По характеру магнитных минералов породы массива являются ферромагнитными. Магнитная восприимчивость (χ) и остаточная намагниченность (Jn) значительно превышают средние значения для соответствующих типов горных пород. Средние значения плотности (σ г/см^3), χ (х 10^{-6} ед. СГС) и Jn (х 10^{-6} ед. СГС) составляют: апатитоносные пироксениты 2.98, 3200, 700; габбро-диориты, монцодиориты 2.95,5600, 1000; порфировидные граносиениты 2.73, 3100 1700; гнейсовидные порфировидные граниты 2.68, 2700, 650, соответственно.

Значения плотности магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности понижаются с уменьшением основности пород (от ранних фаз к поздним) и хорошо коррелируют между собой. Распределения значений плотности нормальные, χ и Jn - логнормальные с правой ассиметрией. Анализ соотношения индуцированной и остаточной намагниченности показал, что для всех типов пород, за исключением пироксенитов и граносиенитов, общая намагниченность определяется индуцированной составляющей. Результирующий магнитный момент над телами граносиенитов и пироксенитов, в которых установлены интервалы с выдержанными значениями вектора Jn, может определяться как индуцированной, так и остаточной намагниченностью.

Следующие закономерности, наряду с минералого-геохимическими данными, использовались для петрогенетической интерпретации пород массива: 1) Бимодальное распределение значений σ и χ в мелкозернистых пироксенитах связано с резким обогащением некоторых интервалов этих пород магнетитом, что интерпретируется как элемент расслоенности. 2) Жилы гранитов, широко развитые среди субщелочных диоритов первой фазы, имеют весьма выдержанный состав, что иллюстрируется нормальным распределением значений плотности, при котором 80% из 350 измеренных значений попадают в интервал 2.67-2.71 г/см^3. Это противоречит положению о метасоматическом происхождении поздних гранитов в составе массива. По-видимому они представляют собой ремобилизованное вещество корового субстрата.

АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ СКОРОСТИ ОСТЫВАНИЯ ИНТРУЗИВА НА ПАРАМЕТРЫ ОПТИМАЛЬНОЙ МОДЕЛИ ЕГО ЗАТВЕРДЕВАНИЯ

Колтев-Дворников Е.В., Мкртян М.О. (МГУ, Москва, Россия)

Изучено влияние скорости на параметры оптимальных моделей (под термином "оптимальная модель" понимается такая модель в которой количественно воспроизводится распределение главных и второстепенных компонентов в вертикальном разрезе реального тела, на основе которого строится модель). Моделирование проводилось по данным для интрузива Кивакка. Использовался программный комплекс КОМАГМАТ

Скорость остывания зависит от начальной разницы температур между магмой и вмещающими породами (Dtg). Она определяет скорость движения вверх нижней поверхности полного затвердевания, а следовательно определяет величину потока твердой фазы, необходимую для достижения наблюдаемого в природе строения приконтактовой зоны. Удалось построить оптимальные модели при значениях Dtg в диапазоне 900-1600 град.

Установлено, что с ростом Dtg увеличиваются степень закристаллизованности исходной магмы (Fin) (а следовательно и начальная температура магмы) и скорости оседания минералов (V). Как оказалось, зависимость Fin и V от Dtg имеет S-образную форму в отличие от ожидаемой прямо пропорциональной.

Вместе с тем, изменения температуры, летучести кислорода, составов минералов и содержаний взвешенных в конвектирующей магме фаз в процессе затвердевания модельных интрузивов при различных значениях Dtg совпадают. Таким образом, эти параметры являются устойчивыми характеристиками процесса затвердевания интрузива и не зависят от скорости его остывания. Отсюда следуют два важных вывода: 1) невозможность воспроизведения наблюдаемых характеристик природного объекта без принципиального присутствия взвешенных фаз в объеме перемешивающейся магмы доказывает нереалистичность моделей, отрицающих гомогенное зародышеобразование в силикатных магмах; 2) в рамках самой модели не существует критериев выбора единственной достоверной модели, а существует поле решений. Для построения достоверной модели необходима независимая оценка Dtg по геологическим и геофизическим данным и точность оценки параметров затвердевания интрузива определяется точностью оценки температуры вмещающих пород. Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 96-05-65483).

II-104

КЛИНОПИРОКСЕНЫ ИЗ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ ДАЕК КАНДАЛАКШСКОГО ГРАБЕНА

Корешкова М.Ю., Рухлов А.С. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Кандалакшский грабен является частью Беломорской палеорифтовой системы, заложенной в рифее и неоднократно испытывавшей активизацию в течение палеозоя. В пределах этой структуры установлены не менее пяти дайково-диатремовых щелочных серий, возраст которых варьирует от среднего рифея до позднего палеозоя (Иваников, Рухлов, 1996). Раннепалеозойскую (620-470 млн лет - K-Ar возраст слюд и амфиболов) серию образуют дайки и трубки взрыва мелилитовых, пироксеновых и оливиновых щелочных пикритов, оливиновых мелилититов, альнеитов и карбонатитов. Петрохимические особенности, присутствие мантийных ксенолитов и высокобарических ксенокристаллов указывает на слабую степень дифференцированности расплавов раннепалеозойских даек, что позволяет считать их первичными магмами. Глубинные породы, представленные в ксенолитах, чрезвычайно разнообразны по составу: шпинелевые перидотиты, верлиты, пироксениты и горнблендиты, породы, близкие к маридам, эклогиты и эклогитоподобные породы. Среди ксенокристаллов установлены оливины, клинопироксены, ортопироксены, гранаты и хромшпинелиды. По химическому составу нами выделены следующие группы клинопироксенов:

1.) Ксенокристаллы и ядра зональных вкрапленников, представленные хромдиопсидом и соответствующие клинопироксенам мантийных перидотитов. Характеризуются наиболее высокими магнезиальностью и содержанием Cr_2O_3 и наиболее низкими TiO_2 и Al_2O_3.

2.) Диопсид-омфациты из нодулей эклогитов, эклогитоподобных пород и ортопироксен-содержащих эклогитов (пород, переходных между гранулитами и эклогитами), а также ксенокристаллы и ядра зональных вкрапленников. Содержат в среднем 12-20 мол.% жадеитовой молекулы (2-4 вес.% Na_2O). От типичных клинопироксенов эклогитов представители этой группы отличаются более высоким количеством Al в тетраэдрической координации.

3.) Мегакристаллы, корродированные ядра или промежуточные зоны сложно-зональных вкрапленников. Представлены эндиопсидом, диопсидом, авгитом, салитом и титанистым салитом. Концентрации Mg, Cr и Si в них ниже, чем в Cr-диопсидах первой группы, а Al и Ti - более высокие. Предполагается, что такие пироксены кристаллизовались из наименее дифференцированных расплавов в промежуточных магматических камерах в условиях верхней мантии и/или нижней коры. В процессе быстрого подъема магм в более высокие горизонты кристаллизация этих пироксенов прекращалась, они оказывались неравновесными в новых условиях с вмещающими их расплавами и резорбировались.

4.) Идиоморфные зональные фенокристы, внешние зоны сложно-зональных вкрапленников, микрофенокристы и матриксные пироксены. Общими особенностями их состава являются низкие содержания Cr и Mg и высокие - Ti, Al и Fe, прослеживается зависимость состава от химизма магмы. Низкие значения Al^{VI}/Al^{IV} (меньше 0.25) указывают на близповерхностные условия кристаллизации.

Литература

Иваников В.В., Рухлов А.С. Дайковые серии Кандалакшского грабена: петрографическая номенклатура и генетическая систематика.// Вестн.СПбГУ. Сер.7, 1996, №2.

Работа выполнена при финансовой поддержке Государственного комитета Российской Федерации по высшему образованию (грант ***).

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БУРАКОВСКО-АГАНОЗЕРСКОЙ РАССЛОЕННОЙ ИНТРУЗИИ (Ю.КАРЕЛИЯ)

Корнеев С.И.*(СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия), Семенов В.С., Берковский А.Н. (ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Россия), Гриневич Н.Г., Ганин В.А. (ГП "Карельская ГЭ", Петрозаводск, Россия)

Один из крупнейших в Евразии Бураковско-Аганозерский расслоенный массив по общепринятой точке зрения был сформирован в результате одноактного внедрения магмы. Однако анализ результатов старых и новых исследований выявил ряд данных, которые могут свидетельствовать о его многофазной природе.

Массив состоит из двух крупных блоков - Аганозерского (А) и Бураковско-Шалозерского (БШ), различных по морфологии и составу. Характер магнитного поля на северо-востоке БШ может рассматриваться как замыкание его структуры, наложенной на структуру А. По палеомагнитным данным А и БШ существенно отличаются по направлению вектора In [1].

В вертикальном разрезе А выделяются зоны: ультраосновная, пироксенитовая I, габброноритовая I, пироксенитовая II, габброноритовая II и габброноритовая III.

В А и БШ наблюдаются различия в строении вертикальных разрезов зон: в ультрамафмитах БШ преобладают лерцолиты и гарцбургиты над дунитами, а в А - верлиты; в пироксенитовой зоне БШ отсутствуют верлиты и некумулятивные пироксениты; отсутствие в БШ габброноритов I и II с более низкой железистостью, типичных для А. Выше них в А залегают более железистые габбронориты III, содержащие инвертированный пижонит, больше характерные для БШ. В А клинопироксениты с некумулятивной структурой представляют собой перекристаллизованные образования. В них в виде реликтов сохранился ромбический пироксен и плагиоклаз, а авгит частично замещен пижонитом. Здесь же отмечены миароловидные включения кварц-карбонатного состава.

На юге А, в центральной части структуры, на границе габброноритов II и III петрографическими, минералогическими и геохимическими исследованиями зафиксирована зона с признаками возможного структурно-вещественного несогласия. Она трассируется телами микрогаббронноритов, "висячими" горизонтами гарцбургитов (с оливином близким по составу оливину из ультрамафитов), бронзититов, анортозитов и габброноритов с инвертированным пижонитом.

В той же части А, наряду с ритмичностью разного порядка, впервые отмечаются три геохимических мегаритма более крупного порядка, выраженные в ритмической смене сульфидной геохимичекой ассоциации Cu, (Ni) на окисную -V, (Ti). Эта ритмичность не имеет видимой связи с ритмичным переслаиванием петрографических групп пород. Первый мегаритм включает видимую верхнюю часть ультрамафитов и оливиновые клинопироксениты I , второй - безоливиновые клинопироксениты II, габбронориты I, пироксениты II и габбронориты II, третий - габбронориты III. В этой же части разреза вариации значений ENd по вертикали в общем совпадают с данными мегаритмами, за исключением двух разнознаковых аномалий. Положительная аномалия приурочена к нижней части габброноритов III, а отрицательная - к низам габброноритов I, несущих сульфидную геохимическую ассоциацию, а также малосульфидное платинометальное оруденение.

Литература

1. Писакин Б.Н., Прияткин А.А., Федотова М.А., Петро- и палеомагнетизм Бураковской расслоенной базит-гипербазитовой интрузии (Восточная Карелия).// Палеомагнетизм докембрия и раннего палеозоя. Киев. 1992.

К ПРОБЛЕМЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ОСНОВНЫХ И КИСЛЫХ ПОРОД: МОНЦОНИТОИДЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Королева О.В., Олейников Б.В. (ЯИГН СО РАН, Якутск, Россия)

Корифеем петербургской геологической школы, академиком Ф.Ю.Левинсоном-Лессингом, были заложены основы изучения фундаментальных проблем магматической геологии: причин многообразия горных пород и дифференциации магмы как совокупности процессов, происходящих в магматической системе при их образовании. Особое внимание он уделял взаимоотношению пород основного и кислого составов. Проблема эта остается актуальной в геологии и поныне.

При изучении базальтового магматизма Сибирской платформы, были всесторонне исследованы проявления пород среднего и кислого составов, определяемых авторами как "монцонитоиды".

Установлено существование по меньшей мере трех генетических типов монцонитоидов, связанных с разными этапами эволюции толеит-базальтовой магмы: внутрикамерным и глубинным. Первый, наиболее типичный и широко известный, это незначительные по объему выделения пегматоидов и гранофиров заключительных стадий кристаллизационной дифференциации основного расплава в камере интрузива. Имеющийся фактический материал позволяет считать,что значительные объемы расплавов среднего и кислого составов обязаны своим появлением глубинной эволюции базальтовой магмы. В одном случае, в результате кислотно-основного взаимодействия базальтовой магмы с восстановительным флюидом в протяженной магматической колонне. В другом - глубинной эволюции толеит-базальтовой магмы в промежуточных очагах, осложненной влиянием существенно водного калиевого флюида. Процессы гибридизма и ассимиляции не играли определяющей роли при образовании всех изученных типов монцонитоидов.

Все три группы монцонитоидов отличаются четкой спецификой геологического положения, морфологии и вещественного состава, определенными геохимическими характеристиками. Глубинная дифференциация толеит-базальтового расплава, приводящая к появлению магматитов среднего состава, проявляется по-разному в зависимости от геодинамической обстановки и особенностей флюидо-магматических процессов в конкретных магматических системах.

ДАТИРОВАНИЕ ПЛАТИНОИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ Re-Os ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМАТИКИ

А.И.Костоянов, Ю.Д.Пушкарев (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия)

Преимущество Re-Os изотопно-геохимической системы по сравнению с другими (Rb-Sr, U-Th-Pb, Sm-Nd) состоит в том, что получаемая на ее основе информация с наибольшей корректностью может быть распространена на все благородные металлы, поскольку дочерний изотоп этой системы сам принадлежит к платиноидам.

С целью получения информации об источнике вещества и возрасте платиноидной минерализации исследованы осмиевые минералы из россыпей и из массивов базит-гипербазитов главных платиноносных регионов Росссии (Полярный и Средний Урал, Восточная Сибирь и Корякия). Изотопный состав осмия определялся на модернизированном отечественном масс-спектрометре МИ 1320 посредством NTIMS (negative thermal ionization mass-spectrometry) метода с погрешностью менее 0.2%.

Отношения $^{187}Os/^{188}Os$ во всех исследованных образцах не превышают значения этой величины в современной мантии ($^{187}Os/^{188}Os$ = 0.12705), что дает основание воспользоваться подходом, предложенным К. Аллегром и Ж. Лаком для расчета модельных Re-Os возрастов осмиевых минералов. Соответственно таким расчетам Re-Os возраст иридосминов Полярного и Среднего Урала (Кожимский район и Невьянск) оценивается в 790 млн.лет ($^{187}Os/^{188}Os$ = 0.1218 +/-2). Вариации величины $^{187}Os/^{188}Os$ (0.1248 - 0.1253) в осмиевых минералах гипербазитовых массивов Восточной Сибири (Кондер, Инагли, Гули и др.) соответствуют датировкам в интеравале 260-330 млн. лет. По изотопным составам осмия в осмиридах альпинотипных массивов Карякии устанавливаются вариации модельных возрастов от 710 млн.лет (Пикульнейский массив) и 620 млн.лет (Депский) до современного в Хатыргском массиве, где наряду с древними (620 млн. лет) обнаружены осмириды, в которых величина $^{187}Os/^{188}Os$ = 0.1272+/-3 в пределах погрешности измерения совпадает с изотопным составом осмия в современной мантии.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант No 96-05-65126).

Геохимические особенности и условия формирования золото-сереброносных гидротермальных систем Северо-Востока России

Кравцова Р.Г., Труфанова Л.Г.
(Институт геохимии СО РАН,г. Иркутск,Россия)

Изучены особенности распределения главных рудо- и ореолообразующих элементов-Au,Ag,Sb,As,Pb,Zn на различных уровнях развития Au-Ag гидротеральных систем (ГС):локальных(минерал,рудное тело,месторождение) и региональных (рудный узел,рудный район).Выявлен отчетливо зональный характер распределения этих элементов (по направлению движения растворов): Zn--Pb--Au--Ag--As--Sb. Установленны корреляционные связи между элементами в парах Au-As, Ag-Sb.

Особенности распределения главных элементов-индикаторов Au-Ag оруденения,сходство и различие их минеральных и геохимических парагенезисов удовлетворительно объясняются с позиций переноса этих элементов гидротермальными растворами в виде теосульфидных и гидросульфидных комплексов.Показана определяющая роль S и K в становлении Au-Ag оруденения.Основным фактором определяющим поведение Au, Ag и сопутствующих рудных компонентов в таких системах является уровень концентрирования S и K, снижение которого в процессах рудообразования способствует их осаждению. Предполагается, что по мере продвижения раствора состав рудоносного флюида изменяется от слабощелочного и близнейтрального, до кислого.

Сделан вывод, что геохимическая зональность, повторение и сохранение ее основных черт не зависит от масштабов геологических образований и является общим свойством (коллективным эффектом) характеризующим процессы самоорганизации золото-серебряных ГС и, по всей вероятности, рудоносных ГС в целом. Рудная минерализация и связанные с ней разноуровневые эндогенные геохимические поля концентрирования (ГПК) имеют однонаправленный эволюционный характер развития и иерархическое строение. Локальные ГПК Au-Ag месторождений развиваются на фоне интегрированного геохимического поля региональной рудоносной ГС, являются предельным выражением процесса привноса и перераспределения элементов и содержат всю необходимую информацию об особенностях самоорганизации системы, ее направленности и масштабах.

ПОКАЗАТЕЛЬ УРОВНЯ ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ

Кривовичев В.Г. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Для оценки скорости и степени накопления микроэлементов в магматических комплексах рационально использовать таксономический показатель уровня развития системы (d_k). Представим каждое из генетически связанных природных тел в виде вектора в пространстве, координатами которого являются концентрации n микроэлементов. Тогда для m геологических объектов можно записать следующие матрицы: $C=|c_{ki}|$ и $Z=z_{ki}$, где c_{ki} и z_{ki} -концентрации и стандартизированные концентрации микроэлемента i в геологическом объекте k (i=1,2,...,n; k=1,2,...,m). Расстояния между объектами в n-мерном пространстве рассчитываются по формуле:

$$L_{rg}= \sqrt{1/n \sum(z_{ri}-z_{gi})2}, \text{ где } r,g = 1,2,...,m.$$

Используя элементы матрицы $L=|L_{rg}|$ (L_{rg} - расстояние между объектами r и g в n-мерном пространстве) можно упорядочивать природные объекты путем построения дендрита, в котором смежные объекты имеют наименее различающиеся значения признаков.

d_k является "равнодействующей" всех признаков, что позволяет линейно упорядочить объекты и сравнивать их между собой по уровню накопления микроэлементов. Он представляет собой расстояние в n-мерном пространстве от объекта до точки, которую называют эталоном развития (Po). Эта точка имеет в n-мерном пространстве следующие координаты: $z_{o1},..,z_{o2},..,z_{on}$, где $z_{ol}=\max z_{ki}$, если $s\in I$ и $z_{ol}=\min z_{ki}$, если $i\notin I$, где I - множество признаков, закономерно возрастающих в серии последовательных объектов (например, Rb и Cs в дифференцированных гранитоидных комплексах).

Расстояния между объектами и эталоном развития определяются уравнением:

$$L_{ko} = \sqrt{(1/n) \sum(z_{ki} - z_{oi})^2}.$$

По полученным значениям Lko рассчитываются показатели уровня развития системы (d_k):

$$d_k=1-(L_{ko}/L_o), \text{ где } L_o=\bar{L}_o+2\sigma_o,\ \bar{L}_o=(1/m) \sum L_{ko},\ \sigma_o= \sqrt{(1/m) \sum (L_{ko}-\bar{L}_o)^2}.$$

Значения d_k изменяются 0 (концентрации всех используемых в расчетах микроэлементов ниже порога чувствительности аналитического метода) до 1 (концентрации микроэлементов имеют максимально возможные значения). Рассчитав значения d_k, можно проводить сравнение трендов дифференциации в различных магматических комплексах.

Подобные модели построены для гранитоидных комплексов и генетически связанных с ними редкометалльных пегматитов Кольского полуострова (Вороньетундровское и Колмозерское пегматитовые поля) и для Верхнеурмийского гранитоидного массива, с которым пространственно и генетически связано одно из крупнейших в России Правоурмийское оловорудное месторождение.

МАГМАТИЧЕСКИЕ И ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ВАРИСЦИД УРАЛА И КАЛЕДОНИД КАЗАХСТАНА

Ксенофонтов О.К. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Проведенные многолетние геологические исследования позволили автору создать теоретическую модель магмо-метаморфогенно-рудогенной эволюции области сочленения двух крупных геологических структур, имеющих различную историю развития: линейного складчатого пояса Урала и блоково-дислоцированной складчатой системы Казахстана.

Впервые произведена классификация всех магматических и метасоматических образований и ассоциирующих с ними полезных ископаемых области сочленения Урала и Казахстана на формационной основ, что позволило установить закономерности пространственного размещения месторождений и разработать научные основы их поисков. Это нашло отражение в составленной автором карте магматических и рудных формаций Южного Зауралья, Тургайского прогиба, Кокчетавской глыбы и Северного Улутау.

В результате анализа структурного и магматического развития региона установлено, что его специфика определялась положением на активном стыке континентальной (Казахстанской) и океанической (Уральской) плит и наращиванием Казахстанской континентальной окраины за счет Уральской океанической плиты через островодужные образования. Этим же процессом определяется и металлогеническая специфика территории, когда в узких тектонических зонах формируются месторождения, появляющиеся на разных этапах развития океанического бассейна. Подобная аналогия прослеживается в современных краевых океанических структурах, например, в Японской островодужной дуге, где известны скарново-магнетитовые кальдерные месторождения, а в более развитой структуре Филиппинской дуги (о.Лусон) уже формируются меднорудные и даже полиметаллические месторождения.

Выполненные исследования могут служить основой для прогнозной оценки области сочленения варисцид Урала и каледонид Казахстана на полезные ископаемые в целом, а также определять перспективы поисков на отдельные их виды (железо, редкие металлы, золото, медь, асбест и т.д.) в конкретных структурах.

ОСОБЕННОСТИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ГРАНИТОВ И ПЕГМАТИТОВ ТАСТЫГСКОГО И СОЛЬБЕЛЬДЕРСКОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ ПОЛЕЙ (ТУВА)

Л.Г.Кузнецова (Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия)

Особенности дифференциации рассматривались на примере распределения редких щелочных элементов и фтора в слюдах и полевых шпатах дифференцированных палеозойских гранитов таннуольского комплекса и связанных с ними пегматитов в двух крупных редкометалльных пегматитовых полях Восточной Сибири. Редкометалльные жилы располагаются в нескольких сотнях метров от гранитов поздних фаз внедрения, что удобно для изучения их взаимосвязи. Вмещающие породы - мраморизованные известняки - препятствовали рассеянию редких и летучих элементов.

Пегматитовые поля имеют разную редкометалльную специализацию: Тастыгское литиевую, Сольбельдерское - литий-цезиевую, что отражается в составе слюд уже на уровне двуслюдяных гранитов. Для Тастыгского поля отмечается максимальная амплитуда роста содержаний Li, Rb, Cs и F в слюдах и полевых шпатах пегматоидных гранитов, материнских для литиевых пегматитов. В гранитах вверх по восстанию тел, вскрытых на несколько сот метров глубоким эрозионным срезом, первичные слюды эволюционируют от мусковита до циннвальдита. Циннвальдит характерен и для жил "переходного" типа со слабой литиевой минерализацией, ответвляющихся от апикальной части гранитных тел. В то же время основные магматические комплексы наиболее богатых литием сподуменовых жил, расположенных вблизи гранитов, практически не содержат слюд. Лишь в крупноблоковых обособлениях самых мощных из них развиты железистые лепидолиты - криофиллиты. В Сольбельдерском поле наоборот первичные слюды гранитов характеризуются слабым ростом содержаний редких щелочей и фтора. Их скачкообразное накопление происходило в серии жил сподуменовых пегматитов, содержащих первичные слюды, которые с переходом от корневых к апикальным частям жильных тел и от лежачего бока жильной серии к висячему также эволюционируют в ряду мусковит - литиевый фенгит - циннвальдит. В апикальной своей части сподуменовые жилы Сольбельдерского поля имеют раздувы с богатой литий-цезиевой минерализацией, включающей лепидолиты. Вместе с полевыми шпатами состав этих слюд, как и состав криофиллитов из раздувов сподуменовых жил Тастыгского поля, является надежным индикатором характера и масштабов редкометалльной минерализации .

МНОГОЭТАПНОСТЬ ПРОЦЕССОВ МЕТАСОМАТОЗА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД В ПОЛЯХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ.

Л.Г.Кузнецова (Институт Геохимии СО РАН, Иркутск, Россия)

Кроме широко известных околожильных метасоматитов, в некоторых полях редкометалльных пегматитов установлены метасоматиты, распространенные в пределах всего поля и названные поэтому региональными [**2,4,8** и др.]. Накопленная информация позволяет выделить метасоматиты, относящиеся как к процессам, происходившим до внедрения пегматитоносных гранитов, так и к разным этапам эволюции гранитно-пегматитовой системы [**5,6,7** и др.]. По времени образования их можно подразделить на четыре типа: 1) региональные догранитные; 2) региональные синтранитные; 3) локальные предпегматитовые; 4) экзоконтактовые синпегматитовые.

Метасоматоз 1 типа - догранитного этапа (или этапов) - в каждом конкретном пегматитовом поле может обуславливаться разными процессами, связанными, например, с регрессивной стадией метаморфизма [**3**] или с вулканогенно-гидротермальной деятельностью [**7**]. Он вызвал во вмещающих породах ряда пегматитовых полей резкие флуктуации их основности. Метасоматоз всех последующих (2-4 типов) образований, связанных с влиянием на окружающую среду эволюционирующей гранитной системы, имел преимущественно щелочной характер (привнос во вмещающие породы K,Li,Rb,Cs) при активной роли летучих (B,F,H_2O) [**1,3-7** и др.], и для него большое значение имели геохимические барьеры, роль которых играли породы повышенной основности, в особенности метасоматиты основного состава догранитного этапа, послужившие осадителями редких щелочных элементов [**7**].

По мере эволюции гранитно-пегматитовой системы масштабы проявления связанных с ней метасоматитов (2-4 типов) сужались, а их контрастность возрастала. При этом в них менялись не только уровни концентрации, но и соотношения редких щелочных и летучих элементов, что можно использовать при поиске жил с редкометалльной минерализацией [**1,4,5,7** и др].

Литература

1. Глебов М.П. и др..// Ежегодник-1973 СибГЕОХИ. Н-ск. 1974. **2.** Глебовицкий В.А.,Бушмин С. А..Послемигматитовый метасоматоз. Л. 1983. **3.** Гордиенко В.В. и др..// ДАН СССР. 1975. т.224. N 1. **4.** Гордиенко В.В. и др..Метасоматиты пегматитовых полей. Л. 1987. **5.**Загорский В.Е., Макагон В.М.. Геохимия пегматитов и методы их поиска. Н-ск. 1983. **6.** Кривовичев В.Г.// ДАН СССР. 1988. т.300 N 3. **7.** Кузнецова Л.Г., Загорский В.Е..// Геология и геофизика. 1987. N 5. **8.** Роненсон Б.М. и др.. Геология метаморфических комплексов. Св-ск. 1977.

НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕТАМОРФОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СВЕКОФЕННСКОГО ВОЗРАСТА В ВОСТОЧНОЙ КАРЕЛИИ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ.

Кулешевич Л.В. (ИГ КНЦ РАН, Петрозаводск, Россия).

Низкотемпературные метаморфогенно-метасоматические преобразования Восточной Карелии приурочены к северо-западным зонам складчато-разрывных нарушений и к узлам опереяющих их северо-восточных разломов. Низкотемпературные изменения имеют отчетливо выраженный приразломный характер, затрагивают метаморфизованные породы различного возраста и выделяются как наложенные тектоно-метаморфические образования этапа свекофеннской активизации Восточно-Карельской подвижной зоны по границе с Беломорским геоблоком.

Метасоматиты относятся к двум морфологическим типам: 1 - приразломные зоны рассланцевания и 2 - локально обособленные тела с хорошо выраженной метасоматической зональностью.

Для Каменноозерской и Шилосско - Рыбозерской структур и территории Ветреного Пояса характерны неоднократные смещения по серии северо-западных сдвигов и широкое развитие метасоматитов в условиях повышенного химического потенциала углекислоты - пропилитов, лиственитов, хлорит-тальк-карбонатных сланцев, березитов. Метасоматические изменения ультрабазитов сопровождаются переотложенным халькопирит-пирит-миллеритовым оруденением, изменения основных и кислых вулканогенно-осадочных пород в зонах дислокаций и их контактовые зоны с ультрабазитами - сурьмяно-мышьяковой, висмут-теллуровой и золоторудной минерализацией, зоны березитизации ятулийских кварцитов - пиритом с повышенными содержанием золота.

Наложенные метаморфические преобразования зеленосланцевой фации в западном борту и центральной части Лехтинской структуры сопровождаются изофациальными метасоматитами пропилитовой, хлоритоид-кварцевой, березит-лиственитовой и альбититовой формаций с вкрапленной пиритовой минерализацией, прожилковым полиметаллическим и медно-молибденовым оруденением, в отдельных случаях с повышенными содержаниями золота. Зоны низкотемпературных изменений и переотложения пиритовой минерализации в ятулийских кварцитах обогащаются золотом.

Условия свекофеннского низкотемпературного метаморфизма зеленосланцевой фации и рудообразования Восточной Карелии укладываются в интервал температур 490 - 200 ° С и опускаются несколько ниже в связи с широко развитыми процессами окисления.

ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФОГЕННОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Кулиш Е.А. *(ИГМР, НАНУ, Киев, Украина),* ***Моисеенко В.Г.*** *(АНУ ДВО РАН, Благовещенск, Россия),* ***Комов И.Л.*** *(ИГМР,НАНУ,Киев, Украина)*

Метаморфогенные месторождения золота являются ведущими в золотодобыче мира (концентрация в конгломератах, зеленокаменных поясах, черносланцевые, сульфидные, карбонатные и иные толщи и т.п.). Фиксируется четкая направленная изменчивость во времени всех критериев (признаков) золотого оруденения, а также масштабность проявления концентраций различных генетических, морфологических, структурных и вещественных типов. Выделяются главные метаморфогенные золоторудные эпохи, совпадающие с главными геотектоническими эпохами развития литосферы: Кольская, Беломорская, Карельская, Готская-Гренвильская, Байкальская, Каледонская, Герцинская, Альпийская.

Наиболее интенсивно метаморфогенное золотое оруденение проявлено в Беломорскую, а также в Кольскую, Байкальскую и Альпийскую и очень слабо - в Готскую-Гренвильскую эпохи. В направлении от Кольской к Альпийской эпохам отмечается эволюции метаморфогенной золоторудной минерализации, ее последовательное смещение:

1. Щиты - докембрийские складчатые обрамления - молодые складчатые пояса. 2. Зеленокаменные пояса - рифты, впадины - складчатые зоны - области тектонопетрогенной активизации - вулкано-тектонические структуры, зоны разломов. 3. Расширяется спектр золотонесущих исходных и метаморфических формаций. 4. Стратиформные залежи - жильные, штокверковые зоны. 5. Возрастает разнообразие генетических, морфологических и вещественных типов месторождений. 6. Снижается степень и масштабность проявления метаморфизма: региональный метаморфизм - гидротермальный и контактовый. 7. Природа рудного вещества: автохтонная -аллохтонная: осадочная и вулканогенно-осадочная - магматическая, гидротермальная. 8. Снижается температура и глубинность формирования. 9. Изменяются геохимические минералогические ассоциации золота, например, с Cu, U, Fe, Pb, Zn, Sb, Hg, Mn, Mg. 10.Уменьшается пробность золота и т.д. Отмечаются эволюция и других особенностей метаморфогенной золоторудной минерализации.

ИЗУМРУДНЫЕ КОПИ УРАЛА — ПЕГМАТИТЫ И ГРЕЙЗЕНЫ

Куприянова И.И. *(ВИМС, Москва, Россия)

Природа изумрудных месторождений Урала до последних лет оставалась дискуссионной. А.Е.Ферсман и К.А.Власов рассматривали их как десилицированные пегматиты, а А.И.Гинзбург и А.А.Беус отнесли их к грейзеновому типу. В рудном поле известны Be-Nb-Ta-вые пегматиты альбит-микроклинового типа, берилл-кварц-плагиоклазовые жилы и флогопитовые слюдиты (апогипербазитовые и апобазитовые слюдиты). Все они сопровождаются изумрудами, но наиболее изумрудоносны слюдитовые рудные тела. Кварц-плагиоклазовые жилы по внешнему облику напоминают пегматиты из-за обилия плагиоклаза, субграфической структуры кварц-плагиоклазовых срастаний, лейстовой и сахаровидной структуры альбитовых агрегатов. Такое сходство является следствием промежуточной природы этих жил между пегматитами и кварцевыми жилами грейзенового типа, а также десиликацией под влиянием ультраосновных вмещающих пород. Кварц-плагиоклазовые жилы формировались на значительной глубине (5 - 6 км), предельной для грейзенового генетического типа, при участии расплавов (что доказано наличием расплавных включений с $t_{гом}$ >620 С и флюидным давлением выше 4 кбар). По ряду геохимических и минералогических признаков жилы чётко отличаются от пегматитовых тел. Так, для них характерны молибденит, козалит и другие сульфиды, но в них полностью отсутствуют колумбит или танталит. По содержанию избыточного Ar отчётливо различается берилл из пегматитовых жил Квартального месторождения (Ar^{40}/K^{40}=0.098) от берилла Малышевского месторождения (Ar^{40}/K^{40}=0.061). Средняя концентрация Al- и Ge-центров в кварце Квартального месторождения соответственно составляет 25.6 и 5.7 усл.ед., в кварце из жил Малышевского месторождения — 15.5 и 11.3, а в кварце из слюдитовых зон — 15.3 и 6.9 .

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ЗОЛОТОНОСНЫХ БЕРЕЗИТОВ В СЛАНЦЕВОМ И НЕСЛАНЦЕВОМ СУБСТРАТЕ

Кучеренко И.В., Ананьев А.А. (ТПУ, Томск, Россия)

В числе критериев, используемых для квалификации золотых месторождений в черных сланцах как метаморфогенно-гидротермальных, указывается принадлежность рудных тел к хлорит-серицитовой, серицит-карбонатной и другим субфациям ореолов зеленосланцевого метаморфизма. Некоторые геологи находят в этих ореолах минералого-петрохимические черты, принципиально отличные от таковых ореолов околорудного метасоматизма мезотермальных магматогенных месторождений золота. Тем самым подчеркивается генетическая неоднородность той и другой совокупности месторождений и принадлежность их к разным генетическим типам (классам) со всеми вытекающими отсюда теоретическими и прикладными следствиями.

В ряде золоторудных районов южной Сибири существует полное минералого-петрохимическое единообразие ореолов в сланцевом и несланцевом субстрате. В том и другом случаях метасоматические ореолы включают следующие минеральные зоны:

- биотитовая: кварц + серицит + лейкоксен(рутил) + магнетит ± пирит + карбонаты + альбит + эпидот(хлорит) + биотит;
- эпидотовая(хлоритовая): кварц + серицит + лейкоксен(рутил) + магнетит ± пирит + карбонаты + альбит + эпидот(хлорит);
- альбитовая: кварц + серицит + лейкоксен(рутил) + магнетит + пирит + карбонаты + альбит;
- карбонатная(березитовая): кварц + серицит + лейкоксен(рутил) + магнетит + пирит + карбонаты.

Образование ореолов сопровождается поступлением в них дополнительных масс калия (серицит), серы (сульфиды), углерода в восстановленной (кероген) и окисленной (карбонаты) формах, в обрамлении глубинных разломов – магния, титана, фосфора, а также почти полным удалением натрия и отчасти кремния. Приведенные данные представляют типовые минералого-петрохимические черты золотоносных метасоматитов березитовой формации.

Обсуждается соответствие зональных колонок общим принципам формирования метасоматической зональности Д.С.Коржинского.

ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ КОНТАКТОВЫХ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Левицкий В.И. (ИГХ СО РАН, Иркутск, Россия)

В докембрийских комплексах широко развиты метасоматиты в контактах пород разного состава. В контактах доломитовых мраморов с основными сланцами наблюдаются ассоциации с ромбическим и моноклинным пироксенами (до 14% Al_2O_3), плагиоклазом, шпинелью, амфиболами, редко гранатом (Пир-Алм). На контактах кальцитовых мраморов и сланцев отмечаются парагенезисы с пироксеном (ферросалитом), плагиоклазом, гранатом (Анд-Грос), амфиболом, а в высокобарических условиях - породы с феррочермакитом, плагиоклазом, гранатом (Пир-Грос). Гранатсодержащие разновидности относятся к эклогитоподобным породам. На контактах магнезитовых мраморов и гнейсов наблюдаются ассоциации с энстатитом, жедритом, дистеном, шпинелью, кордиеритом, сапфирином, флогопитом, корундом, хлоритом, тальком.

К контактам железистых кварцитов с гнейсами приурочены эвлизиты - гранат-пироксеновые (эвлит-феррисилит) с кварцем. биотитом, а с основными сланцами - гранат-пироксеновые (эвлит, ферросалит) и гранат-кварцевые породы. В контактах мономинеральных кварцитов с доломитовыми мраморами присутствуют пироксеновые скарны, а с кальцитовыми - волластонитовые породы.

В зонах высокобарических преобразований в контактах кислых пород (мигматиты, гнейсы, чарнокитоиды) с одной стороны, основных и ультраосновных пород (габброиды, амфиболиты, двупироксеновые плагиосланцы, метагипербазиты) с другой стороны, развиваются корундсодержащие ассоциации с гранатом, амфиболами, плагиоклазом, дистеном, цоизитом, турмалином и сапфирином.

Метасоматическая апоалюмосиликатная природа этих образований подтверждается геологическими взаимоотношениями, зональным строением тел, петрологическими, минералогическими и геохимическими данными. Повышенные концентрации редких элементов в породах свидетельствуют об участии в процессах биметасоматического взаимодействия глубинных флюидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (96-05-64943)

II-118

Новый тип вольфрамовой минерализации Комсомольского рудного района

Леонова Е.М., Ольховая Е.А., Гашимова Г.А. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Минерализованные зоны месторождений касситерит-силикатной формации Комсомольского рудного района представлены телами кварц-турмалиновых метасоматитов, рассеченных рудоносными кварцевыми прожилками. Главные рудные минералы - касситерит, арсенопирит, халькопирит, вольфрамит, шеелит, галенит, сфалерит.

На глубоких горизонтах одного из месторождений района (Солнечного) в диоритах вскрыты шеелитоносные кварц-полевошпат-биотитовые жилы, являющиеся новым типом минерализации района.

В этих жилах шеелит ассоцирует с биотитом, молибденитом, леллингитом, высокотемпературным арсенопиритом (S/As = 1.09), самородным висмутом, висмутином, флюоритом.

Шеелит кварц-полевошпат-биотитовых жил резко обогащен редкоземельными элементами, по сравнению с шеелитом верхних горизонтов минерализованных зон кристаллизовался при более высоких температурах и окислительных усовиях, что подтверждается данными ЭПР и фотолюминесцентного метода.

Кварц-полевошпат-биотитовые жилы, формировавшиеся на ранних этапах становления месторождения, могут стать новым источником вольфрамового сырья в Комсомольском районе.

СКАНДИЙ В БАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ С КАРБОНАТИТАМИ МАССИВАХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Лиферович Р.П. ((Ин-т геологии КНЦ РАН, Апатиты, Россия)

На протяжении ряда последних лет нами проведён ряд оригинальных исследований по скандиевой тематике, затронувших в основном массивы, доступные для непосредственного изучения и систематического представительного опробования. Изучались породы и минералы 11 массивов, в том числе: Панско-Фёдоровского, Цагинского, Приимандровского; Ковдорского, Вуориярвинского, Себльярвинского, Африкандского, Салмагорского, Озёрной и Лесной Вараки, Тулийлухтинского (вост. Хибины). Выработаны основные теоретические и практические критерии оценки геологических комплексов подобных массивов на предмет перспективности обнаружения повышенных концентраций скандия. В качестве ведущего аналитического метода применяется количественный спектральный анализ. Для проведения аналитических исследований в едином ключе и получения достоверных и сопоставимых результатов, была разработана эталонная коллекция. Основой последней послужили образцы наиболее типичных пород и руд изучаемых объектов, по которым была выполнена серия нейтронно-активационных анализов.

Полученные результаты позволяют выяснить закономерности пространственного распределения концентраций скандия как в пределах массивов в целом по комплексам пород, так и в пределах отдельных комплексов, определить основные минералы-концентраторы. Так, в пределах расслоенных базитовых комплексов устойчиво проявляется отрицательная пространственная связь повышенных концентраций Sc с горизонтами пород, несущими сульфидную минерализацию, причём содержания этого рассеянного металла меняются в 5-7 раз по мере отдаления от подобных горизонтов на первые десятки метров. Наиболее неординарными с точки зрения геохимии скандия объектами, безусловно, являются ультраосновные-щелочные комплексы с карбонатитами. Тому получено множество свидетельств, среди которых: общая специализация таких комплексов, как пироксениты и камафориты (фоскориты) на скандий; существование крупных кор выветривания, несущих комплексное редкометальное оруденение и обогащённых скандием (К.К.= 5-10); открытие собственной, ранее неизвестной минеральной фазы скандия в карбонатитах и т.п.

II-120

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ФОСФАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ Ba, Sr и Sc В КАРБОНАТИТАХ КОВДОРСКОГО МАССИВА

Лиферович Р.П., Яковенчук В.Н. (Ин-т геологии КНЦ РАН, Апатиты, Россия)

На протяжении ряда лет на комплексном железорудном месторождении Ковдорского массива нами отслеживаются, опробуются и изучаются проявления поздней гидротермальной минерализации уникального, зачастую - эндемичного типа. Подобного рода исследования актуальны по причине проведения непрерывных вскрышных работ, в ходе которых вновь вскрываемые проявления минерализации либо бесследно утрачиваются, либо теряют свои исходные качества по мере пребывания на поверхности и контакта с атмосферой.

Наиболее широко и разнообразно в собранных материалах представлены сложные, преимущественно водные фосфаты. Минералы этого класса образуются на завершающем этапе формирования массива, в частности - железорудного комплекса. Нами систематизированы накопленные данные по закономерностям пространственного размещения, особенностям состава фосфатов, парагенетического анализа минеральных ассоциаций, в которых они встречаются. В результате представляется возможным создать генетическую классификацию фосфатов, отражающую некоторые характерные черты минералогии и геохимии Ковдорского карбонатитового комплекса.

В настоящее время отчётливо выделяются несколько групп минеральных видов, которые по времени образования можно разделить следующим образом:

1.Фосфаты Ca, Fe и Mg	2.Фосфаты Ca, Mg, Al, Sr, Ba	3.Фосфаты Mg, Sr, Sc, Ca.
1.1. Карбонат-апатит	2.1. Крандаллит	3.1. Фосфат Ca-Mg-Sr
1.2. Коллинсит	2.2. Стронциовитлокит	3.2. Фосфат Ca-Mg-Sc
1.3. Вивианит	2.3. Гирвасит	
1.4. Бобьеррит	2.4. Гояцит-горсейксит	
1.5. Ковдорскит	2.5. Римкорольгит	
	2.6. Красновит	

В качестве одной из интересных находок следует отметить неизвестную ранее минеральную фазу, содержащую 14% Sc_2O_3 (по данным 10 анализов), которая является шестым собственым минеральным видом скандия в природе. Образование её свидетельствует о миграции Sc в ходе гидротермального процесса, его избирательного концентрирования и переотложении в фосфатной форме.

ХЛОР-СОДЕРЖАЩИЙ АПАТИТ В МЕТАМОРФИТАХ ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА.

Л.М.Лялина, А.В.Волошин, Н.Е.Козлов, Е.Э.Савченко.
(Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия.)

Применение нетрадиционного для высокометаморфизованных пород метода изучения твердофазных микровключений в минералах позволяет по-новому подходить к решению вопросов первичной природы метаморфитов и их последующих изменений, а также геологических корреляций древнейших комплексов.

Изучение твердофазных микровключений в минералах метаморфитов Лапландского гранулитового пояса показало присутствие апатита с повышенными содержаниями хлора, что уникально для Кольского полуострова, где по известным в литературе данным содержание хлора лишь в единичных случаях достигает 0.55 масс.%.

Хлор-содержащий апатит, присутствующий в виде включений в гранате и цирконе, а также в самой породе, установлен в двух крупных группах пород пояса - кислых и основных гранулитах. Медиана содержания хлора во включениях апатитов в цирконах равна 0.83, в гранатах - 1.19 и в самой породе - 0.29 масс.%.

Повышенные содержания REE_2O_3 в апатитах-"узниках" в цирконах по сравнению с апатитами из гранатов и основной массы (среднее содержание REE_2O_3 составляет 0.70 для Ap из цирконов и 0.23 масс.% для Ap из гранатов и самой породы), позволяют предполагать магматическое происхождение большей части апатитов, содержащихся в цирконах, что подтверждается призматическими формами зерен последних и наличием в них тонкой зональности.

Обнаружение хлор-содержащих апатитов в основных и кислых гранулитах может указывать на возможную генетическую связь этих образований.

Сохранность реликтовых черт у апатитов из цирконов позволяет рассматривать исследования различных твердофазных минеральных включений в Zr как перспективные при решении вопросов протоприроды глубокометаморфизованных образований.

II-122

ГЕОХИМИЯ И ПРИРОДА МЕТАСОМАТИТОВ ЗОНЫ ПРИМОРСКОГО РАЗЛОМА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Макрыгина В.А., Петрова З.И. (ИГХ СО РАН, Иркутск, Россия)

1. На геологических картах к СЗ от Приморского разлома в районе Приольхонья одни геологи выделяют крупные массивы гранитов приморского комплекса с зонами интенсивных тектонических и метасоматических преобразований (С.П.Обухов, А.С.Ескин), другие протягивают полосу кварцитов и сланцев нижнепротерозойской сарминской серии, прорываемой гранитами (В.Д.Мац, В.И.Устинов, В.С.Федоровский и др.). Возрастное положение данной толщи по отношению к акитканской серии и приморским гранитам остается спорным. Для решения этих вопросов нами детально изучена геохимия гранитов, сланцев и кварцитов в разрезах по рекам Зундук, Улан-Хан, Курма, Сарма и в районе пос.Онгурен.

2. Полевые наблюдения показали, что выходы сланцев и кварцитов в данном районе всегда приурочены к зонам интенсивного катаклаза гранитов. Сложенные ими тела имеют однотипное зональное строение: катаклазированные и мусковитизированные граниты постепенно переходят в гранат-хлорит-мусковитовые и хлоритоид-мусковитовые сланцы, затем сменяются кварцитосланцами, а в центральных частях развиваются мусковитовые и хлоритоидные кварциты. Во всех породах, включая кварциты, нередко сохраняются реликты исходных гранитов и их минералов: калишпата, циркона, ортита, сфена и апатита.

3. Установлено, что сланцы и кварциты наследуют характерные для гранитов приморского комплекса высокие концентрации K, Ba, Zr, Nb, REE, Pb, Sn, F. В слюдяных сланцах они достигают (ppm): 950 Zr, 2000 Ba, 700 REE, 40 Nb. В кварцитах при содержании SiO_2 90-97% концентрации этих элементов зачастую остаются на уровне 200-600 ppm Zr и 200 ppm REE. Распределение элементов крайне неравномерное. Аналогичные породы за пределами массивов приморских гранитов (район пос.Онгурен) имеют очень низкие содержания тех же самых элементов.

4. Полученные данные свидетельствуют о мощном проявлении метасоматоза типа кислотного выщелачивания в зонах катаклаза гранитов приморского комплекса и о необходимости ревизии представлений о распространенности сарминской серии на территории Западного Прибайкалья.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 96-05-64631.

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ РУДООБРАЗОВАНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ АКЧАТАУ.

Матвеева С.С., Бастраков Е.Н.(МГУ, Москва, Россия),
Сущевская Т.М.(ГЕОХИ, Москва, Россия)

Акчатауское рудное поле (Ц.Казахстан) представляет собой жилы, локализованные в эндоконтакте массива лейкократовых гранитов (P_2). По набору признаков рудно-метасоматические тела объединены в две группы:кварцевую и мусковитовую, формирование которых связано с единым этапом рудообразования. Различия в геолого-структурном положении жил обусловили вариации флюидного режима и термодинамических условий минералообразования. Комплексное использование геохимических индикаторов позволило реконструировать РТ условия формирования месторождения, выявить состав, источники и эволюцию рудоносных флюидов и вскрыть причины, вызывающие их изменение.

На основе изотопного кислородно-водородного трассера рассчитан изотопный состав магматогенной воды Акчатау. В грейзенизирующем флюиде преобладали первично-магматические воды. Все типы рудно-метасоматических тел формировались из единого флюида.

Анализ элементного и изотопного составов благородных газов в бериллах показал, что рудоносный флюид имел смешанный характер, включающий магматогенную воду и изотопно переуравновешанную с гранитами экзогенную воду. В процессе формирования месторождения доля поверхностных вод в рудоносном флюиде увеличивается, изменяясь от чисто магматогенных до флюидов, в которых экзогенная составляющая превышала 70%.

Согласно данным по флюидным включениям в минералах формирование вольфрамитового оруденения в жилах и грейзенах происходило из высокотемпературных высокосоленых кипящих растворов, характеризующихся плавным незначительным увеличением их окисленности по мере протекания процесса: ($-\lg f_{O_2}$: 27,6-28,6 , область буфера NNO).

На основе анализа спектров лантаноидов вольфрамитов, флюоритов и растворов, равновесных с ними, восстановлена последовательность отложения вольфрамита. Выделено 5 этапов отложения вольфрамита, каждый из которых отвечает этапу структурной перестройки месторождения и вовлечению в гидротермальную систему поверхностных вод. Самый ранний этап образования вольфрамита связан с чисто магматогенными водами, самый поздний- с проработкой кварц-вольфрамитовых жил экзогенными водами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 96-05-65530).

II-124

A, I, и M ГРАНИТЫ СЕВЕРА УРАЛА: ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ.

Махлаев Л.В. (Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия).

Работами Института геологии Коми НЦ в последние годы установлено, что граниты Полярного и Приполярного Урала отчетливо разделяются по совокупности петрографических и петрохимических признаков на три группы, отвечающие A, I и M типам [1,2]. При этом геологические черты A и I гранитов весьма сходны: те и другие сопровождаются комагматичными им вулканитами и образуют гипабиссальные плутоны, прорывающие верхнедокембрийские метаморфические сланцы (R-V) и перекрываемые терригенным ордовиком. На диаграммах Пирса обе группы занимают поля внутриплитных гранитов. Изотопно-радиологический возраст тех и других укладывается в пределы 440-460 млн.лет. Это сходство обусловлено близостью условий образования: A и I граниты формируются на Урале за счет преобразования и плавления основания континентальной коры (восточной окраины Печорской плиты) в процессе байкальской активизации, однако исходные породы были разными: A граниты формировались по гранитогнейсовому субстрату, а I граниты по гранулитобазитовому, что подтверждается и геофизически.

Особняком стоят M граниты. Они существенно моложе и входят в состав герцинской офиолитовой серии [2]. На диаграммах Пирса они занимают поля островодужных гранитоидов.

Литература

1. Махлаев Л.В. Гранитоиды и ассоциирующиеся с ними эндогенные образования этапа тектоно-магматической активизации на севере Урала//Тр. Ин-та геол. Коми НЦ, вып. 87. - Сыктывкар, 1995.- с. 4-18

2. Костюхин М.Н., Ремизов Д.Н. Петрология офиолитов Ходатинского массива (Полярный Урал). - СПБ.: Наука, 1995.- 117 с.

ЛАМПРОИТОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ ПРИСАЯНЬЯ

Меньшагин Ю.В., Секерин А.П. (ИЗК СО РАН, Иркутск, Россия)

Выявлен новый тип глубинных магматитов, рассматриваемых в настоящее время в качестве возможного питающего источника для алмазоносных россыпей среднего течения р.Бирюсы. Они образуют среди верхнерифейских отложений пластовые дайко- и силлоподобные интрузии длиной от первых десятков метров до 1 км при мощности 1-4 м. Изученные образования относятся к высококалиевым, умеренно-щелочным, высокоглиноземистым основным породам с несколько повышенной магнезиальностью. При этом им свойственно одновременно высокое содержание некогерентных и тугоплавких элементов, отличающее их от близких по составу базальтоидов. По петро- и геохимическим характеристикам они занимают промежуточное положение между собственно лампрофирами и лампроитами, более всего приближаясь к последним. Минеральный состав пород определяется разными количественными соотношениями оливина, клинопироксена, санидина, флогопита-биотита и других минералов, содержащихся в подчиненном количестве: хромшпинелидов, ильменита, титаномагнетита, магнетита, амфиболов, ортопироксена, гранатов, магнезиальной и цинковой шпинелей, рутила, цирконов, сфена, турмалина, гюбнерита, поренценита, самородных - железа, цинка, меди. Клинопироксены широко варьируют по составу и представлены хромдиопсидами, субкальциевыми хромистыми авгитами, субкальциевыми салитами, фассаитами, эгиринами. Слюды относятся к флогопитам, магнезиальным и железистым биотитам с повышенными концентрациями титана. Для магнезиальных биотитов характерно значительное обогащение барием (до 5% BaO). Гранаты по составу образуют 4 группы: пиропы и альмандины, андрадиты, гроссуляры, спессартины. Хромшпинелиды, количественно преобладающие среди рудных минералов, образуют непрерывную серию от алюмо-хроммагнезиальных хромшпинелидов, субферриалюмохромитов, субферрихром пикотитов до железистых субалюмо-хроммагнетитов и титаноферрихромитов.

Минералы лампроитоподобных пород присутствуют в составе тяжелой фракции алмазоносного аллювия р.Бирюсы и ее притоков. Сравнительный анализ минералов алмазоносных лампроитов района и лампроитоподобных пород, наряду с петро- и геохимическими особенностями последних, свидетельствует о глубинном уровне их генерации и потенциальной алмазоносности.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД

А. С. Мехоношин (Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия), В. И. Богнибов (ОИГГиМ, Новосибирск, Россия)

По геохимическим свойствам титаномагнетиты и ильмениты в изученных нами базит-ультрабазитовых комплексах и связанных с ними месторождениях Сибири, Урала, Монголии и Карелии можно подразделить на три генетического типа.

Руды ранних стадий отделения рудного вещества (Гусевозерский, Качканарский, Цагинский, Мустулинский массивы), характеризуются высокими концентрациями Cr, Ni, Mg, и максимальными коэффициентами распределения хрома, магния и скандия между титаномагнетитом и ильменитом.

Позднемагматические - ничтожными концентрациями никеля, кобальта, при повышенных - циркония, ниобия, марганца, очень низкими коэффициентами распределения хрома, скандия и марганца (Лысанское, Верхне-Ийское, Елеть-Озерское, Харловское месторождения).

Метаморфогенные руды характеризуются своеобразными коэффициентами распределения и накоплением некоторых элементов, нехарактерных для магматического процесса. Так, в частности, ильмениты в этом типе руд, характеризуются повышенными содержаниями скандия.

Изучение геохимических особенностей руд и коэффициентов распределения элементов между магнетитом и ильменитом показало четкую зависимость между временем выделения минералов и концентрацией определенных элементов. Коэффициенты распределения ряда элементов (титана, хрома, скандия, циркония, марганца) находятся в прямой зависимости от температуры кристаллизации руд. Соотношение ильменит-магнетит, которое максимально в высокобарических породах, указывает на общее давление кристаллизующейся системы.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПРОЦЕССЕ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА ДРЕВНЕЙШИХ УЛЬТРАМАФИТОВ (НА ПРИМЕРЕ КОМПЛЕКСОВ ЮГА СИБИРИ)

А. С. Мехоношин, Т. Б. Колотилина (Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия)

Редкоземельные элементы являются наиболее информативными при установлении природы ультрамафитов. Их изучение в однотипных разновозрастных породах позволяет судить не только об эволюции состава, но и - мантийного источника ультраосновных магм.

Слабодифференцированные пластовые тела ультрамафитов, исследованные нами в структурах фундамента и складчатого обрамления Сибирской платформы, возрастом от нижнего архея до рифея, несмотря на сильный метаморфизм сохранили свой первичный химический состав и особенности распределения редких элементов. Редкоземельные элементы в процессах метаморфизма ведут себя наиболее инертно, особенно средние и тяжелые.

Ультрамафиты имеют сходный химический состав, железистость, магнезиальность, щелочность; характер кривых распределения редкоземельных элементов - близкий к хондритовому, в них отсутствуют европиевые аномалии. Все это позволяет считать их производными коматиитовых (пикритовых) магм, образованных при близкой степени плавления мантии.

Основная закономерность изменения состава ультрамафитов заключается в уменьшении общей концентрации редкоземельных элементов от архейских пород к рифейским. При одинаковом характере кривых распределения разновозрастных пород, этот факт свидетельствует о направленности эволюции мантийного вещества, заключающейся в общем уменьшении содержаний литофильных элементов.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСТВОРИМОСТИ МИНЕРАЛОВ МЕДИ В ОКИСЛИТЕЛЬНЫХ СРЕДАХ

Минова Н.П. (УИИ, Ухта, Россия)

Растворимость минералов и формы существования меди в водных растворах окислительных сред изучались методом физико-химического моделирования на ЭВМ с использованием программного комплекса "Селектор", разработанного в Институте геохимии им. А.П. Виноградова.

Расчеты равновесного состояния систем минерал - HCl - NaOH - атмосфера - вода выполнены для малахита, азурита, диоптаза, делафоссита, тенорита при температуре 25^{O}C и общем давлении одна атмосфера. В растворе учитывались все основные компоненты природных вод и 42 формы нахождения меди (гидроксокомплексы, фториды, хлориды, карбонаты, сульфаты, фосфаты, нитраты, ацетаты, цианаты).

Анализ полученной информации позволяет количественно оценить растворимость минералов и ее зависимость от pH среды растворения. Установлено, что в интервале pH от 5 до 10 наибольшей растворимостью характеризуется диоптаз, наименьшей - тенорит. В слабощелочных водах наблюдается минимальная величина растворимости для всех анализируемых минералов, которая составляет для диоптаза 10^{-4} мол/кг воды, для малахита $0.7x10^{-6}$ мол/кг, для азурита $2x10^{-6}$ мол/кг, для делафоссита и тенорита около $2x10^{-7}$ мол/кг воды.

Растворимость всех минералов резко возрастает в кислых водах. При pH = 5 растворимость азурита уже равна 10^{-1} мол/кг, малахита - $2x10^{-2}$ мол/кг, диоптаза - $3x10^{-2}$ мол/кг, делафоссита - $6x10^{-5}$ мол/кг воды. В сильнощелочных средах (pH> 9) также отмечается рост растворимости всех минералов.

В водной фазе систем медь присутствует в виде катиона Cu_2^+, гидроксокомплексов, хлоридных и карбонатных комплексов. В кислых растворах доминирует ион Cu_2^+, в слабощелочных - $Cu(OH)_2^0$, а в сильнощелочных увеличивается концентрация комплекса $Cu(OH)_3^-$.

НОВОЕ В ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Митрофанов Ф.П. (Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты)

Из докембрийских регионов страны Кольский полуостров является наилучшим образом изученной территорией. Еще в 50-60[е] годы его геология и геохронология докембрия считались классическими, а их основатели - акад. А.А.Полканов и проф. Э.К.Герлинг - стали лауреатами Ленинской премии. Тем не менее развитие геологической науки столь стремительно, что многие, казалось бы, незыблемые представления с тех пор существенно изменились.

Представление о раннеархейском возрасте (до 3,6 млрд. лет) формирования протокоры региона сейчас не подтверждается. Геохронология говорит о позднеархейском возрасте (3,1 - 2,5 млрд. лет) первичной коры, хотя возможности обнаружения древнейших нуклеусов сохраняются, и поиски их продолжаются.

Изменились также геотектоническая и геодинамическая интерпретации образований и процессов. На смену про- и протогеосинклинальной концепции пришли неомобилистские гипотезы. Для архейской геодинамики автор предпочитает разработку концепции "гранит- и гранулит-зеленокаменных областей", а для раннепротерозойской геодинамики (в эпоху 2,5 - 1,75 млрд.лет назад) - концепцию "Кольского коллизиона" - интраконтинентальной (энсиалической) глубинной структуры между Карельским и Мурманским кратонами, в современном срезе которой обширные инфракрустальные домены нестратифицированных образований средней - нижней частей континентальной коры включают узкие супракрустальные террейны рифтовой и бассейновой природы.

Разрабатывается модель одновременной геодинамики "расширения-сжатия" в пределах Кольского коллизиона. Геология и геохронология реперных образований таких обстановок - соответственно, расслоенных базитовых интрузий и гранатовых гнейсовидных автономных анортозитов - изучаются, и результаты будут представлены в докладе.

Новейшим для Кольского региона является установление его промышленного потенциала на платинометалльное сырье.

Докладываемые результаты получены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований - гранты РФФИ 95-05-15203 и 95-05-15206.

II-130

ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА ЧУПИНСКИХ ГНЕЙСОВ БЕЛОМОРЬЯ

Мыскова Т.А.*, Шелемотов А.С.,
Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург, Россия.

Гранат-биотитовые гнейсы, традиционно относимые к чупинской толще, по современным представлениям являются наиболее древними (позднеархейскими) образованиями в Беломорье и входят в состав Чупинского покрова Беломорского подвижного пояса (Миллер и др., 1995).

При многообразии точек зрения на происхождение чупинских гнейсов (осадочное, метасоматическое, магматическое) целенаправленного изучения их природы не производилось. Между тем, актуальность этого вопроса в плане геодинамических построений очевидна.

Пересечения, выполненные в различных частях Чупинского покрова, приводят к выводу о том, что большая часть разреза чупинской толщи сложена среднезернистыми гранат-биотитовыми, часто с кианитом, гнейсами - продуктами гранитизации и метасоматоза. Среди них в качестве первичных можно выделить лишь тонкозернистые немигматизированные гранобластовые гнейсы, представленные немногочисленными линзами и пластами. Детальные литологические, минералогические и геохимические исследования этих пород позволили установить, что среди них преобладают метаморфизованные недифференцированные осадки (граувакки). В пользу этого свидетельствуют своеобразный химический состав (присутствие в равных количествах MgO и CaO) и повышенные содержания Cr, несвойственные магматическим породам близкого петрохимического состава. Такое содержание Cr можно получить в случае осадочных пород со смешанным источником питания. Моделирование источника с помощью диаграмм Cr/Ti - Zr/Y (Camire et al.,1993) показало, что состав чупинских метаграувакк можно объяснить смешением трех компонентов: тоналитов - 40%, базитов - 55%, ультрабазитов - 5%.

Выводу о первично-осадочном происхождении этих пород не противоречат и корреляционные связи между петрогенными элементами в них: положительные у SiO2 с Na2O (песчанистая компонента) и у MgO с K2O (глинистая компонента), и отрицательные между двумя этими группами.

Наряду с граувакками среди предполагаемых реликтовых пород в подчиненном количестве присутствует группа гнейсов с относительно более высокими содержаниями CaO и Na2O и низкими концентрациями Cr, по химическому составу соответствующая андезито-дацитам. Они могут рассматриваться в качестве первично-магматических.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ВОСХОДЯЩЕГО ФЛЮИДА В ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

Найгебауэр В.А., Институт геохимии СО РАН, г.Иркутск

Методом минимизации Гиббса определены некоторые параметры внутреннего саморазвития флюидной системы в приповерхностных условиях (T=900°C, P=1200 бар - T=370° C, P=400 бар). Флюид представлен комбинацией среднего состава гомогенной газовой смеси эксгаляций Большого Трещинного Толбачинского извержения 1975-1976г.г. на Камчатке и среднего состава конденсата. Основная матрица исходных свойств газов и минералов дополнена свойствами водных компонентов, необходимых в исследовании конденсированного флюида. В списке независимых компонентов металлы представлены сурьмой, мышьяком и ртутью. Рассмотрены два варианта взаимодействия флюида в субсолидусных условиях соответственно с базальтом и дацитом. Последующее его охлаждение по ступеням: T=600°C, P=650 бар; T=370°C, P=400 бар исследовано без взаимодействия с породами.

Согласно результатам моделирования транспортировка газов, содержащих петрогенные элементы, осуществляется в виде простых хлоридов, в меньшей степени фторидов. Преобладающей формой нахождения ртути является Hg, мышьяка-As4, сурьмы-SbCl3, углеродсодержащих соединений-COS, CH4, C2H6, CHN. Газы SbH3, SbS, Sb, As2, HgS, HgO и HCl стабильны только в интервале относительно высоких температур.

О восстановительных свойствах эволюционирующего флюида можно судить по наличию в сублиматах пирротина (на ступенях охлаждения). Конденсат, полученный в условиях ниже критической точки для чистой воды, характеризуется значениями Eh=-0.496, pH=3.85 в варианте, соответствующем взаимодействию флюида с дацитом в субсолидусных условиях, и Eh=-0.006, pH=1.56 в варианте с базальтом.

II-132

РОЛЬ ТЕМПЕРАТУРЫ И ВОДЫ В СТАНОВЛЕНИИ АМФИБОЛОВ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД АДЖАРО-ТРИАЛЕТИИ (ГРУЗИЯ)

Насидзе Г.И. (ГИН АН Грузии, Тбилиси, Грузия)

Диаграммы зависимостей между температурой минералообразования и химическим составом позволяют проследить влияние температуры на поведение основных химических элементов, участвующих в построении кальциевых амфиболов.

Изоморфные элементы октаэдрической позиции $Mg \Leftrightarrow Fe^{2+}$ чутко реагируют на смену температурных условий минералообразования, выявляя диаметрально противоположную тенденцию - с повышением температуры наблюдается прямопропорциональное для MgO и обратнопропорциональное для FeO увеличение их доли в строении минерала. Fe_2O_3 по отношению к температуре минералообразования выявляет инертность, а по содержанию CaO эта зависимость проявляется четче в положительную сторону. Поведение натрия и калия, выраженное коэффициентом щелочности, с температурой минералообразования также проявляет положительную тенденцию. Роль Al_2O_3 в формировании минерала и влияния температурных условий на его перераспределение, выявляет взаимоотношение в котором наблюдаются тенденция повышения количества Al_2O_3 в дифференцирующемся расплаве.

В отношении водного режима кристаллизации фиксируется следующее: амфиболы с низким содержанием воды являются высокотемпературными, а с высоким содержанием воды - низкотемпературными.

На основании состава и температурного режима расплава, с одной стороны, и парциального давления воды, с другой, можно проследить эволюцию образования амфиболов вулканогенных пород Аджаро-Триалетии.

КАЛИЕВОСТЬ - КАРТИРОВОЧНЫЙ ПРИЗНАК ЭОЦЕНОВЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД АДЖАРО-ТРИАЛЕТИИ (ГРУЗИЯ)

Насидзе Г.И., Ахледиани Р.А. (ГИ АН Грузии, Тбилиси, Грузия)

Химический состав изученных пород колеблется в широких пределах и характеризует ряд от базальтов до дацитов. В формировании вулканогенных пород Аджаро-Триалетии ведущую роль играли процессы дифференциации и связанные с ними изменения химического состава пород и подчиненную - поствулканические процессы.

Статистическая обработка данных кали-натрового состношения для регионов в целом выявила четыре кривые распределения K_2O/K_2O+Na_2O равных 21, 35, 50 и 64 % соответственно. Установлен натровый профиль начала вулканизма, который в дальнейшем сменяется существенно более калиевыми породами и объясняется усилением режима растяжения шовной зоны Аджаро-Триалетии.

Выделенные ранее три комплекса формирования вулканогенных пород на основании кали-натрового соотношения разбиваются условно на два больших цикла: первый этап характеризуется колебанием состава пород от 21 до 50 %, второй - от 35 до 64 %. Выделенный из трехэтапного цикла формирования пород второй комплекс, который отсутствует в восточной части региона, соответствует концу первого и началу второго цикла вулканизма. Общая картина расположения выделенных нами зон и допущение шарирования Аджаро-Триалетии на Грузинскую глыбу создает впечатление, что северный фланг этой структурной единицы частично размыт в постпалеогеновое время.

II-134

ОСОБЕННОСТИ БЕРИЛЛИЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ЕРМАКОВСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Новикова М.И., Шпанов Е.П. (ВИМС, Москва, Россия)

1. Ермаковское флюорит-бериллиевое месторождение отличается высоким содержанием BeO (>1%), необычным разнообразием минералов бериллия, представленных фенакитом, бертрандитом, мелинофаном, лейкофаном, гельвином, эвдидимитом, миларитом, бавенитом, и компактностью промышленных руд.

2. Месторождение приурочено к ксенолиту осадочно-метаморфических пород верхнего протерозоя, смятых в синклинальную складку субширотного простирания и прорванных небольшим штоком мезозойских субщелочных гранитов и граносиентитов. С ними связано интенсивное проявление процессов дорудного скарнирования, микроклинизации, слабой альбитизации и рудного многостадийного флюорит-бериллиевого этапа минерализации.

3. Главная масса руд представлена апоизвестняковыми метасоматитами, приуроченными к послойным структурам и слагающими линзообразные тела. Массивные флюорит-бериллиевые руды отличаются характерной ячеистой текстурой и примерно равным содержанием фенакита и бертрандита. Из жильных минералов главными являются кварц, микролин, карбонаты и пирит, меньше барит и слюды.

Небольшое развитие имеют руды выполнения крупноблочных брекчий, отличающиеся неоднородным обликом и составом, а также прожилковые руды, контролирующиеся трещинами северо-восточного направления. Вблизи штока гранитоидов в скарнах встречается мелинофан, а в контакте с апофизой эгириновых гранитов - мелинофан и эвдидимит.

4. С заключительными стадиями формирования месторождения связано образование обособлений галенит-сфалеритового состава, развитие миларита и бавенита, халцедон-кристабалитовых и гипс-ангидритовых прожилков.

Павлишин В.И. (1) (ИГМР НАН Украины, Киев, Украина), Белых Н.А. (ГГП Кировгеология, Смолино, Украина), Возняк Д.К.(1), Макивчук О.Ф. (ГГП Кировгеология, Киев, Украина), Мельников В.С. (1)

МЕТАПЕГМАТИТЫ: НОВЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

В геолого-онтогенической истории пегматитовых образований, открытых недавно геологами ГГП "Кировгеология" в центральной части Украинского щита, выделяется два основных этапа:

1. МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП: кристаллизация специфического, обогащенного H_2O, CO_2, Li, Be, Zn, пегматитового расплава и дальнейшая дифференциация пегматитов в послемагматическую стадию. Судя по температуре гомогенизации расплавных включений (760...860°С), начальная температура кристаллизации магмы была достаточно высокой.

2. МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ЭТАП: интенсивное преобразование, созданного на магматическом этапе, структурно-текстурного облика пегматитов (грануляция), минерального состава (метасоматоз), морфологии, конституции и свойств минералов (собственно метаморфизм). В итоге дифференцированные разнозернистые пегматиты преобразовались в относительно однообразные (мелкозернистые) полиминеральные агрегаты, сохранившие однако основную рудную (лилиевую) специализацию.

Метаморфический этап формирования (преобразования) пегматитов сопровождался интенсивным физическим и химическим преобразованием минералов, в том числе, грануляцией индивидов, очисткой от примесных и решеточных дефектов, диффузными явлениями, разупорядочением атомов в кристаллических структурах, возникновением высокотемпературных полиморфных модификаций, а также появлением новых, парагенетически запрещенных минералов для обычных (магматических) гранитных пегматитов. Такое глубокое преобразование исходных пегматитов имеет, по крайней мере, два важных следствия:

а) практическое значение метаморфизованных пегматитов как сырья приобретает иной оттенок и в некотором роде расширяется в связи с улучшением, за счет очистки минералов, качества сырья, прежде всего для керамической промышленности;

б) метаморфизованные пегматиты - это новый генетический тип месторождений редких элементов, поэтому они заслуживают специального названия. Мы предлагаем краткий рациональный термин: МЕТАПЕГМАТИТЫ.

ТИПОМОРФИЗМ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ ОЛОВЯННЫХ И ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГРЕЙЗЕНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Панова Е.Г. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

1. В составе и свойствах породообразующих минералов грейзенов проявляются особенности рудоподготовительных процессов, которые, с одной стороны, определяют условия максимальной подвижности рудного вещества в зоне переноса, а с другой стороны, создают среду благоприятную для его концентрации.

2. Наиболее резкие изменения состава и свойств породообразующих минералов грейзенов отражают существование геохимических барьеров, обусловленных резкими изменениями T, P, pH, Eh рудообразующих растворов, а также химической активности и фугитивности компонентов по сравнению с зонами их переноса.

3. Типоморфные признаки породообразующих минералов грейзенов, проявляющиеся на различных уровнях организации вещества, в одних случаях имеют резко выраженные различия, что выражается, в соответствии с их конституцией, в качественных (видовых) изменениях, в других случаях - носят только количественные (внутривидовые) различия, что отражается в величине и градиенте изменения признаков.

4. Совокупность процессов, приводящих к формированию оруденения, вызывает появление сопряженных признаков в парагенных минералах, что обуолавливает возникновение парагенезисов типоморфных свойств минералов.

5. Выявление многоуровневых систем типоморфных признаков породообразующих минералов грейзенов позволило создать алгоритм модели признакового пространства поисково-оценочного банка данных.

6.Типоморфные особенности породообразующих минералов грейзенов могут служить основой для разработки прогнозных критериев промышленного и генетического типа объектов, разделения разностадийных парагенезисов, выявления разномасштабного оруденения, степени рудоносности и уровня эрозионного среза рудных тел, что возможно использовать при поисковых и поисково-оценочных работах, на стадии предварительной разведки месторождений и при создании эколого-геохимических моделей загрязнения территорий при их разработке.

О ПРИРОДЕ ПОЗДНЕЙ ИТТРИЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ХИБИНО-ЛОВОЗЕРСКОМ ЩЕЛОЧНОМ КОМПЛЕКСЕ (КОЛЬСКИЙ П-В).

Пеков И.В. (МГУ, Москва, Россия)

Еще недавно собственные минералы иттрия считались нетипичными для агпаитовых пород и их производных. В свете этого несколько неожиданным оказалось обнаружение за последние 15 лет разнообразной иттриевой минерализации в наиболее поздних ассоциациях высокощелочных пегматитов и гидротермалитов Хибинского и Ловозерского массивов. Сейчас здесь известно 7 минералов Y: эвальдит, доннейит, маккельвиит, шомиокит-(Y), минеевит-(Y), сазыкинаит-(Y) и фаза $Na_5YTiSi_6O_{18}•6H_2O$ (М67 А.П.Хомякова) [1]. Некоторые из них найдены в ощутимых количествах. А.П.Хомяков считает, что появлению этих минералов способствует постепенное накопление Y и тяжелых лантаноидов (HREE - Gd-Lu), менее основных, чем легкие REE, в процессе нормальной эволюции высокоагпаитовых систем, достигающее максимума на поздней стадии понижающейся щелочности, когда и происходит кристаллизация богатых Y и HREE фаз [2]. Однако, наблюдения автора говорят как раз об обратном: нормальная эволюция такой системы должна приводить к обеднению ее Y и HREE за счет интенсивного "вычерпывания" их ранними генерациями эвдиалита - главного, в силу своих кристаллохимических особенностей, концентратора этих элементов в агпаитовых породах (сходную роль, хотя и в меньшей степени, могут играть также ранние минералы группы ринкита). Собственные фазы иттрия появляются там, где происходит разложение значительных количеств эвдиалита на поздних гидротермальных стадиях, высвобождающее Y и HREE. Важным условием для образования этих минералов, видимо, является замещение эвдиалита низкокальциевыми продуктами (эльпидит, катаплеит, Zr-силикаты калия), потому что, например, ловозерит, как и эвдиалит, может концентрировать Y в позиции Ca, не давая ему высвободиться. Рассмотрим примеры. Так, сазыкинаит-(Y) (Коашва, Хибины) найден в крупном пегматитовом теле вместе с катаплеитом в обильных характерных пустотах растворения кристаллов эвдиалита при полном уже отсутствии последнего. В сходной обстановке в тесной ассоциации с эльпидитом, нацело заместившим эвдиалит, автором недавно найден шомиокит-(Y) (Аллуайв, Ловозеро). Ареал находок собственных минералов Y в Хибино-Ловозерском комплексе хорошо ложится на зоны интенсивного изменения эвдиалитсодержащих образований, маркированные также распространением отмеченных Zr-силикатов. Всё это говорит за то, что появление поздней иттриевой минерализации здесь не является следствием нормальной эволюции высокощелочной системы, а зависит от процессов изменения эвдиалита. В сходном Илимаусакском комплексе (ЮЗ Гренландия), где эти процессы развиты слабо, собственных минералов Y пока не найдено, и вероятность их обнаружения представляется весьма низкой.

Литература

1. Khomyakov A.P. Mineralogy of Hyperagpaitic Alkaline Rocks. Oxford, 1995.
2. Хомяков А.П., Шумяцкая Н.Г., Полежаева Л.И. Шомиокит-(Y) $Na_3Y(CO_3)_3•3H_2O$ - новый минерал. // ЗВМО. 1992. Ч.121. N 6.

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ, ВОЛЬФРАМ И ОЛОВО В РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕТАСОМАТИТАХ КЕЙВСКО-КОЛМОЗЕРСКОЙ ЗОНЫ СВЯЗАННЫХ С ЩЕЛОЧНОГРАНИТНЫМ КОМПЛЕКСОМ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ).

Петров С.И., Зозуля Д.Р. (КНЦ РАН, Апатиты, Россия)

Щелочные граниты имеют ярко выраженную специализацию на Y, REE, Zr, Nb, Ta, которая полностью совпадает с рудной специализацией изученных метасоматитов (РМ). Концентрации редких элементов в РМ повышены относительно материнских гранитов на несколько порядков и в рудных зонах метасоматитов составляют, в частности, для циркония 32757 г/т, REE 14420 г/т. Кроме того, в них впервые установлены аномально высокие концентрации вольфрама до 1100 г/т и олова до 3100 г/т.

Выделено три генетических типа метасоматитов, которые различаются степенью минерализованности и набором минералов-концентраторов редких элементов.

Для минерализованных гранитов эндоконтактных зон выявлены высокие содержания циркона и чевкинита в ассоциации с магнетитом,ильменитом, титанитом и иногда с пирохлором.

Среди полнопроявленных апогранитных РМ перспективными в отношении редкометалльного оруденения являются альбититы и альбит-кварцевые метасоматиты. Они содержат весьма разнообразный набор минералов: циркон, алланит, монацит, фергусонит, гадолинит, даналит, таленит, иттриалит, бритолит, эвксенит, титанит.

Отличительной чертой апобазитовых метасоматитов является более широкое распространение минералов ряда эпидот-алланит, содержание которых достигает 10-15% от объема породы.

В целом концентраторами REE, Zr, Y, Ta, Nb являются собственные минералы редких элементов, вольфрам рассеян в решетках фергусонитов (до 2 мас.%) и пирохлоров (до 1,55 мас.%), олово концентрируется в пирохлоре (до 1,19 мас.%), титаните(до 0,97 мас.%) и касситерите.

ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО БЛОКА ПРИОЛЬХОНЬЯ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Петрова З.И., Макрыгина В.А. (ИГХ СО РАН, Иркутск, Россия)

1. Опираясь на представления об изохимическом характере метаморфизма, мы использовали метод актуализма для того, чтобы по комплексу тектонических и геохимических данных восстановить последовательность геодинамических обстановок формирования разновозрастных пород в континентальном блоке Приольхонья и о-ва Ольхон.

2. Установлено, что протолитом ольхонского метаморфического комплекса служили вулканогенно-хемогенно-терригенные отложения. Судя по ярко выраженным геохимическим особенностям, они накапливались в сопряженных обстановках окраинного моря и зрелой островной дуги. Окраинноморский комплекс представлен переслаиванием толеитовых метабазальтов, хемогенных кварцитов, мраморов и метаграувакк с C, Cr, V, (Mo, Ag) геохимической спецификой, характерной для черных сланцев (ольхонская серия). В островодужном комплексе метаандезитобазальты и щелочные базальты чередуются с метаосадками, обогащенными Mn, P, F, Ba вплоть до появления гондитовой формации, сходной по составу с современными мелководными Fe-Mn отложениями (ангинская толща).

3. По петрографическим и геотермобарометрическим данным толща претерпела два этапа зонального метаморфизма: в условиях амфиболитовой - гранулитовой фаций повышенных давлений и эпидот-амфиболитовой - амфиболитовой фаций более низких давлений. Причиной метаморфизма явилось тектоническое скучивание толщи при столкновении Сибирской плиты и Баргузинского микроконтинента 450-550 млн.лет назад. В сложившейся коллизионной обстановке развивались покровно-надвиговые системы, переставшие в сдвиги (по данным Федоровского В.С.). В результате толща превратилась в пакеты тектонических пластин с широким проявлением катаклаза, милонитизации и меланжа, а также формированием эклогитоподобных пород. Протекавшая в этих условиях гранитизация имела локально-очаговый характер, лимитированный размерами и составом отдельных пластин и параметрами метаморфизма, и обусловивший необычайное разнообразие геохимических характеристик близких по петрохимии гранитоидов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 96-05-64631).

II-140

Полтавец Ю.А., Ронкин Ю.Л., Полтавец З.И. (ИГГ УрО РАН Екатеринбург, Россия).

СПЕЦИФИКА ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО МАГМАТИЗМА КРУПНЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ УЗЛОВ УРАЛА

Железорудные месторождения скарновой формации на Урале связаны в основном с вулкано-плутоническим магматизмом среднего палеозоя, относящимся в целом к известково-щелочному типу. Сравнительный анализ продуктивных на скарново-магнетитовые руды магматических комплексов большого числа месторождений, как крупных, так и мелких, выявил ряд петро-геохимических особенностей, характерных лишь для уникальных (более 2000 млн.т.руды), таких, как Качарское, и крупных (500-1000 млн.т.руды), таких, как Магнитогорское, Соколовское и Сарбайское, месторождений. Прежде всего следует отметить, что их магматическим сериям свойственнен более ярко выраженный известково-щелочной тренд дифференциации и в соответствии с этим меньшая железистость пород. Рудовмещающие (неизмененные) вулканиты базальтового и андезито-базальтового составов крупных и уникальных месторождений характеризуются также и повышенной калиевостью (1,5 - 2%), а залегающие в них руды и метасоматиты - высоким (3,2 - 3,6%) содержанием Cl в скаполите, по сравнению с более мелкими месторождениями (соответственно 0,6 - 1,0 и 2,0 - 2,5%%). Показательным является и состав летучих компонентов в газово-жидких включениях минералов руд: крупные месторождения отличаются от средних и мелких резким преобладанием азотной составляющей во включениях и имеют более высокое отношение $(H_2 + N_2)/(H_2O + CO_2)$.

Названные особенности состава пород и руд крупных рудных узлов объясняются на наш взгляд более глубоким уровнем становления флюидно-магматических очагов и наличием нескольких источников рудообразующих флюидов. Такой вывод следует из имеющихся изотопно-геохимических данных по Качарскому месторождению, для которого доказывается участие как минимум двух разноглубинных источников. С одной стороны - это мантийный источник, о чем свидетельствуют первичные изотопные характеристики Sr (I_{sr} = 0,70443 ± $0,00012_{1\sigma}$) и Nd ($\epsilon \frac{T}{CHUR}$ = + 5,9) в рудных магнетитах и апатитах; с другой - внутрикоровый, что подтверждается изотопным составом Pb в сульфидах ($^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,411 ± 0,050 и $^{207}Pb/^{204}Pb$=15,524±0,025).

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ УСТОЙЧИВОСТИ СПОДУМЕНА И ХОЛМКВИСТИТА В ПЕГМАТИТООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМАХ.

Пономарева Н.И., Кривовичев В.Г. (СПбГУ, С.-Петербург, Россия)

Сподумен и холмквистит относятся к числу типоморфных минералов и встречаются либо в редкометалльных гранитных пегматитах (сподумен), либо во вмещающих их горных породах (холмквистит). В очень редких случаях холмквистит присутствует и в самих пегматитовых жилах, где он образует в приконтактовой зоне скопления мелких игольчатых кристаллов между зернами плагиоклаза и микроклина и корродирует кристаллы турмалина, а иногда и обрастает по периферии индивиды сподумена. В свою очередь, сподумен очень редко встречается за пределами пегматитовых жил.

Во вмещающих пегматиты породах холмквистит развивается по железо-магнезиальным силикатам (амфиболам, биотиту, турмалину) габбро-анортозитов, амфиболитов, амфиболовых и биотитов сланцев и гнейсов, реже гранитоидов. При этом устанавливается отчетливая зависимость между магнезиальностью амфиболов и развивающимся по ним холмквиститу (наследуемость состава).

На основании термодинамических расчетов установлены различия в условиях образования "метасоматического" сподумена и холмквистита в пегматитообразуюших системах:

1) устойчивость холмквистита, в первую очередь, определяется повышенными активностями ($\geq 10^{-6}$) магния и/или железа в минералообразующей среде. При более низких активностях этих элементов в среде будет устойчив сподумен;

2) по сравнению со сподуменом, холмквистит образуется в более щелочных условиях. Вместе с тем, повышение активности кремнекислоты в системе расширяет поле устойчивости холмквистита в область более кислых сред (до pH=4);

3) ассоциация холмквистит+плагиоклаз+роговая обманка устойчива (при $t=400^{o}C$) устойчива в узком интервале активности протонов в минералоообразующей среде ($4<pH<6$) при повышенных активностях лития и кремнекислоты. С понижением температуры поле устойчивости холмквистита несколько расширяется, смещаясь в область менее кислых сред и меньшей активности H_4SiO_4;

4) при пониженных активностях магния и железа в среде, сподумен устойчив в широком интервале активностей лития и кремнекислоты, но возможность его кристаллизации в значительной степени ограничена наличием олигоклаза, в ассоциации с которым сподумен устойчив только при высокой активности лития.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант #96-05-66250.

НИТЕВИДНЫЕ КРИСТАЛЛЫ ГЕДЕНБЕРГИТА ИЗ РОДИНГИТОВ БАЖЕНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТА (СРЕДНИЙ УРАЛ).

Попель И.А., Антонов А.А., (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Нитевидные кристаллы геденбергита были обнаружены в родингитах Баженовского месторождения хризотил-асбеста. Находка является уникальной, поскольку весьма необычны природные условия, обуславливающие такую форму выделения минерала. Нитевидные кристаллы пироксенов ряда диопсида - геденбергита чрезвычайно редки, часто за клинопироксен ошибочно принимались волосовидные образования тремолита и актинолита (Ферсман А.Е., 1913).

Описываемые нитевидные кристаллы геденбергита при длине волокон до 10 см имеют толщину от 1 до 20 мкм. Цвет минерала светло-серый со слабым зеленоватым оттенком. Агрегат разориентированных нитей геденбергита заполняет полость занорыша в родингитовой породе существенно диопсидового состава. Поверхность этой полости выстлана плотной щеткой мелких (до 3 мм в длину) светло-зеленых кристаллов диопсида плоскопризматического габитуса. По данным рентгено-структурного анализа, в нитевидных образованиях обнаружено присутствие двух фаз: клинопироксена и амфибола. Результаты микрозондового анализа даны в табл.1.

Табл.1. Химический состав пироксенов. 1 - нитевидные кристаллы; 2 - плоско-призматические кристаллы. Формульные единицы рассчитаны на 6 атомов кислорода.

комп.	1		2	
	вес. %	форм.ед.	вес. %	форм.ед.
SiO_2	51.03	2.00	52.75	2.00
Al_2O_3	0.34	0.02	0.58	0.03
FeO	16.90	0.55	12.91	0.41
MnO	0.90	0.03	0.61	0.02
MgO	7.30	0.43	10.22	0.58
CaO	22.69	0.95	23.08	0.94
Na_2O	0	0	0	0
K_2O	0.28	0.02	0.06	0
Сумма	99.53		100.21	

ПЕТРОЛОГО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОРОД, ВМЕЩАЮЩИХ РИФ МЕРЕНСКОГО (БУШВЕЛЬД).

Прияткин А.А., Писакин Б.Н., Деч В.Н. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

В 1994 году, благодаря любезности Горной Компании "Импала" ЮАР, удалось отобрать керн из скважины, пройденной через наиболее научно-значимые и промышленно-важные горизонты уникального расслоенного Бушвельдского базит-гипербазитового плутона, занимающего площадь более 290 тыс. км^2 и мощностью более 9 км. Именно здесь, ниже Главной, располагается Критическая зона с Рифом Меренского, сконцентрирована основная масса богатейших залежей платины, никеля, хрома и именно по этой его части происходят оживленные научные дискуссии. Мощность отдельных слоев пород, представленных пироксенитами, мелано- и лейконоритами, троктолитами, анортозитами, колеблется от нескольких мм до десятков метров, а их протяженность достигает десятков километров.

Было изучено 110 образцов (петрографически, петрохимически, микрозондированием, петрофизическими методами: магнитными, электрическими, акустическими и др., причем некоторые из них применены на Бушвельде впервые.)

Главные результаты: 1. Все породы абсолютно свежие и не имеют гидроксилсодержащих минералов даже в Критической Зоне, что свидетельствует о сухости расплава. 2. Микрозондовый анализ показывает, что Cr всегда присутствует в решетке изоморфноемкого Py, но его нет в Pl, а это привело к тому, что хромитовые горизонты ассоциируются, главным образом, с анортозитами и лейконоритами. 3. Py более железисты и менее магнезиальны в верхних частях разреза, а Pl основнее в его нижних частях, что указывает на Феннеровскую схему эволюции расплава. 4. Хромиты по химизму четко разделяются на 5 групп, со своей геологической привязкой. 5. Из петрофизических характеристик наибольший петрологический интерес представляют: а) Поведение наклонения Jn: породы намагничены прямо в Главной и часто обратно -- в Критической зоне, что свидетельствует о существовавшем в них разном физико-химическом режиме. Различный характер ферромагнетика подтверждает такое предположение. б) Поведение пористости пород и появление в небольших количествах биотита, позволяет говорить о некотором возрастании общего давления летучих, и давления воды в частности, при кристаллизации расплава на более высоких уровнях магматической камеры.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Прудников Е.Д.*, Шапкина Ю.С. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Проведение геохимических, минералогических, петрофизических и других исследований в геологии требует широкого привлечения современных методов анализа. Современная аналитическая аппаратура позволяет успешно решать различные геологические и геохимические проблемы. Наибольшее практическое применение в геологии в настоящее время имеют атомно-абсорбционный анализ, пламенно-спектрометрический анализ, атомная эмиссионная спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой, масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой, рентгено-флуоресцентный анализ, активационный анализ и другие методы аналитической химии. Эти методы анализа позволяют определять практически все элементы таблицы Менделеева с высокой чувствительностью и при содержаниях существенно ниже кларковых. Относительные пределы обнаружения редких и рассеянных элементов в породах, рудах и минералах достигают 10^{-5}- 10^{-6} % и менее.

Однако и для современных методов инструментального анализа вопросы случайной и систематической погрешности определений остаются актуальными. Для обеспечения достоверности выводов при геологических и геохимических исследованиях важно, чтобы погрешность аналитических измерений была существенно меньше и, по крайней мере, не превышала флуктуаций содержания определяемого элемента в природных процессах. Теория аналитической химии позволяет сформулировать общий подход к описанию погрешностей и характеристик различных аналитических методов. Это дает возможность повысить достоверность выводов геологических исследований.

На примере разработки и широкого практического использования высокочувствительных пламенно-фотометрических методов анализа редких щелочных и щелочноземельных элементов показана роль современной аналитической базы для развития геологии и геохимии, а также решения практических задач поиска месторождений полезных ископаемых.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ-ГИГАНТОВ

Пушкарев Ю.Д. (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия)

Результаты современных изотопно-геохимические исследований указывают на проникновение корового вещества в мантию. Свидетельством такого процесса являются коровые изотопные характеристики алмазов (из эклогитов) и сингенетичных им минеральных включений, а также признаки участия корового вещества при образовании кимберлитов, лампроитов и карбонатитов.

Проникновение корового вещества в мантию порождает в ней геохимическое возмущение, со временем там происходит новообразование летучих и начинается так называемый "мантийный метасоматоз". Вследствие значительных энергетических ресурсов мантии взаимодействие корового и мантийного вещества в ней должно быть существенно эффективнее аналогичного процесса в коре. Это позволяет предположить, что именно такой тип взаимодействия лежит в основе генерации наиболее продуктивных рудогенерирующих систем, приводящих к образованию эндогенных месторождений-гигантов.

Под воздействием серы, привносимой с коровым веществом, происходит сульфуризация мантийного субстрата, за счет чего в нем возникают Cu-Ni сульфиды со значительными содержаниями платиноидов и золота. Парциальное плавление такого сульфуризированного субстрата приводит к появлению базитовых расплавов, обогащенных рудным компонентом. Внедрение их в кору с последующей гравитационной отсадкой сульфидного расплава способно привести к образованию месторождений-гигантов типа Норильского. Перенос тех же сульфидов и содержащихся в них благородных металлов в кору посредством мантийного метасоматоза может стать причиной формирования месторождений типа Мурунтау. Изотопные характеристики Sr, Pb, Os, S и C в месторождениях обоих типов хорошо согласуются с такой моделью.

В результате мантийного метасоматоза может происходить концентрация рудных компонентов и корового вещества как того, что попадает в мантию, так и того, что находится в коре и подвергается воздействию тех же флюидов. Следовательно формирование гигантских месторождений Sn, W, U и др. также возможно за счет мантийного метасоматоза, порождаемого взаимодействием корового и мантийного вещества в мантии.

Работа выполняется при поддержке РФФИ, грант 96-05-65125.

МАНТИЙНЫЙ КОМПОНЕНТ В Sm–Nd СИСТЕМЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Пушкарев Ю.Д.*, Сырицо Л.Ф.**, Шергина Ю.П.*, Михайлов В.В.**
(*ВСЕГЕИ, **СПбГУ, Санкт–Петербург, Россия)

В проблеме образования редкометальных гранитов (РГ) остаются дискуссионными как источник вещества, так и сам механизм гранитообразования. Цель настоящей работы сводилась к получению соответствующей генетической информации посредством совместного изучения Rb–Sr и Sm–Nd системы этих гранитов и предшествовавших им магматических пород в Восточном Забайкалье.

Начальные изотопные составы стронция $(^{87}Sr/^{86}Sr)_o=I_{Sr}$ в мусковит–микроклин–альбитовых редкометальных гранитах Кукульбейского комплекса (138.4±1.4 млн. лет) и в предшествовавших им магматических породах монцонит–гранитной серии Шахтаминского и Сретенского комплексов (165±5 млн. лет) в пределах ошибки определения остаются неизменными (0.7072±4). В то же время величины ε_{Nd} в апатитах РГ (–1.2, +0.3, +4.5) превышают таковые в апатитов монцонитов и сопряженных с ними гранитов (–2.8, –2.4), свидетельствуя о присутствии в апатитах РГ более высокой доли мантийного компонента. Эта изотопная особенность не позволяет принять предлагавшиеся ранее модели образования РГ (магматическая дифференциация или автометасоматоз, связанный с кристаллизацией корового расплава).

Предполагается, что формирование РГ и предшествовавших им магматических пород инициировано мантийным метасоматозом, возникающим в результате взаимодействия корового и мантийного вещества в мантии. Вследствие метасоматического перераспределения элементов и в первую очередь за счет перехода в подвижное состояние щелочей как в мантийном субстрате, так и в коре формировался материал, обогащенный калийсодержащими минералами (слюды, КПШ). Разная степень дифференциального плавления такого субстрата (с перемещением фронта плавления из мантии в кору) на фоне продолжающегося метасоматоза, по–видимому, и привела к формированию пород монцонит–гранитной серии, а также более поздних по отношению к ним РГ.

Предварительные результаты определения изотопных составов Nd и Sr в валовых пробах аналогичной по возрасту серии магматических пород из смежной структурно–тектонической зоны, в которой Кукульбейский комплекс представлен редкометальными гранитами Li–F типа, также выявляют присутствие в них мантийного компонента. Судя по вариациям величины ε_{Nd}, его доля в разных массивах весьма непостоянна. При этом I_{Sr} во всех этих объектах, так же как и в первом случае, остается одинаковым, но при несколько более низком среднем значении: 0.7063±5. Такие соотношения изотопных характеристик позволяют предполагать, что развиваемая модель формирования РГ, справедлива как для редкометальных гранитов стандартного, так и Li–F типа.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 96–05–65125).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗОЛОТООБРАЗУЮЩИХ РУДНО–МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ В РАЗНОРОДНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ БЛОКАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАЗАХСТАНА

Рафаилович М.С. (КазИМС, Алма–Ата, Казахстан)

Эволюция золотообразующих рудно–магматических систем (ЗРМС) рассматривается в докладе с позиции самоорганизации геологических процессов. Сравнительный анализ металлогении и геохимии золота Чуилийского складчатого пояса и многократно активизированного Кокчетавского срединного массива, двух крупных регионов Казахстана, отличающихся друг от друга глубинным строением и тектоническим стилем, позволил выявить примечательный в рассматриваемом плане факт – отсутствие принципиальных различий в зарождении, развитии, составе и зональности ЗРМС. К наиболее выразительным признакам геолого–геохимического и металлогенического подобия этих регионов можно отнести: синхронную периодизацию тектонических и рудно–магматических импульсов; необратимое изменение ЗРМС в сторону увеличения неоднородности и сложности состава; ритмичное размещение ЗРМС в разрезе верхней части земной коры; центробежную (относительно осевых зон) геохимическую и металлогеническую зональность; единый вектор геохимической эволюции.

Основные факторы указанного подобия – однотипная фемически–сиалическая специализация пород, слагающих докембрийский субстрат, и единый пульсационно–волновой механизм глобальных (в масштабе Казахстана) магмо– и рудоинициирующих тектонических движений. Предопределенность и необратимость геохимической эволюции являются следствием однонаправленной, прогрессирующей (в рамках тектонического цикла) сиалитизации (гранитизации) геологических структур. Эти черты характеризуют суть как общей металлогении Казахстана (смену древних фемических магматических и рудных формаций молодыми фемически–сиалическим и сиалическими), так и главное содержание частной металлогении золота, вектор которой также ориентирован в сторону раскисления магм и руд. Развитие и преобразование ЗРМС идут нелинейно, с хронологическим разрастанием флуктуаций геохимических типов руд, достигающем максимума в орогенный и активизационный этапы. В данном процессе реализуются два взаимосвязанных аспекта геологической синергетики: развитие геохимических событий по единому сценарию (предопределенность развития) и отсутствие жестких ограничений в петрохимическом и элементном составе последовательно формирующихся ЗРМС (нелинейность или многовариантность эволюции). Главные причины нелинейной эволюции – увеличение от ранних геологических этапов к поздним объемов горных пород, охваченных эпигенетическими преобразованиями, и усиливающееся во времени разнообразие рудогенерирующих и потенциально рудоносных формаций.

МИГМАТИТЫ В ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Д.Н.Ремизов (Институг геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия)

Эвгеосинклинальные магматические образования Восточной зоны Полярного Урала представлены (с запада на восток) офиолитами и магматитами островодужной системы. Мигматитовые взаимоотношения между плутоническими горными породами установлены для полосчатого комплекса, в зоне развития массивных габброидов и метаморфитов по ним, в интрузивной части островной дуги.

Базит-ультрабазитовые мигматиты полосчатого комплекса имеют слоистые (строматитовые), агматитовые, форелевые, ленточно-пятнистые, полосчатые, шлирово-полосчатые, птигматитовые и будинаж-текстуры. Состав палеосомы всегда отвечает гипербазиту (дуниту или гарцбургиту), неосомы - габбро или габбронориту (лейкосома), верлиту,оливиновому вебстериту или клинопироксениту (меланосома). В целом полосчатый комплекс трактуется как зона мантийных мигматитов, сформированных при давлении около 10 кбар и температуре 1200-800 С [Костюхин, 1990; Костюхин,Ремизов, 1995].

Мигматиты верхней части разреза плутонических габброидов интерпретируются как результат метаморфизма амфиболитовой фации и частичного плавления при давлениях 2-5 кбар и температурах 820-905 С [Ремизов,1991; Костюхин,Ремизов,1995]. Палеосома мигматитов представлена габброноритами и амфиболитами по ним, неосома - эндербитами, тоналитами и роговообманковыми плагиогранитами, отвечающими по составу "океаническим" плагиогранитам.

Мигматиты андезитоидной островодужной серии представлены теневыми структурами в тоналитовой матрице в основании крупного тоналитового Лагортинско - Кокпельского батолита. Палеосома мигматитов сложена амфиболитами по офиолитовым габброидам, а неосома представлена тоналитами и трондьемитами островодужной серии.

Габбро-гранитные мигматиты - наиболее поздние образования подобного типа локализованы в пределах габбровых (габбро-норитовых) интрузий зрелой стадии развития островной дуги. Структуры мигматитов относительно разнообразны и включают линзовидно-полосчатые, агматитовые, форелевые до небулитовых. Палеосома мигматитов представлена интрузивными габброноритами и амфиболитами по офиолитовым габброидам. Неосома имеет гранитный состав.

Полученные данные свидетельствуют о широком распространении процесса мигматизации в корневой части островодужной систамы палеозойской эвгеосинклинали Полярного Урала. Мигматиты в островодужной системе распостранены начиная с глубин, соответствующих верхней мантии или нижней части коры и прослеживаются вплоть до близповерхностных частей вулкано-плутонических серий.

Литература

1. Костюхин М.Н. Породы полосчатой серии офиолитов как мантийные мигматиты.// ДАН СССР, 1990. Т.311. № 3.

2. Костюхин М.Н.,Ремизов Д.Н. Петрология офиолитов Хадатинского габбро-гипербазитового массива (Полярный Урал). СПб, "Наука", 1995.

3. Ремизов Д.Н. Типы плагиогранитов Щучьинского синклинория (Полярный Урал). // В кн.: Магматиты и метаморфиты Севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1991.

КОРРЕКТИВЫ КЛАССИФИКАЦИОННОЙ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКОЙ РЕШЕТКИ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Руденко Ю. Л. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Исследования по разработке и использованию метода количественно-минералогической реконструкции метаморфических пород (КМР) привели к логическому заключению о необходимости корректировки петрогенетической решетки AKF, заложенной в его основу.

Химический и минералогический состав метаморфических пород, не затронутых метасоматическими преобразованиями, несет в себе информацию об их первичной генетической природе, расшифровке которой посвящены многочисленные петрохимические методы и разрабатываемый автором метод КМР. Вместе с тем, часть генетической информации пород, перекристаллизованных под воздействием высоких температур и давлений безвозвратно утрачивается (в первую очередь это касается глинистых пород), поэтому классификационная схема неметаморфизованных эквивалентов метаморфических пород должна адекватно отражать ту степень детальности реконструкции, которая достижима в условиях потери информации.

Предлагаемая петрогенетическая классификационная решетка, построенная на петрохимической основе (на базе параметров A и F) в первом приближении имеет вид таблицы с наклонными вертикальными границами и прямыми горизонтальными. По вертикали выделились "лучи" магматитов, туффитов, кластолитов, пелит-кластолитов, кластолит-пелитов, пелитов, границы между которыми определяются значениями параметра A (остаточная глиноземистость). По горизонтали, в соответствии с фемичностью (параметр F), породы разделены на кислые, средние, основные и ультраосновные. Название классификационных ячеек складывается из двух частей - вертикальной и горизонтальной, например: "магматиты кислого состава" (что соответствует гранитоидам), или "кластолит среднего состава" (эквивалент граувакки). Некоторое затруднение вызвало совмещение границ между средними и основными разновидностями магматических и метатерригенных пород. Для магматических пород эта граница проходит на уровне F=0.2, а для кластолитов - 0.25. В принятом нами варианте диаграммы временно обозначены оба эти уровня.

Предлагаемая петрогенетическая решетка имеет частный характер, так как построена специально, с учетом разрешающей способности метода КМР, как основа для него и может иметь более общее значение только после сопоставления с существующими петрохимическими классификациями.

МЕТАМОРФИЗМ И ГЕОДИНАМИКА

Русин А.И. (ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, Россия)

Представления о полицикличности развития фанерозойских и альпийских складчатых областей, предполагающие повторяемость метаморфических событий, часто не находят достаточных обоснований при геодинамических палеореконструкциях. Признание связи зонального метаморфизма только с тангенциальным сжатием приводит к тому, что единственными свидетельствами орогенных событий ранних этапов (циклов) оказываются проявления метаморфизма. Такие трактовки обычны для позднедокембрийской предыстории фанерозойских складчатых областей.

Геодинамические палеореконструкции рифей-вендского периода развития Урала и других подвижных поясов не выявляют никаких свидетельств тангенциального сжатия и показывают, что в это время повсеместно господствовали режимы диасхизиса и континентального рифтогенеза. Периодическое внедрение в литосферу высокотемпературного глубинного материала и общий подъем геоизотерм обусловливали метаморфические преобразования в нижней коре и литосферной мантии, а также зональный метаморфизм рифтогенно-депрессионных комплексов. Эндогенное утонение литосферных плит лишь в раннем палеозое завершилось их разрывом и образованием океанических бассейнов. Наиболее выразительно утоненный край континента без перекрывающего чехла представлен в Западной Норвегии.

Схождение океанических и континентальных плит обусловливает формирование орогенов различных типов. В них широко проявляется зональный метаморфизм, но главную специфику коллизионных орогенов составляют высокобарические комплексы натриевого и калиевого геохимического фона, а также комплексы с инвертированной метаморфической зональностью. Находки в ряде орогенных областей (Дора Майра, Даби Шан, Кокчетав) сверхвысокобарических комплексов сиалических пород с коэситами и алмазами создают еще больший контраст континентального рифтового и коллизионного орогенного метаморфизма. Совокупность же всех данных приводит к выводу об эволюционной направленности метаморфических событий, обусловленной закономерной сменой геодинамических режимов в полном крупном цикле развития литосферы подвижных областей.

РУДНЫЕ И СИЛИКАТНЫЕ МАГНИТНЫЕ ШАРИКИ КАК ИНДИКАТОРЫ СТРУКТУРЫ И ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Рычагов С.Н.(ИВ ДВО РАН,Петропавловск-Камчатский,Россия)

Минеральные рудные образования (самородные металлы, твердые растворы, интерметаллические соединения) в форме шаровидных глобулей выделяются в различных типах осадков или пород и в разных геологических обстановках. В гидротермальных рудах они также нередки. Рудные и силикатные шарики из минеральных ассоциаций современных гидротермальных систем практически не изучены. Вместе с тем, они несут в себе богатейшую информацию об эндогенном флюиде, а также о структурообразующих процессах, протекающих в недрах и на поверхности систем.

В современных высокотемпературных гидротермальных системах Камчатки (Мутновская) и Курильских островов (Баранского, о. Итуруп) выделены следующие разновидности рудных и силикатных магнитных шариков: 1) самородного железа; 2) магнетитовые; 3) Fe-Ti-Mn-силикатные; 4) зональные с ядром из железа, имеющим примесь Ni,Mn,Ti и Cu до 5%, и оторочкой из иоцита-магнетита. Шарики часто полые и высокопористые, имеют, преимущественно, правильную форму и размеры до 1,7 мм.

Установлено, что отмеченные выделения относятся к начальному высокотемпературному гидротермальному процессу и, по-видимому, привнесены в метасоматиты "сухим", восстановленным флюидом. В пользу участия восстановленного флюида в преобразовании пород на этапе прогрессивного развития гидротермальной системы (на примере Баранского) свидетельствует близость к поверхности магматического очага основного-среднего состава, наличие среди минеральных фаз самородного железа и иоцита, большое содержание водорода в газовой фазе из зон термоподводящих тектонических нарушений. Тектонические нарушения в осевых частях горстов (основных термоподводящих структур) открыты на глубину до 2-3 км - по-видимому до субинтрузивного тела или периферического магматического очага. Это подтверждается наличием в рыхлом аргиллизированном цементе и трещинах термоподводящих структур большого количества рудных шариков и одновременно полным их отсутствием в породах стабильных геологических блоков.

Гидротермальный флюид обладает высокой газонасыщенностью и активно воздействует на формирование геологической структуры системы - образуются термо- и рудоконтролирующие брекчии. Флюид привносит во вмещающие породы в микроколичествах Fe,Mg,Mn,Ti,Cr, Cu,Pb,Au,Ag,As,Al,Si,K,Na,Ca и др. Имеет место устойчивое повышение содержания этих и других элементов от ранних этапов формирования геотермальных месторождений к поздним. Вероятно, современные высокотемпературные гидротермальные системы вулканогенного типа могут служить аналогом первого этапа формирования эпитермальных рудных месторождений.

ПИРИТ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ КАК ИНДИКАТОР ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НАД ИНТРУЗИЯМИ

Рычагов С.Н.(ИВ ДВО РАН,Петропавловск-Камчатский,Россия)

Изучены морфологические свойства, состав микропримесей и особенности распределения пиритов современных гидротермальных систем Курило-Камчатского региона. Гидротермальные системы расположены над крупными остывающими габбродиоритовыми телами (Мутновская, Кошелевская, Паратунская, возможно - Паужетская, и др. на Камчатке). В одном случае установлена связь тел с близповерхностным магматическим очагом (Баранского, о.Итуруп).

Характерной особенностью данных гидротермальных систем служит наличие мощной (более 500 м) брекчиевой мантии у субинтрузивных тел, а также разнообразных брекчий в надинтрузивной зоне, что предполагает, в частности, высокую газонасыщенность интрузий. Брекчиевая мантия и другие брекчии контролируют гидротермальные процессы от зарождения систем (Баранского) до их отмирания (Паратунская). Над интрузиями формируется система геологических блоков: горстов, относительно опущенных блоков, магматических или тектоно-магматических поднятий. Поток восходящих гидротерм контролируется горстами, питание системы метеорными водами и отработанными гидротермами происходит через опущенные блоки и тектонические нарушения на периферии структуры.

Пирит метасоматитов в отмеченных двух термодинамических обстановках отличается морфологией зерен и агрегатов, составом микропримесей, распределением микропримесей в пирите и самих зерен пирита по разрезам. Пирит из зоны восходящего потока, а также вскипания гидротерм выделяется большими размерами зерен, преобладанием кристаллов пентагондодэкаэдрического габитуса и их сростков, широким спектром микропримесей - Au,Ag,As,Hg,Pb,Cu,Mg, Si,Al(от 0,0001 до 3,2%). Высокими значениями содержаний K,Au,Ag, As,Li,Rb (0,01-3,2%) отмечены границы зон вскипания гидротерм, подтверждая факт формирования именно здесь геохимических барьеров на данные элементы. Пириты зон питания гидротермальных систем обеднены данными элементами (кроме Al), но содержат более высокие концентрации Mn,Mo,Co,Ni,Zr.

В целом, пирит высокотемпературных гидротермальных систем содержит широкий спектр химических элементов в микроколичествах, что характерно и для первых этапов формирования золото-сульфидных месторождений. Источником элементов является флюид, формирующийся на уровне брекчиевой мантии субинтрузивных тел или глубже. Пирит относится к сквозным минералам и поэтому многие исследователи считают его неинформативным, но в действительности особенности строения и состава пирита отражают изменение термодинамических параметров высоконасыщенного восстановленным газом эндогенного флюида, а также структурной обстановки над молодыми интрузиями, расположенными в недрах современных гидротермальных систем.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРЕМНЕ-КАЛИЕВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ В РОГОВИКАХ ЗОНЫ ЭКЗОКОНТАКТА ГРАНИТОВ РАПАКИВИ САЛМИНСКОГО МАССИВА (КАРЕЛИЯ).

Саватенков В.М.*(ИГГД РАН), Беляев А.М., Шебанов А.Д., Ермош Н.Г. (СПбГУ).

В метасоматически измененных роговиках, развитых по кварц-биотит-плагиоклазовым сланцам (PR1Ld) в зоне северо-восточного экзоконтакта гранитов рапакиви Салминского массива встречаются овоидоподобные метакристаллы калиевого полевого шпата (Fsp) иногда окруженные плагиоклазовыми оболочками. По геохимическим особенностям (содержания K, Na, Li, Rb, Ba) указанные метакристаллы Fsp сходны с Fsp овоидов амфибол-биотитовых гранитов рапакиви. С целью установления возраста и источника вещества метакристаллов было проведено изотопно-геохимическое исследование различных зон метакристаллов Fsp, их плагиоклазовых кайм и минералов из основной массы метасоматитов.

Определялся изотопный состав стронция указанных минералов и породы в целом для образцов метасоматитов и роговиков. В результате была получена возрастная зависимость Rb-Sr изотопных данных для породообразующих минералов метасоматитов (T=1515+/-33 млн. лет, Isr=0.7167+/-0.0012, СКВО=6). Этой корреляционной прямой соответствуют также данные для образца роговика.

Фигуративные точки изотопных данных центральной и краевой зон метакристаллов и плагиоклазовой каймы смещены по направлению к изохроне для гранитов рапакиви, полученой ранее [1]. Приведенные данные позволяют считать, что часть вещества метакристаллов была привнесена флюидом, отделявшимся при формировании интрузива гранитов рапакиви. Полученный возраст метасоматитов перекрывается с возрастом образования овоидных биотит-роговообманковых гранитов (1.507+/-25 млн. лет).

Литература

1. Amelin et al. Salmi batholith and Pitkdranta ore field in Soviet Karelia. Espoo, 1991. 57p.

II-154

О ВЫДЕЛЕНИИ НОВОГО СТРУКТУРНОГО ЭЛЕМЕНТА В ВОСТОЧНОМ САЯНЕ

Секерин А.П., Меньшагин Ю.В. (ИЗК СО РАН, Иркутск, Россия)

Дунит-гарцбургитовые массивы Восточного Саяна и ассоциирующие с ними базиты в свое время были объединены Г.В.Пинусом (1966) в два пояса: Ийско-Тагульский и Восточно-Саянский. Первый трассирует зону Главного Саянского разлома на участке сочленения Бирюсинской глыбы архея и раннепротерозойского Дербинского антиклинория, второй приурочен к одному из глубинных разломов раннедокембрийского Тувино-Монгольского массива. Позднее, в пределах Хойто-Окинского (по Л.М.Парфенову, 1973) антиклинория, располагающегося между Окинским и Хамсаринским (Утхумским) синклинориями, были выявлены отдельные мелкие тела и массивы гипербазитов, не получившие интерпретации. Принадлежность ультраосновных пород к дунит-гарцбургитовой формации однозначно устанавливается по петро- и геохимическим данным.

С гипербазитами ассоциируют основные породы (метаэффузивы, диабазы, габбро-диабазы), образующие прослои во вмещающих породах, покровы на гипербазитах, тесные с ними переслаивания, рвущие дайковые и штокообразные тела. Объемы базитов в разных массивах непостоянны, вплоть до их полного исчезновения. По петро- и геохимическим данным они соответствуют толеитам, входящим в состав офиолитовых ассоциаций. Единичные дайки плагиогранитов, близкие по химизму плагиогранитам офиолитовых комплексов, установлены только в Ехешигнинском массиве.

Гипербазиты и базиты залегают в переслаивающихся толщах графитизированных известняков, черных углистых сланцев, песчаников, содержащих прослои и линзы конгломератов. Из мантийных образований в пространственной ассоциации с гипербазитами находятся перидотит-пироксенит-габбровые и нефелинсиенитовые интрузии. Такая концентрация разнотипного и полихронного мантийного магматизма, в совокупности с особенностями осадконакопления, свидетельствует о существовании в районе мобильной зоны глубинного заложения, приповерхностным отражением которой являлись узкие трогообразные прогибы, в значительной мере разрушенные обильно проявленным палеозойским гранитным магматизмом. В пределах мобильной зоны формационно однотипные гипербазиты, базиты и осадочные породы в своем распространении образуют прерывистую цепочку, что позволяет объединить их в единый позднерифейский Бельско-Дугдинский пояс, имеющий автохтонную природу.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФРИТА В СТРУКТУРАХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Секерин А.П., Секерина Н.В., Меньшагин Ю.В.
(ИЗК СО РАН, Иркутск, Россия)

Уникальным объектом для разработки принципов выделения нефритоносных площадей, является структурно разнородное и полихронное складчатое обрамление юга Сибирской платформы. В этом регионе находится крупнейшая в мире нефритоносная провинция, объединяющая более 20 месторождений и проявлений нефрита как апогипербазитового, так и апокарбонатного генезиса.

Нефритовые месторождения установлены в связи с гипербазитами дунит-гарцбургитовой формации, локализованными в пределах мобильных зон, заложившихся на зрелой континентальной коре, имеющей слабые окислительные свойства. Подобные структуры наиболее благоприятны для сохранности мантийных флюидов и реализации процессов в восстановительном режиме минералообразования. В складчатых областях, сформировавшихся на океанической и субокеанической коре, обладающей высокими окислительными свойствами, нефритовые месторождения отсутствуют.

Районы локализации месторождений апокарбонатного нефрита характеризуются терригенно-карбонатным типом осадконакопления, обильно проявленным кислым по составу магматизмом. Подобный геодинамический режим свойственен для внегеосинклинальных орогенных областей. Формирование месторождений светлоокрашенного нефрита связано с заключительными стадиями развития гранито-гнейсовых куполов, с аллохтонными фациями гранитов. Нефритообразование протекает здесь на контактах доломитовых мраморов с различными по составу алюмосиликатными породами в термостатированных условиях под воздействием кремнекислых растворов на постмагматической стадии эволюции флюидно-магматических систем.

Исследованы условия нефритообразования в различных геологических средах, определены универсальные параметры формирования тонковолокнистого амфибола, слагающего нефрит. Рассмотрены схемы метасоматической зональности, описаны минеральные парагенезисы, формирование которых связано с различными стадиями преобразования исходных пород. Разработаны петрологические критерии, используя которые можно прогнозировать потенциальную нефритоносность изучаемых объектов.

II-156

Уральский палеоокеан - возраст открытия и закрытия, ширина

Семенов И.В. (ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург, Россия)

В продолжение работ предыдущих исследователей [1, 2] нами реконструированы возраст и продолжительность существования Уральского палеоокеана как разность между временем окончания формирования предшествовавших океаническому спредингу базальтов завершающего этапа континентального рифтогенеза и возрастом последовавших за спредингом раннеостроводужных образований. Возраст комплексов завершающего этапа континентального рифтинга имеет тенденцию к омоложению от Полярных областей до Южного Урала. Раскрытие океанического рифта, начавшись на границе O_2-O_3 на Полярном Урале, "соскальзывало" к югу и проявилось на Южном Урале на границе S_1l-S_1v, а в Мугоджарах - S_1v-S_2ld (исходя из экстраполяции этой зависимости). Возраст раннеостроводужных комплексов имеет ту же тенденцию к омоложению с севера на юг (кроме Тагильской зоны). Закрытие океанической рифтовой структуры, начавшись на границе O_3-S_1 на Полярном Урале, "соскальзывало" к югу и проявилось в Мугоджарах на границе D_2ef-D_2g. Продолжительность формирования океанической коры в Щучьинской, Войкарской, Тагильской, Магнитогорской, Мугоджарской зонах составляла, соответственно, порядка: 40, 60, 20, 50, 45 млн. лет, на всем Урале - 50±10 млн. лет (за исключением Тагильской). Океанические породы сложены толеитовыми базальтами в лавовой (с прослоями кремней), силловой и дайковой фациях, комплексом параллельных долеритовых даек в ассоциации с вмещающими габбро и гипербазитами. Имеющиеся фаунистические датировки этих базальтов вписываются в реконструированные возрастные интервалы становления океанической коры для конкретных, перечисленных выше зон. Средняя ширина океана при скорости спрединга в 5 см/год [2] составляла в Щучьинской, Войкарской, Тагильской, Магнитогорской и Мугоджарской зонах, соответственно, порядка: 2000, 3000, 1000, 2500, 2300 км, всего Уральского палеоокеана (кроме Тагильской) -2500±500 км. Если скорость спрединга в океанах прошлого так же равномерно уменьшалась от палеозоя до верхней юры, как от верхней юры до наших дней [3], то скорость спрединга в ордовике-девоне была порядка 15 см/год, а ширина Уральского палеоокеана, соответственно, - в три раза больше, чем приведено выше.

Литература

1. Hamilton W. The Uralides and the Motion of the Russian and Sibirian Platforms //Geological Society of America Bulletin, 1970, V. 81, N 9. 2. История развития Уральского палеоокеана. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1984. 3. Кононов М.В. Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ВОДА-ПОРОДА НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ОЩУРКОВО И АНТОНОВА ГОРА

Сергеева Ц.Б. (Чит.ГТУ, Чита, Россия), Балданова Д.Д., Раднаева Д.Б., Борзенко С.В. (ЧИПР, Чита, Россия)

В работе с позиций взаимодействия в системе вода-порода выявлены особенности формирования геохимических характеристик природных вод и состав вторичных продуктов выветривания в зависимости от состава первичных пород. Месторождение Антонова гора локализовано в плагиоклаз-амфиболитовых и серицитовых сланцах, амфиболитах и инъекционных гнейсах. Преобладающими минералами являются вольфрамит и пирит. В составе пород Ощурковского массива преобладает апатитоносные мезократовые диориты и меланократовые диориты. Основными породообразующими минералами служат плагиоклаз, роговая обманка, биотит, пироксен. Воды месторождения Антонова гора относятся к водам сульфатным кальциевым, магниево-кальциевым. Установлены пределы изменений: pH среды от 2.88 до 6.75, минерализации вод от 8.19 до 275 мг/л. Природные воды месторождения Ощурково относятся к водам сульфатно-бикарбонатным. Установлены изменения pH среды от 6.95 до 8.15 и минерализации вод от 77 до 561 мг/л. Данные химического анализа вод пересчитаны на активности ионов и нанесены на диаграммы Хелгесона. Из анализа диаграмм следует, что для месторождения Антонова гора наиболее устойчивым минералом является каолинит. Воды насыщены по отношению к кварцу. В зоне выветривания месторождения Ощурково наиболее устойчивым минералом также является каолинит, кроме того в поле устойчивости наблюдается переход от каолинита к гиббситу. В некоторых пробах достигается насыщение тальком. Для оценки реакционной способности водной среды по отношению к исходным породам рассчитаны количество агрессивной двуокиси углерода, концентрация равновесной двуокиси углерода, стабильность по индексу Ланжелье, а также окислительно-восстановительный показатель rH_2. Воды месторождения Антоновой Горы характеризуются значительной агрессивностью, т.е. способностью к растворению кальцита. По значаениям показателя rH_2 можно предположить о наличии окислительных условий. Для вод Ощурково характерна значительно меньшая степень агрессивности. Таким образом, для Антоновой Горы продукты выветривания представлены преимущественно каолинитом, а для Ощурково - каолинит-цеолитовой (ломонтитовой) ассоциацией.

ИК- И ЭПР - СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ТИПОМОРФНЫЕ ПРИЗНАКИ ЖИЛЬНОГО БЕЗРУДНОГО КВАРЦА КАК ОТРАЖЕНИЕ ФОРМАЦИОННО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ЕГО ОБРАЗОВАНИЯ

Серкова Л.Е. (Уральская государственная горно-геологическая академия), Мельников Е.П. (Московская государственная геолого-разведочная академия)

Исследован кварц 30 объектов 10 месторождений Среднего, Южного Урала и Алтая, являющихся основными источниками промышленных поставок кварцевого сырья. Выделено 7 промышленно-генетических типов жильного кварца, наименования которым даны по названиям типичных месторождений: новотроицкий - эклогит-глаукофаносланцевый, уфалейский - гнейсо-мигматитовый, кыштымский - дистеносланцевый, пугачевский - глаукофан-зеленосланцевый, светлореченский - силекситовый, слюдоногорский - слюдоносно-пегматитовый и калбинский редкометально-пегматитовый. Установлено, что водородсодержащие дефекты OH-(Al), OH -(Al-Na), OH-(Al-Li), HF-комплексы и концентрация Al-O^-центров являются типоморфными признаками для жильного безрудного кварца (табл.).

Тип кварца	Площади полос ИК-спектров ($см^{-2}$)				Концентр. Al^{3+}(Na, Li) масс.% 10^{-4} (ЭПР)	Радиац.-стимул. окраска
	3375 $см^{-1}$ OH-(Al)	3340$см^{-1}$ OH-(Al, Na)	3475$см^{-1}$ OH-(Al, Li)	3640-3680$см^{-1}$ HF		
Новотроицк	2,9	-	-	10,1	0,9	бесцв.
Уфалейский	8,6	-	-	14,2	0,8	бесцв.
Кыштымский						
I	14,7	0,9	-	-	2,7	св.-дымч.
IIгранул.	13,2	0,9	-	-	1,5	св.-дымч.
IIстекл.	17,2	3,0	0,2	-	10,2	дымч.
III	24,1	3,6	0,9	-	26,7	дымч., тем. дымч.
Пугачевск.	7,9	-	-	-	1,3	бесцв.
Светлоре-ченский	15,8	2,0	2,4	27,7	13,6	св. дымч., дым., т.-д
Слюдяногор	31,3	5,0	6,1	5,7	0,9	бесцв., д.
Калбинский	16,2	12,5	17,5	20,9	51,2	т.д., мор.

Минимальным количеством структурных примесей обладает прозрачный кварц высокобарических эклогит-глаукофансланцевых комплексов.

Геодинамика и металлогения Окинского метаморфического пояса Восточного Саяна

Сизых А.И. (ИГУ, Иркутск, Россия), Сизых Н.В. (ИЗК СО РАН, Иркутск, Россия)

Окинский метаморфический пояс Восточного Саяна представляет собой тектонический блок пород, ориентированный в западном направлении от р. Урик до р. Бол.Енисея на 450-460 км при ширине до 100 км. Его слагают Билинский антиклинорий, Окинский синклинорий, Боксон-Сархойский прогиб и Харальское поднятие.

В метаморфической эволюции Окинского метаморфического пояса выделяется два тектоно-метаморфических этапа: рифейский (байкальский) и фанерозойский (каледонский). Байкальский тектоно-метаморфический этап характеризуется зональным метаморфизмом дистен-силлиманитового типа в P-T условиях от зеленосланцевой фации до альмандин-амфиболитовой. Наиболее полно эта зональность устанавливается в докембрийских метаморфических комплексах Билинского антиклинория, который расположен в центре Окинского метаморфического пояса.

На основании немногочисленных данных по петрологии позднедокембрийских комплексов Билинского антиклинория выявлено, что P-T условия метаморфизма докембрийских комплексов изменяются от зеленосланцевой до альмандин-амфиболитовой. Возраст метаморфитов определяется как позднедокембрийский. Примерно аналогичная метаморфическая зональность установлена в восточной части Окинского метаморфического пояса. Имеющиеся петрохимические данные по гранатам и амфиболам свидетельствуют в пользу проявления байкальского этапа метаморфизма от зеленосланцевой фации до альмандин-амфиболитовой, а также регионального проявления диафтореза пород в P-T условиях зеленосланцевой фации.

Схема металлогении Окинского метаморфического пояса дает общее представление о тектоно-метаморфических, магматических этапах и характеризует выявленные региональные закономерности локализации золотого оруденения. Юго-восточная часть Восточного Саяна рассматривается как часть Боксон-Хубсугульской структурно-формационной и металлогенической зоны. По геологическим особенностям в пределах Боксон-Хубсугульской выделяется Верхне-Окинская структурно-формационная и металлогеническая подзона, характеризующаяся сложным геологическим строением и разноречивостью палеотектонических построений. Для металлогенического районирования имеет значение выделение следующих структур: супракрустальные комплексы основания Окинского метаморфического пояса (Шутхулайская глыба), возрожденной эвгеосинклинали (рифтогенного прогиба?), сложенного осадочно-вулканогенным структурно-формационным комплексом. Анализ размещения известных рудопроявлений, россыпей и шлихов с золотом показывает, что они размещены по периферии Шутхулайской глыбы и в вулканогенно-кремнистой черносланцевой формации (третий тип металлогенической обстановки формирования золотого оруденения). Верхне-Окинская металлогеническая подзона рассматривается как Окинский рудный район, в котором выделяются рудные узлы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, код проекта 94-05-16016.

II-160

Литолого-геохимические критерии золотого оруденения Гарганского рудного района Восточного Саяна

Сизых Н.В. (ИЗК СО РАН, Иркутск, Россия), Сизых А.И. (ИГУ, Иркутск, Россия)

На всех изученных разрезах в основании иркутной свиты представлен одинаковый набор пород и близкая последовательность чередования терригенных, карбонатных и углеродисто-карбонатно-терригенных пакетов. Несмотря на изменение мощностей отдельных горизонтов на коротких расстояниях вплоть до полного выклинивания и смену фаций, общий характер рудовмещающей пачки стабилен для всего исследованного района.

Породы рудовмещающей пачки характеризуются низкой степенью зрелости (Z=0.5-2) и дифференцированности (D=0.2-0.3) вещества. Поля составов углеродистых сланцев по этим параметрам совпадают с полями составов метапелитов хомолхинской свиты, вмещающей сухоложское месторождение. Исходный глинистый материал в составе отложений представлен смесью гидрослюд и монтмориллонита. Кварц-полевошпатовые песчаники, кварциты имеют повышенные кларки концентраций элементов: Ni- 1.5; Cr- 1.5; Mo- 8.8; Ag- 5.5. Для "кремовых" доломитистых, часто песчанистых известняков характерны повышенные кларки концентраций следующих элементов: Cr-1.7; Mo-3.3; Mg-1.2; Ag-1.4. Для углеродистых сланцев иркутной свиты характерны высокие кларки концентраций следующих элементов: Ag-6.95; Cr-1.9; Mo-9.8; Sc-1.4; Ti-1.1; V-1.1. Для пачки монотонных серых строматолитовых известняков, перекрывающих рудовмещающую пачку, характерно понижение практически всех микроэлементов (Кк - 0.1-1.0). Геохимическая специализация сланцев ильчирской свиты существенно отличается от сланцев иркутной свиты; кларки концентраций практически всех элементов либо меньше единицы, либо близки к единице (Mo, Zn, Ti). Кларки концентраций золота во всех литологических разностях несколько больше единицы (Кк- 1.5-2). Детальный битумологический анализ крупнообъемной пробы показал, что первичное золото, как и на известных месторождениях (Мурунтау, Сухой Лог, Нежданинка) концентрировано в битумоидах, главным образом в асфальтенах (1.65 г/т).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (код проекта 94-05-16016)

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ КАМЕННОГО УГЛЯ

Соболев В.В. (ГГАУ, Днепропетровск, Украина)

В порядке дискуссии предлагается рассмотреть механизм происхождения угля с принципиально иной точки зрения, а именно - предполагается, что уголь не является прямым продуктом переработки растений, а есть результат физико-химического взаимодействия углеродсодержащих молекул флюида с поверхностными атомами растительного материала. Процесс образования начинается с квантово-механических явлений, которые проявляются на поверхности в межфазных границах. Физико-химическая активность подвижных компонентов в межфазных границах и поверхностных адатомов растительного вещества, а также направление процесса его обуглероживания определяются не только P, T-параметрами, но и физическим состоянием законсервированного пласта отмерших растений, их химическим составом, особенностями функционального покрова, наличием катализаторов на поверхности. Естественная проницаемость структуры растений в законсервированных пластах сохраняется, т. е. флюиды беспрепятственно проникают в пласт, взаимодействуя с ним.

Рассматривалось поведение химической связи различных молекул в поле заряда от состояния устойчивости до диссоциации. Так молекула метана диссоциирует на молекулу водорода и свободный углерод, который может быть материалом для образования молекулярной стркутуры угля. Водород, например, вступая в реакцию с молекулой CO, образует молекулу воды и свободный углерод. Недостаток водорода может быть компенсирован за счет древесины как, впрочем, и недостаток кислорода. Что касается образования графита, алмаза или нефти, то безусловно, решающую роль играет химическое состояние каждой из реакционно активных поверхностей, на которых осуществляется поликонденсация простых молекул с образованием более сложных структур. Поскольку процессы минералообразования в природе протекают на фоне естественных электрических и магнитных полей, то поверхности растущих фаз (чаще всего диэлектриков или плохих проводников), пытаясь компенсировать недостаток собственных зарядов, адсорбируют из состава флюидов ионы металлов, которые выполняют функции катализаторов процесса углеобразования. Параллельно с процессом образования угля в результате распада углеродсодержащей молекулы образуется минеральная смесь - соединение иона металла с кислородом.

ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ ЮГО-ВОСТОКА ПОЛУОСТРОВА ТАЙГОНОС (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Геологический институт РАН, Москва, 109017, Пыжевский пер., 7.

Структуры юго-востока п-ва Тайгонос являются южным продолжением Пенжинско-Анадырской структурной зоны. На юге (м.Поворотный) выделено несколько различных по составу и возрасту тектонических чешуй. Чешуи, занимающие крайнее восточное положение, сложены преимущественно базальтами и кремнями. Терригенный неоавтохтон имеет готерив-барремский возраст. Базальты принадлежат преимущественно к MORB-типу. Кремни содержат радиолярии от J_1 до K_{1nc}. Расположенные западнее чешуи имеют вулканогенно-терригенно-карбонатно-кремнистый состав. Вулканиты разнятся от базальтов до андезитов и относятся к бонинитам, толеитам и известково-щелочным разностям островных дуг. В кремнях обнаружены радиолярии T_3, а в турбидитах - фауна J_3-K_1. Породы внутри чешуй дислоцированы в напряженные складки восточной вергентности. Разломы имеют преимущественно сдвиго-взбросовую кинематику. Выделяется не менее трех этапов тектонических деформаций. Серпентинитовые меланжи разнятся по крайней мере на два типа: лерцолитовый и гарцбургитовый. На севере (р.Кенгевеем), где метаморфизм достигает амфиболитовой фации, дислоцированные тектонические чешуи сложены в восточной части аповулканогенно-осадочными сланцами, содержащими конодонты ордовика. В западной - терригенными породами карбона. На востоке к ограничивающим чешуи сдвиго-взбросам приурочены метагипербазиты. Этапы деформаций в обоих районах частично коррелируются. Перечисленные признаки позволяют рассматривать юго-восточную часть Тайгоноса как фрагмент мезозойской аккреционной призмы, возникшей перед фронтом J-K_1 Удско-Мургальской островной дуги.



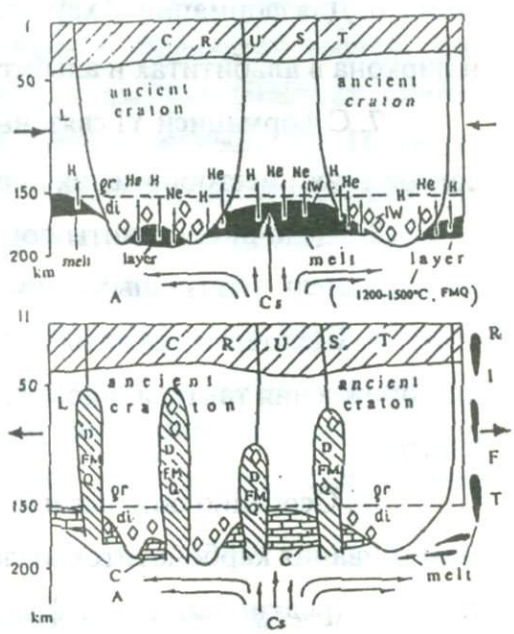
МАНТИЙНЫЙ МЕТАСОМАТИЗМ В ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ И ПРОБЛЕМА ОБРАЗОВАНИЯ АЛМАЗОВ

СоловьеваЛ.В., Егоров К.Н., Маркова М.Е. (ИЗК СО РАН, Иркутск,Россия)

Количественные исследования fO_2 в продуктах предкимберлитового метасоматизма в глубинных ксенолитах показывают резкую смену высоковосстановленных астеносферных флюидов высокоокисленными в пределах единого тектономагматического цикла, как это рассмотрено в предложенной 2-стадийной модели:

СтадияI. Континентальная литосферная плита вместе с вмонтированными древними кратонами находится в геодинамических условиях мощного сжатия и закрыта для утечки тепла и вещества (флюиды, расплавы). Смена конвективного переноса тепла в астеносфере (A) на кондуктивный в литосфере (L) приводит к подъему температуры под подошвой последней на 300-500°С и к возникновению прерывистого магматического слоя. Астеносферный расплавный слой является мембраной, пропускающей более подвижный водород и легкие благородные газы. Серия газовых реакций:$2CO_2+6H_2 \rightarrow CH_4+C+4H_2O$;$2CO+4H_2 \rightarrow CH_4+C+2H_2O$; $3NO+6H_2 \rightarrow 2NH_3+N+3H_2O$ приводит к кристаллизации алмазов в верхнем кипящем слое расплава, восстановленному метасоматизму (IW) и росту алмазов в нижней литосфере (> 150км). Соответственно более глубокие горизонты в слое расплава инверсионно более окислены (FMQ).

СтадияII. Снятие геодинамических тисков, разрыхление литосферной плиты и рифтинг. Как следствие-стекание астеносферных расплавов в рифт и их частичное примерзание к приподнятым участкам подошвы литосферы с возникновением слоя кумулатов кристаллов (С). При скольжении литосферной плиты по астеносфере в моменты, когда ее ослабленные зоны оказываются над восходящей конвективной струей (Cs) происходит быстрый подъем астеносферных диапиров (D), захватывающих алмазоносное вещество, возникшее на I стадии. Селективное плавление пород различной литологии в головной части диапиров могло дать начало протокимберлитовым жидкостям, позднее обособившимся в самостоятельные магматические очаги.



ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАГЕНИИ ЩЕЛОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Солодов Н.А. (ИМГРЭ, Москва, Россия)

1. Различаются следующие формации: I кимберлитовая; II щелочно-ультраосновная; III щелочно-основная; IY нефелин-калишпатовая (агпаитовая); Y нефелин-альбитовая (мариуполитовая); YI нефелин-альбит-калишпатовая (миаскитовая); YII кальсилит-псевдо-лейцит-калишпатовая (сыныритовая); YIII щелочных сиенитов; IX щелочных гранитов.

2. Каждая формация обладает не только определенными формой и размером своих массивов, а также местом их положения в мегазональности, но и определенными набором промышленно ценных редких металлов, характерным уровнем их содержания и запасов.

3. Промышленные месторождения редких металлов не известны в формациях I, III, YII.

4. Для формации II характерны самые крупные и богатые месторождения пирохлора (в меньшей степени тантала, цериевых лантаноидов, стронция и циркония) в карбонатитах.

5. В формации IY образуются крупные промышленные месторождения всех оксифильных редких металлов (кроме лития и цезия) в лопаритоносных уртитах, степструпиновых, ловозеритовых, эвдиалитовых луявритах, какортокитах, карбонатитах и др.

6. Для формации Y характерны небольшие месторождения танталпирохлора и циркона в альбититах и альбитизированных нефелиновых сиенитах.

7. С формацией YI связаны небольшие и средние (по масштабам и содержанию) месторождения пирохлора иногда с попутным цирконом.

8. Щелочные сиениты порождают самые крупные и богатые месторождения редких земель в связанных с ними карбонатитах.

9. Щелочные граниты содержат крупные и богатые комплексные месторождения тантала, ниобия, иттрия, иттриевых лантаноидов, в также циркония и лития.

10. Особенно богатые и крупные месторождения образуются в корах выветривания карбонатитов щелочно-ультраосновных массиво (ниобий), щелочных сиенитов (редкие земли) и нефелин-калишпатовых массивов (ниобий, иттрий, лантаноиды, частично ванадий и скандий).

ИССЛЕДОВАНИЕ СРУКТУРЫ ПОТОКОВ ФЛЮИДОВ И ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ВОДА-ПОРОДА В РУДООБРАЗУЮЩИХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ И РЕЗУЛЬТАТАМ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ.

М.Ю.Спасенных[1], А.В.Игнатьев[2]
(1-ГЕОХИ РАН, Москва, 2-ДВГИ ДВОРАН, Владивосток)

В работе представлены результаты исследования процессов реакционного транспорта гидротермальных флюидов на крупных Sn-W месторождениях (Иультин, Акчатау, Спокойнинское, Забытое, Тигриное). Рассмотрение проводится на основе данных по изотопному составу кислорода и водорода жильных минералов и вмещающих пород. Анализируются изотопные зональности жильных тел, окложильных пород и пород, значительно удаленных от рудных тел. Также приводятся новые данные по изотопной микронеоднородности пород на различных участках изучаемых объектов.

Макро- и микрозональности изотопного состава интерпретируются с помощью транспортной модели, описывающей неизотермическое полиминеральное изотопное взаимодействие вода-порода на линии тока флюидов с учетом термодинамических и кинетических особенностей реакций, приводящих к изменению изотопного состава минералов.

По результатам интерпретации изотопных данных в работе сопоставляются выводы о генезисе, количестве и путях миграции флюидов, участвовавших в конвективном движении на изучаемых объектах. По пространственным зональностям изотопного состава кислорода выделены участки систем, которые подверглись различному гидротермальному и тепловому воздействию. По данным о изотопной неоднородности пород на данных участках оценена доля породы, которая принимала участие в реакциях с растворами. Показано, что при увеличении температуры взаимодействия вода-порода неоднородность изотопного состава кислорода пород уменьшается, что свидетельствует об увеличении роли поровой составляющей фильтрации по сравнению с переносом растворов по трещинам. По изотопному составу жильных минералов и пород, непосредственно прилегающих к крупным рудным жильным телам сделан вывод о том, что характер движения растворов в зонах рудообразования может сильно различаться даже для генетически близких рудных систем.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 96-05-65-530

ТИПОХИМИЗМ ШЕЕЛИТА РАЗНОГЛУБИННЫХ ПЛУТОНОГЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

Спиридонов Э.М., Соколова Н.Ф., Назьмова Г.Н., Шалаев Ю.С. (МГУ,Москва)

Ранняя шеелит-кварцевая (± карбонат) минеральная ассоциация слагает до 98% обьема рудных тел плутоногенных месторождений Au березитовой формации. В более глубинных из этих месторождений размер гнезд шеелита достигает 40 см, количество шеелита до 5-10% объема жил. Для шеелита типична красноватая, желто-оранжевая окраска,обусловленная наличием битумоидов, что одним из первых установил К.К.Матвеев (1947). Нами это подтверждено для месторождений Au Северного Казахстана.

Среди месторождений золота Северного Казахстана представлены гипабиссальные золото-галенит-сульфоантимонидовые (Г) (Бестюбе...); мезоабиссальные золото-галенит-сульфоантимонидовые с теллуридами (М) (Степняк...); абиссальные золото-галенит-теллуридные и золото-теллуридные (менее глубинные А1 - Джеламбет-Центр и более глубинные А2 - Джеламбет-Юг...). Состав (таблица) и физические свойства шеелита зависят от глубинности месторождений:

d, г/см^3 Г- 5.88 (n=8), М- 5.89 (n=4), А- 5.93 (n=12);

VHN кг/мм^2 Г- 406 (n=42), М- 428 (n=36), А- 458 (n=60);

V, А^3 Г- 313.1 (n=4), М- 312.4 (n=4), А- 312.2 (n=3).

Таблица

Средние содержания элементов в шеелите м-ний Au Сев. Казахстана (г/т)

	Г (n=10)	М (n=8)	А1 (n=11)	А2 (n=4)		Г (n=10)	М (n=8)	А1 (n=11)	А2 (n=4)
Sr	7050	3200	1100	650	Sm	24,8	98,0	105,4	150,4
Ba	200	220	210	200	Eu	26,0	58,9	89,1	103,3
Mo	3	152	197	210	Gd	10,1	76,2	98,4	120,2
Sc	10,0	10,0	10,4	8,5	Tb	0,9	21,9	23,8	25,0
Y	21,8	231	235	275	Dy	4,7	51,9	82,0	94,0
REE	122	619	862	1016	Ho	0,8	14,0	15,8	26,0
La	12,0	46,7	60,8	65,1		Er	1,7	10,6	17,7	20,3
Ce	20,4	52,0	126,6	107,2		Tu	1,2	3,9	3,7	6,6
Pr	-	20,5	40,8	45,3	Yb	1,6	12,4	7,7	11,3	
Nd	17,8	151,7	190,1	240,1		Lu	0,1	0,7	0,4	0,8

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОВ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНОЙ ГРАНИТНОЙ МАГМЫ

Ставров О.Д. (ВИМС, Роскомнедра, Москва, Россия)

Модель включает три составляющие : 1. Формирование исходной гранитной магмы; 2. Факторы, ведущие к появлению редкометальных гранитов; 3. Состав редкометальных гранитов и его вариации.

1.Исходная гранитная магма образуется в ходе эволюции верхней мантии и развитии магматического процесса по схеме: исходные породы верхней мантии (гранитовый пиролит)→ толеитовый базальт (остаток гипербазит)→ андезитовая магма (остаток эклогит)→ гранитная магма (остаток анортозит) [1].

В этом процессе формируется геохимический тип гранитной магмы, формации гранитнов интрузивных дифференцированных комплексов [2], с которыми при определенных условиях (факторах) появляются редкометальные граниты.

2..Необходимые факторы для образования редкометальных гранитов: 3) геохимическая специализация исходной гранитной магмы по Li, Cs, Ta, Sn, W и высокая ее дифференцированность по составам главных фаз (гранодиорит $I_ф$ → лейкогранит $Ii_ф$) с Li-Ta профилем во внутриконтинентальных областях, с Li-Sn-W профилем во внутриконтинентальных областях и окраинах континентов; 2) суммарное содержание элементов-минерализаторов F+B+P > 1500 г/т при широкой вариации содержаний каждого, что определяет минеральный тип редкометального гранита: F-слюдяной, P+F-амблигонитовый, B-сподуменовый; 3) длительный интервал времени формирования пород $II_ф$, предшествующей редкометальным гранитам (до 25 млн. лет); 4) резкие тектонические подвижки ("тектонический удар") в процессе формирования гранитного комплекса, способствующие отделению редкометального расплава (зоны активации - антиклинории, срединные массивы); 5) два этапа рудоотложения Sn, W, имеющих геохимические отличия по Li, Ta:

а) с лейкогранитами $II_ф$, до образования редкометальных гранитов,

б) с редкометальными гранитами.

4. Нормативные составы редкометальных гранитов на диаграмме Q-Ab-Or образуют две эволюционные линии, определяемые ролью минерализаторов: 1) линия слюдяного типа редкометальных гранитов - минерализатор F; 2) линия сподуменового типа - минерализатор B.

Литература

1. Грин Д., Рингвуд А.Э. и др. Петрология верхней мантии. 1968, М., "Мир"

2. Ставров О.Д. Геохимический метод формационного анализа гранитов и критерии связи с ним месторождений // Геохимия, 1981 N 12

II-168

Сурин Т. Н. (Челябинскгеолком, Челябинск, Россия)

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ПАЛЕООСТРОВНОЙ ДУГИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Восточно-Магнитогорская островная дуга является восточной ветвью Магнитогорского палеовулканического пояса, представляющего собой сложную систему "двойная островная дуга - междуговой бассейн". Эта дуга была активна на протяжении длительного времени (от раннего живета до позднего визе включительно), т.е. около 50 млн. лет. Выделяется два достаточно хорошо выраженных этапа формирования островной дуги: конструктивный и деструктивный.

Конструктивный этап характеризуется следующим вертикально-временным рядом девонских вулканогенных комплексов (от ранних к поздним): контрастный базальт-риолитовый (ранний живет), непрерывный базальт-андезит-дацит-риолитовый (поздний живет-ранний фран), базальт-андезибазальтовый (поздний фран) и трахибазальт-трахиандезит-трахидацитовый (ранний фамен). Приведенный ряд совпадает с петрогеохимическим рядом островодужных серий: толеитовая и палингенная известково-щелочная - низко-К-я известково-щелочная - высоко-Al-я известково-щелочная - шошонитовая, т.е. он отражает эволюцию островной дуги от "юной" до "развитой" и "зрелой" стадий своего развития. В указанном ряду увеличивается глубина зарождения первичных магм, что выражается в постепенном увеличении в магматитах K, Ti, щелочей, P, литофилов и РЗЭ.

Деструктивный этап развития островной дуги проявился в западной (тыловой) области структуры, где реконструирован следующий временной ряд позднедевонских и раннекаменноугольных вулканогенных комплексов: трахибазальт-трахиандезибазальтовый (поздний фран-ранний фамен) - трахибазальт-трахиандезит-трахидацитовый (фамен-турне) - бимодальный трахибазальт-риодацитовый (турне-визе) и непрерывный трахибазальт-трахиандезибазальт-трахидацит-риолитовый (турне-раннее визе). Петрогеохимический сериальный ряд, соответствующий приведенному выше, выглядит так: шошонитовая - высокотитанистая шошонитовая ("рифтогенная") - калиево-натриевая субщелочная и палингенная известково-щелочная - калиево-натриевая субщелочная. Этот ряд отражает формирование в фамене-турне-визе узкой грабенообразной структуры растяжения.

Сурин Т. Н. (Челябинскгеолком, Челябинск, Россия)

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ МАГНИТОГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В Магнитогорском районе на Южном Урале известно одно крупное (Магнитогорское), одно среднее (Малый Куйбас) и ряд мелких месторождений и проявлений магнетитовых руд, сопровождающихся пироксен-гранатовыми скарнами. На месторождении М. Куйбас известны также небольшие залежи богатых титаномагнетитовых руд.

Формирование руд связано со становлением гипабиссальных интрузий магнитогорской серии, комагматичных визейским субщелочным вулканитам. Магнетитовые руды, скарны и сопровождающие их метасоматиты развиты среди разновозрастных и разнофациальных образований позднего девона и раннего карбона. Главная масса руд сосредоточена среди детритовых известняков фамена-раннего визе. Руды локализованы большей частью в фундаменте вулканических построек ранневизейского возраста. Становление рудоносного вулкано-интрузивного комплекса происходило на локальных участках в обстановке сжатия, что фиксируется развитием надвигов и взбросов в фундаменте вулканических сооружений и подчеркивается положительными формами его палеорельефа. Обстановка локального сжатия была причиной формирования значительных по объему гипабиссальных магматических очагов, обеспечивавших энергетическую и флюидную активность гидротермальной системы. Титаномагнетитовые руды локализованы в штокообразных телах габброидов дифференцированной магнитогорской серии, развитых также в пределах локальных поднятий. Близкие по возрасту и составу вулканиты субщелочной калиево-натриевой серии, сформировавшиеся в смежных структурах в обстановке растяжения, фиксируемой трещинными излияниями лав и небольшими по размеру экструзиями при низкоэксплозивном типе вулканизма и отсутствии крупных гипабиссальных магматических очагов, оруденением не сопровождаются.

Таким образом, месторождения Магнитогорского района формировались в обстановке локального сжатия на фоне общего растяжения. Такое сложное сочетание, вероятно, объясняется предколлизионной ситуацией, т. е. началом столкновения островной дуги с Восточно-Уральским микроконтинентом.

ХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РУДОНОСНЫХ ФЛЮИДОВ (W, Sn-W) ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ, АССОЦИИРОВАННЫХ С ГРАНИТАМИ

Сущевская Т.М.[1], Дюрищова Я.[3], Ерохин А.М.[1], Лохов К.И[2]. Присягина Н.И.[1]
(1 - ГЕОХИ РАН Москва, 2 - ИГГД РАН СанктПетербург, 3 - Геологическая Служба, Прага, Чехия)

Исследование флюидных включений в минералах заключить, что жильно- грейзеновые W, Sn-W месторождения (Иультин, Светлое, Циновец, Крупка), залегающие в метаморфизованных песчано- сланцевых толщах и приуроченные к штокам лейкогранитов, сформированы при понижении Т от 400°С маломинерализованными водными флюидами в условиях гетерогенизации на стадии отложения касситерит-вольфрамитовых руд. Преобладающим солевым компонентом рудообразующих растворов являлся NaCl, газовым- CO_2. Их концентрации на стадии образования олово-вольфрамовых руд близки к одномолярным. Соотношение с другими компонентами: $Na>K>Ca>Mg$, $Cl>HCO_3>F$ равно характерно для обеих групп месторождений, за одним исключением, повышенной концентрации Li во флюидах рудногорских месторождений. Уровень концентрации S(II) и ΣAs во флюидах всех месторождений (до $10^{-1.2}$ и до $10^{-1.7}$ М соответственно) превышает возможный уровень концентрации Sn в растворах на стадии переноса (10^{-3} М для 500°С), что является благоприятным фактором для протекания окислительно-восстановительных реакций, приводящим к образованию касситеритовых руд.

Образованию W-Sn оруденения способствовало увеличение щелочности и окисленности флюидов. Причиной этих изменений было не только локальное вскипание флюидов, но и смешение в длительно живущих гидротермальных системах флюидов магматического генезиса со значительными объемами инфильтрационных вод метеорного происхождения. Это следует из изотопных данных (О, Н) по флюидам, минералам и вмещающим породам Иультинского и Светлинского месторождений и находит подтверждение в результатах моделирующих расчетов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 96-05-65-530.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИТИЙ - ФТОРИСТЫХ ГРАНИТОВ.

Сырицо Л.Ф., Табунс Э.В. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия).

Две альтернативные концепции генезиса дифференцированных массивов Li-F гранитов- метасоматическая "апогранитовая" (Беус А.А. и др.,1962; Коваль П.В.,1975) и магматическая "онгонитовая" (Коваленко В.И.,1977) могут быть рассмотрены в рамках единой интегральной модели, определяющей химизм минералообразующей среды на основе алгоритма Уэйджера-Брауна, используемого при реконструкции вариаций состава материнского расплава расслоенных базит- ультрабазитовых интрузий.

Для Орловского массива Li-F гранитов (Восточное Забайкалье) модельные расчеты с последовательным применением уравнения баланса масс и учетом состава и обьема отдельных типов пород позволили оценить не только эволюцию состава минералообразующей среды, но и величины межфазовых эффективных коэффициентов распределения макро- и микроэлементов для различных стадий формирования пород данного обьекта. Вариации петрогенных элементов в исходном материнском расплаве на фазовой диаграмме Кв-Аб-Орт представляют единый эволюционный тренд от биотитовых гранитов до стадии образования кварцевых альбититов (с зеленым мусковитом), соответствующий траектории смещения термического минимума модельных гранит-HF-H2O систем при увеличении потенциала летучих компонент. На этапе формирования литионит-амазонит-альбитовых парагенезисов эволюционный вектор резко смещается от эвтектических составов, характеризуя этап метасоматических процессов.

Рассчитанные межфазовые коэффициенты распределения элементов магматической стадии близки к их оценкам в онгонитах (Антипин В.С.,Коваленко В.И.,1984) и в топазовых риолитах (Christiansen et.al.,1984) и хорошо сопоставимы с экспериментальными данными (Коваленко Н.И.,1979). В целом полученные данные согласуются или по крайней мере не противоречат ранее предложенной модели апогранитового процесса (Сырицо Л.Ф.,1993), согласно которой основные черты состава и геохимической специализации закладываются на магматическом этапе, однако с постмагматическим этапм связано существенное перераспределение вещества,в том числе, рудного.

II-172

КОНТРАСТНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ СЕРИИ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПРОВИНЦИЙ ФАНЕРОЗОЯ: ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Сырицо Л.Ф., Табунс Э.В. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия),
Пушкарев Ю. Д., Шергина Ю.П. (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург)

Интрузивный магматизм редкометальных провинций фанерозоя (Забайкалье, Чешский массив, Приморье) представлен синхронно развивающимися габбро-гранитными сериями повышенной щелочности с калиевой специализацией. По химизму они соответствуют дискретно-преемственным рядам составов пород от специфических мантийных габброидов (шошонитов, монцонитов, лампроитов) до плюмазитовых редкометальных гранитов (РГ), онгонитов, эльванов. Для серий характерна четкая геохимическая специализация, сохраняющаяся на всем протяжении их формирования, которая определяется различием в геотектонической обстановке магмогенерации, соответствующей режимам сжатия и растяжения земной коры. Наиболее надежными показателями их различия являются тугоплавкие элементы (Ti, Nb, Ta, Zr и др.), содержание и характер распределения РЗЭ, а также концентрация фтора. Хронология становления этих серий, закономерности распределения в них редких, РЗЭ и вариации изотопных составов Sr, Nd и кислорода позволяют сопоставлять механизм их формирования с моделью вертикального петрогенетического ряда (Изох Э.П. и др.,1985). Такой ряд отражает различную степень взаимодействия мантийного и корового вещества на разных стадиях становления серий в сочетании с процессами кристаллизационного и эманационного фракционирования. Реальность такого механизма подтверждается возрастанием доли корового вещества (положительная корреляция между 87Sr/86Sr и SiO2), наличием перехода от I к S типу гранитоидов и эволюцией геодинамических режимов магмогенерации в процессе формирования одной серии. В целом такие представления сходны с моделью AFC (DePaollo,1981). Сопоставление геохимических и изотопных данных (Sr, Nd, кислород) свидетельствует о смешанной мантийно - коровой природе рудоносных РГ, а значит и о ювенильном источнике по крайней мере части рудного вещества.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЗЭ ТИПА MARID В АПАТИТАХ УКДУСКИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Табунс Э.В., (СПбГУ, Санкт – Петербург, Россия)

Апатит биотитовых пироксенитов, шонкинитов, сиенитов и кальцифиров докембрийского Укдускинского апатитоносного интрузивного комплекса (ЮЗ Алданского щита) обладает редким типом распределения РЗЭ характеризующийся дефицитом лантана и церия – $(La/Nd)n = 0.2 – 0.5$ и $(Nd/Yb)n = 5.7 – 24$. Содержания тяжелых РЗЭ и иттрия, а также отношение Yb/Nd в апатитах растет в указанном ряду пород, концентрации лантана и церия при этом меняются не закономерно. Отсутствует четкая направленность в изменениях содержаний РЗЭ в разрезе интрузий, не прослеживается зависимость между содержаниями РЗЭ в апатите и степенью метаморфизма пород.

Апатиты биотитовых пироксенитов по средним содержаниям РЗЭ и иттрия (La – 290, Ce – 860, Nd – 1170, Sm – 210, Gd – 165, Yb – 17, Y – 200 г/т) идентичны этому минералу из мантийных слюдистых ксенолитов в кимберлитах Ю.Африки (включения типа MARID по Exley, Smith 1982). Близки к наблюдаемым расчетные содержания иттриевых и тяжелых РЗЭ в апатите, определенные по оценкам коэффициентов распределения и концентрациям этих элементов в породе в целом. Анализ вариаций соотношений La/Nd и Nd/Yb в апатитах свидетельствует о том, что образование в них дефицита лантана и церия обусловлено мобилизацией этих элементов в существенно углекислый флюид на магматическом и, в меньшей мере, на постмагматическом этапе минералообразования.

Формирование пород и минералов Укдускинского комплекса может служить моделью флюидно – магматической и метасоматической дифференциации локальных зон мантии.

ВОЛЬФРАМИТОВОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ПОЛСКИ ГРАДЕЦ, ВОСТОЧНОЕ СРЕДНЕГОРЬЕ, БОЛГАРИЯ

Е.Д. Тарасова*, Б. К. Каменов**, М. П. Тарасов*

* Централная лаборатория по минералогии и кристалографии, БАН, , София

**Катедра "Минералогия, петрология и полезные ископаемые", СУ, София

Рудопроявление приурочено к Полскоградецкому плутону, внедренному в метаморфиты триаса и палеозоя, и являющемуся составой частью верхнемеловой островно-дуговой системы Среднегорья. Интрузив раскрывается тремя телами и сложен диоритами, кварцдиоритами, гранодиоритами и лейкогранитами. По своим петрохимическим особенностям породы принадлежат к кальциево-щелочной до высоко-калиевой кальциево-щелочной серии. С самым крупным интрузивным телом (площадь около 5 km^2), представленым преимущественно кварцдиоритами, связано образование кварцево-жильного вольфрамитового и полисульфидного оруденения.

Установлено несколько рудных минерализаций: ранняя вольфрамит-молибденит-шеелит-пиритовая, локализованная главным образом в жилах центральных частей плутона; ранняя магнетит-гематитовая, распространенная только в жилах контактового ореола плутона - в метаморфитах; и поздняя полисульфидная (пирит, халькопирит, висмутин, козалит, сфалерит, галенит, пирротин, и самородное золото), и встречающаяся во всех жилах, но най-более типичная для жил периферийных участков плутона. Вольфрамит является наиболее распространенным рудным минералом. Характеризуется преимущественно ферберитовым составом. Обычно зональный, при этом демонстрирует устойчивую тенденцию к уменьшению гюбнеритового компонента от внутренних зон (32-40 mol %) к пириферийным (22-26 mol %). Замещается шеелитом в ассоциации с гематитом или халькопиритом и пиритом.

Сделанно предположенние, что необичайная генетическая связь вольфрамитовой минерализации с среднекислым по составу Полскоградецким плутоном связана контаминационным влиянием вмещающих метаморфитов, повышающим основность пород плутона.

Экспериментальное моделирование процессов минералообразования с использованием высокоэнергетических реакций

О.Н. Толстых, О.И.Рипинен. Институт минералогии и петрографии СО РАН

Изложены результаты экспериментальных исследований по синтезу аналогов природных минеральных видов с использованием металлотермических процессов. Получены данные по фазообразованию в системах, содержащих алюминий, магний, кремний, титан, железо, цирконий, кислород, углерод. Выявлены зависимости скорости протекания реакции от исходного состава, тем самым расширено представление о реальном минералообразовании в сухих породообразующих системах с позиции нового методического подхода к самой проблеме.

Определены условия образования, а точнее генетические параметры формирования конкретных минеральных ассоциаций. Основное внимание обращено на изучение термохимических закономерностей, определение констант равновесия и скоростей реакций в двойных, тройных и многокомпонентных металлотермических системах с участием вышеназванных компонентов, а также исследованию термокинетики высокоэнергетических реакций, протекающих в воздухе, в инертных средах, в вакууме и под высоким давлением.

Разработаны статистические методы и методы машинной обработки экспериментальных результатов применительно к каждой конкретной минералообразующей системе. Экспериментально установлены поля монофазной кристаллизации таких минералов как алмаз, корунд, шпинель, рутил, ганит, гетеролит и многих других.

ДЖЕРБИНСКАЯ ПАЛЕОВУЛКАНИЧЕСКАЯ ЖЕРЛОВАЯ СТРУКТУРА (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

Томшин М. Д., Копылова А. Г., Олейников Б. В. (ЯИГН СО РАН, Якутск, Россия)

В пределах Нюйско-Джербинской впадины (район средней Лены) известна серия магматитов, относящихся к среднепалеозойским образованиям основного состава. Они представлены типичными для данной возрастной группы дайками габбро-долеритов и своеобразными базитовыми интрузивными брекчиями, описанными В. Л. Масайтисом, М. В. Михайловым и А. И. Ушаковым как туффизиты. Последние выполняют маломощные и небольшие по протяженности силлы, вскрывающиеся в береговых обнажениях рек Нюя и Джерба. Один из таких силлов, описанный предшественниками как 20-ти метровая залежь туффизитов, на самом деле оказался вулканической жерловиной. Жерловая структура располагается в правом борту р. Джерба, в 14 км ниже устья р. Эргенджей.

Таблица

Химический состав туффизитов, вес. %

Компоненты	Жерловина			Силлы	
	1	2	3	4	5
SiO_2	47,66	49,82	49,86	46,66	39,75
TiO_2	2,14	2,30	1,50	2,34	2,17
Al_2O_3	11,14	13,09	9,50	14,14	12,38
Fe_2O_3	6,26	5,40	3,72	5,56	6,90
FeO	4,33	5,00	4,20	2,54	3,12
MnO	0,18	0,25	0,20	0,01	0,10
MgO	6,88	7,40	6,74	3,41	11,20
CaO	11,79	9,09	15,91	7,95	7,53
Na_2O	2,22	2,54	0,65	1,33	0,19
K_2O	2,33	2,28	4,06	7,54	4,40
H_2O^+	2;80	2,18	2,02	3,23	6,63
CO_2	0,95	1,10	-	5,33	4,57
P_2O_5	0,13	0,19	0,20	0,11	0,03
F	0,01	0,06	0,07	0,05	0,03
Сумма	98,82	100,70	98,63	100,20	100,07
Кол. ан.	9	4	1	3	2

Проведённые работы подтвердили наличие в районе вулканической деятельности в среднепалеозойское время. Однако непосредственно вулканические жерловины никем не были зафиксированы и не описывались. Поэтому появление пластовых залежей туффизитов здесь было непонятно. Джербинская жерловина объяснила происхождение последних и не только в данном месте, поскольку магнитные аномалии жерлового типа в данном районе давно фиксировались геофизиками.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМ ПЛАТФОРМЕННЫХ БАЗИТОВ В ГЛУБИННОЙ ОБСТАНОВКЕ (на примере Сибирской платформы)

Томшин М. Д., Олейников Б. В. (ЯИГН СО РАН, Якутск, Россия)

Зародившаяся родоначальная базитовая магма претерпевает на пути от областей магмогенерации в камеру интрузивов определенные фазовые превращения. Этому способствуют замедление скорости подъема магмы или ее задержка на тех или иных уровнях глубинности как в верхней мантии, так и в земной коре. Важную роль играет и флюидно-магматическое взаимодействие транмагматического восстановительного флюида с эволюционирующим расплавом.

Наиболее эффективно преобразования базитового расплава проявляется в ходе его эволюции в глубинных промежуточных очагах. Последнюю лучше всего можно проследить на объектах, сформированных из небольших порций расплава. На ряде объектов установлено, что магма может начать эволюционировать при T≈1500-1450°C, P=10-12кб., т. е. на глубинах, близких 35-40 км, $f_{O_2}=10^{-12}$ бар. В ходе последующего перемещения расплава к гипабиссальным уровням в результате кристаллизационной дифференциации, гравитационного и флотационного разделения вещества в гипабиссальной камере формируются интрузивы с обособлениями анортозитовых габбро-долеритов.

В тоже время, когда в эволюционный процесс вовлечены огромные объёмы магм, как сама магматическая деятельность, так и кристаллизационная дифференциация магм в глубинной обстановке, сопровождается активным взаимодействием её с веществом трасмагматического восстановительного флюида, что обуславливает снижение окислительного потенциала флюидно-магматической системы и приводит к формированию самородно-металлических и карбидных фаз, а также появлению металл-силикатной ликвации.

В связи глубинной эволюцией крупных объёмов субщелочных толеит-базальтовых расплавов, реализуемых в режиме рифтогенной обстановки, возникают условия для монцониоидной тенденции дифференциации. Решающая роль здесь принадлежит процессу взаимодействия субщелочного толеит-базальтового расплава, подвергшегося кристаллизационной дифференциации в глубинной обстановке с богатым калием интрателлурическим флюидом в условиях пульсационной смены тектонических напряжений (сжатия и растяжения), обеспечивающих дискретное поступление магматического расплава.

II-178

КОМБИНИРОВАННАЯ МОДЕЛЬ КОНВЕКТИВНОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

А.В. Тутубалин, Д.В. Гричук (МГУ, Москва, Россия),
В.И. Мальковский (ИГЕМ, Москва, Россия)

Разработана методика расчета комбинированной гидродинамической и термодинамической модели конвективной гидротермальной системы. Примером для расчета послужила гидротермальная система в срединно-океаническом хребте.

В модели использован специально разработанный двухэтапный метод расчетов. На первом ("гидродинамическом") этапе производится построение гидродинамической модели объекта с расчетом температур, давлений и скоростей фильтрации для каждого участка. Этот расчет производится путем численного решения уравнения Дарси и уравнения теплопереноса методом конечных элементов. На втором ("термодинамическом") этапе расчетов используется методика проточного ступенчатого реактора, модифицированная для учета смешения растворов в системе. Используется локально-равновесное приближение. Термодинамические данные для расчетов взяты из банка UNITHERM (МГУ). Расчет равновесий производился с помощью модифицированной программы GBFLOW. Для расчета интенсивности взаимодействия порода-раствор использовалось эмпирическое уравнение Вуда-Уолтера.

Результаты моделирования показали, что в гидротермальной системе формируется конвективная ячейка с широкой областью нисходящего движения и узкой областью восходящего течения по трещинной зоне. При этом рядом с восходящей ветвью возникает область с замкнутыми линиями тока, однако она нестационарна и со временем вырождается. Распределение изотерм в системе субпараллельно контакту с магматической камерой. Отношения порода/вода достигают наибольших значений в области контакта с магматической камерой, где и происходит наибольшее метасоматическое изменение (пропилитизация) пород. В модели рассчитано пространственное распределение новообразованных метасоматических минералов, которое соответствует наблюдаемому в разрезах офиолитов. Оценены распределение в пространстве рудных элементов, их ряды подвижности и объемные эффекты метасоматических реакций. Рассчитаное время прохождения порции морской воды через конвективную систему имеет для системы в целом порядок тысяч лет, но для отрезка пути с активным взаимодействием раствора с породой - всего лишь десятки лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы "УниверситетыРоссии" (проект "Геомодель").

МИНЕРАЛЬНЫЕ ФОРМЫ - КОНЦЕНТРАТОРЫ ТОКСИЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ - ВАЖНЫЙ ФАКТОР В ОЦЕНКЕ ТЕХНОГЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ.

Тюленева В.М.* (ВИМС, Москва, Россия), Криночкин Л.А. (ИМГРЭ, Москва, Россия), Сидоренко Г.А.(ВИМС , Москва, Россия), Кривоконева Г.К. (ВИМС , Москва, Россия), Дубинчук В.Т. (ВИМС , Москва, Россия).

В зонах влияния комбинатов по переработке колчеданных руд (Прииртышский район, Рудный Алтай) зафиксировано интенсивное воздействие техногенного загрязнения на окружающую среду , прослеженное в систематическом профиле в различных депонирующих средах: донные отложения, взвеси водотоков поверхностных вод , почвы, отходы производства в виде шлаков, атмосферная пыль. Важной частью проведенных исследований явилась методика выявления минеральных форм в зонах, охватывающих практически все виды объектов окружающей среды - от земной поверхности до атмосферы. Минеральные формы нахождения загрязняющих веществ в окружающей среде - один из кардинальных и наименее изученных вопросов эколого - геохимических исследований. Развивается новое направление - " Экологическая минералогия ".

В областях техногенного загрязнения с высокой концентрацией токсикантов установлен широкий спектр минеральных фаз элементов колчеданных руд, стабильно прослеживающихся во всех депонирующих средах, обнаруженных как в виде концентрации чистых металлов (Pb, Co, Bi, Cd и др.), так и в образованиях оксидов и гидроксидов (Ti, Fe, Zn, Cu), а также сульфидов, йодистых, и целого ряда других выделений. Они характеризуются особенностями, проявленными в образовании неустойчивых, слабосконденсированных , колломорфных агрегатов, а также морфологией, не типичной для природных минеральных фаз. Определены подвижные формы токсичных металлов. Установленные признаки техногенного загрязнения позволяют подойти к вопросам разбраковки природных и техногенных аномалий, персонифицировать источники загрязнения.

КВАРЦ-ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ В ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ СЕВЕРОУРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА ОСЕВОЙ ЗОНЫ УРАЛА

Удоратина О.В. (ИГ КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия)

В осевой зоне Урала в Полярном, Приполярном и Северном сегментах, в активизированных докембрийских блоках проявлены процессы кремне-щелочного метасоматоза. Область проявления метасоматитов достаточно узкая и располагается западнее главного уральского разлома. Размещение конкретных тел контролируется разломами субширотного направления.

Метасоматиты относятся к кварц-полевошпатовой формации зон разломов. Разломы, локализующие тела метасоматитов, располагаются в пределах выступов фундамента либо метасоматиты формируются по их периферии в зонах смятия.

Субстрат метасоматитов различный. Метаморфизм пород субстрата имеет зональный характер: от амфиболитовой до эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В зависимости от типа субстрата и структурного положения можно выделить рудоносные и не рудоносные метасоматиты.

Метасоматиты образуются при снижении температуры от 500° до 200 °С. Растворы носят кремнещелочной характер (на начальной стадии щелочной, эволюционирующий до кислого).

Геологические данные свидетельствуют о формировании уральских метасоматитов при герцинской активизации, которая в блоках (вскрытых эрозией на различых уровнях) проявилась в разное время (?): на Полярном Урале – 300 млн. лет (С), на Приполярном Урале – 235 млн. лет (Р), на Северном Урале – 213 млн. лет (Т).

Существуют переходы от щелочных к кремне-щелочным и щелочно-карбонатным (карбонатитовым) метасоматитам.

Источник растворов в блоках разный: флюидогенный – в зонах разломов, метаморфогенный - в локальных зонах смятия и гранитогенный – в структурно-формационных зонах, образующихся на контактах с гранитными массивами.

ЭВОЛЮЦИЯ ФТОРОНОСНОЙ ЩЕЛОЧНОЙ МАГМЫ НА ДУНКЕЛЬДЫКСКОМ МАССИВЕ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД (ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР)

Файзиев А.Р.,Гафуров Ф.Г.(ТГУ,Душанбе,Таджикистан)

Щелочной силикатный расплав, генерированный в астеносферном слое верхней мантии был обогащен F,C,H_2O,H_2S и др. При его движении к направлению палеоповерхности Земли происходит возрастание окислительных свойств расплава и парциального давления кислорода в системе и разделение магмы ликвационным путем на силикатный и солевой (преимущественно фторидный) расплавы. Из силикатного расплава кристаллизуются калиевые щелочные породы. Поскольку сильные связи фтора с щелочами препятствовали полному его отделению от силикатной магмы, то в заключительных периодах застывании щелочных пород наряду с породообразующими минералами крисстализуется и флюорит. Однако основное количество фтора накапливался в остаточном солевом расплаве. Из этого высокотемпературного (1000-700°С) ликвата образуется основная масса флюорита. В условиях все увеличивающейся концентрации кислорода, в солевом расплаве происходит окисление свободных или связанных форм углерода. Когда карбонатная составляющая расплава достигает таких концентраций, которые превышают предел растворимости карбоната в солевом ликвате, из него кристаллизуют карбонатиты. Поскольку в расплаве присутствовали и примеси других компонентов, то совместно с породообразующими минералами карбонатитов при температурах 700°С и ниже выделялись флюорит, целестин, апатит и др. Остаточные солевые ликваты после крисстализации минералов карбонатитов становятся существенно сульфатными и из них при температурах ниже 500°С выделяются гипс с примесью флюорита. При температурах 350°С и ниже фактически отработанные остаточные растворы обогащаясь водой эволюционируют в горячие водно-хлоридные. Из них кристаллизуются наиболее поздние минералы месторождения - кварц, кальцит, гипс, флюорит и др. Таким образом,эволюция щелочного расплава происходила на фоне общего падения температуры и давления, где прослеживается связь магматического, карбонатитового и гидротермального процессов минералообразования, как единого минералого-геохимического цикла.

С Дункельдыкским массивом калиевых щелочных пород пространственно и генетически связано недавно открытое одноименное редкоземельно-флюоритовое месторождение.

Флаасс А.С.
(ПГТУ, Пермь, Россия)

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ СЛАНЦЕВАТОСТИ.

Исследования проводились в Мамской кристаллической полосе (Байкало-Потомское нагорье) и в метаморфическом комплексе Белельеты (Алжир).

Применение новых методик стереогеометрического и динамического анализов пространственных ориентировок различных макроструктурных элементов, включая метаморфогенные минералы, позволило установить весьма сходные черты в структурной эволюции этих комплексов:

1. Современная сложная структура сформировалась в несколько этапов тектонических деформаций.

2. Кристаллизационная сланцеватость, выраженная , главным образом, в план-параллельной ориентировке пластинчатых минералов (дистен, мусковит, биотит), связана со вторым этапом деформаций, сопровождавшимся высокотемпературным стресс-метаморфизмом.

3. При существенной дезориентации, вызванной более поздними наложенными тектоническими процессами, первичная ориентировка сланцеватости, а также линейности дистена, характеризовалась высокой степенью выдержанности и имела наклон 25 - 40^0.

4. Результаты динамического анализа позволяют утверждать, что такая ориентировка сланцеватой анизотропии вызвана устойчивым региональным стрессом с субгоризонтальной осью сжатия, расположенной под углом 30 - 45^0 к формирующейся сланцеватости. Деформационный процесс в данном случае характеризуется как пластическое синкристаллизационное дифференциальное течение материала в режиме простого сдвига.

Флаасс А.С.
(ПГТУ, Пермь, Россия)

РОЛЬ СКЛАДЧАТЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИИ И ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА СЛОИСТЫХ КОМПЛЕКСОВ.

На основании детального морфологического анализа природных складчатых форм и динамической интерпретации ориентировок структурных элементов в складках и кинкбандах установлено:

1. В процессе деформации слоистой толщи неизбежно возникают зоны относительного структурного разуплотнения, закономерно расположенные в каждой отдельно взятой пликативной форме в соответствии с ее морфологическим типом.

2. Образование зон разуплотнения приводит к нарушению физико-химического равновесия системы, которое восстанавливается путем перераспределения вещества в пределах складки (кинкбанда).

3. В зависимости от конкретных РТ-условий, химического и литолого-петрографического состава пластов, конечной морфологии структур и других факторов характер миграции вещества в зоны относительного структурного разуплотнения происходит на различных уровнях: механическое перераспределение, пластическое течение и перекристаллизация, миграция в виде растворов, диффузия.

4. Различная миграционная способность компонентов, составляющих деформируемый слоистый пакет, обусловливает дифференциацию его вещественного состава и нередко приводит к образованию промышленных концентраций золота, свинцово-цинковых руд, мусковитовых пегматитов и других видов минерального сырья в зонах структурного разуплотнения.

Количественная сторона процесса перераспределения вещества и прогнозная оценка перспективности конкретной структуры на какой-либо вид полезного ископаемого определяется ее морфологическим типом, который устанавливается при помощи специально рассчитанных номограмм.

Фролова Т.И. (МГУ, Москва, Россия)

МАГМАТИЗМ ОКЕАНОВ И ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ. СРАВНЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Крупные рифтогенные структуры Земли, возникающие при расколе континентов, в дальнейшем эволюционируют по нескольким направлениям с образованием либо океанов, либо длительно развивающихся подвижных поясов, либо сохраняясь в виде швов на теле континентов. Развитие каждой из этих структур характеризуется специфическими эндогенными процессами, отраженными в геодинамическом режиме и магматизме.

Характерный для океанов мантийный базит-гипербазитовый магматизм, лишь на ранних этапах развития несущий следы материала континентальной коры (Красное море), сохраняется в условиях депрессионного режима сколь угодно долго, в то время как для подвижных поясов характерен циклично развивающийся разнообразный магматизм от базит-гипербазитового (мантийного) до известково-щелочного и щелочного с заключительным гранитоидным т.е. мантийно-коровым и коровым магматизмом, проявленным в сопоставимые с развитием океанов отрезки времени и протекающим на фоне крупных воздыманий.

Магматизм океанов, формирующий океаническую кору, принципиально отличен от магматизма подвижных поясов, формирующих континентальную кору. Подвижные пояса отнюдь не всегда проходят океаническую стадию и не представляют совместно с океанами разные стадии единых длительно развивающихся геоструктур.

Причины различий в эволюции исходных для океанов и подвижных поясов рифтогенных структур континентов заключаются в большей интенсивности глубинного энергетического импульса при формировании океанов, что обуславливает быстрое поднятие мантийных плюмов и обусловленных ими частично расплавленных диапиров, сопровождаемых интенсивным растяжением, в то время как в подвижных поясах их более медленный подъем при меньших масштабах растяжения способствует частичному сохранению континентальной коры и ее интенсивному прогреву, в результате чего в магматизм оказываются широко вовлеченными помимо мантийных, также и коровые источники.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ И ЕГО РУДОНОСНОСТЬ

Хасанов Р.Р., Изотов В.Г.(КГУ, Казань, Татарстан, Россия)

Процесс рудообразования в кристаллическом фундаменте Татарского свода тесно связан с его геологической эволюцией, осложненной наложением независимых факторов (метаморфический, метасоматический, гидротермальный, тектонический). Основными этапами в развитии фундамента являются нуклеарный (дометаморфический) этап, этап гранулитового метаморфизма, диафторический и гидротермально-метасоматический постметаморфический этап. В целом для фундамента характерно преимущественно железо-титановое оруденение, определяющее основные минералогические типы минерализации (магнетитовый, магнетит-ильменитовый, пирротин-халькопирит-ильменитовый), в подчиненном количестве медно-никелевое (пирротин-халькопирит-пентландитовый тип) в высокоглиноземистых комплексах и, кроме этого, на значительных глубинах (4000-4500м) было зафиксировано единичное проявление золотого оруденения, приуроченное к диафторированным мигматитам. Метабазитовые комплексы представлены глубокометаморфизованными реликтами с магнетит-ильменитовым типом оруденения. Для архейских гранулито-гнейсовых комплексов в зависимости от их вещественного состава характерна пирротин-халькопирит-ильменитовая минерализация (высокоглиноземистые породы) и магнетит-ильменитовая (мафиты). Особое значение среди метаморфических комплексов имеют железисто-силикатные породы с содержанием рудного компонента до 30%, которые отмечаются в пределах Татарского свода в разрезах ряда глубоких скважин. Формирование этого типа оруденения происходило в результате дифференциации вещества при глубокой температурной проработке древних дометаморфических комплексов, на что в частности указывает пространственная приуроченность этих пород к зонам сочленения мафитовой и высокоглиноземистой формаций. Образование части высокожелезистых пород связано с высокотемпературным метасоматозом в зонах разломов. Приповерхностные части фундамента и зоны деструкции в глубоких горизонтах характеризуются развитием гидротермальных типов оруденения (гематит-лейкоксеновый, колчеданный).

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ АЛЕУТСКИХ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ МАГМ

Хворов Д.М. (МГУ, Москва, Россия)

С целью количественной оценки вклада процессов кристаллизационной дифференциации в формирование и эволюцию известковощелочных (андезитовых) серий нами рассмотрена эволюция островодужных магм вулканов Янтарный, Колд Бей, Степовак Бей (Алеутские о-ва, Аляска). Исходные данные заимствованы из литературы. Приводим здесь рассчитанные нами составы первичных магм. SiO_2 TiO_2 Al_2O_3 $FeO_{общ}$ MgO CaO Na_2O K_2O 56.6 0.90 17.2 7.3 5.0 8.7 2.7 1.25 Янтарный 51.0 0.85 18.7 9.6 7.2 11.2 2.3 0.66 Степовак Бей 51.9 1.00 19.3 8.7 5.0 9.9 2.9 0.92 Колд Бей (базальт) 55.9 0.89 18.2 7.6 4.0 8.3 3.4 1.30 Колд Бей (андезит).

Характерным является содержания глинозема выше 17-18% и довольно низкие содержания магния. Лавы, кристаллизовавшиеся из этих составов, все порфировые (доля вкрапленников 10-40%). Общераспространенными являются вкрапленники плагиоклаза (10-30%), клинопироксена (до 10%) и магнетита (до 3%). Реже встречаются ортопироксен и оливин. Амфибол найден лишь в породах Янтарного(0-3%). Эволюция магм сопровождается значительным снижением отношения Mg/Al в расплаве.

С помощью программы COMAGMAT нами оценены физико-химические параметры фракционной кристаллизации исходных магм. Магмы Колд Бей кристаллизовались в небольшой приповерхностной камере при P до 1кбар, fO_2, соответствующей буферу NNO-HMt , и при содержании H_2O до 0.6%. Последовательность кристаллизации: Pl-Pl+OlPl+Ol+MtPl+Mt+cPx (базальты) и Pl+MtPl+Mt+Ol-Pl+Mt+cPx (андезиты). Магма Степовак Бей кристаллизовалась в сравнительно большей камере и при более высоких давлениях (до 2кбар), fO_2, соответствующей буферам NNO-HMt, и содержании H_2O не более 0.3%. Последовательность кристаллизации Pl+OlPl+Ol+Mt-Pl+Ol+Mt+cPx. Магма Янтарного эволюционировала в небольшой камере при давлении до 1кбар, fO_2, соответствующей буферу QFM, и содержании H_2O около 1.5%. Последовательность кристаллизации: Pl-Pl+oPx-Pl+cPx+Mt.

Модель удовлетворительно воспроизводит распределение петрогенных окислов. Для проверки правильности расчетов нами сравнивались количества кристаллизовавшихся модельных фаз и природных минералов-вкрапленников.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 96-05-65483).

ВУЛКАН КИЗИМЕН: ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Хворов Д.М. (МГУ, Москва, Россия)

Для серии исследованных вулканических пород характерны следующие особенности: 1) значительная дифференцированность от базальтов до дацитов; 2) преобладание темпов роста K относительно Na в процессе дифференциации; 3)практически постоянные значения отношения Fe/(Fe+Mg), слабый рост отношения от андезитов к дацитам; 4) значения отношения Mg/Al существенно снижаются с ростом Si.

Геологически в постройке вулкана выделяют отложения доисторические - Древний Кизимен(ДК) и исторические - Молодой Кизимен (МК). Все породы ДК - базальты и андезито-базальты, слабо дифференцированные , высокоглиноземистые, умеренножелезистые и низкомагнезиальные. Породы МК разбиты нами по петрохимическим особенностям на две субсерии ($МК_1$ и $МК_2$ соответственно). Эти субсерии дифференцированы от базальтов до дацитов. Они также, как и породы ДК, - высокоглиноземистые, умеренножелезистые и низкомагнезиальные. Тренды дифференциации этих двух субсерий на вариационных диаграммах сходные. Поводом для их выделения послужили повышенные содержания Ti, Fe, Na и пониженные Al, Mg в субсерии $МК_2$. Такое выделение представляется нам довольно условным, поскольку пока нет четких геологических критериев для обособления $МК_1$ и $МК_2$.

Для трех субсерий пород нами рассчитаны составы исходных магм, приведенные ниже(вес.%): SiO_2 TiO_2 Al_2O_3 FeO MnO MgO CaO Na_2O K_2O P_2O_5 50.20 1.60 18.35 12.55 0.01 4.80 9.00 3.20 0.55 0.10 ДК 53.15 0.80 19.65 7.70 0.00 4.90 9.40 3.25 0.65 0.10 $МК_1$ 49.55 1.15 20.30 10.30 0.10 5.30 9.75 2.85 0.45 0.20 $МК_2$

Для этих составов нами оценены физико-химические условия кристаллизации. Численные расчеты показали хорошую согласованность трендов эволюции химического состава вулканических пород выделенных серий с рассчитанными в рамках модели кристаллизационной дифференциации магмы. Эволюция магмы ДК осуществлялась в приповерхностной камере мощностью не более 5 км при общем давлении до 0.5 кбар. Доля взвешенного интрателлурического плагиоклаза составляла около 10% от объема камеры. Летучесть кислорода соответствовала буферу кварц-фаялит-магнетит.

Температуры кристаллизации фаз оценены с помощью серии геотермометров и составляют для модельных фаз: плагиоклаз (Pl):1224; оливин (Ol):1153; магнетит (Mt):1146; ортопироксен (Opx):1139; клинопироксен (Cpx):1131. Фракционирование магм $МК_1$ и $МК_2$ шло также в приповерхностных очагах мощностью до 1 км6 но разных стратиграфических уровней. Кристаллизация шла, повидимому, без существенного сохранения интрателлурической фазы в объеме расплава.

Летучесть кислорода в обеих камерах соответствовала буферу Ni-NiO. Общее давление в камере МК1 составляло не более 0.5 кбар при содержании воды в магме 0.3вес.%. Температуры кристаллизации фаз следующие: Pl:1235; OL:1147; Mt:1106; Cpx:1103.

Общее давление в камере $МК_2$ составляло 1-2 кбар при содержании воды в магме 0.2вес.%. Температуры кристаллизации фаз следующие: Pl:1266; OL:1168; Mt:1142; Cpx:1114.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 96-05-65483).

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СУЛЬФИДНО-ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДЖИДИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ - КРУПНЫХ ОБЪЕКТОВ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Ходанович П.Ю, Смирнова О.К.
(Бурятский геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия)

Промышленные руды Холтосонского жильного и Инкурского штокверкового месторождений во всем вскрытом выработками и скважинами объеме (до 1 км по вертикали и 5 км по горизонтали) тождественны по минеральному составу и сложены одинаковым набором последовательно многократно повторяющихся минеральных ассоциаций: кварц-сульфовисмутит-гюбнеритовой, кварц-сульфидно-гюбнеритовой, родохрозит-сульфидно-гюбнеритовой. Качество руд, включая их структурно-текстурные особенности, гранулометрические характеристики минералов, соотношение минеральных форм W (шеелит / гюбнерит), обусловлено интенсивностью и масштабами внутрирудной тектоники. Минералы переменного состава (гюбнериты, сфалериты, карбонаты) разных генераций в разных структурно-морфологических типах рудных тел характеризуются постоянным составом, выдержанным по простиранию и падению рудных тел независимо от состава вмещающих пород (граниты, кварцевые диориты, ультрабазиты, известняки), что свидетельствует о мощном, хорошо перемешанном источнике минералообразующих флюидов. Это подтверждается одинаковым типом распределения редкоземельных элементов во флюоритах, униформностью изотопного состава Sr во флюоритах, шеелитах, карбонатах, а также Pb в галенитах и сфалеритах из рудных тел [1]. Сульфидно-гюбнеритовые жилы и прожилки сопровождаются зонами околорудной березитизации, сопряженной по времени с их формированием. Наличие в березитах вкрапленности новообразованных шеелита, пирита, сфалерита, галенита, флюорита, приуроченной к определенной (кварц-карбонат-пиритовой) зоне их метасоматической колонки, подтверждает формирование рудных тел и околорудных пород вследствие сложного метасоматически-конкреционного процесса, что неоднократно подчеркивалось В.Ф.Барабановым [2].

Промышленному W оруденению предшествовало образование разнотипных метасоматитов с аномально высокими содержаниями WO_3 (от 0,005 до 0,18%), иногда Au (до 20 г/т) и Ag (до 240 г/т) (зеленокаменных пород, бластомилонитов, кварц-плагиоклазовых, околоскарновых полевошпатовых, апоскарновых клиногумитовых, андрадитовых), а также широкое развитие разновозрастных биотит-, амфибол-, эпидот-, кварц-полевошпатовых прожилков с вкрапленностью шеелита, молибденита, берилла. Вольфрамовая специализация длительного, многоэтапного, перемежавшегося с магматической деятельностью гипогенного процесса минерализации в Джидинском рудном поле обозначилась задолго до внедрения Первомайского гранитного интрузива, наиболее близкого по времени к промышленному сульфидно-гюбнеритовому оруденению. Между их формированием фиксируется значительный временной разрыв (20-30 млн.лет по K-Ar определениям) [3].

Литература

1. Иванова Г.Ф. Геохимические условия формирования вольфрамовых месторождений. - Автореф. дисс... д-ра геол.-минер.наук. - М., 1990.
2. Барабанов В.Ф. Минералогия и генезис вольфрамовых месторождений // Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. - Л.: Изд-во ЛГУ, 1991.
3. Марков К.А., Никитин Н.В. Роль магматических факторов в формировании редкометалльного оруденения Западного Забайкалья // Структурные и магматические факторы контроля эндогенного оруденения.- Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1975.

ГЕОМЕХАНИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ХРАНИЛИЩАХ ЛЕЖАЛЫХ ХВОСТОВ ОБОГАЩЕНИЯ ДЖИДИНСКОГО ВОЛЬФРАМО-МОЛИБДЕНОВОГО КОМБИНАТА

Ходанович П.Ю., Смирнова О.К., Яценко Р.И., Базарова Г.В.
(Бурятский геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия)

Ныне законсервированные хранилища отвальных хвостов обогащения бывших молибденовой и вольфрамовой фабрик Джидинского ГОКа, на которых с 1936 г. в течение почти 40 лет перерабатывались руды Первомайского молибденитового штокверка и Холтосонских сульфидно-гюбнеритовых жил, вскрыты сетью колонковых скважин, шурфов и естественных обнажений, что представляет перкрасную возможность изучения внутреннего строения, вещественного состава отвалов и всех процессов, происходящих при складировании и последующем хранении отходов.

Основная часть лежалых отходов обогащения сосредоточена в Джидинском хвостохранилище, которое непосредственно примыкает к г. Закаменску. Оно представляет собой линзовидную залежь, сложенную несцементированным несортированным полевошпат-кварцевым песком с примесью слюд, обломков зерен амфибола, эпидота, более редких - гюбнерита, шеелита, флюорита, берилла, сульфидов Pb, Zn, Ag. В его пределах расположено хранилище сульфидного промпродукта, в котором в процессе флотационного и флото-гравитационного передела молибденитовых и сульфидно-гюбнеритовых руд концентрировалась большая часть сопутствующих полезных компонентов. Отвал сульфопродукта слагается, в основном, пиритовой сыпучкой с зернами галенита, сфалерита, халькопирита, блеклых руд, гюбнерита, шеелита, сложных сульфосолей Bi и Ag, редких теллуридов Ag и Au. Литологические и физико-химические характеристики песков способствуют интенсивным эрозионным и дефляционным процессам, в результате которых на поверхности хвостохранилища сформирован активный слой, заметно обогащенный крупнозернистой и щебнистой составляющими. Интенсивный размыв сульфидного отвала не способствует формированию в нем отчетливо выраженной зоны окисления. Развитие железных охр, гипергенных акантита, гессита, ковеллина в виде кайм замещения по сульфидам отмечается вблизи контактов с маломощными глинистыми прослоями, экранирующими поверхностные воды. Интенсивному переносу сульфидов текучими водами на далекие расстояния способствует сохранившаяся на их поверхности прочная пленка использовавшихся при обогащении флотореагентов.

В результате сноса техногенных песков временными поверхностными водотоками сформирован шлейф протяженностью более 5,5 км сложной морфологии называемый Модонкульским месторождением техногенных песков. В разрезе его отмечается градационная слоистость песков, в целом, достаточно сортированных. Слои мелкозернистых песков часто обогащены шламовой составляющей, сульфидами, шеелитом и гюбнеритом. Содержание WO_3 в них достигает 0,81 %. Интенсивный ветровой разнос песчаного материала охватывает значительную территорию, обусловливая заражение почв широким набором элементов. Ореол экологически высокоопасных элементов (Cr, Ni, V, Cu, Pb, Zn) с суммарным коэффициентом их концентрации от 32 до 128 (уровень загрязнения высокий) охватывает площадь более 2 км^2.

Отмечено отчетливое перераспределение U в разрезе техногенной залежи за время хранения хвостов обогащения. Высокие содержания его (до 29,5 г/т) характерны для приплотиковой части ее и погребенного почвенного горизонта как результат концентрирования U на восстановительном барьере.

МИКРОПРИМЕСИ ВО ФЛЮОРИТАХ ПОГРАНИЧНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ) КАК ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Чернявская Л.М. (ВИМС , Москва , Россия)

Be-флюоритовое Пограничное месторождение относится к апокарбонатно-грейзеновому типу , главным субстратом метасоматических редкометальнофлюоритовых руд служат карбонатные породы ,и в меньшей степени скарны. В его формировании выделено три постмагматических этапа: альбитовый (ранний,щелочной), грейзеновый и гидротермальный.Во флюоритах из даек альбититов ,апокарбонатных руд и из прожилков с кальцитом из интрарудных брекчий с эвклазом определены содержания ряда элементов с помощью нейтронно-активационного метода М.А.Татаркиным (ВИМС). Установлено ,что на распределение и содержания микропримесей влияет стадийность, метасоматическая зональность и взаимодействие с вмещающими породами.

Для альбитового этапа характерно максимальное содержание TR (24г/т) при min Eu и относительно высокое содержание Sr, Co, Cr. Последнее, по всей вероятности ,можно объяснить влиянием дайковой серии диоритовых порфиритов.

В грейзеновом этапе можно выделить две стадии: 1 - хризоберилл-флюоритовая (метасоматические руды) и 2 - эвклаз-флюоритовая (цемент интрарудной брекчии). В метасоматитах 1 стадии выражена зональность. Выделяются 3 зоны: Мет.1 - это внутренняя зона примыкает к осевому прожилку; Мет.2 - промежуточная зона; Мет.3 - внешняя зона примыкает к вмещающим известнякам.

В Мет.1 max содержание литофильных (Cs,W,Ta,Th) и халькофильных (Ag, Zn, Pb, Sb) элементов, что отвечает изначальным рудным растворам 1 стадии грейзенизации.

Во 2 стадии и Мет.2 все выше перечисленные элементы убывают, а в Мет.3 под влиянием известняков резко возрастают содержания TRce, Eu, U, Fe. Во флюорите из цемента брекчий с эвклазом при уменьшении общего содержания РЗЭ (до 2,3-4,7г/т), редких элементов (Ba, Fe, Na, U, Cs, Pb, Zn, Sb) и дефицита Eu тяжелые лантаноиды преобладают над легкими.

Гидротермальные прожилки содержат как привнесенные флюидами, так и заимствованные из вмещающих пород микропримеси. Привнесенные: Na, Ta, Cs, W, Th, Pb, Ag; заимствованные: TRce, Cr и Co.

ФОРМЫ ПЕРЕНОСА ВЕЩЕСТВА В ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГАЗАХ ВУЛКАНА КУДРЯВЫЙ (О. ИТУРУП).

Чураков С.В. (МГУ, Москва , Россия)

По данным химических анализов высокотемпературных фумарол влк. Кудрявый [1], проведено термодинамическое моделирование эволюции состава вулканического газа при охлаждении в интервале 1100-100°С, и получена минеральная зональность кристаллизации из флюида. Расчет проводился методом минимизации свободной энергии мультисистемы (H-O-Cl-F-S-C-Br-Li-Na-K-Cs-Be-Mg-Ca-Sr-Ba-Al-Ga-In-Tl-Si-Ge-Sn-Pb-As-Sb-Bi-Cu-Zn-Cd-Hg-Ti-Zr-V-Nb-Ta-Cr-Mo-W-Mn-Re-Fe-Co-Ni) с помощью программы GBGAS (МГУ, Гричук Д.В.). и термодинамических баз данных ИВТАНТЕРМО и GASTHERM [2].

Определены основные формы переноса элементов в газовой фазе. Для Na, K, Cs, Mg, Ca, Sr, Ba, Mn, Fe, Co, Ni во всем диапазоне преобладают хлориды. Для следующих элементов получена смена форм с понижения температуры: **Be**: $Be(OH)_2$-BeF_2-$(BeF_2)_2$; **Al**: $Al(OH)_3$-AlF_3-$NaAlF_4$; **Ga**, **In**: $MeCl$-$MeCl_2$-$MeCl_3$; **Li**,**Tl**: $TlCl$-$(TlCl)_2$; **Si**: SiO-SiF_4; **Ge**: GeS-GeF_2-$GeCl_4$; **Sn**: SnS-$SnCl_4$; **Pb**: PbS-$PbCl_2$; **As**, **Sb**: MeS-Me_4O6-MeF_3; **Bi**: Bi-BiS-BiCl; **Cu**: $CuCl$-$CuCl_2$; **Zn**, **Cd**, **Hg**: Me-$MeCl_2$; **Ti**: TiO_2-$TiCl_3$-TiF_3-$TiCl_4$-TiF_4; **Zr**: $ZrCl_4$-ZrF_4; **V**: VO_2-VF_2-VCl_3O; **Nb**, **Ta**: $MeCl_3O$-MeF_3O; **Cr**: $Cr(OH)_2$-$CrCl_2$-$CrCl_3$; **Mo**, **W**: H_2MeO_4-$MeCl_2O_2$; **Re**: ReO_3Cl. Рассчитанная температурная минеральная зональность соответствует последовательности осаждения сублиматов из природных фумарол [1], что указывает на правильный учет в модели всех главных форм газового переноса элементов.

По результатам расчета можно прогнозировать следующие закономерности смены форм переноса элементов в вулканических газах. С понижением температуры наблюдается: 1) повышение степени окисления элементов в основных формах переноса (от нейтрального до максимальной валентности); 2) растет доля полимерных форм; 3) повышается устойчивость фторидов по отношению к однотипным хлоридам. Элементы относящихся к одной группе таблицы Менделеева имеют близкие формы переноса, для более тяжелых элементов смена форм происходит при более низких температурах.

Литература:

1 Taran Yu.A., Hedenquist J.W., Korzhinsky M.A., Tkachenko S.I., Shmulovich K.I. // Geochim. Cosmochim. Acta, 1995, v. 59, № 9, 1749-1741.

2.Symonds R.B., Reed M.H. //Amer. J. Sci., 1993, v.293, 758-864.

ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА НЕФЕЛИНОВЫХ И КВАРЦЕВЫХ СИЕНИТОВ БЕРДЯУШСКОГО МАССИВА (Ю.УРАЛ)

Шебанова О.Н.*, Беляев А.М., Шебанов А.Д. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

В составе массивов анортозит-рапакивигранитной формации присутствуют щелочные сиениты. В Бердяушском плутоне они являются поздними фазами, но имеющиеся изотопные датировки свидетельствуют о небольшом временном интервале формирования пород массива (изохронный Rb-Sr возраст составляет 1348 +/-13 млн. лет [1]). Отличительной особенностью Бердяушского комплекса является присутствие нефелинсодержащих разностей в группе щелочносиенитовых пород (в других известных комплексах данной формации - Суомминиеми (Финляндия) [2] и Рагунда (Швеция) [3] описываются только щелочные и кварцевые сиениты).

Нефелиновые и кварцевые сиениты Бердяуша имеют следующие петрохимические характеристики: содержание SiO_2 - 54-63, Al_2O_3 - 17-21, K_2O - 2-7, Na_2O - 4-7.7 (вес.%), f - 0,85-0.94. Спектры редких земель сиенитов характеризуются отрицательной Eu-аномалией. E_{Nd}=-1.39, I_{Sr}=0.705 - для нефелиновых сиенитов; E_{Nd}=-1, I_{Sr}=0.710 - для кварцевых сиенитов; E_{Nd}=-6.56, I_{Sr}=0.706 - для гранитов рапакиви Бердяушского плутона. Эти данные могут свидетельствовать: 1) о наличии единого магматического очага для нефелиновых и кварцевых сиенитов комплекса (однако, положение фигуративных точек в тройной системе Qu-Ne-Ks по разные стороны термального барьера ставит под сомнение их образование в результате фракционной кристаллизации; 2)о разном источнике гранитной и щелочносиенитовой магм, что отличает сиениты Бердяушского массива от кварцевых сиенитов Суомминиеми батолита, для которых установлен единый магматический источник с гранитами [2]; 3)данные не подтверждают представлений [1] о гибридном происхождении кварцевых сиенитов Бердяуша в результате контаминации нефелинсиенитовой магмы гранитным материалом.

Литература

1.Краснобаев А.А. и др., Петрология и рубидий-стронциевая геохронология Бердяушского массива (Ю.Урал).//Известия АНСССР.1981.Т1.

2.Rämö O., Petrogenesis of the proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints// Geol. Surv. Finland, Bull. 355, 1991.

3.Kornfält K.A., Petrology of the Ragunda rapakivi massif, Central Sweden.//Stockholm.1976.

Щекина Т.И., Граменицкий Е.Н., Свальнова В.Л. (МГУ, Москва, Россия),
Романенко И.М. (ИЭМ РАН, Россиия)

К ВОПРОСУ О НАКОПЛЕНИИ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПЕГМАТИТОВОМ РАСПЛАВЕ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ.

Флюидные расплавы, образующиеся на поздних стадиях дифференциации гранитных расплавов, обогащенные солевыми и летучими компонентами и обнаруженные во включениях минералов гранитов и пегматитов, а также при экспериментальных исследованиях, несомненно играют большую роль при образовании пегматитов. Нами изучено распределение ряда редких и редкоземельных элементов между алюмосиликатным и щелочноалюмофторидным расплавами в гранитной системе с фтором при 800° и 1 кбар на установке высокого давления экзоклавного типа. При этом обнаружено, что характер разделения рудных элементов зависит от соотношения K/K+Na, агпаитности - плюмазитовости системы, смещения ее состава в нефелин-нормативную область. Самое большое воздействие, а именно, преимущественное распределение рудных элементов в пользу флюидного расплава, оказывает введение в систему Li. Рассмотренные в эксперименте составы системы можно сравнить с различными парагенетическими типами пегматитов: альбит-микроклиновыми, альбитовыми, лепидолит-альбитовыми и др., для которых характерен определенный тип минерализации и состав летучих компонентов. Полученные нами данные позволяют объяснить предпочтительное концентрирование ряда рудных компонентов в разных типах пегматитов, в частности особую роль фтора и лития при обогащении пегматитового расплава REE, Zr, Hf, W, Pb, Zn.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 94-05-17171.

КАРАБАШСКАЯ ТЕХНОГЕННАЯ СИСТЕМА (Ю.УРАЛ, РОССИЯ): ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ, ГЕОХИМИЯ, ЭКОЛОГИЯ

Щербакова Е.П.* (ИМин УрО РАН, Миасс, Россия), Кораблев Г.Г. (ИМин УрО РАН, Миасс, Россия), Нестеренко В.С. (ЧФИПЭ УрО РАН, Челябинск, Россия), Левит А.И. (ЧГУ, Челябинск, Россия)

Г.Карабаш на Южном Урале – старинный центр горнодобывающей промышленности и цветной металлургии – согласно современным биогеохимическим критериям относится к разряду зон экологического бедствия. За десятилетия интенсивной деятельности предприятий горно-металлургического комплекса на территории города сформировалась и в настоящее время активно функционирует специфическая техногенная система, состоящая из взаимосвязанных элементов – источников загрязнения: 1)первичных – предприятий по добыче, обогащению и переработке руд цветных металлов; 2)вторичных – отходов этих предприятий (отвалов вскрыши, шлаков, шламов, хвостов); 3)третичных – природных сред (почв, донных отложений, поверхностных и подземных вод), загрязненных источниками (1) и (2) до сверхвысоких уровней. При этом исключение из системы какого-либо источника загрязнения не приводит к ощутимому снижению общего уровня загрязнения, генерируемого системой в целом.

Так, в результате геохимических съемок, проведенных в последние годы, было установлено, что в почвах практически на всей территории города содержания ряда тяжелых металлов, в частности, меди и цинка, приближаются к промышленным, а загрязнение, генерируемое Карабашской техногенной системой (КТС), активно распространяется к югу , захватывая бассейн р.Б.Киалим с водохранилищами, питающими гг.Карабаш и Миасс, северную часть Ильменского гос. заповедника и районы, административно подчиненные г.Миассу. При этом закрытие Карабашского медеплавильного комбината на реконструкцию и перепрофилирование существенно не повлияло на уровень и характер выявленного загрязнения.

Особое место в КТС занимают вторичные источники загрязнения – отходы предприятий, входящих в комплекс Карабашского металлургического комбината. Эти предприятия – шахты, обогатительная фабрика и медеплавильный завод – накопили в отвалах, хвостохранилищах и отстойниках свыше 30 млн.тонн твердых и жидких отходов: литых и гранулированных шлаков, хвостов обогащения, шахтных вод. Исключение из КТС подавляющего большинства таких источников путем их утилизации или, напротив, самоконсервации, нарушает цепной характер взаимосвязи между элементами системы и может привести к резкому снижению уровня техногенной нагрузки на окружающую среду.

РАЗДЕЛ II / PART II

Образование и преобразование кристаллического вещества в геологических, технологических и биологических системах

Formation and transformation of crystal matter in geological, technogenetical and biological systems

THE NEW LAYER MINERAL IN HYDROTALCITE-MANASSEITE FAMILY

Arakcheeva A.V.* (Inst. of Metallurgy, RAN, Moscow, Russia),
Pushcharovsky D.Ju. (Moscow University, Moscow, Russia),
Rastsvetaeva R.K. (Inst. of Crystallography, RAN, Moscow, Russia)

The crystal structure of a mineral from Jacupiranga (San Paulo, Brazil) originally identified as manasseite, has been determined by X-ray technique. The chemical formula $Al_2Mg_4(OH)_{12}(CO_3).3H_2O$, however, did not agree with chemical data for manasseite $Al_2Mg_6(OH)_{16}(CO_3).4H_2O$. Our data agree with that for the mineral recently approved by IMA (no. 92-028), but not yet published. The known minerals in this family are characterized by the similar layer hexagonal structure differed from each other by the size of "c" parameter (~7.6xn Å, where n= 2,3,4,6), "a" parameter (a=a' or a=2a' or a = a'sqrt3, where a'~3 Å), Al:Mg ratio (1:2 or 1:3 or 1:5) and space group ($P6_3/mmc$ or $P6_3/mcm$ or R3m). The crystal structure research of some representatives have been carried out earlier but only for a=a'.

The crystal structure of this mineral has been refined to R=0.039 for 52 independent reflections under space group P62m (a=5.28, c=15.15 Å). It can be described as alternation of brucite-like octahedral layers and interlayers, which contain either one CO_3 group, or three water molecules. The position of C atom is splitted (deviation from the plane of O triangles ~0.3 Å). The octahedral layers and interlayers are connected by H-bonds. In hydrotalcite - manasseite family this structure represents the first example of the ordering between CO_3 - and H_2O-interlayers as well as between Mg and Al in brucite-like octahedral layers. It causes the change in space group (from $P6_3/mcm$ to P62m) and in "a" parameter (from a=a' to a=a'sqrt3).

It has been shown that two neighbouring brucite-like layers may be connected by interlayer in two ways. This causes the existence of polytypic modifications in hydrotalcite-manasseite group. The depending of Mg:Al ratio and the possible polytypic modifications on "a" and "c" parameters respectively is discussed.

MOSSBAUER, INFRARED AND MICROPROBE STUDY OF CATION DISTRIBUTION IN PHLOGOPITES FROM LAMPROITES AND KIMBERLITES

BABUSHKINA M.S., NIKITINA L.P., OVCHINNIKOV N.O. (Institute of Precambrian Geology and Geochronology, St.Petersburg, Russia)

The phlogopites from Karelian lamproites, South-African micaceous kimberlites and mica-bearing garnet peridotite xenoliths in kimberlites were studied by Infrared, Mossbauer and microprobe methods. Mossbauer spectra show: two doublets with isomer shifts and quadrupole splitting parameters corresponding to typical values for Fe^{3+} in tetrahedral and octahedral coordination, and two doublets corresponding to Fe^{2+} in trans-M1 (inner doublet) and cis-M2 (outer doublets) octahedra. The assignment of individual bands in hydroxyl stretching spectra of phlogopites was refined taking into account Mossbauer cation distribution data for Fe^{2+} and Fe^{3+}. All investigated phlogopites are the tetraferriphlogopites. The deficiency of Si and Al cations in tetrahedra (Si+Al<4) and low content of Fe_2O_3 (Fe^{3+}/Fe^{2+}<1.0) are the characteristic features of the lamproite micas. Tetrahedral vacancies in lamproite phlogopites are filled by both Fe^{3+} and Ti. Presence of Ti cations is not established in tetrahedral positions of the phlogopites from micaceous kimberlite and mica-bearing garnet peridotite xenolith ones. The estimation of Fe^{3+}/Fe^{2+} ratio based on stoichiometry is inconsistent with the Mossbauer data. Fe^{2+}cations are ordered in M1 octahedra in lamproite and mica-bearing garnet peridotite phlogopites. In phlogopite from micaceous kimberlites Fe^{2+} cations are ordered in M2 octahedra. The lamproite phlogopites differ from mica-bearing garnet peridotite xenolith and micaceous kimberlite ones in the dustribution of Al, Fe^{3+} and Ti among the tetrahedral and octahedral sites, a high proportion of octahedral vacancies. These features of the real structures of the lamproite plogopites refined by Mossbauer and Infrared methods may be used as classification indicators of typical lamproites.

This work was supported by RFFI N 95-05-64685.

ZONED PEGMATITE-APLITE SHEETS AT TREMEARNE COVE, CORNWALL, ENGLAND AND THEIR INTERPRETATION IN TERMS OF EXPERIMENTAL RECRYSTALLISATION COLUMNS

A.Bromley (Petrolab, Redruth, Cornwall, UK),
S.Camm (Old Coach House, Hayle, Cornwall, UK)
A.E.Glikin, S.V.Petrov, M.Yu.Sinai (Crystal Genesis Lab., St.Petersburg Univ., Russia)

The Cornubian orefield of Southwest England has been continuously exploited for tin since the early Bronze Age. During the eighteenth, nineteenth and early twentieth centuries the region also produced important quantities of copper and many other metals. The polymetallic, hypothermal mineralisation is genetically associated with the emplacement and cooling of the ~200 km long Cornubian batholith which was emplaced episodically into Devonian and Carboniferous host rocks between approximately ~300 Ma and ~280 Ma. The batholith is composed predominantly of porphyritic, two-mica, S-type, peraluminous, high heat production monzogranites with subordinate highly differentiated topaz granites developed locally. A regional suite of quartz - feldspar porphyry dyke rocks was emplaced approximately ~10 Ma later than the main-stage batholith and the bulk of metalliferous mineralisation is associated with this intrusive event.The apical regions of many stocks which comprise the exposed parts of the batholith are characterised by banded granite-pegmatite-aplite complexes which contain traces of metalliferous mineralisation. The formation of these complexes is explained in terms of episodic descent and temporary arrest of large stoped blocks of country rock with concomitant decompression and retrograde boiling in small cupolas and marginal sills. The characteristic textures of the banded complexes is described in terms of experimental investigations of synthetic systems.

The characteristic differentiation of approximately 20 systems made up from saturated solutions of various soluble salts were observed in situ. Crystal aggregates were stratified normal to the gravitational vector or to temperature gradients. The observed phenomena suggest complex behaviour of polyminerallic solutions which may be ascribed to a number of factors. Analysis of these processes suggests that transformation mechanisms include cyclic metasomatic replacement in response to temperature oscillations, diffusional and convectional transfer of solutes and differentiation of parts of solution systems with varying densities. The behaviour of these systems may be used to elucidate the textural relationships developed in the banded granite-pegmatite-aplite complexes like those at Tremearne Cove.

Behaviour of inclusions during the thermal treatment of synthetic diamonds at high pressure

Chepurov A.I., Sonin V.M., Fedorov I.I., Bagryantsev D.G., Chepurov A.A., Zhimulev E.I. (Institute of Mineralogy and Petrology SB RAS, Novosibirsk)

Within the present research it was studied the behaviour of the "arrayed" metallic inclusions in synthetic diamonds ACT, SDA, MSD during heating up to 1500 °C in pressure interval 2-6 GPa using the high-pressure apparatus of "split sphere" type in experiments up to 40 hours duration. The crystals were placed into the indifferent to diamond material in the thermogradient zone of high pressure cell.

It is extablished, that during thermal treatment at high pressure the "arrayed" inclusions in synthetic diamond crystals transform into drop-like inclusions simultaneously with integration in size, and with increasing of time-into the faceted inclusions of octahedral; rarely cuboctahedral gabit. Their form can be rounded, elongate or flat. Inclusions migrate in volume of diamond in the opposite direction to the temperature gradient. At P-T parameters of thermodynamic stability of graphite it was observed the graphitization on the contact metal-diamond and formation of hollows. In the diamond stability field migration of inclusions occures without formation of etching tunnels, because of recrystallization of diamond substance. The routes of moving of big metallic particles are traced by weakening of yellow colour.

The obtained results evidence the possibility of improvement of quality of synthetic diamonds. The ability to "self-purification" from metallic inclusions have great importance in connection with decoding of diamond genesis and may be one of the reasons of rarity of native metal inclusions (unlike silicate and sulfide) in the natural diamonds.

SPECTROSCOPIC CHARACTERISTICS OF IRON IN MINERALS FOR RECEIVING OF INFORMATION ABOUT GEOCHEMICAL PROCESSES.

Goncharov G.N. (SPSU, Saint-Petersburg, Russia)

Correlations between parameters of ESCA–, RE– and Mossbauer spectra and crystall structure data also for standard sets of compounds and minerals of Fe (II) and Fe (III) have been established. It has permitted to find the equations approximating relation the values of Mossbauer spectra parameters and parameters of electronic structure (effective charge, populations of outer orbitals), geometry and energy of local positions iron atoms in minerals. These equations was used for reconstruction a lot of geochemical processes investigated on the natural materials and in the model experiments with Mossbauer and other spectroscopic methods.

Variations of electronic structure, geometry and energy of local positions, intervalence transitions on the iron atoms in minerals at high pressure, corresponding to mantle of the Earth was described. The mechanism of formation of ascending flows of neutral atoms of ligands determing process of the Earth's degassing, evolution of the endogenic oregenes in the Earth history and the formation of endogenic regional metallogenic zoning, was proved and explained.

Changes of effective charge of Fe(III) atoms along with variations of geometry of their local positions have been described. Differences of geometry parameters of positions and chemical state of Fe(III) atoms occuring in the «volume» and on «surface» of finely dispersed particles of oxides and hydroxides of iron have been found. Analogous data was obtained for iron-bearing minerals under temperature and radiation treatment (micas, amphibols, beryls) and in dependence of the geological age (glauconite). Changes of differences on the position energy of Fe(II) atoms in M(1)– and M(2)– positions of orthopyroxenes along with their population and clustering have been explained.

FRACTAL STRUCTURES IN DONNAYITE-MCKELVEYITE AND DONNAYITE-EWALDITE SOLID SOLUTIONS

Gregory Yu. Ivanyuk and Victor N.Yakovenchuk (Geological Institute of the Kola Science Centre of RAS, 14 Fersman street, Apatity, RU-184200, Russia)

Interesting mineral assemblages including rare carbonates donnayite-(Y), mckelveyite-(Y) and ewaldite-(Y) were found in hidrothermal veins, crossed out ijolites of the Khibiny alkaline massif (Kola peninsula, Russia). Microscopic investigation of mckelveyite and ewaldite crystal sections shows that both mckelveyite and ewaldite crystals include donnayite dendrites, The dendrites in ewaldite (Fig. 1) are identical to computer models of DLA-structures and have capacity dimension $D \approx 2.6$, but these dendrites in mckelveyite are very similar with "Serpinsky gasket" of the same dimension (Fig. 2).

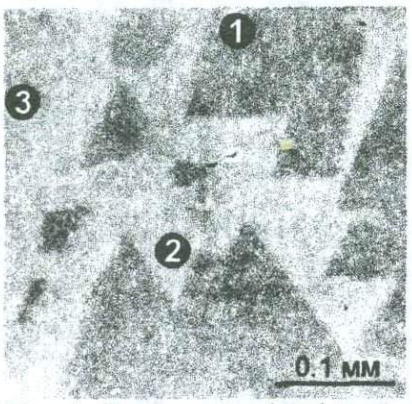


Fig. 1. Donnayite dendrite in mckelveyite crystal. SEM photo, reflected electrons.



Fig. 2. Donnayite dendrites in ewaldite crystal.

X-ray examination of the minerals under consideration confirmed that the triclinic mckelveyite-(Y) and donnayite-(Y) are isostructural, and revealed that the ewaldite-(Y) has a hexagonal crystal system (Table 3). At the same time, the hexagonal ewaldite-(Y), as well as the trigonal donnayite-(Y), is a metastable modification containing unordered layers of carbonate groups and water, which do not belong to Ba and Ca polyhedrons. As the structure becomes ordered, the ewaldite-(Y) easily grades into a triclinic pseudotrigonal mckelveyite-(Y) by generating syntactical aggregates. According to the facts presented above, this ordering may well be accompanied by the dendritic donnayite growth.

The similarity in crystal structures of the two minerals makes it possible for the solid solutions of mckelveyite-donnayite and ewaldite-donnayite to dissolve, and the donnayite aggregate morphology testifies that this process is governed by diffusion. The diffusion of Sr ions in ewaldite crystals complies with the conditions of DLA-structures growth. The lack of more or less defined orientation of branches eliminates any significant influence of lattice anisotropy. Probably, this is because the dendritic growth is very slow, though irregular, as it was illustrated by G.Luo and co-authors (Luo *et al.* 1994) for silver dendrites. Alternatively, the isostructural nature of the mckelveyite-(Y) and the donnayite-(Y) causes an exceptionally strong influence of the crystalline anisotropy, and the growth of donnayite triangles can be even represented as a diffusion-controlled aggregation on a trigonal lattice.

A NEW FORMULA FOR CALCULATION OF BOND VALENCE FORCE CONSTANTS OF COMPOUNDS

Kirillov A.S. (St.-PbSU, IEC, St.-Petersburg, Russia)

The new formula is that:

$$f_n = 4\pi^2 c^2 e^2 N^{-1} (\bar{Z}_1 \bar{Z}_2)^{0,5} n \left[2 - \exp\left\{-0,36\left[(Z_1/r_1)^{0,5} - (Z_2/r_2)^{0,5}\right]^{1,5}\right\}\right] \times$$
$$\times \left[d_n d_1^{0,5} (r_1 r_2)^{0,5}\right]^{-1} (A_1 A_2)^{0,1} \quad \text{mdin/cm} \qquad (1)$$

f_n-force constant; $\pi = 3,1416$; c-velocity of light; e-electronic charge, CGSE; N-Avogadro's number; $\bar{Z}_{1,2}$ resulting charge, $\bar{Z} = ZZ_{nc}/(Z_{nc}+Z_{un})$; Z-number of external electrons; Z_{nc} -charge of atom nucleus, a.u.; Z_{un} -sum of unused electronic pairs of atom; n-bond order; d_n-bond lenght; d_1-length of ordinary bond; $r_{1,2}$ - covalent atom radii; $A_{1,2}$-number of atoms around for unlinear bond

Substituting signs we have :

$$f_n = 0,54444 (Z_1 Z_2)^{0,5} \left[2 - \exp\left\{-0,36\left[(Z_1/r_1)^{0,5} - (Z_2/r_2)^{0,5}\right]^{1,5}\right\}\right] \times$$
$$\times \left[d_1^{0,5} (r_1 r_2)^{0,5} (1,4 d_n - d_1)\right]^{-1} (A_1 A_2)^{0,1} \cdot 10^5 \text{ din/cm} \qquad (2)$$

Calculated values are theese : $f_{H-H} = 5,75040 \cdot 10^5$ din/cm (from frequency - $5,75074 \cdot 10^5$ din/cm); $f_{Cs-F} = 1,21674 \cdot 10^5$ din/cm (from frequency - $1,21695 \cdot 10^5$ din/cm); $f_{C=O(\text{in } CO_2)} = 15,57 \cdot 10^5$ din/cm (from frequencies ν_s and ν_{as} $f_{C\neq O} = 15,51 \cdot 10^5$ din/cm); $f_{Si-O(\text{in } SiO_2)} = 6.6 \cdot 10^5$ and $6,23 \cdot 10^5$ din/cm for end and bridge bond.

Knowing f_n we are able to compute valence frequencies, bond energies, isotope effects, etc.

THERMAL STABILITY, PROPERTIES, DEHYDRATION PROCESSES AND PHASE TRANSITION OF SOME NATURAL Na-,Ca- ZEOLITES AND CATION-EXCHANGED ANALOGUES

Kiseleva I.A.*, Ogorodova L.P., Melchakova L.V. (MSU, Moscow, Russia), Belitsky I.A., Fursenko B.A. (Institute of Mineralogy and Petrography, Novosibirsk, Russia)

Thermal behaviour and phase transitons in zeolites are related to temperature and composition change processes in Earth crust. Heating zeolites had initiated continious or stepwise dehydration followed by structural transformations right up to destruction. The study of the relationship between the thermal stability of zeolites and the chemical composition of these phases may give significant benefit in environmental applications.

The main objects were natural Na-,Ca- fibrous zeolites (structural types of natrolite, thomsonite and edingtonite), group of analcime, wairakite, lomontite-leongardite and its cation-exchanged (K-,Na-,Ag-,Rb-,Cs-,Tl-) analogues obtained by ion exchange in salt melt.

High-temperature thermal behaviour of minerals was studied by thermal analysis (DTA), thermogravimetry (TGA), differential thermogravimetry (DGT) ("Derivatograph Q 1500 D"), differential scanning calorimetry (DSC) ("Mettler TA-2000 B") from -170°C to 550°C and different methods of high-temperature heat flux microcalorimetry (calorimeter "Setaram") up to 1000°C. DSC was used to measure the temperatures, the enthalpies of phase transitions, dehydration and the heat capacities. Oxide melt solution calorimetry was used to determine the enthapies of formation and some phase transformations. Direct reaction calorimetry at high temperature was emploóed to study rapid phase transformations and dehydration reactions.

The energies of dehydration of zeolites were measured, the loss of one mole of water was assotiated with endotermic effects of about 30-40 kJ. The dependence of dehydration enthalpy of analcime on the amount of water molecules removed was established as linear. Dehydration temperatures were shown by DSC to decrease with increasing atiomic radius in cation-exchanged natrolites (from 400°C in Na-natrolite to 100-114°C in Rb, Tl-natrolite).

We measured the enthalpy of $\alpha \rightarrow \beta$ metanatrolite at 563±3°C using calorimetric heat content data : 15,6±10 kJ/mol. The temperatures of this transition in cation-exchaged natrolites decrease with increasing ionic radius. DSC method showed the phase transformation of 1 type in K-natrolite at -25,9° and in Tl-natrolite at -29,6°C. In the themperature range from -150° to -60°C we discovered anomalies in heat capacities of thomsonite, edingtonite and gonnardite, the possible reason of this trasition may be proton disordering.

The enthalpies of formation and free energies at 25°C from the elements and oxides of natural zeolites studied were obtained from experimental data.

CRYSTAL GROWTH OF SOLID SOLUTIONS BASED ON DOUBLE BORATES WITH HUNTITE STRUCTURE

E.V.Koporulina and N.I.Leonyuk (Moscow State University, Moscow 119899, Russia)

The influence of crystallization kinetics and temperature on the distribution coefficients of Y, Nd, Gd between the fluxed melt and solid phase have been studied using $Nd_xY_{1-x}Al_3(BO_3)_4$ (NYAB) and $Gd_xY_{1-x}Al_3(BO_3)_4$ (GYAB) as examples. The crystals were grown from the starting solutions containing: 1) NYAB (x=0.05 and 0.1) and $K_2Mo_3O_{10}$-B_2O_3-$(Nd,Y)_2O_3$ and GYAB (x=0.6-0.75) and $K_2Mo_3O_{10}$-B_2O_3. The fluxed melt cooled at a rate of 0.02-0.2°C per hour in temperature range 1060-990°C (spontaneous crystallization) or 1050-1010°C (top-seeded solution growth with a crystal rotation rate of 8-70 rpm).

The average amounts of neodymium were determined to be 1.2 and 8.2 at.% for the NYAB crystals grown from fluxed melts containing 5 and 10 at.% Nd in NYAB of a starting mixture, respectively. In the case of GYAB, this mean was found to be 62.3-66.0 at.% for GYAB crystals grown from fluxed melts having 60-75 at.% Gd in GYAB of an initial solution.

The distribution coefficient K was calculated using the following equation:

$$K=C_{crystal}/C_{melt}$$

where Ccrystal is neodimium (gadolinium) concentration in the grown crystals, and Cmelt is neodymium (gadolinium) concentration in the NYAB (GYAB) of an initial mixture.These coefficients were estimated to be 0.3-0.8 for NYAB and about 1 for GYAB crystals. The neodymium distribution coefficient depends on the crystal growth conditions. It increases with an increase in crystallization temperature and a decrease in the growth rate of NYAB crystals.

Neodymium and gadolinium are uniformly distributed over the entire volume of grown crystals.

II-206

COMPARATIVE MORPHOLOGY OF CORUNDUM CRYSTALS GROWN FROM HIGH-TEMPERATURE SOLUTIONS

N.I.Leonyuk, G.I.Dorokhova and Yu.V.Klimanova

(Moscow State University, Moscow 119899, Russia)

Corundum crystals tend to grow with a plate-like habit having strongly developed {0001} faces. The authors [1] obtained these crystals with only {2243} faces from high-temperature tungstate solutions. However, the influence of the type of solvent, impurities, and temperature on the corundum habit is yet to be understood precisely.

Here, the authors discuss the morphology of corundum and ruby crystals grown by flux method using Li_2O-MoO_3 (I), Li_2O-WO_3 (II), PbO-V_2O_5 (III) and PbO-V_2O_5-WO_3 (IV) as fluxes. The crystals have been obtained in the temperature intervals 1000-1100°C and 1200-1300°C. The distribution coefficients of impurities depend on flux type and crystallization temperature. As a matter of fact, the concentration of Mo, W, V admixtures is not more then 0.06 at.%, Cr is less 2.0 at.%. In the case of IV flux, the ruby crystals contain up to 6.5 at.% of Cr. All these factors affect the growth rate of the crystal faces.

The ruby crystals grown at the temperatures 1000-1100°C (with I and II fluxes) have a plate-like habit with a strongly developed pinacoid. The ruby obtained in the temperature interval 1200-1300°C (with II and IV fluxes) have more equidimensional crystal shape. The {0001} faces rarely develop.

Correlation between the crystal morphology, crystal structure and growth conditions is demonstrated. The crystal chemical interpretation is given to understand the influence of solvent type and complexes in the fluxed melts on crystal morphology.

Reference

1. V. K. Yanovskii et al.// Kristallografia, 1970, v.15, pp.362-366 (in Russian).

ON STROMATOLITE IN THE PELAGIC Fe-Mn NODULES

Cheng-Yi LIN[1]*, Li-Zeng BIAN[2], Fu-Sheng ZHANG[1] and Lu-Fu ZHOU[3]

[1]Center for Materials Analysis, [2]Department of Earth Sciences and

[3]Department of Geo- & Marine Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China

Monty(1973) firstly concluded that manganese nodules from the Blake Plateau are oceanic stromatolites[2]. However, Wendt (1974) doubted the truth of his conclusion[3]. Then Augustithis(1982) pointed out that the possibility that manganese nodules represent a type of stromatolites should not be disregarded and overlooked[1]. Consequently, whether the manganese nodules are stromatolite remains insolved.

Based on electron microscopic observations of the pelagic Fe-Mn nodules collected from the East Pacific Ocean at the depth of about 5000m, the authors have concluded that the Fe-Mn nodules are certainly some types of stromatolites. The direct evidence for these Fe-Mn stromatolites is the discovery of the ultra-microfossils in these Fe-Mn nodules, namely chain-like *Miniactinomyces chinensis* sp. nov. and spiral *Spirisosphaerospora pacifica* sp. nov.[4]. Besides, the following characteristics of Fe-Mn nodules strongly imply the nature of organo-sedimentary structures.

1) **Occurence** The Fe-Mn nodules occur separately and scatteredly at the sediment-water interface. They are almost not accumulated. The growing Fe-Mn nodules must coexist with sea water and various precipitating sediments. The environment suitable for Fe-Mn nodule growth must be very local and this condition can be satisfied only with the help of microorganisms.

2) **Core** All manganese nodules studied commonly have a core. This core is usually a fragment of either pre-existing nodules or various rocks. The boundary between the core and coatings(crust) is discrete. It suggests that the core acts only as a hard growth substrate for sessile (attached) stromatolite. Obviously, the core is necessary for growth of the stromatolite.

3) **Laminae and columns** As a role the laminae and columns appear in Fe-Mn nodules simultaneously and the laminae are always developed within the columns. The columns in Fe-Mn nodules can be branched and coalesced. All these are peculiar to stromatolite. Based on the style of column branching and the lamina shape, two forms of stromatolites have been identified in these Fe-Mn nodules. They are *Minima* for smooth nodules and *admirabilis* for knobbly ones. These two forms of stromatolites have been constructed by the *Miniactinomyces chinensis* sp. nov. and the *Spirisosphaerospora pacifica* sp. nov. respectively. Therefore, the surface morphology of the pelagic Fe-Mn nodules depends on the form of stromatolite and the latter in turn depends on the species of stromatolite-forming microorganism.

References

1. Augustithis, S.S. (1982) Atlas of the Sphaeroidal Textures and Structures and Their Genetic Significances. Theophrastus Publications S. A Athens.
2. Monty, C.L.V. (1973) C.R. Acad. Sci., Paris, Ser. D, 276: 3285-3288.
3. Wendt, J. (1974) Spec. Publs int. Ass. Sediment. 1: 437-447.
4. Zhang, F-S., Bian, L-Z., Lin, C-Y., et al. (1995) Geological Journal of Universities, 1(1): 109-116.

ECLOGITES IN THE MANTLE

NIKITINA L.P.*, IVANOV M. V. (Institute of Precambrian Geology and Geochronology, St.Petersburg, Russia).

The purposes of study were to estimate the P-T conditions (and depths) for eclogite inclusions in diamonds and for eclogite xenoliths from kimberlites and lamproites and to clear up if there is a connection between a eclogite type, depths of itsformation and thermal regimes in the mantle. The published data on mineral compositions of eclogites (350 samples) from kimberlite pipes of the East Siberian platform, the South African and the West African cratons and from the lamproite pipes of the North Australian craton were analysed. The new Gar-Cpx thermobarometer were used to determine P-T conditions of eclogites. Thermal state of the mantle we characterized by thermal gradients (TG), which were estimated on the basis of P-T conditions of garnet peridotite xenoliths from the same pipes. From the data follows, that: (1) formation of eclogites in the mantle occurs at a depth from 50-60 to 220-230 km; (2) eclogites observed as inclusions in diamonds from kimberlites correspond to the deepest level (over 150-160 km) and are crystallized mainly over 40-45 kbar and over 1200°C; diamond-bearing and diamondi-free eclogites from the same pipes are formed from 30-35 to 45-50 kbar and 800-1000°C and are refered to the middle level (from 120-130 to 160-170 km); to the upper level we refer graphite-bearing and carbon-free modifications eclogites which are crystallized predominantly from 50-60 to 130-140 km, at 20-25 to 35-40 kbar and 650-700 to 900-950°C; (3) the low level eclogites are derived probably from the upper part of the astenosphere beneath the ancient cratons, where thermal state of the mantle is characterized by least TG (6.47-6.68°C/km); the middle level eclogites are formed likely at the lowest part of the lithosphere and the uppermost portion of the astenosphere beneath the same ancient cratons at the similar thermal regimes; the upper level eclogites are crystallized at relatively high magnitudes of heat flow (6.82-6.95°C/km), which take place beneath some Proterozoic mobile belts. Petrochemistry and geochemistry of distinct level eclogites are different.

ORDER-DISORDER CRYSTAL CHEMISTRY AND STRUCTURAL DEFORMATION OF Fe-Mn, Fe-Ni, Mg-Ni OLIVINES

Ovchinnikov N.O.*, Nikitina L.P., Khiltova E.Yu.
(Institute of Precambrian Geology and Geochronology,
St.-Petersburg, Russia)

The cation distribution and structure comparison due to Mossbauer and X-ray data was made (a) for Fe-Mn and Fe-Ni synthetic olivines with composition $0.0<X_{Fe}<1.0$ annealed at $700^{o}C<T<1000^{o}C$ (our data); (b) for Mg-Ni olivines with composition $0.0<X_{Ni}<0.8$ annealed at $900^{o}C<T<1300^{o}C$ [1]. The Mossbauer data indicate Mn preference of M2 and Ni preference of M1 position of olivine structure and the increase of long-range order degree with annealing temperature decrease. Mn entering into fayalite and Ni entering into fayalite and forsterite essentially changes the character of cation distribution and structure deformation of these olivines. It is shown from inflections (at X_{Mn}= 0.5-0.6, X_{Ni}= 0.5 and 0.75) of Fe-Mn and Fe-Ni and monotonous character for Ni-Mg olivines long range order degree and unit cell compositional dependences. The calculations according quasichemical treatment for multisite low symmetrical solid solutions show the preferential formation of asymmetrical atom couples in Ni-Fe olivines and symmetrical ones for Ni-Mg olivines, which is confirmed by Mossbauer data (for Ni-Fe olivines). The Mossbauer data for Mn-Fe olivines also show the differences in nearest neighbours of iron atoms in their structure. We suppose that structural and cation distribution differences of Mn-Fe, Ni-Fe, Ni-Mg olivines are due to not only the mixing atom sizes (0.69, 0.72, 0.79, 0.83A for Ni^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+} respectively) but to a great extent to chemical properties of these atoms: two transition elements with d-orbitals half-filled ($Mn-3d^{5}4s^{2}$) and unfilled ($Fe-3d^{6}4s^{2}$, $Ni-3d^{8}4s^{2}$) in Fe-Mn, Fe-Ni olivines and transition (Ni) and nontransition ($Mg-3s^{2}$) elements in Mg-Ni olivines.

Referenses: 1. Ottonello G., Della G.A., Molin G.M., 1989. Amer. Mineral. 74: 411-421.

This work was supported by RFFI N 95-05-1539a.

"IN SITU" TRANSFORMATION OF THE MARSHITE (CuI) CRYSTAL STRUCTURE UNDER HIGH PRESSURE AND SHEAR DEFORMATION CONDITIONS.

Serebryanaya N.R., Ivdenko V.A., Blank V.D. (Institute of Spectroscopy of RAS, Troitsk, Moscow region, Russia).

Two phase transitions were found in CuI under nonhydrostatic loading up to 40 GPa and shear deformation conditions [1]. Earlier the sequence of CuI phase transitions (CuI-III (sphalerite) → CuI-IV (rhombohedral) → CuI-V (anti-litharge)) was found under ambient temperature and hydrostatic pressures up to 12 GPa. New orthorhombic phase of the CdTe-IV-type (distorted NaCl-like structure) was found [2] in the hydrostatic pressure interval 18 - 40 GPa.

By using the controlled shear deformation, it is possible to influence on kinetics and peculiarities of pressure-induced phase transitions. The X-ray diamond anvil cell (DAC) with the rotating anvil for shear deformation investigations was designed by authors. The photoregistration method was used.

Experiments on CuI were carried out in the pressure range 11 - 40 GPa under nonhydrostatic loading and ambient temperature. Anti-PbO structure was found to remain under pressures up to 11 - 16 GPa. New presure-induced phase of the CdTe-IV-type arises with pressure increasing. The next phase transition takes place near 38 - 40 GPa under nonhydrostatic loading. New phase has a tetragonal or orthorhombic pseudotetragonal structure with parameters: a = 5.070(5) A, c = 4.849(8) A, Z = 4, ρ = 10.14 g/cm^3.

This structure is found to be close to that of previous phase of the CdTe-IV-type, but it has changed intensities of strong reflexes. The symmetry of this new phase increases to tetragonal. This structure is very close to cubic one (c/a = 1.06) and probably it have 8-fold coordination of Cu-atoms. Thus the shear deformation promotes the realization of the new dense pressure-induced phase in CuI. The CuI phase diagram is discussed in connection with new pressure-induced phases.

Literature

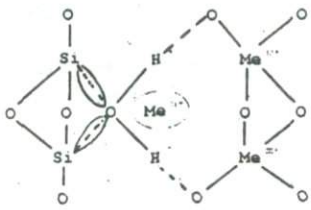
1. Batsanov S.S., Serebryanaya N.R., Blank V.D., Ivdenko V.A. // Crystallography Reports. 1995. v.40. N.4. p.598.

2. Hofmann M., Hull S., Keen D.A. // Physical Review B. 1995-I. v.51. N.17. p.12022.

ALTERATION OF MINERAL MATTER CLARIFIED THROUGH AQUA-COMPLEX [$2SiO_3$ - H_2O -$Me^{n+}2Me^{m+}O_4$`]: ENERGETICAL, GEOCHEMICAL AND ORE ASPECTS

Stenina N.G. (OIGG&M SB RAS, Novosibirsk, Russia)

Aqua-complexes were first discovered by transmission electron microscopy (TEM) as impurity defects in natural quartz [1]. Based on the data of TEM combined with other methods a model for aqua-complex was proposed. According to it aqua-complex shows up as the coordinated combination of silica, water, metaloxide tetrahedra joining together with the weak donor-acceptor and hydrogen bonds (fig.1). **Fig. 1 Model for aqua-complex**



Positions:
Si- Si, Ti, Zr, Sn, etc.
Me^{n+} - Li, Na, Au, Be, Fe^{2+}
Me^{m+} - Al, Fe^{3+}, Mo, W, Y, Nb, REE, U, ..., B, P, As
O`- O, F, Cl, S
- - - Hydrogen bonds
Donor-acceptor bonds

Further investigations [2] evidenced that aqua-complexes appear to act as the metastable chemical compounds intermediating rearrangements of mineral matter. This role of aqua-complexes is supporting by the inspection of its structure. The left part of aqua-complex corresponds to SiO_2 and other simple oxides, right part corresponds to complex oxides, sulfides, etc.; all parts together form the great variety of silicates. This allows to consider aqua-complex as the universal unit from which all minerals may be derived.

Due to the variable composition the aqua-complex possesses a wide range of chemical energy capacity. From this view point it appears to be that aqua-complex is responsible for the conversion of external energy of mineral system into the internal chemical energy of newly formed minerals. This mechanism triggers and provides redeposition of mineral matter as the the system falls into the non-equilibrium conditions. Analysis of geochemical associations allows to propose that the universal energetical structure of aqua-complex exists, caused by the interaction of outer shell electrons of the constituent elements. The most strong bonds within the aqua-complex, therefore its role in rock transformations arise when the elements in Si, Me^{n+}, Me^{m+}, O` positions have the same quantum number **n**. The features of ore mineralizations can be explained intimately as to be considered in terms of aqua-complex.

References

1. Stenina N.G. et al. Structural state and diffusion of impurities in natural quartz of different genesis // Phys. & Chem.Min. 1984, v.10

2. Stenina N.G., Distanova A.N. Structure-chemical transformations of silicate minerals as the indicator of their genesis [in Russian] // OIGG&M SB RAS, Novosibirsk. 1991; 76p.

ON THE MINERAL SERIES DESCRIPTION USING GRAPH THEORY

Voitekhovsky Yu.L. (GI KSC RAS, Apatity, Russia)

The graph theory is used to build systematics and nomenclature of 2-6-component mineral series. Their numbers are found to be equal to that of 2-6-vertex graphs. The symbol of each mineral series is given by enumeration of full subgraphs existing in the appropriate graph. The results allow to consider 2-6-component mineral series without breaking them artificially into mineral species just as it was suggested in [1]. They allow also to regard the mineral species variety as a so-called full structure. Ramsey graph theory may be used to analyze the latter. A structure built allows the mineral series evolutions to be regarded in terms of the graph theory as shown below for garnets (Fig.1; 1-6: almandite, pyrope, grossular, uvarovite, synthetic Mn-Cr and Fe-Cr garnets) [2,3] and spinelides (Fig.2; 1-6: picrochromite, magnesioferrite, spinel, hercynite, magnetite, chromite) [4,5]. The graph configurations of the mineral series evolving appear to be suitable to predict topology of an appropriate polycomponent phase diagram.

The project is granted by RFFI, # 96-05-64203.

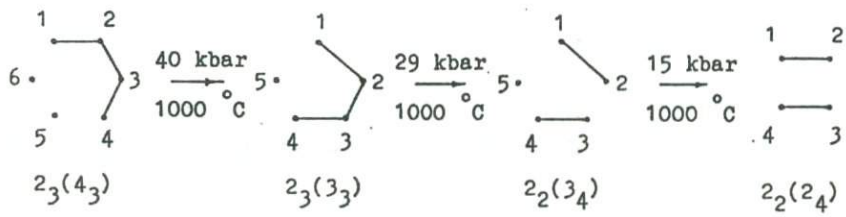


Fig.1

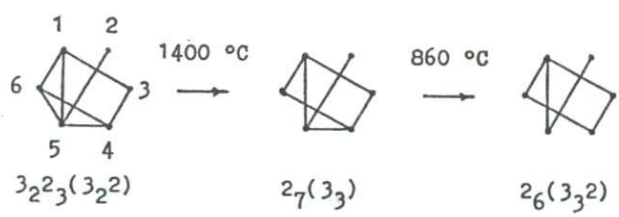


Fig.2

References

1. Dana J.D. et al. The system of mineralogy. New York. 1946.
2. Sobolev N.N. Paragenetic types of garnets. Moscow. 1964 - in Rus.
3. Fursenko B.A. Synthesis of new Cr-bearing garnets under high pressures// Rep.Rus. Acad.Sc. 1980. V250. N4. P945-949 - in Rus.
4. Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator// Can.J. Earth Sc. 1965. V6-7. N2. P648-672.
5. Berry L.G. et al. Mineralogy. San Francisco. 1983.

ON THE BIOGENIC FORMATION OF PELAGIC Fe-Mn NODULES

Fu-Sheng ZHANG[1], Li-Zeng BIAN[2], Cheng-Yi LIN[1] and Lu-Fu ZHOU[3]

[1]Center for Materials Analysis, [2]Department of Earth Sciences and

[3]Department of Geo- & Marine Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China

The role of microorganisms in the formation of Fe-Mn nodules has been discussed in literature for several decades. However, many questions remain unanswered.

It is well known that various microorganisms can be found on Fe-Mn nodules, but most of them are skeletons of planktons fallen from upper sea water. Some researchers discuss the biogenic formation based on some biomorphic microstructures and/or those benthic microorganisms, such as foraminifera, which is not essential and can not be found in all nodule. The benthic microorganisms are the likely residents on Fe-Mn nodules, and at most they may serve as a nutriment for the Mn-related heterotrophic bacteria. Besides, as Baturin and Dubinchuk (1983) pointed out the morphological comparison can not be the convincing evidence for participation of microorganisms in the formation of Fe-Mn nodules[1].

Ehrlich(1981) studied Fe-Mn nodules experimently[2], he has identified some bacteria which can oxidize or reduce Mn. But how these bacteria can be cultured from sterilized and lithified nodules is not understandable. Moreover, the internal characteristic structures and textures of Fe-Mn nodules can not be explained on the basis of these bacteria.

Although Monty (1973)[3] concluded that Mn nodules from Blake Plateau are oceanic stromatolites, his conclusion has not been universally recognized by most Fe-Mn nodule researchers because the reliable stromatolite-forming microbe has not been exactly identified.

Based on TEM study the authors have discovered two ultra-microfossils in the pelagic Fe-Mn nodules from the East Pacific Ocean, then have verified the Monty's conclusion and identified two forms of the stromatolites as well. They are *Minima* for smooth nodules and *admirabilis* for knobbly ones. Two ultra-microfossils are chain-like *Miniactinomyces chinensis* sp. nov. for *Minima*① and spiral *Spirisosphaerospora pacifica* sp. nov. for *admirabilis*[4] respectively. They both are of nanometer scale. The hyphae, spore, sporangium, colony and even mat of both *Miniactinomyces chinensis* sp. nov. and *Spirisosphaerospora pacifica* sp. nov. can be seen in these nodules. In addition, these two ultra-microfossils are ferro-manganese in composition and can be found in all part of these stromatolites. Consequently, they should be the real constructors of Fe-Mn stromatolites——the main part of pelagic Fe-Mn nodules.

References

1. Батурин, Г. Н. и Дубинчук, В. Т. (1983) Океанология, 23(6): 997-1000.
2. Ehrlich, H. L. (1981) Geomicrobiology. Marcel Dekker Inc., New York, 393p.
3. Monty, C. L. V. (1973) C. R. Acad. Sci., Paris, Ser. D, 276: 3285-3288.
4. Zhang, F-S., Bian, L-Z., Lin, C-Y., et al. (1995) Geological Journal of Universities, 1(1): 109-116. (in Chinese with English abstract)

① Lin, C-Y., Bian, L-Z., Zhang, F-S., et al. (1995) Chinese Science Bulletin, in press.

II-214

ИДЕАЛЬНЫЙ КРИСТАЛЛ КАК КРИТЕРИЙ ОЦЕНКИ ТОЧНОСТИ ПРИБЛИЖЕННЫХ УРАВНЕНИЙ В ФИЗИКЕ КОНДЕНСИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ

Аграфонов Ю. В., Балахчи А. Г. (ИГУ, Иркутск, Россия)

Сложность задач, решаемых физикой конденсированного состояния, вынуждает использовать те или иные физически обоснованные приближения. В частности, в физике плазмы и твердого тела широко применяется приближение самосогласованного поля.

В физике конденсированного состояния известно суперпозиционное приближение, выражающее трехчастичную функцию распределения через двухчастичные. Именно суперпозиционному приближению соответствует гиперцепное уравнение, которое получается принебрежением всех неприводимых диаграмм в уравнении Орнштейна-Цернике. Суммирование таких диаграмм практически неосуществимо. Физически это связано с тем, что при конечных температурах необходимо учитывать коллективные эффекты, обусловленные молекулярным движением. Поэтому необходимо предположить физический критерий оценки величины неприводимых диаграмм.

Таким критерием является предельный переход к идеальному кристаллу. В этом случае коллективными эффектами, связанными с молекулярным движением, можно пренебречь. В результате для прямой корреляционной функции получается линейное интегральное уравнение, которое имеет аналитическое решение, совпадающее с результатами, известными из кристаллофизики для идеального кристалла. Физический смысл будет иметь та аппроксимация, которая правильно описывает предельный переход из жидкого в твердое агрегатное состояния при T=0.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТРУКТУРЫ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИ РАВНОВЕСНОЙ СИСТЕМЫ РАСПЛАВ-КРИСТАЛЛ РЕНТГЕНОВСКИМИ МЕТОДАМИ

Аграфонов Ю.В., Ушаков Ф.Е. (ИГУ, Иркутск, Россия)

Обычно рассеяние рентгеновских лучей жидкостями и кристаллами рассматривается с различных позиций.

В кристаллах определяют размеры элементарной ячейки, положение ядер и распределение электронов внутри ячейки. Кристалл характеризуется дальним порядком: одночастичная функция распределения, задающая расположение атомов в узлах решетки относительно лабораторной системы координат, является периодической функцией. Рассеяние рентгеновских лучей происходит на атомных плоскостях.

В жидкостях и расплавах определяют взаимное рассположение движущихся молекул. Жидкость характеризуется ближним порядком, связанным с флуктуацией плотности, которая задается двухчастичной функцией распределения. Фурье-образ от двухчастичной функции распределения есть интенсивность рассеяния излучения.

Мы предлагаем единый статистический подход к описанию рассеяния рентгеновских лучей веществом, независимо от того, в каком агрегатном состоянии оно находится.

В нашем методе от усреднения по статистическому ансамблю можно перейти к методу частичных функций распределения. В результате мы получаем выражение для интенсивности рассеянной волны, куда входят как одно-, так и двухчастичные функции распределения. Очевидно, что это выражение одинаково применимо и для пространственно-однородных, и для пространственно-неоднородных сред.

Рассмотрен случай, когда кристалл находится в равновесии со своим расплавом (процесс кристаллизации). Здесь вклад в рассеяние дают и ближний, и дальний порядки. Определяя параметры рассеяния системы расплав-кристалл, вычислить функции распределения высокотемпературного кристалла, а, следовательно, и его микро- и макроструктуры.

Данный подход может использоваться для проверки существующих теорий фазовых переходов.

II-216

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ИЗ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ

П.Я.Азимов* (ИГТД РАН, Санкт-Петербург, Россия),
А.Г.Штукенберг (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия).

Расчет эволюции процесса кристаллизации в закрытых системах имеет большое теоретическое и прикладное значение. Но эта проблема плохо разработана даже для простых бинарных систем "вода - соль".

Мы предложили ряд математических моделей для кинетического режима роста кристаллов в таких системах. Модели позволяют количественно рассчитывать ход кристаллизации. Они различаются по способу создания пересыщения:

1. В ходе изотермического снятия пересыщения начальное пересыщение σ и скорость роста кристалла R_g уменьшаются, приближаясь к нулю, а концентрация раствора m стремится к своему равновесному значению.
2. В случае изотермического испарения растворителя (при постоянной скорости испарения) кривые изменения σ, R_g и m в ходе кристаллизации имеют максимум, а затем монотонно убывают. Возникающее пересыщение невелико, перепады концентрации также незначительны. Рост кристалла происходит много медленнее, чем в предыдущем случае.
3. Кристаллизация при самопроизвольном изогидрическом остывании раствора приводит к монотонному убыванию m вплоть до значения насыщения при температуре равновесия. В отличие от m, значения σ и R_g имеют явно выраженные максимумы.
4. Принципы построения перечисленных моделей применены к решению обратной задачи - созданию модели кристаллизации в системе, где поддерживается постоянное пересыщение. Цель модели - найти режим охлаждения системы, при котором выполняется условие постоянства пересыщения. Полученная временная зависимость температуры сильно отличается от выражения, описывающего самопроизвольное остывание раствора.

Работа поддержана грантом РФФИ N 96-05-66060.

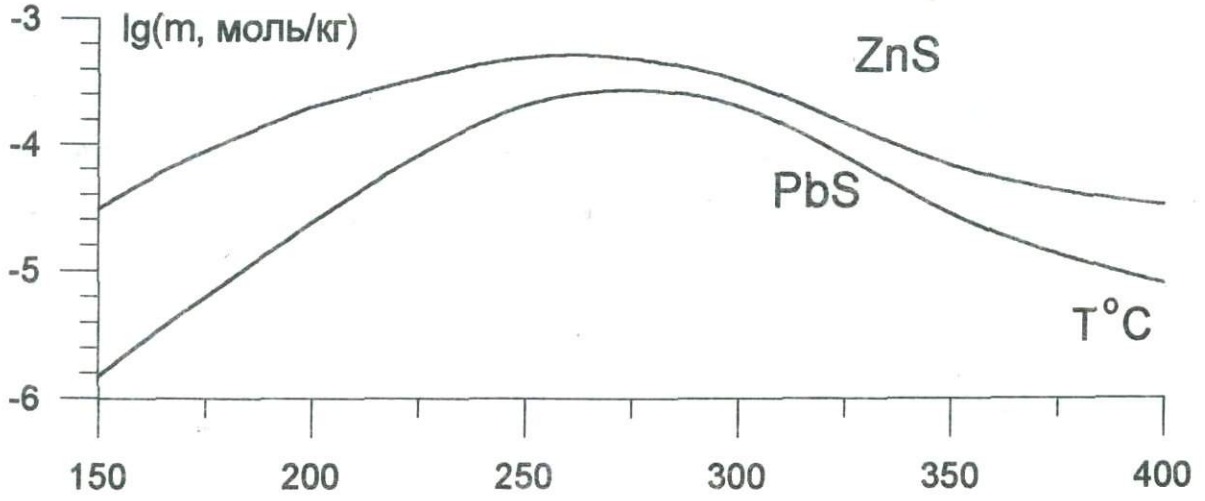
НОВЫЙ МЕХАНИЗМ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ ПРИ ЭВОЛЮЦИИ СМЕШАННЫХ ФЛЮИДОВ: ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ

Акинфиев Н.Н. (МГГА, Москва, Россия)

Физическая химия природных гидротермальных флюидов, богатых летучими, может выглядеть весьма необычно из-за снижения диэлектрической проницаемости смеси благодаря присутствию растворённых неполярных газов (CO_2, CH_4, N_2 и др.). В работе предложен метод для расчёта равновесий в таких смешанных флюидах. В основе расчётного алгоритма - введение поправок к гидратационным составляющим химических потенциалов водных компонентов на базе уравнения состояния HKF [1]. Метод включает также основанный на уравнении Редлиха-Квонга подход к описанию растворённых газов при повышенных параметрах состояния.

Работоспособность метода продемонстрирована при обработке имеющихся в литературе экспериментальных данных по растворимости ионных кристаллов в смешанных флюидах.

Показано, что остывание модельных Pb(II)-CO_2-NaCl-H_2S-H_2O и Zn(II)-CO_2-NaCl-H_2S-H_2O флюидов, первоначально богатых CO_2, приводит к немонотонной температурной зависимости растворимости галенита и сфалерита (рис.), что, в свою очередь, может способствовать концентрированию и переотложению этих минералов.



Таким образом, эффект изменения диэлектрической проницаемости, сопровождающий процесс гетерогенизации богатых летучими флюидов, следует рассматривать как новый мощный фактор рудоотложения.

Работа проводилась при финансовой поддержке Госкомвуза России (грант 1996 г.)

Литература

1. Tanger IV J.C., Helgeson H.C. *Amer. J. Sci.*, 1988, v.288, № 1, pp. 19-98.

П-218

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ПРИРОДНОГО И ИСКУССТВЕННОГО ГАЛЕНИТА

Андреев С.И., Камчатка М.И., Чащинов Ю.М. (СПбГГИ, Санкт-Петербург, Россия)

Несмотря на практический интерес к преобразованию галенита в природных условиях и при высокотемпературном воздействии кислорода, до сих пор нет исчерпывающих данных о фазовом составе его приповерхностных областей. В данной работе проведено исследование фазового преобразования природного и искусственного галенита с использованием термического и термогравиметрического анализов. С целью более полного изучения процесса окисления применялось несколько скоростей нагревания галенита с оптимизацией чувствительности метода при определении изменения массы пробы. На различных стадиях выдержки галенита в заданных условиях исследовался фазовый состав пробы с помощью рентгенографического анализа и метода рентгеновской фотоэлектронной спектроскопии (ЭСХА). Из-за отсутствия или неоднозначности данных по ЭСХА спектрам некоторых предполагаемых продуктов взаимодействия галенита с кислородом для корректной интерпретации результатов, полученных методом ЭСХА, было предварительно проведено исследование стандартных образцов ланаркита и англезита с использованием ЭСХА спектрометра PHI-5400.

При длительной выдержке галенита на воздухе и на ранних стадиях его термической обработки наблюдался экзотермический процесс со значительным увеличением массы, связанный с возникновением англезита. При температуре 850 К наряду с галенитом отмечалось присутствие ланаркита, появление которого обусловлено сначала взаимодействием галенита с англезитом, образовавшимся на его поверхности, а затем с кислородом. Приблизительно 0,7 % массы галенита переходило в другие фазы, т.е. в большей степени процесс лимитировался диффузионной стадией. При превышении температуры 950 К, называемой в ряде работ температурой начала окисления галенита, происходили его дальнейшие преобразования вплоть до появления металлического свинца.

ТРАНСФОРМАЦИЯ СТРУКТУРЫ АПАТИТА ОТ "БИО" ДО "ПАЛЕО"

Архипенко Д.К., Мороз Т.Н., Григорьева Т.Н.
(ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск, Россия).

Апатит, характеризующийся кристалло-химической формулой $Ca_2Ca_3(PO_4,CO_3)_3(F,OH,CO_3)$, пр.гр. $C_{6h}^2=P6_3/m$, Z=2, с широким спектром изоморфных замещений во всех структурных позициях - один из распространенных на земле минералов. Наиболее информативным источником данных обо всех воздействиях (T, P, t, среды), происходящих с минералом от момента его зарождения и до состояния палео-объекта является его кристаллическая структура.

Для изучения структуры эффективно использован комплекс современных дифракционных и недифракционных методов анализа, основанных на различных физических принципах (порошковая дифрактометрия, инфракрасная - ИК и рамановская - КР спектроскопия). Метод ИК спектроскопии, чувствительный к ближнему порядку, дополняет данные КР-метода, чувствительного к дальнему и среднему порядку. Оба эти метода дают представление о динамике решетки и позволяют исследовать кристаллохимические особенности рентгеноаморфных биоминералов.

В качестве образцов био-апатита использовались здоровые кости и зубы человека разного возраста, а также зубы современного Citellus pygmaeus и ископаемого Citellus sp., полученные из ископаемых почв от раннего до позднего плейстоцена.

По мере увеличения возраста обменные процессы снижаются, но структура при этом становится более совершенной. Улучшается степень кристалличности, рефлексы на рентгенограммах узкие, хорошо выражены, формы полос поглощения в ИК,КР-спектрах становятся более четкими. Эти характеристики структуры хорошо коррелируют с палеонтологическими данными.

Таким образом, при использовании закономерностей трансформации структуры образцов костно-минеральной ткани от "био" до "палео" состояния, открывается возможность изучать образование и преобразование кристаллического вещества в ходе эволюции земной коры.

Работа выполнена при поддержке программы "Университеты России" (проект № ЗН 384-92) и РФФИ (проект № 94-05-16537а).

II-22

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ КИНЕТИКИ КРИСТАЛЛООБРАЗОВАНИЯ

Асхабов А.М. (Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия)

Кинетические исследования занимают центральное место в раскрытии фундаментальных закономерностей генезиса кристаллов в лабораторных и природных условиях. Эта область кристаллогенезиса характеризуется замечательными достижениями, в т. ч. полученными в Институте земной коры СПбГУ (Е.Б.Трейвус, Т.Г.Петров, Ю.О.Пунин и др.).

Кинетические исследования в теоретическом плане направлены на создание новых или экспериментальную верификацию существующих моделей роста кристаллов, на решение вопроса о механизме их роста. В практическом плане приемы и методы контроля процессов искусственного выращивания кристаллов опираются на знание кинетических закономерностей роста кристаллов.

В последние годы прогресс в кинетических исследованиях был связан с использованием комплекса интерферометрических методов для наблюдения и контроля процессов в кристаллообразующей среде, в пограничном слое на границе "кристалл-среда" и на поверхности кристалла. С использованием этих методов удается получить синхронную информацию о зависимостях нормальной скорости роста граней, тангенциальной скорости роста ступеней и наклона вицинальных центров от пересыщения раствора, а также о распределении концентрации в пограничном слое и на поверхности кристалла и т.д. Новые методы анализа кинетических данных позволяют определять количественные значения важнейших кинетических, морфологических и гидродинамических параметров кристаллообразующего процесса. Предложены методы количественного определения соотношения объемных и поверхностных процессов при росте кристаллов, роли гидродинамики, механизмов роста, краевой энергии ступеней, размера строительных единиц, кинетического коэффициента и т. д.

Разнообразные проблемы кинетики роста кристаллов удается увязать в единую концепцию самосогласования кинетических параметров в процессе роста. На этой основе формируется количественная кинетика кристаллогенезиса, оперирующая численными значениями параметров и функциональными зависимостями между ними.

Исследования по кинетике роста кристаллов проводятся при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 96-05-66087).

МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ (МПМ). СИСТЕМАТИКА. МИНЕРАЛЬНО - ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СТАТИСТИКА.

Балабонин Н.Л. (ГИ КНЦ РАН, г.Апатиты, Россия)

Систематизированы мировые данные по составу МПМ,включая составы т. н. неназванных фаз. Учтены соединения элементов платиновой группы (ЭПГ) с S, As,Se, In, Sn,Sb, Te, Hg, Pb, Bi во всех вариантах сочетаний последних. В итоге получен массив данных, включающий более 1000 различающихся составов, объединенных в типы, классы и группы.

Отдельные минеральные фазы неоднократно фиксируются разными исследователями на различных объектах (Me_5S_7 - 19 раз, $Me_8(Te,Bi)_{17}$ - 9), что говорит в пользу дальнейшего их "открытия" в качестве минералов. Об этом же свидетельствует наличие гомологических рядов типа : Pd_7S_3 - Pd_7As_3 - $(Pd,Pt)_7Sb_3$ или $(Pt,Pd)_5Sn_2$ - Pd_5Sb_2 - Pd_5Te_2.

В состав МПМ входит более 30 элементов. Число минералов (фаз) определяется многими факторами, среди которых распространенность элементов, их минералогенные свойства, условия минералообразования и др. Число МПМ и фаз убывает в порядке: S (290), As (136), Te-Bi (127), S-As (113), Te (94) и т.д. По разнообразию геохимических систем и связей в минералах намечается следующая последовательность: Te>Bi, As>Sb>S>Pb, Sn>>Se, Hg. Расположенные в порядке увеличения коэффициента К (отношение суммы d-элементов к p-элементам) МПМ и фазы образуют протяженные прерывисто-непрерывные ряды нестехиометрических соединений (Me_5S_{13} - Me_3S_5 и др.), либо фиксируют прерывистый ряд дискретных составов (Me_3Pb_2 - Me_5Pb_3 - Me_8Pb_3 и др.), или при разных К сочетают черты первого и второго.

МПМ и фазы разных типов и классов контрастно отличаются между собой диапазоном величин К, спектрами ЭПГ, изоморфных им металлов (Ni, Cu, Ag, Fe, Co). Например, теллуриды ЭПГ: K=0.33-6.67, в 84% фаз Pd минералообразующий (больше 5 ат.%), в 28% - Pt, в 27% - Ag; станниды: K=0.50-3.00, в 70% - Pd, в 45% - Pt, в 39% - Cu и т.д. МПМ различных типов месторождений специфичны по относительной распространенности разных типов и классов, а в пределах классов - по составу, что позволяет говорить об их типоморфизме.

КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛМАЗОВ ИЗ ТРУДНОИЗВЛЕКАЕМОГО СЫРЬЯ

Банзерук В.И. (ЯНИГП ЦНИГРИ АК "Алмазы России-Саха", Мирный, Якутия)

Актуальность проблемы извлечения алмазов из трудноообогатимого сырья ("хвостов" обогащения) физико-химическими процессами очевидна в связи с широким внедрением в алмазодобывающую отрасль таких процессов, как липкостная сепарация, пленочная и пенная флотация. Недоизвлечение алмазов от месторождения к месторождению варьирует в широких пределах и в среднем составляет около10% от выхода гранулометрического класса -2+0,5 мм. Нами для изучения морфологических особенностей алмазов из концентрата и "хвостов"обогащения пенной сепарации использовалась комплексная классификация З. В. Бартошинского (1983). Всего было изучено около 600 кристаллов алмаза из "хвостов"обогащения трубок Юбилейная и Сытыканская. Основные морфологические типы кристаллов неизвлекаемого алмаза представлены группами I, II, III и IV по классификации З.В. Бартошинского (по Ю. Л. Орлову- это преимущественно алмазы разновидностей I, II и VII). Среди них наиболее характерны: октаэдры с интенсивно развитой параллельной штриховкой на месте ребер, полицентрически сложенные кристаллы с образованием комбинационных форм {111}+{110]+{100}, полуокруглые кристаллы комбинационного типа {111}+{110}, близкие к V и VII разновидностям алмаза по Ю.Л. Орлову, округлые кристаллы (от скульптированных до гладкогранных), кристаллы комбинационного типа {111}+{110}+{100} и {110}+{100}. Аналогичным морфологическим спектром типов кристаллов представлены и извлекаемые алмазы, но в "хвостах" преобладают окрашенные кристаллы с сильно скульптированной поверхностью и особенно сростки кристаллов типа борт, обломки и осколки кристаллов типа II и VI групп. В хвосты также попадают интенсивно преобразованные кристаллы: пластически деформированные, с каналами травления и протосколами. Характерными скульптурными узорами поверхности кристаллов являются следующие акцессории: полицентрическое сложение поверхности, шестоватый и занозистый узоры, следы пластической деформации, узоры обратно параллельных треугольных впадин. Сугубо индивидуальный характер распространения морфологических типов в каждом кимберлитовом теле, приводит к тому, что морфологический "спектр" кристаллов алмаза в "хвостах"обогащения трубок Юбилейная и Сытыканская также является сугубо индивидуальным.

ПРИРОДНЫЕ АЛМАЗЫ ЯКУТИИ: КРИСТАЛЛОГЕНЕТИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Банзерук В.И.*, Зинчук Н.Н. (ЯНИГП ЦНИГРИ АК "Алмазы России-Саха", Мирный, Якутия)

В пределах Сибирской платформы выделяют Якутскую алмазоносную провинцию, где наряду с кимберлитами формировались и лампроитовые тела. В настоящее время достоверно установлены алмазы мантийного и импактного генезиса. Прямых доказательств алмазоносности лампроитов или лампроитоподобных пород Сибири пока нет, хотя предпосылки их обнаружения имеются (Южное Верхоянье и Алданская антеклиза). Кристаллы мантийного алмаза из коренных источников и россыпей характеризуются близкими кристалломорфологическими особенностями: набором простых форм, габитусом, геометрией акцессориев, степенью округлости, характером двойникования. Алмазы импактного генезиса образуются под действием ударного сжатия, когда происходит превращение графита в лонсдейлит и алмаз. Многолетние исследования алмазов провинции позволили собрать уникальную по представительности и разнообразию индивидов коллекцию алмазов и материалы ее всестороннего исследования. Исследование алмазов включает изучение его кристалломорфологических и физических свойств. При этом в информативном плане более достоверны, однозначны и корректны результаты кристалломорфологического исследования, выполненные использованием комплексной классификацией природных алмазов З.В.Бартошинского (1983) и классификацией алмазов Ю.Л.Орлова (1973). Критический анализ кристалломорфологических признаков алмаза и кимберлитовых тел Якутской провинции позволил выделить наиболее характерные из них: 1) Выявлено большое разнообразие морфогенетических признаков алмаза, что, учитывая широкую область стабильности алмаза (40 - 50 кбар, 1100-1800 С), говорит о специфичности каждого конкретно проявленного случая кимберлитового магматизма (трубки, дайки, жилы); 2) Результаты исследования алмазов из разновозрастных кимберлитовых тел свидетельствует об отсутствии резких отличий кристаллов алмаза по комплексу типоморфных признаков. Исследование кристаллогенетических особенностей природных алмазов провинции позволяет идентифицировать их генетическую принадлежность, а также успешно применять эти материалы в практике геологоразведочных работ.

II-224

ДИНАМИКА ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ И ЛЮМИНЕСЦЕНТНЫХ СВОЙСТВ НЕКОТОРЫХ СЕРПЕНТИНОВ ПРИ ИХ НАГРЕВАНИИ

Бахтерев В.В. (Ин-т геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия),
Соломонов В.И. (Ин-т электрофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия)

Серпентины — название ряда разновидностей соединения $Mg_3[Si_2O_5](OH)_4$, главные из которых — антигорит, лизардит, хризотил. Имея общую кристаллохимическую формулу, серпентиновые минералы отличаются степенью железистости, степенью окисления железа, содержанием воды. Кристаллохимические особенности связаны с изоморфным замещением магния ионами Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{2+}, а кремния — Fe^{3+}, дефектами кристаллической структуры. Эти различия отражают различные условия образования серпентинов и проявляются в своеобразии физических свойств.

Исследованы образцы плотного серпентина, хризотил-асбеста эластичного нормальной прочности и хризотил-асбеста ломкого из Баженовского месторождения хризотил-асбеста (Урал) методом импульсной катодолюминесценции в комплексе с электрическим и термическими методами при нагревании в интервале температур 293—1233 К. Установлено закономерное поведение электрического сопротивления и люминесцентных характеристик (интенсивность и структура спектров излучения, положение максимумов излучения на шкале длин волн) с дегидратацией, разложением кристаллической структуры и образованием новых минеральных фаз при нагревании серпентинов. Обнаружена новая температурная область (540—570 К) структурного фазового перехода.

Работа выполняется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 96-05-66328).

МЕХАНИЗМЫ ПРЕВРАЩЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ПРИ ТВЕРДЕНИИ ВЯЖУЩИХ ВЕЩЕСТВ

Бахтин А.И. Королев Э.А., Морозов В.П. (КГУ, Казань, Россия)

На примере твердения неорганических вяжущих веществ рассматриваются механизмы преобразования одних минералов в другие. Показывается, что такие преобразования применительно к объектам строительного метериаловедения удобно классифицировать по степени массопереноса вещества исходного минерала при твердении. Установлено, что реализация того или иного механизма кристаллогенеза новообразованных минералов определяется двумя основными факторами: структурным подобием исходного и новообразованного минералов и степенью устойчивости исходного минерала, определяемой его поверхностной и внутренней энергией.

Подтверждается, что структурное подобие исходного и новообразованных минералов обуславливает реализацию такого механизма преобразования, при котором основной мотив структуры остается неизменным. Тогда как различные по типу структуры минералов предопределяют превращение минералов благодаря растворению и последующей кристаллизации либо из истинных растворов, либо из твердой аморфной фазы, что обуславливается ионной силой раствора.

Моделирование процессов преобразования минералов при твердении вяжущих веществ выявило, что на возможность проявления того или иного механизма преобразования помимо структурного подобия минералов оказывает существенное влияние поверхностная энергия исходного минерала. Высокая поверхностная энергия минерала обуславливает его метастабильность и становится важным фактором, определяющим реализацию механизма растворения с последующей кристаллизацией даже при условии предельной близости структур исходного и новообразованного минералов.

Выявленные механизмы преобразования минералов при твердении некоторых вяжущих веществ хорошо объясняют изменение в процессе твердения физико-механических свойств строительных материалов, а также могут быть положены в основу прогнозирования их свойств и создания композиционных вяжущих веществ, обладающих повышенными физико-механическими свойствами.

ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛОХИМИИ ОЛИВИНОВ И ПИРОКСЕНОВ, КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ХРОМИТОНОСНОСТИ МАССИВОВ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ УРАЛА

Бахтин А.И., Лопатин О.Н., Денисов И.Г. (КГУ, Казань, Россия)

Изучены кристаллохимические особенности породообразующих минералов гарцбургитов, входящих в состав дунит-гарцбургитовой (альпинотипной) ассоциации. Экспериментальные работы проводились методами оптической спектроскопии в варианте оптико-спектроскопического микрозондирования. Показано вхождение в структуру оливинов и ортопироксенов различных оптически-активных центров, представленных элементами группы железа. На основе соотношения концентраций оптически-активных центров в минералах рассмотрены вопросы катионного перераспределения в сосуществующей паре минералов оливин - ортопироксен и сделан вывод о том, что в ходе преобразований вещества гипербазитов, сопровождающих хромитообразование, происходит вынос железа как из оливинов, так и из ортопироксенов, причем более значительно - из оливинов. Потенциальная хромитоносность изученных гипербазитовых массивов Урала четко корелирует с отношением в сосуществующей паре минералов концентрации двухвалентного железа. Проведенные экспериментальные исследования позволили выявить поисково-оценочные критерии потенциальной хромитоносности изученных гипербазитовых массивов Урала.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 95-05-15425)

ФОТОЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ ПРИРОДНЫХ ГИПСОВ

Бахтин А.И.,Нуриева Е.М.,Денисов И.Г.,Морозов В.П.(КГУ, Казань, Россия)

Изучена фотолюминесценция природных осадочных гипсов при 77 К в спектральной области 300-700 нм. Исследовались образцы двух типов: пластинчатый гипс и волокнистый гипс. У гипсов обоих типов наблюдалась интенсивная голубая фотолюминесценция, приуроченная преимущественно к краевым зонам зерен и волокон минерала, к зонам и ступенькам роста. В отделных случаях дополнительно отмечалась слабая желтая фотолюминесценция отдельных точечных участков во внутренних частях зерен гипса.

В спектрах голубой фотолюминесценции образцов гипса отмечается очень широкая и интенсивная полоса излучения с максимумов при 440 нм. На длинноволновом крыле этой полосы присутствует широкий волнообразный изгиб при 480 нм и слабая широкая ступенька при 540 нм. Соотношение интенсивностей этих перекрывающих друг друга полос 440, 480 и 540 нм изменялось от образца к образцу, что свидетельствует о принадлежности их к разным оптически-активным центрам. В спектрах тех образцов, в которых визуально отмечалась желтая люминесценция разрозненных точечных участков внутри зерен гипса, дополнительно присутствовала менее широкая, слабая полоса люминесценции при 570 нм.

Каждая из полос люминесценции характеризуется своим спектром возбуждения, что подчеркивает их принадлежность к разным центрам. Полосе люминесценции 440 нм отвечают полосы возбуждения 355, 375, 400 нм, полосе люминесценции 480 нм - 380, 420 нм, а полосе излучения 540 нм - 390, 450 нм. Характер всех этих полос свидетельствует о принадлежности их дырочным центрам типа O^- , присутствие которых в исследованных образцах подтверждается данными ЭПР. Спектр возбуждения полосы люминесценции 570 нм оказался типичным для ионов Mn^{2+} и свидетельствует об изоморфном замещении части ионов Ca^{2+} на Mn^{2+} в структуре минерала.

Предложены модели дырочных центров и построены схемы энергетических уровней, удовлетворительно объясняющие полученные нами экспериментальные данные. Характер люминесценции свидетельствует о неоднородности кристаллохимического строения внутренних и периферических частей кристаллов гипса.

II-228

Белковский А.И, Я.А.Белковская, И.Н.Локтина (Имин УрО РАН,Миасс, Россия),
А.Л.Литвин (ИГФМ Украинской АН,Киев,Украина)

РЕНТГЕНОВСКАЯ МЕТРИКА АМФИБОЛОВ РЯДА ЖЕЛЕЗО-МАГНЕЗИАЛЬНАЯ РОГОВАЯ ОБМАНКА-ФЕРРОГАСТИНГСИТ

Рентгеновская метрика амфиболов магнезиально-железистого ряда изучена на примере единичных образцов, при этом основное внимание было уделено исследованию конечных членов выше указанного ряда (Borg, 1963; Borley, 1963; Brock, Gellanty, 1964; Бекбоктаев, 1968; Литвин и др., 1972; Литвин, 1973; 1977).

Основой для проведения настоящей работы явилась систематически подобранная коллекция роговых обманок из следующего естественно-генетического ряда горных пород: метагаббро → габбро-амфиболит → апогаббровый амфиболит → мигматит по апогаббровым амфиболитам → известково-щелочные фениты и сиениты по апогаббровым амфиболитам → щелочные сиениты. Во всех указанных разновидностях горных пород роговая обманка является породообразующим минералом. Абсолютный возраст метагаббро и апогаббровых амфиболитов - 1200 млн. лет (Щербак, 1977), щелочных пород - 450-410 млн. лет (Белковский, Локтина, 1974). Параметры элементарной ячейки определены на монокристальных зеренах на УРС-50ИМ с гониометрической приставкой (Литвин, 1973).

Процесс амфиболизации габброидов и образования по различных по составу мигматитов, фенитов и сиенитов характеризуется рядом Fe-Mg- и Mg-Fe-роговых обманок со следующими параметрами: общая железистость F=37-50 мол.%, V = 907-917 $\mathring{A}^3$; апогаббровые мигматиты - F = 50-60 мол.%, V =915-920 $\mathring{A}^3$; известково-щелочные сиенит-мигматиты и сиениты - F = 65-75 мол.%, V=922-925 $\mathring{A}^3$; щелочные сиенит-мигматиты и сиениты - F = 75-100 мол.%, V=925-936 $\mathring{A}^3$.

Становится очевидным, что классические рентгеновские методы (наравне с другими) возможно использовать при геологическом картировании зон площадного развития фенитов, сиенитов, редкометальных метасоматитов в породах амфиболитовой фации метаморфизма.

ФАЗОВЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ В КРЕМНИСТЫХ ИЗВЕСТНЯКАХ

Болотин О.А., Клигер А.Б., Шафранский В.Н. (Институт геофизики и геологии АН М, Кишинев, Молдова)

Для исследования был взят природный кремнеземистый известняк Сенатовского месторождения Молдовы со стехиометрическим отношением SiO_2/CaO примерно 1.

Дериватограммы природных известняков и термически обработанных при температурах 400-700°С обнаруживают эндотермический эффект с максимумом при 90-180°С. У образцов, предварительно прокаленных при 750-900°С, проявляется эндотермический эффект с максимумом при 460-490°С. Интенсивность эндотермического эффекта растет и достигает максимума для образцов, предварительно прокаленных до 800°С, затем его интенсивность падает. Этот процесс, по-видимому, обусловлен переходом протобелита I в протобелит II, что подтверждается данными рентгеновского анализа.

При температуре свыше 500°С происходит декарбонизация породы, которая сопровождается глубоким эндотермическим эффектом с максимумом при 800-900°С. Вслед за эндоэффектом, связанным с декарбонизацией известняка, следует экзоэффект (с максимумом при 920-930°С), который характеризует процесс образовани волластонита.

Представляет интерес тот факт, что этот эффект проявляется у природных известняков, но отсутствует у образцов, предварительно прогретых при 400, 500, 600°С, а затем вновь обнаруживается у пордвергнутых прокаливанию при 700, 750 и 800°С. У таких образцов величина данного эффекта связана обратной корреляцией с величиной экзоэффекта белитоподобной фазы. В продуктах обжига известняка, полученных при более высоких температурах (850-1100°С), сначала исчезает экзоэффект при 930°С, а затем и эндоэффект белитоподобной фазы, и их термограммы становятся похожими на эталонный волластонит. Можно предположить, что до 930°С волластонит синтезируется за счет оксидов кальция и кремнезема, а при 1100°С образование идет за счет превращения новообразованной белитоподобной фазы.

П-230

ПРИРОДЫ ИЗГИБА КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ РЕШЕТКИ КРИСТАЛЛОВ НЕКОТОРЫХ МИНЕРАЛОВ, РАСТУЩИХ В АМОРФНЫХ ПЛЕНКАХ

Болотов И.Е., Комарова Л.И. (УГГГА, Екатеринбург, Россия)

В развитие ранее выполненных работ [1, 2], установивших сложный упругий изгиб кристаллической решетки кристаллов (имеющих сильно анизотропную решетку : Se, Te, селениды, теллуриды и пр.), растущих в тонких (до 0.1 мкм) аморфных пленках, показывается, что этот изгиб обусловлен силами поверхностного натяжения в таких объектах. Установлено, что силы поверхностного натяжения, действующие на боковую поверхность тонкого кристалла, вызывают изгиб его решетки вокруг двух взаимно перпендикулярных осей, лежащих в плоскости пленки. Этот изгиб аналогичен известному из теории упругости прогибу тонкого диска при потере им механической устойчивости под действием сжимающих сил.Наряду с этим аналогичный изгиб может быть обусловлен различием сил поверхностного натяжения на основных (параллельных пленке) гранях тонкого кристалла.

Показывается, что благодаря этому двуосевому изгибу с ростом кристалла прогрессируют ориентационные изменения, в результате которых кристалл можно разделить на две половины, обладающие разным поверхностным натяжением. В результате сжатия той части кристалла, которая имеет большее поверхностное натяжение, происходит результирующий изгиб всего кристалла вокруг оси, перпендикулярной плоскости пленки.

Таким образом, действие сил поверхностного натяжения в тонких пленках приводит к тому, что возникающие в них кристаллы отличаются наличием трехосевого изгиба - сложной упруго закрученной решеткой.

Литература.

1. Болотов И.Е., Веретенников Л.М. Расширен. тезисы докладов VII Всесоюзной конференции по росту кристаллов. - М. Изд-во АН СССР, т. 1, с. 284, 1988 г.
2. Болотов И.Е., Демин А.В., Веретенников Л.М. Тез. докладов Всесоюзной конференции по электронной микроскопии. - М. Изд-во АН СССР, с. 250, 1987 г.

БОКИИТ $Cu_5O_2(SeO_3)_2Cl_2$ - НОВЫЙ МИНЕРАЛ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЭКСГАЛЯЦИЙ

Вергасова Л.П.[1], Семенова Т.Ф.[2]*, Филатов С.К.[2], Кривовичев С.В.[2], Шувалов Р.Р.[2], Ананьев В.В.[1]
[1]ИВ ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия; [2]СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

Бокиит является продуктом деятельности фумарол Большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка, 1975-1976 гг.). Обнаружен при 200°С в парагенезисе с ильинскитом и другим селенитом неизвестного состава. Кристаллы бокиита обычно коротко-призматические до изометричных размером от 0.05 до 0.3 мм, некоторые из них удлинены по [101]. На гранях наиболее развитой зоны [101] наблюдаются две системы штриховки: параллельно удлинению [101] и реже - параллельно одному из ребер головки. Наиболее развиты грани пинакоида {100} и призмы { $\bar{1}$11}, а также призм {111} и {131}. Цвет каштаново-бурый до темно-бурого и почти черного, черта желтовато-бурая, блеск алмазный, спайность весьма совершенная по (010) и совершенная по (100). Твердость микровдавливания (P=0.010 кг) 190-240 кг/мм^2, $H_{ср.}$=215 (класс твердости 4.05). Устойчив в атмосфере воздуха, хорошо растворяется в разбавленных кислотах. Сингония моноклинная, пр.гр. $P2_1/c$, a=6.045(2), b=13.778(2), c=5.579(5)Å, β=95.76(4)°, V=462.3(6)Å^3, Z=2, D_x=4.84 г/см^3. Эмпирическая формула минерала $(Cu_{4.92}Zn_{0.02})_{4.94}O_{1.91}(Se_{2.01}O_6)Cl_{2.08}$ близка к идеальной $Cu_5O_2(SeO_3)_2Cl_2$. Наиболее интенсивные линии на дебаеграмме (I-d-hkl): 68-6.88-020, 26-6.005-100, 50-5.511-110, 100-2.990-140, 94-2.963-131, 67-2.566-221, 95-2.296-060, 28-2.265-240. Двуосный, "-", N_m=b, a^N_p=24±2° (в тупом угле β), показатели преломления: n_g=2.15(2), n_m=2.11(2), n_p=2.06(2), $2V_{изм.}$=70°. Плеохроизм отчетливый: N_g - темно-бурый, N_m - соломенно-желтый, N_p - желтовато-бурый.

Кристаллическая структура синтетического аналога бокиита $Cu_5O_2(SeO_3)_2Cl_2$ расшифрована в 1979 г. [1]. В соединении имеются атомы кислорода, не входящие в кислотные остатки $(SeO_3)^{2-}$. Анализ данной структуры с точки зрения кристаллохимии $[OT_4]$-тетраэдров [2] показывает, что тетраэдры $[OCu_4]^{6+}$ связываются поочередно через ребро и вершину в бесконечные цепи $[O_2Cu_5]^{6+}$, параллельные оси [001], которые уложены в слои, параллельные (010). Ионы хлора расположены между этими слоями. Группы $(SeO_3)^{2-}$ занимают закономерно ориентированное положение относительно тетраэдров $[OCu_4]^{6+}$ - кислородные основания пирамид $(SeO_3)^{2-}$ параллельны граням оксоцентрических тетраэдров, а атомы кислорода, связанные с селеном, противолежат атомам меди.

Структурные данные свидетельствуют о возможности переноса меди вулканическими газами в виде оксоцентрических комплексов $[OCu_4]^{6+}$ и др.

Минерал назван бокиитом (bokiite) в честь профессора Бокия Георгия Борисовича - крупнейшего кристаллохимика нашего времени, член-корреспондента РАН.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 96-05-65576).

Литература

1. Galy J., Bonnet J.-J., Andersson S. / Acta Chemica Scandinavica. 1979, A33, 383-389.

2. Филатов С.К., Семенова Т.Ф., Вергасова Л.П. / ДАН СССР, 1992, т. 322, № 3, с. 536-539.

ИЛЬИНСКИТ $NaCu_5O_2(SeO_3)_2Cl_3$ - НОВЫЙ МИНЕРАЛ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЭКСГАЛЯЦИЙ

Вергасова Л.П.[1], Семенова Т.Ф.[2], Шувалов Р.Р.[2]*, Филатов С.К.[2], Ананьев В.В.[1]

[1]ИВ ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия; [2]СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

Новый природный оксохлорид-селенит меди и натрия обнаружен в продуктах деятельности фумарол Большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка 1975-1976 гг.) при температуре 200-230°С в виде радиально-лучистых агрегатов и одиночных кристаллов в ассоциации с бокиитом $Cu_5O_2(SeO_3)_2Cl_2$, софиитом $Zn_2(SeO_3)Cl_2$, котуннитом $PbCl_2$ и еще одним селен-содержащим минералом неизвестного состава. Цвет яркий изумрудно-зеленый, блеск сильный стеклянный, цвет черты светло-зеленый. Твердость микровдавливания (P=0.0015 кг) 6-14 кг/мм^2, $H_{ср}$=10 кг/мм^2 (класс твердости 1.4). Сингония ромбическая, пр.гр. Pbnm, a=10.482(1), b=17.732(2), c=6.432(1) Å, V=1195.6(5) Å^3, Z=4, D_x=4.075 г/см^3. Эмпирическая формула $(Na_{0.88}K_{0.14})_{1.02}Cu_{4.86}O_{2.16}(Se_{1.02}O_3)_2Cl_{2.84}$ хорошо согласуется с результатами расшифровки кристаллической структуры и близка к идеальной формуле $NaCu_5O_2(SeO_3)_2Cl_3$. Диагностические линии дебаеграммы (I-d-hkl): 10-9.01-110, 60-8.84-020, 100-5.24-200, 40-3.251-320, 27-2.955-060, 25-2.626-400,222, 8-2.594-410, 12-2.513-420. Кристаллы удлиненно-пластинчатые (уплощение по (010)) размером до 0.35 мм по удлинению [001]. На гранях пинакоида {010} наблюдается штриховка параллельно удлинению. Установлено 19 простых форм, наиболее пинакоиды {010} и {100}, призмы {101} и {110}, а также дипирамиды {111}, {121}. Двуосный, "-", N_p=a, N_m=c, N_g=b, n_g=1.975(5), n_m=1.965(5), n_p=1.845(5), (n_g-n_p)=0.130, $2V_{изм}$=20(5)°, $2V_{выч}$=14(11)°, плеохроизм отчетливый: N_g, N_p - зеленый, N_m - желто-зеленый, оптических дисперсий не наблюдалось.

Кристаллическая структура определена прямыми методами, R=0.044. Выделяются четыре кристаллографически независимые атома меди. Три из них имеют четверную координацию: Cu1 (3O+Cl) и Cu4 (4O) - сильно сжатые тетраэдры, Cu3 (3O+Cl) - искаженный квадрат. Атом Cu2 имеет пятерную координацию (4O+Cl) - искаженная тригональная дипирамида. Атомы селена имеют тройную зонтичную координацию (3O). Тетраэдры Cu4, Cu1 и дипирамиды Cu2, соединяясь друг с другом по вершинам, образуют цепочки вдоль [001]. К ним по вершинам присоединяются зонтики Se1 и Se2. Цепочки связываются друг с другом в каркас зонтиками Se1 в направлении [010] и квадратами Cu3 в направлении [100]. Атомы Cl1 и Na расположены в полостях каркаса. Координационное окружение Na (5O+4Cl).

В кристаллической структуре ильинскита присутствуют тетраэдры $[OCu_4]^{6+}$. Это может быть следствием возможного переноса меди и других металлов вулканическими газами в виде тетраэдров $[OT_4]^{n+}$, где T - атом металла.

Минерал назван ильинскитом (ilinskite) в честь доцента кафедры минералогии СПбГУ Г.А.Ильинского (1927-1996), нашего учителя и хорошо известного специалиста в области изучения физических свойств минералов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 96-05-65577).

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ $Cu_4\{(V,As)O_4\}ClO_2$ - НОВОГО ПРИРОДНОГО СОЕДИНЕНИЯ

Л.П.Вергасова (Институт Вулканологии ДО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия), Г.Л.Старова*, С.В. Кривовичев, С.К.Филатов (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

$Cu_4\{(V,As)O_4\}ClO_2$ является продуктом фумарольной деятельности Большого трещинного Толбачинского извержения (Камчатка, 1975-1976 гг.). Представлен единичной находкой в пробе отбора 1977 года из фумаролы "Ядовитая" (II конус Северного прорыва). Устье фумаролы представляло собой полость, инкрустированную эксгаляционными отложениями, состоящими из оксосульфатов меди, натрия и калия - эвхлорина, камчаткита и ключевскита. Отмечены также гематит и пономаревит. Соединение встречается в виде черных точечных включений в эвхлорине и очень редко - в виде непрозрачных темно-серых до черного таблитчатых кристаллов с размерами, не превышающими 0.3x0.15x0.1 мм, с металлическим блеском, раковистым изломом и коричневой чертой. Наблюдаемые простые формы: пинакоид {100} и ромбическая призма {110}.

Исследование химического состава проведено на микрозонде "Camebax". Изучался аншлиф, приготовленный из нескольких зерен размером 20-100 мк. Состав соединения вычислен как средний из 16 анализов (мас. %): CuO 68.02 (59.74-71.02), Fe_2O_3 0.50 (0.00-4.11), As_2O_5 15.17 (7.49-23.91), V_2O_5 9.10 (4.90-25.92), SO_3 0.54(0.00-2.99), Cl 8.05 (6.61-8.62), O = Cl_2 -1.81 (1.49-1.94), сумма 99.56 (97.53-102.92). Валентности элементов приняты, исходя из окислительной обстановки минералообразования. Эмпирическая формула, рассчитанная по катионам, имеет вид: $Cu_{3.97}Fe^{3+}_{0.03}\{(As_{0.61}V_{0.44})_{1.05}O_4\}Cl_{1.05}O_{1.87}$. Идеализированная формула может быть представлена в виде: $Cu_4\{(As,V)_{1.0}O_4\}ClO_2$. Анализ химического состава отдельных зерен минерала свидетельствует о практически полном изоморфном ряде между арсенатами и ванадатами.

Монокристальное рентгеновское исследование (рентгенгониометр РГНС-2, автодифрактометр Syntex $P2_1$) показало, что кристаллы соединения относятся к ромбической сингонии, пр.гр. Pcam или $Pca2_1$, a=11.154(2), b=5.440(1), c=10.333(2) A, V=627.0(3) A^3, Z=4, D_x=4.76(3) г/$см^3$. Кристаллическая структура решена в пр.гр. Pcam (R-фактор = 0.048). Дебаеграммма (фотометод, камера РКД-57.3, резиновый шарик, Cu Kα-излучение, Ge-внутренний эталон) содержит следующие диагностические линии (I-d-hkl): 10-2.68-401, 7-2.41-022, 5-3.13-212, 3-1.62-330, 3-1.47-712. Индицирование проведено с использованием интенсивностей, полученных от монокристалла.

Работа выполенена при поддержке РФФИ грант # 96-05-65576.

ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНАЯ РЕНТГЕНОГРАФИЯ НЕСТЕХИОМЕТРИЧЕСКИХ СУЛЬФИДОВ

Вершинин А.Д., Селиванов Е.Н., Данилушкин А.Л.
Институт металлургии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Природные сульфиды несут следы геоисторических процессов, что отличает их от синтетических аналогов по составу, свойствам и особенностям кристаллографической структуры. В ряде работ наблюдали корреляцию состава и свойств минералов с рентгенографическими параметрами. Однако эти вопросы остаются изученными недостаточно.

На высокотемпературной рентгеновской установке (ДРОН-2.0, ГПВТ-1500, Co-K_α, Fe-фильтр) измерены параметры элементарных ячеек (Ge-эталон, 10-15 рефл., МНК) пиритов $Fe_{1,897-1,939}$, галенита $PbS_{0,975}$, сфалерита $ZnFe_{0,07}S_{1,06}$, халькопирита $CuFe_{1,01}S_{1,82}$ и арсенопирита $FeAs_{0,96}S_{1,06}$ (моноклинный), а также продуктов их разложения в инертной (гелий) и окислительной (воздух) атмосферах при нагреве до 1273 К. Зависимости параметров (А) и объема ячеек аппроксимированы полиномами не выше третьей , а коэффициенты теплового расширения (α) сульфидов - второй степени.

Неадекватность поведения при нагреве в разных средах у всех сульфидов проявляется в интервале существования минералов и составе вторичных соединений. Для пиритов наблюдали различия в величине α от состава минерала. Величины α галенита и сфалерита в атмосфере гелия не зависят от Т, в то время как нагрев минералов на воздухе приводит к слабой зависимости $\alpha = f(T)$. Для халькопирита в инертной атмосфере выделяется участок (273-673 К), где α_c возрастает, а α_a остается постоянным. Арсенопирит при нагреве выше температуры полиморфного превращения в инертной среде проявляет собственное тепловое расширение, а на воздухе - дополнительно накладывается сдвиговая деформация, причем в направлении оси С тепловое расширение не зависит от температуры. Показана удовлетворительная сходимость результатов химического анализа с расчетом состава минералов по рентгенографическим данным.

МИНЕРАЛОГИЯ АМАЗОНИТОВЫХ РАНДПЕГМАТИТОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Волошин А.В. (Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия)

Амазонитовые рандпегматиты имеют широкое распространение на Кольском полуострове. Эти образования генетически и пространственно связаны с крупными массивами субщелочных гранитов. К настоящему времени в амазонитовых рандпегматитах достоверно установлено и изучено более 100 минеральных видов, которые охватывают практически все классы природных химических соединений.

В амазонитовых рандпегматитах выявлены уникальные природные системы с селективным кристаллохимическим фракционированием тяжелых редкоземельных элементов и иттрия при кристаллизации минеральных фаз.

Становление Y-REE минерализации определяется следующими закономерностями:

- Все иттриевые и редкоземельные минералы характеризуютсянесколькими генерациями и тонкой зональностью кристаллов, обусловленной чередованием зон с различным отношением Y/REE.
- Ранние генерации минералов обычно селективно иттербиевые или обогащены тяжелыми редкоземельными элементами; следующие генерации кристаллизуются в условиях высокого потенциала Y и обогащены им вплоть до кристаллизации селективно иттриевых фаз.
- Установлены два ряда или две ветви в общей схеме Y-REE минерализации: иттербиевая и иттриевая. Состав минералов изменяется постепенно при переходе от одной ветви к другой.
- Иттриевая ветвь минерализации характеризуется формированием эволюционных серий минералов в общем виде в направлении:силикаты - силикат-карбонаты - карбонаты - фосфаты.
- Показано, что распределение Y, Yb и REE в минералах контролируется не только геохимическими , но и кристаллохимическими факторами, обусловленными различной изоморфной способностью кристаллических структур подобных кислородных соединений индивидуальных Y-REE элементов.

Литература

А.В.Волошин,Я.А.Пахомовский. Минералы и эволюция минералообразования в амазонитовых пегматитах Кольского полуострова.Л.Наука,1986.

Belolipetskii A.P., Voloshin A.V. Yttrium and Rare Earth Element minerals of the Kola Peninsula, Russia. In: Rare Earth Minerals: Chemistry, origin and ore deposits. Eds.:A.P.Jones, F.Wall, T.Williams.1995, London. P.311-326.

II-236

О ВОЗНИКНОВЕНИИ МИКРОНЕОДНОРОДНОСТЕЙ В МИНЕРАЛЬНЫХ ИНДИВИДАХ ПРИ ИХ МЕТАСОМАТИЧЕСКОМ ЗАМЕЩЕНИИ

Гавриленко В.В., Гайдамако И.М.
(СПбГГИ, Санкт-Петербург, Россия)

Модели метасоматического замещения минералов, предполагающие наличие переноса вещества сквозь кристаллические решетки диффузионным и диффузионно-поровым путем, должны учитывать и явления трансформации минерального индивида, подвергающегося замещению. Они могут рассматриваться как стадии его гибели. Отметим, что гибель минеральных индивидов, являющаяся процессом, завершающим онтогенез, исследована в настоящее время еще недостаточно.

Проведенное с помощью растрового электронного микроанализатора изучение ряда оксидных и силикатных систем, характерных для гидротермальных месторождений, показало, что при замещении одного минерала другим в исходном индивиде на фронте замещения часто появляются аномальные неоднородности состава: в приграничных зонах наблюдаются резкие однонаправленные изменения содержаний примесных и минералообразующих компонентов. Иногда отмечается нестехиометричность состава исходного минерала. Конфигурация таких зон весьма сложная и только изредко отвечающая основным кристаллографическим направлениям.

Характер распределения компонентов на границе двух минералов в изученных случаях не позволяет применить простую модель диффузии в соответствии с законом Фике или под влиянием температурного фактора. Наиболее применимой оказывается модель последовательного перехода компонентов исходного минерала в капиллярный раствор, проникающий в его структурные микронеоднородности, с последующим усвоением этих компонентов новообразованным минералом или удалением их диффузионно-инфильтрационным путем. В ряде случаев удается и прямым путем фиксировать микроследы таких растворов.

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ БЕЛОМОРЬЯ ПО ЭВОЛЮЦИОННЫМ ТРЕНДАМ МИКРОКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ОКСИДОВ

В.К.Гаранин, Г.П.Кудрявцева, Т.В.Посухова (МГУ, Москва, Россия)

Изучены особенности фазового и химического состава микрокристаллических оксидов из кимберлитов Золотицкого, Верхотинского и Кепинского полей. На основе составленной базы данных (396 анализов шпинелидов, ильменитов и рутила) методом кластерного анализа выделено 15 химико-генетических групп. Выявлено, что каждая группа занимает определенное место в общем ряду последовательности кристаллизации. Установлено, что длительная и сложная их эволюция, сопровождающаяся изменениями P-T и red/ox условий, наглядно прослеживается по кристаллизационным трендам, имеющим специфические особенности для каждого из полей, что позволяет реконструировать условия образования кимберлитов.

В диатремах Золотицкого поля преобладают высоко- и средне-Cr-пикрохромиты I и II групп. Эволюционный тренд заканчивается на хромсодержащей ульвошпинели 6-7 групп. Здесь зарождение кимберлитов происходит в глубинных условиях, а подъем - при небольших градиентах увеличения окислительного потенциала.

В диатремах Верхотинского поля установлены средне-Cr-пикрохромит 2 группы и Mg-Cr-Al-титаномагнетит 8 группы. Последний преобладает. Эти кимберлиты формировались на меньших глубинах и при более высоких значениях фугитивности кислорода.

В диатремах Кепинского поля присутствуют все группы оксидов от средне-Cr пикроферрохромитов 3 группы до магнетита 10 группы, рутила и ильменита. Преобладание титаномагнетита 8 группы указывает на малоглубинные условия зарождения кимберлитов. На завершающих стадиях от Mg-гемоильменита 2 группы к Mn-ильмениту 4 группы падает соотношение $Fe^{3+}/Fe^{3+} + Fe^{2+}$ и увеличивается марганцовистость, что указывает на прогрессивное увеличение щелочности и окисленности среды минералообразования. Полный тренд кристаллизации оксидов можно интерпретировать как следствие более длительной (по времени) эволюции кимберлитов.

БИОХЕМОГЕННОЕ ФОРМИРОВАНИЕ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ

Гептнер А.Р. (ГИН РАН, Москва, Россия)

Судя по имеющимся данным, образование слоистых силикатов в исследованной части разреза толщи платобазальтов на севере Исландии происходило при низких температурах из слабо минерализованных растворов при очень незначительном взаимодействии их с вмещающими породами. Среди разнообразных выделений глинистых минералов (смектит-селадонитового состава), наблюдавшихся при оптических и электронно-микроскопических исследованиях в пустотах и трещинках базальтов, отмечены следующие, наиболее часто встречающиеся образования: 1. Каемки на стенках газовых полостей или пустот другого происхождения. 2. Так называемые "седиментационные уровни". Эти образования напоминают по структуре осадки, накапливающиеся в разного типа отстойниках, где формируется серия горизонтально слоистых осадков. 3. "Нити", ветвящиеся и иногда образующие спутанноволокнистые агрегаты 4. Червеобразные выросты на поверхности каемок или образований типа "седиментационных уровней" 5. Шарики, глобулы, агрегаты из сросшихся шариков и глобул, напоминающие иногда виноградные грозди.6. Сложно построенные массы почкообразного вида, состоящие из отдельных округлых и овальных тел. Структурные особенности биоморфных выделений и характер их взаимоотношения с вмещающими породами и парагенетическим комплексом вторичных минералов, позволяет рассматривать эти образования как результат бактериологического воздействия на среду минералообразования и создание в микрообъеме благоприятной обстановки для концентрации элементов, необходимых для возникновения смектит–селадонитового комплекса минералов. Существенная роль микроорганизмов при формировании слоистых силикатов вытекает из того, что слабо минерализованные низкотемпературные воды в свежих или слабо измененных породах не являются той обстановкой, в которой формирование этих минералов может осуществляться чисто химическим путем. Напротив, в результате микробиологической деятельности (окислении серы, сероводорода, двухвалентного железа, молекулярного водорода, сопровождавшееся восстановлением сульфата до сульфида или CO_2 до метана и т.п.) даже в слабо минерализованной среде легко представить формирование Si-Al-Fe-K-геля, предшественника смектита, смектит-селадонита или даже чистого селадонита.

МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ ИЗОМОРФНО-СМЕШАННЫХ КРИСТАЛЛОВ В РАСТВОРАХ

Гликин А.Э. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Специфика образования изоморфно-смешанных кристаллов в растворах выражается в том, что изоморфное метасоматическое замещение характеризуется предельным пространственно-временным совмещением растворения и роста и является составной частью прямой кристаллизации, а торможение замещения за счет переохлаждения приводит к особому виду равновесий. Эти выводы основаны на данных физико-химического анализа модифицированных концентрационных фазовых диаграмм и морфологических данных, а также на ряде оценок кинетики и равновесий.

Изотермическое замещение осуществляется по двум механизмам. При дефиците объема новообразования, компенсируемом внедрением включений, поверхность кристалла приобретает микромозаичное строение с хаотично чередующимися участками растворения и роста. При избытке объема кристалл экранируется новообразованием, а замещение происходит также за счет растворения и роста по мере диффузионного обмена компонентами между внутренними зонами кристалла и поверхностью; обмен ускоряется за счет дефектов, маркируемых характерными автоэпитаксиальными наростами.

В квазиравновесной кристаллизации участвует 2-й механизм, что фиксируют наросты и подтверждает физико-химический анализ. Конечное пересыщение ведет к равновесию раствора с кристаллами двух составов, а переходные составы отвечают метастабильным или лабильным состояниям. Кристаллы остальных составов метасоматически реагируют с раствором по обычной схеме изотермического замещения, а кристаллы переходных составов могут вступать с раствором в метасоматическое взаимодействие при инвертированных траекториях изменения составов фаз. Одно из прогнозируемых следствий этих процессов - осцилляции скорости роста изоморфно-смешанных кристаллов. Равновесие пересыщенных растворов является стабильным и достигается не только подбором условий, но, вероятно, и путем лабильного осаждения части растворенного вещества.

II-240

ТРАНСФОРМАЦИИ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ (МИНЕРАЛОВ ГЛИН) ПРИ НАЧАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ

Э.А.Гойло. НИИ Земной коры СПб университета,

Санкт-Петербург, Россия

Построены кристаллохимические модели последовательных этапов трансформаций слоистых силикатов (минералов глин) в условиях начального метаморфизма и установлены закономерности структурных преобразований практически для всех известных представителей слоистых силикатов. Кристаллохимическое изучение реакций образования неупорядоченных и упорядоченных смешаннослойных фаз, серпентина, бертьерина, монтмориллонита, диоктадрической гидрослюды, биотита и др. по исходным фазам каолинита, монтмориллонита, глауконита позволило сделать следующие выводы. 1. Формирование новых слоистых фаз при повышенных P-T параметрах в химически активных средах проходит в направлении повышения заряда слоев и максимального заполнения октаэдрических позиций. Таким образом, при прогрессивном метаморфизме глин отмечается изменение их главных классификационных критериев: переход силикатов в алюмосиликаты и диоктаэдрических структур в триоктаэдрические 2. Трансформационные ряды сопровождаются изменением структурного порядка-беспорядка по схеме: полная упорядоченность (исходные фазы) - частичная разупорядоченность (начальный этап преобразования исходной структуры) - полная разупорядоченность (интенсивное развитие промежуточной обычно метастабильной фазы) - частичная упорядоченность (начало формирования стабильной конечной фазы) - полная упорядоченность (заключительный этап формирования стабильной фазы).
3. Трансформации слоистых силикатов осуществляются с элементами структурной преемственности, проявляясь в сохранении основных строительных единиц - тетраэдрических и октаэдрических слоев и их пространственного расположения. Для широко распространенных в природе процессов монтмориллонитизации, гидрослюдизации и серпентинизации каолиновых пород на кристаллохимическом уровне рассмотрены механизмы реакций с учетом наследования отдельных структурных фрагментов, особенности обмена состава минерала с внешней средой, а также получены некоторые метрические соотношения трансформирующихся фаз. Учитывая широкую распространенность изученных слоистых силикатов в осадочных и метаморфических породах как основных породообразующих минералов, составляющих массу всей породы до 50 - 75%, можно оценить масштабы трансформаций глин при их прогрессивном метаморфизме и их влияние на свойства пород (состав, пористость, плотность и др.).

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ТАНТАЛА В ВЫСОКОГАФНИЕВОМ ЦИРКОНЕ

Гордиенко В.В., Жукова И.А., Каминская Т.Н., Полежаева Л.И., Тимохина Л.А., Чуканов Н.В. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

1. Та-содержащий, высокогафниевый циркон (калбаит) обнаружен в редкометальных пегматитах Калбы (В.Казахстан) в позднем парагенезисе (кварц+альбит+калиевый полевой шпат+мусковит), развивающемся метасоматически по сподуменсодержащим агрегатам в гидротермальную стадию пегматитового процесса ($T_{обр}$~150-220^{0}C).

2. Циркон весьма неоднороден. Ядра его псевдооктаэдрических кристаллов прозрачны, слабо люминисцируют в УФ-лучах в зеленовато-голубых тонах и отличаются повышенным содержанием Ta_2O_5 (2,5-8,3%, Цр.1). Края кристаллов полупрозрачны, ярко люминисцируют в УФ оранжево-желтым цветом. Такой циркон (Цр-2) характеризуется пониженным содержанием Ta_2O_5 (0,3-1,2%), но включает мелкие (1-100 мкм) зерна мангантанталита. Он образует пятна, полосы и системы тонких жилок в Цр-1, пронизывающих ядра кристаллов, свидетельствуя о метасоматическом развитии Цр-2 по Цр-1.

3. Присутствие Та в Цр-1 связано с изоморфным замещением преимущественно Hf, что доказывают: фазовая однородность Цр-1, установленная растровой электронной микроскопией, отсутствие прямой корреляции между содержанием тантала и марганца ($f_{Ta\text{-}Mn}$=-0,40), аномально низкий параметр а э.я. Цр-1 (6,585 А) по сравнению с Цр-2(6,594А); тесная обратная корреляция между содержанием Та и Hf ($f_{Ta\text{-}Hf}$=-0,88). Компенсация заряда Ta^{5+} при замещении Hf^{4+} осуществляется путем замещения Si^{4+} более низковалентными катионами (Al, B, Be).

4. Последующий распад Цр-1 приводит к "очищению" от Та и образованию микроскопических вростков танталита в Цр-2.

СИНТЕЗ И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ Co-Mn АСБОЛАНА

А.И.Горшков, В.А.Дриц, А.Мансо, В.С.Путилина

Структуры асболанов состоят из двух упорядоченно чередующихся октаэдрических слоев, которые из-за разного катионного состава имеют разные латеральные размеры. Эти минералы относятся к регулярным смешаннослойным минералам с несоразмерными слоями [1]. В данной работе впервые асболан получен в лабораторных условиях. Для этого ранее синтезированный Na-бузерит состава: $Na_{0.3}\ Mn^{II}_{0.045}\ (Mn^{IV}_{0.733}\ Mn^{III}_{0.222}\ \square_{0.045})\ O_{1.99}$ выдерживался в 10% растворе $CoCl_2$ при комнатной температуре в течение 4-х месяцев при pH = 5-6. Структура и состав полученной фазы изучались с помощью порошковой рентгеновской дифракции, методами аналитической электронной микроскопии и рентгеновской абсорбционной спектроскопии (EXAFS). Анализ дифрактограмм и точечных электронограмм показал, что структура исследуемой фазы соответствует асболану и характеризуется двумя подрешетками I и II с $a_I = 2.84$ Å и $a_{II} = 3.14$ Å и общей периодичностью вдоль оси c, равной 9.55 Å. Состав индивидуальных частиц, определенный с помощью EDA, представлен Co и Mn в отношении 1:2.1. Анализ EXAFS спектров показал, что катионный состав представлен Co^{3+} и Mn^{4+}, Mn^{2+}. Полученные данные позволили предложить следующий механизм формирования исследуемого Co-Mn асболана. На первой стадии в структуре бузерита межслоевые катионы Na замещались на Co^{2+}. Следующая стадия состояла в миграции Co^{2+} к слоевым вакансиям с последующим их окислением за счет электронного обмена и миграцией Co^{3+} к ближайшим вакансиям. Окисление Co сопровождалось восстановлением Mn^{III}. Из-за стерических ограничений восстановленные катионы Mn^{II} мигрируют в межслои, где вместе с Co^{3+} образуют бруситоподобные положительно зараженные островковые слои. Установленная формула асболана имеет вид:

$$(Mn^{IV}_{0.72}\ Co^{III}_{0.17}\ \square_{0.11}\ O_2)^{0.61-}\ [Mn^{II}_{0.23}\ Co^{II}_{0.115}\ (OH)_{0.69}\ Co^{III}_{0.17}\ n{\times}H_2O]^{0.62+},$$

что соответствует экспериментальным данным.

Литература.

Ф.В.Чухров, А.И.Горшков, В.А.Дриц. Гипергенные окислы марганца. М.: Наука. 1989. 208 с.

РЕАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ХРОМИТА, ИМПЛАНТИРОВАННОГО ИОНАМИ НЕОРГАНИЧЕСКИХ СОЛЕЙ

Григорьева Т.Н., Разворотнева Л.И., Мороз Т.Н., Милова Л.В.
(*ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск, Россия*).

Геохимические и минералогические данные, имеющиеся в мировой литературе, свидетельствуют о крайне неравномерном характере распределения целого ряда примесных элементов (в том числе платиновой группы и золота) между отдельными сегрегациями хромитов в пределах рудоносных энтрузивов. Во многих исследованиях по геохимии платиновых металлов не учитывается состояние реальной структуры минерала, наличие в ней различных типов дефектов и их роль в процессах массопереноса. Механическое воздействие на твердые тела вызывает значительные изменения в их структуре. Они характеризуются возникновением новых внутренних поверхностей раздела, дислокаций и различных типов точечных дефектов. Структура хромита является чрезвычайно устойчивой к механическому и химическому воздействию. С целью усиления разрушения структуры и, как следствие, повышения растворимости хромита в кислотах, проводилась механическая активация минерала с твердофазными добавками (не более 4-6%) различных неорганических солей. Для оценки влияния добавок на степень разрушения структуры выполнялось послойное стравливание поверхностных слоев кристаллитов хромита. Изменение степени совершенства структуры исследовалось методом рентгенографии с использованием Фурье-анализа (метод моментов). Расчет проведен по рефлексу 400. В качестве эталона использовался природный хромит. Количественная оценка блоков когерентного рассеяния и микроискажений показала следующую зависимость степени деструкции структуры от природы вводимой добавки:

Na_2CO_3 (максимальная деструкция)$\rightarrow NH_4Cl \rightarrow NaCl \rightarrow (NH_4)_2HPO_4$

Степень деформируемости ковалентных связей в системе неорганическая добавка - хромит при дефектообразовании определялась методом инфракрасной спектроскопии (ИК). Так при использовании в качестве добавки Na_2CO_3 в ИК-спектрах наблюдалось появление дополнительных колебательных полос с максимумами 1375 и 1530 $см^{-1}$ в области валентных колебаний карбонат-иона , отсутствующих в исходном хромите и свидетельствующих об образовании новых комплексов: поверхность-добавка. Комплексом методов установлена взаимосвязь степени деструкции хромита, растворимости и степени выхода платины при введении неорганических твердофазных добавок в процессе механического воздействия на хромит.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 94-05-16537а).

II-244

О ВЗАИМОСВЯЗИ "СОСТАВ - РАЗМЕРЫ ЭЛЕМЕНТАРНОЙ ЯЧЕЙКИ" В ТВЕРДЫХ РАСТВОРАХ СТРУКТУРНОГО ТИПА БЕРИЛЛА

Демина Т.В., Михайлов М.А., Богданова Л.А., Афонина Г.Г. (Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия)

Рассчитан минальный состав и экспериментально определены параметры элементарных ячеек кристаллов взаимных твердых растворов бериллиевого индиалита (БИ), берилла (Б), кордиерита (К) или индиалита (И), полученных из раствора в расплаве солей, из расплава и методом твердофазного синтеза. Поле этих твердых растворов заключено в следующих пределах: по миналу К или И ($Mg_2Al_4Si_5O_{18}$) - 1 - 72%, по миналу БИ ($Mg_2BeAl_2Si_6O_{18}$) - 6 - 92%, по миналу Б ($Al_2Be_3Si_6O_{18}$) - 1 - 49%. В предположении линейной зависимости "состав - физическое свойство" получены расчетные величины параметров элементарных ячеек рассматриваемых твердых растворов. При этом за опорные были приняты параметры элементарных ячеек образцов, близких к стехиометричным И, Б, БИ. Выявлена близость расчетных и экспериментально определенных структурных характеристик исследованных образцов. Оценен долевой вклад компонентов в метрику элементарных ячеек твердых растворов: увеличение количества минала И на 10% повышает a на 0,021Å, c на 0,010Å; вхождение 10% минала Б понижает a на 0,039Å, c на 0,007Å. В процессе роста в кристаллах проявились: 1) тенденция к сохранению a при уменьшении c (в случае вытеснения компонентов И и Б миналом БИ); 2) понижение a и c (и в случае замещений К на БИ при стабильной доле Б и в случае вытеснения БИ миналом Б при постоянном содержании К). По полученным зависимостям предварительно оценены структурные параметры стехнометричного БИ (a=9,595Å, c=9,270Å) и гипотетического "компонента Ньютона" ($Mg_2Be_2Si_7O_{18}$, a=9,390Å, c=9,183 Å), а также вероятные минальные составы твердых растворов рассматриваемого типа, синтезированных другими авторами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант по проекту N 96-05-64817).

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭЛЕКТРОННЫХ ОПТИЧЕСКИХ СПЕКТРОВ ПОГЛОЩЕНИЯ ПРИРОДНЫХ И ИСКУССТВЕННЫХ МИНЕРАЛОВ

Денисов И.Г., Бахтин А.И., Кальчев В.П. (КГУ, Казань, Россия),
Денисова Н.В. (КФ МЭИ, Казань, Россия)

Проблема описания и интерпретации электронных оптических спектров поглощения и расшифровки спектров поглощения в ультрафиолетовой области спектра, где спектр имеет неразрешенную структуру, связана с использованием определенной формы "элементарной" полосы примесного поглощения. Теоретические и экспериментальные работы последних лет показали, что основной вклад в форму "элементарной" полосы поглощения вносит только эйнштейновская частота фононного спектра кристаллов. Нами на основе большого количества экспериментальных спектров поглощения природных и синтетических минералов показано, что использование гауссовой формы полосы примесного поглощения в представлении длин волн, а не в энергетическом представлении как принято в настоящее время, удовлетворительно описывает электронные оптические спектры поглощения в ультрафиолетовой, видимой и ближней инфракрасной области. При этом естественным образом учитывается длинноволнное крыло полос поглощения, что представляло большую проблему при разложении спектров в энергетическом представлении.

Используя параметры разложения экспериментального спектра поглощения на компоненты рассчитаны параметры кристаллического поля для синтетических и природных минералов, которые хорошо согласуются с литературными данными. При этом удалось для некоторых минералов построить систему абсолютного положения энергетических уровней примесных центров в запрещенной зоне кристаллов.

Использование рассчитанных параметров положения линий примесных центров в кристаллах позволяет более надежно рассматривать зависимость кристаллохимических особенностей природных кристаллов от условий образования минералов и надежно выделять различия в процессах образования и преобразования минералов в геологических процессах.

II-246

КАМНЕСАМОЦВЕТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В МУЗКОЛЬСКОМ МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАМИРА: РОЛЬ ПРОЦЕССОВ МЕТАСОМАТОЗА

М.С.Дюфур , А.А.Золотарев, А.Б.Кольцов
(СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Альпийский музкольский метаморфический комплекс восточной части Центрального Памира характеризуется зональностью кианит-силлиманитового типа: зона 1 соответствует амфиболитовой фации, зона 2 - эпидот-амфиболитовой, зоны 3 и 4 - нижней и верхней субфациям зеленосланцевой фации. На метаморфическую зональность наложена конформная с ней метасоматическая зональность, которая контролирует размещение камнесамоцветной минерализации. С хлоридно-натриевым метасоматозом связаны региональная альбитизация и скаполитизация. Следующие за щелочным метасоматозом процессы кислотного выщелачивания привели к переотложению оснований и образованию в кристаллических сланцах и гнейсах зоны 1 кордиеритовых метасоматитов. Ювелирный кордиерит содержится в линзах и послойных жилах мощностью до 0,5 м. Совместно с кордиеритом присутствуют кварц, а также жедрит, плагиоклаз и кианит. Кордиерит представлен высокоупорядоченной (индекс искажения 0,233-0.247) маложелезистой (f=8,5-16,0%) разновидностью. Формирование кварц-кордиеритовых жил начиналось, по-видимому, при температуре, близкой к температуре метаморфизма вмещающих кордиеритсодержащих пород (680-650 ^{o}C) и продолжалось при постепенном снижении температуры и давления. На основании данных о содержании летучих компонентов (H_2O, CO_2) в каналах структуры кордиерита для этих температур по диаграмме В.А.Куперина получены значения давления флюида в 4,5-4 кбар, которые, возможно, несколько занижены. Флюид имел промежуточный состав (X_{CO_2} = 0,55-0,43). В мраморах зоны 2 и низкотемпературной части зоны 1 развивались процессы флогопитизации и доломитизации, с которыми связаны проявления корунда. Рубиновая минерализация приурочена к линзовидным зонам, вытянутым по простиранию карбонатных пород. Рубин встречается в виде вкрапленников в крупнозернистых мраморах в ассоциации с флогопитом, фукситом, пиритом, рутилом, турмалином и скаполитом. Температура образования корундовых ассоциаций 600-550 ^{o}C при высоком содержании CO_2 во флюиде (X_{CO_2} около 0,5). Проявления ювелирного скаполита (Кукуртское месторождение) сосредоточены в полосе, переходной от зоны 1 к зоне 2. Скаполит встречается в виде призматических кристаллов лилового и реже винно-желтого цвета. Он выделяется наиболее высокими содержаниями Na и Cl среди минералов группы скаполита. Образование скаполитовых жил (скаполит, роговая обманка, биотит, титанит, апатит, пирит) связано со вторым, относительно низкотемпературным этапом щелочного метасоматоза, для которого по микровключениям в скаполите и кварце М.С.Порицким и Н.В.Котовым получена температура 470-300 ^{o}C и давление 1-0,4 кбар.

ОНТОГЕНИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ФРАКТАЛЬНОЙ РАЗМЕРНОСТИ ХОЛЕСТЕРИНОВЫХ ДЕНДРИТОВ В ЖЕЛЧНЫХ КАМНЯХ.

Дякив В.А., Матковский О.И. (ЛГУ, Львов, Украина).

Особености морфологии, микроструктурного строения и вещественного состава холестериновых желчных камней, указывают на то, что одним из важнейших способов их формирования был механизм фрактального (сферолит-дендритного) роста трехмерных дендритов холестерина. Зародившись, микросферолит достигая определенного критического размера, переставал расти. В то же время на некоторых иголчатых кристалитах холестерина, спонтанно зарождались микросферолиты новой генерации, которые также, достигая критического размера, приостанавливали рост и т.д. Главным фактором такого роста были особенности биохимического состава желчи, при которых имело место значительное пересыщение желчи холестерином. Ведь только при таком условии вожможен рост сферолитов. Отсюда следует, что описывая размеры и особенности микроструктуры сферолитов с позиций теории фракталов [1, 2], где важнейшим параметром является фрактальная размерность - степень заполнения пространства, можно проследить динамику изменений концентрации холестерину в желчи.

Для расчета фрактальной размерности - D, реликтов микросферолитов из разных зон роста концентрично-зональных желчных камней, в процессе онтогенических исследований изучались четыре параметра: R_1 - радиус сплошного заполнения в сферолите; R_2 - радиус сферолита; α - угол наявного сегмента сферолита; A - количества лучей в наявном сегменте сферолита.

На основе полученых данных расчитывались параметры модельного среза микросферолита в двумерном пространстве: Q - общее количество лучей в сферолите: $Q=(360/\alpha)*A$; L - длина периметра сплошного заполнения в сферолите: $L=2\pi R_1$; P - площадь сплошного заполнения в сферолите: $P=\pi R_1^2$; M - средняя ширина луча в сферолите; H - средняя высота луча в сферолите; S - площадь дендрита: $S=Q*M*H+P$; Отсюда фрактальная размерность равна: $D=\ln(S)/\ln(R_2)$;

Проведеные исследования показаали, что на начальных стадиях роста желчных камней, когда пересыщение желчи холестерином было максимальным, фрактальная размерность характеризовалась минимальными значениями (1.4-1.5). При увеличении размеров, возрастает компактность кластера, о чем свидетельствуют максимальные значения фрактальной размерности реликтов сферолитов (1.7-1.8).

Литература

1. Mandelbrot B.B. Fractal Geometry of Nature // Freeman, San Francisco, 1982.
2. Brady R.M., Ball R.C. Fractal growth of copper electrodeposits. // Nature. 17-23 May. 1984. V.309. N5965. P.225-229.

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ АМОРФНЫХ СИЛИКАТНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М. (ЯНИГП АК "Алмазы России-Саха, Мирный, Якутия)

Аморфными силикатами принято считать минеральные твердые образования с беспорядочным расположением частиц (молекул, атомов, ионов). Для них свойственен только ближний порядок расположения структурных единиц. В поляризованном свете они изотропны, показатели преломления обычно ниже кристаллических образований аналогичного состава. Аморфные силикаты представлены различными по происхождению образованиями: вулканическими стеклами, постмагматическими и экзогенными затвердевшими гелями. Все они по составу бывают преимущественно двух видов: 1) богатые кремнеземом, количество которого больше (часто много больше) половины массовых процентов, и 2) богатые железом, содержащие менее 50% кремнезема. Те и другие содержат мало (или очень мало) магнезии. В обводненной физико-химической среде кристаллизация каждого из выделенных видов происходит неодинаково. Богатые кремнеземом образования склонны превращаться в каркасные минералы (цеолиты за счет вулканического стекла туфов, халцедон по опалу и др.), богатые железом трансформируются в слоистые силикаты (нонтронит по гизингериту и др.). Причиной тому является наличие кристаллитов каркасного строения в стекле и слоистого в затвердевших гелях. Важным фактором в процессе возникновения кристаллических образований определенного строения является реакция среды и поведение в связи с этим алюминия. В щелочной среде устойчивыми являются комплексы $Al(OH)_4^{-1}$, которые при кристаллизации в виде AlO_4^{-5} образуют общее построение с кремнекислородными тетраэдрами, в том числе и в каркасных структурах, а в кислых условиях ион алюминия Al^{+3} принимает шестерную координацию, так свойственную слоистым минералам (каолинит, смектит). В промежуточных касательно реакции средах возникают предпочтительно слоистые структуры (слюды, хлориты). Возникшие по аморфным силикатам в обводненной среде минералы содержат особый тип воды (т.н. цеолитная вода), которая, удаляясь из минерала при температуре выше 100°С, может после охлаждения возвращаться в него вновь. В каркасных силикатах она помещается в канальцах, и при ее уходе структура в целом не меняется, а в слоистых силикатах происходит сжатие (часто довольно значительное) структуры и, соответственно, растяжение по оси "С". Кристаллизации в какой-то мере содействуе магний. Богатые им колломорфные силикаты являются кристаллическими.

О ВОЗНИКНОВЕНИИ СЕКТОРИАЛЬНО ГАСНУЩЕЙ СТРУКТУРЫ В СЕРПЕНТИНИТАХ

Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М. (ЯНИГП АК "Алмазы России-Саха, Мирный, Россия)

Разновидности серпентина в породах по-разному образуют агрегаты из параллельно ориентированных индивидов. Хризотил образует волокна, плотно прилегающие друг к другу. В серпофите, состоящем из субмикроскопической длины волокон, последние совместно с аморфным веществом образуют срастание на электростатическом уровне, в связи с чем и агрегаты приобретают свойства, близкие к таковым для отдельных индивидов. В хризотиловых асбестах подобное взаимодействие, видимо, имеет место только в местах соприкосновения волокон, в связи с чем их можно отделять друг от друга. Поскольку для хризотила известны не только рулоны, но и лейсты, то они, возможно, помещаются в межрулонном пространстве. Для лизардита свойственно плоскочешуйчатое (или немного изогнутое) строение индивидов, в связи с чем параллельно ориентированные вокруг зерна оливина чешуйки взаимодействуют между собой. Так как для лизардита свойственна плоскочешуйчатая (или слабо изогнутая) форма частиц, то именно ими сложены оболочки псевдоморфоз, а также прожилки в оливине, реликты которого сохранились. Необходимо отметить, что возникновение секториальной структуры агрегатов серпентинитов возможно только в случае предыдущего раскалывания исходного минерала - оливина или уже образовавшегося за его счет палагонита, серпофита или, наконец, стекла на отдельные блоки с ровными ограничениями. Причиной возникновения блоков может быть направленное давление по отношению к имеющейся отдельности кристалла оливина, стекла, а также трещины синерезиса, которые обычно свойственны серпофитам и палагонитам. Отсюда ясным кажется сам процесс серпентинизации. Возникновение секториальной структуры агрегатов серпентина является поздним процессом. Образование параллельно расположенных частиц происходит в момент возникновения трещин синерезиса за счет затвердевающего геля от краев возникающих трещин одновременно и не всегда заканчивается в центре, а в большинстве остается субизотропное ядро. Характерной особенностью данного процесса является то, что протекание его происходит с повышением температуры системы (идет кристаллизация), в случае еще довольно высокой предыдущей температуры возможны образования не только низкотемпературного хризотила, но также и лизардита. Поэтому определяющим фактором возникновения каждого из этих минералов является температура, а форма агрегатов обусловлена возникновением локальных физических неоднородностей в консолидирующейся породе.

II-250

Горные породы и минералы в сферических волнах напряжений

Л.А.Иванова, З.Ф.Ущаповская, Т.И.Медведева, Н.В.Нартова, Г.А.Тихонова (ИЗК СО РАН, Иркутск, Росссия), Е.А.Козлов, Ю.Н.Жугин (ВНИИТФ РФЯЦ, Снежинск, Россия)

Проведена серия взрывных экспериментов по нагружению образцов горных пород и минералов сферически сходящимися ударными волнами. По расчетным оценкам на фронте сходящейся ударной волны в исследуемых сохраненных образцах реализовывались давления от ~ 20 ГПа на их поверхности до давлений ~ 10^3 ГПа и температур ~ 10^4 К на радиусе 1 мм при длительности импульса нагрузки ~0.5 мкс. Подобным экспериментам были подвергнуты образцы поликристаллического мрамора, серпентинитов, сложных полиминеральных систем существенно форстеритового и энстатитового составов, а также насыпная модель кварцевого состава. Нагружение загерметизированных в двойные силовые гермочехлы образцов в форме шара диаметром около 50 мм осуществлялось сферически сходящимися ударными волнами, формируемыми при детонации сферического слоя взрывчатого вещества.

Реализованные на обжатых образцах параметры взрывной нагрузки, несмотря на чрезвычайную кратковременность (геологическую мгновенность) воздействия, позволили сформировать по радиусу сохраненных образцов концентрично расположенные зоны, отвечающие разным ступеням ударного метаморфизма: от упруго-пластической деформации горных пород и минералов до полиморфных и фазовых превращений включая плавление и испарение.

Приводятся результаты комплексного изучения минерального вещества исследуемых систем.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 93-05-08148)

АВТОМАТИЗИРОВАННЫЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ СИММЕТРИИ РЕШЕТКИ КРИСТАЛЛА В ОПЫТЕ ЛАУЭ

Изергин Д.Б., Шереметьев И.А. (ЧелГУ, Челябинск, Россия)

Исследование симметрии решетки кристалла - одно из наиболее часто встречающихся на практике применений метода Лауэ. Проблема автоматизированной интерпретации картин дифракции полихроматического излучения на кристаллах в полной ее постановке до настоящего времени не рассматривалась. Определенный прогресс достигнут в автоматизации процедур расшифровки снимков кристаллов с известной решеткой [2]. Но и в этом случае предлагаемые к настоящему времени ЭВМ-методы имеют существенные недостатки, ограничивающие их применение на практике. К таким недостаткам следует отнести прежде всего искусственное ограничение диапазонов индексов отражений, в пределах которых производится индицирование лауэграммы, что обусловлено резким возрастанием времени счета ЭВМ с ростом этих значений. В случае, когда структура кристалла неизвестна, традиционные подходы к анализу его решетки [1] требуют съемки набора лауэграмм при различных ориентациях образца, предполагают высокую квалификацию исследователя и являются весьма трудоемкими. Использование вычислительной техники затронуло к настоящему времени лишь отдельные этапы такого анализа (например работу со стереопроекциями). В настоящей работе развит компьютерный метод определения репера Бравэ объекта исследования по его произвольным лауэграммам. Предлагаемый метод включает следующие принципиальные этапы:

1) Выделение базового подмножества предположительно низкоиндексных направлений векторов обратной решетки (им соответствуют яркие, уединенные пятна на наиболее заселенных зональных кривых).
2) Выбор из базового подмножества трех некомпланарных направлений, пригодных для построения примитивного параллелипипеда обратной решетки, и определение с точностью до аксиальных отношений, основного репера решетки объекта. Выделение основного репера решетки осуществляется в предположениях:
   а) низких индексов анализируемых направлений (максимальный индекс их в репере Бравэ не превышает 3);
   б) возможности индицирования остальных базовых направлений в пределах погрешности экспериментальных данных [2] (максимальный индекс задается исследователем).
3) Определении приведенного и Бравэ реперов согласно [3], а также их ориентации в лабораторной декартовой системе координат.

Разработано соответствующее программное обеспечение для персонального компьютера, апробированное в опытах с модельными лауэграммами кристаллов различных сингоний и на реальных лауэграммах искусственных и природных кристаллов альфа-кварца.

Литература

1. Amoros J.l., Buerger M.I., Amoros M.S. The Laue Method//New York: Academic Press. 1975.
2. Sheremetyev I.A., Turbal A.V., Litvinov Y.M., Michailov M.A. Computer Deciphering of Laue Patterns: Application to White Synchrotron X-Ray Topography//Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. 1991. Vol. A308. P. 451-455.
3. Делоне Б.Н. Дополнение к моей работе 1933 года о правильной установке кристаллов. //ДАН СССР. 1965. 161. N 3511-513 с.

КИНЕТИКА ТВЕРДОФАЗОВЫХ РЕАКЦИЙ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

Каменцев И.Е. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия),
Сорокин Н.Д. (Ленкомприрода, Санкт-Петербург, Россия)

Одной из актуальных задач геохимии является реконструкция условий генезиса и последующих изменений в минералах, которые происходят в них на протяжении всей геологической истории. В твердом теле такие процессы определяются диффузионно-контролируемыми реакциями, одной из стадий которых является транспорт компонентов, описываемый уравнениями диффузии. Направление претекания твердофазной реакции определяется термодинамикой, а скорость реакции - кинетикой. Кинетика твердофазных реакций в минералах, контролирует процессы распада твердого раствора, упорядочения-разупорядочения, перераспределения элементов на границе кристалов.

Авторами разработана методика прецизионного исследования монокристаллов, включающая в себя комплекс рентгеновских, локальных и оптических методов. Разработана математическая модель описывающая рост ламелей структур распада твердого раствора в условиях равномерного остывания в щелочных полевых шпатах и позволяющая найти скорость остывания по линейным размерам ламелей и температуре начала распада. Разработана математическая модель, описывающая процесс упорядочения-разупорядочения в условиях равномерного остывания для различных давлений и позволяющая определять скорости остывания по результатам исследования степени упорядочения. Сопоставлены результаты оценки скорости остывания для одних и тех же образцов щелочных полевых шпатов по степени их структурного упорядочения и изучению структур распада твердого раствора.

Разработанные кинетические модели твердофазных реакций в минералах, на примере щелочных шпатов, наиболее перспективны для решения задач геоспидометрии - оценки скорости остывания пород по результатам исследования минералов, как быстро закристализававшихся геологических тел, так и таких объектов, скорость остывания которых составила порядка десятков градусов в миллион лет (пегматитовые жилы, большие интрузивные тела).

АНАЛИЗ ПРОФИЛЕЙ РЕНТГЕНОВСКИХ ДИФРАКЦИОННЫХ ОТРАЖЕНИЙ ОТ ГРАДИЕНТНЫХ МОНОКРИСТАЛЛОВ

И.А.Касаткин*, Т.И.Иванова (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Смешанные кристаллы, выросшие в нестационарных физико-химических и/или кинетических условиях, всегда обладают неоднородностью химического состава, в том числе его градиентами и сопряженными с ними направленными изменениями периодов решетки вдоль направлений роста. Подобные изменения могут быть выявлены при тщательном анализе тонких особенностей рентгендифракционных картин, если величина градиента в данном направлении оказывается ощутимой на расстояниях, сравнимых с глубиной проникновения излучения в кристалл.

Предлагается модель, позволяющая описать распределение интенсивности излучения, дифрагированного кристаллом вдоль заданного направления обратной решетки, характеризующегося постоянным или переменным градиентом ее периода. Модель основана на рассмотрении интенсивности, рассеянной кристаллом под некоторым брегговским углом, как суммы интенсивностей лучей, дифрагированных в этом направлении различными "гомогенными" областями кристалла, находящимися на различной глубине от его поверхности и характеризующимися различными средними величинами периодов решетки. Учитывается поглощение излучения кристаллом, размер кристаллитов (ОКР) вдоль рассматриваемого направления, а также статистические характеристики распределения кристаллитов по размерам внутри гомогенных областей.

С использованием модели проведен анализ профилей дифракционных отражений типа *hhh* (ДРОН 2.0 с графитовым монохроматором, CoK_α-излучение, $2\theta - \theta$ сканирование с шагом 0.02° и постоянной времени 10 с) от ростовых граней {111} кристаллов $(Ba_x\ Pb_{1-x})(NO_3)_2$, выращенных из водных растворов в различных по степени нестационарности условиях. Отчетливо выраженная асимметрия рефлексов, характерная для кристаллов, выросших в условиях изотермического снятия пересыщения раствора, достоверно описывается ($R \leq 7$ %) в рамках модели со следующими основными параметрами: градиент периода $\Delta d/d = 5$ % мм$^{-1}$; равномерное распределение кристаллитов по размерам в интервале 450 - 1100 Å. У кристаллов, выросших при медленном испарении растворителя (почти стационарные условия), симметричные профили рефлексов описываются также достоверно в рамках близкой по количественным характеристикам модели, не предполагающей, однако, наличия градиента.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 96-05-66060).

II-254

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СТРУКТУР СИЛИКАТНЫХ МИНЕРАЛОВ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СРЕДАХ (ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ)

Кириллов А.С., Котов Н.В.(СПбГУ,Санкт-Петербург,Россия)

Учет динамики и кинетики изотопного обмена дает возможность исследовать закономерности преобразования минералов в гидротермальных условиях. Приведенные результаты получены на основе методик синтеза и обработки материала в аппаратуре высокого давления при 200-700°С в водных растворах с добавками изотопных меток, KCI,K_2CO_3 и др. и масс-спектрометрического изотопного анализа калия и аргона. I)Преобразование минералов осуществляется по диффузионному и диссоциативно-ассоциативному механизму.В зависимости от преобладания того или иного механизма и кинетики процесса растворения и кристаллизации происходит полный или неполный обмен с раствором.2)При преобразовании минералов с каркасной структурой преобладает диссоциативно-ассоциативный механизм и полный обмен с раствором.3)Переход силикатов слоистых в каркасные связан с полной перестройкой структуры по механизму растворения-переотложения и полным обменом с раствором.4)Преобразование диоктаэдрической слюды(мусковита) в триоктаэдрическую (флогопит) сопровождается изменением в октаэдрических сетках структуры,выходом в раствор доли кремния и AI^{VI},неполным растворением-переотложением компонентов,унаследованием части связей К-О (около 30%) и отдельных блоков алюмо-кремне-кислородных тетраэдров.Сохранение примерно 30% связей кислорода с кремнием обнаружено и при переходе каолинита в пирофиллит. При превращении глауконита в санидин и биотит последний сохраняет до 20% радиогенного аргона при полном обмене К. 5) Процесс полиморфного перехода мусковита I M в слюду $2M_I$ в растворе KCI является реконструкционным и сопровождается обменом со средой преимущественно по диффузионному механизму.6)Результаты подтверждают существование явления унаследования структуры вновь образованным минералом.7) Обнаруженные закономерности объясняются на основе теории энергии активации и энергии химической связи.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ДВУХВАЛЕНТНЫХ КАТИОНОВ В БИНАРНЫХ КАЧЕСТВЕННЫХ ФОРМУЛАХ МИНЕРАЛОВ

Кириллова Н.И., Смирнова Н.Л. (ВИНИТИ, Москва, Россия)

В целях удобной и наглядной классификации минералов продолжено рассмотрение их катионного состава. В данной работе представлены результаты классификации на основе sfdp-формул только таких минералов, которые содержат 2 катиона. Общее количество минералов с бинарными качественными формулами составляет 829. Установлено 259 минералов с 2 двухвалентными катионами (группа A), 160 минералов с одновалентными и двухвалентными катионами (группа B) и 410 минералов с двухвалентными и трехвалентными катионами (группа C). Количество пар химических элементов для катионов примерно пропорционально количеству минералов: для группы A - 51 пара, для группы B - 42 пары, для группы C - 100 пар. Наиболее встречаемыми парами в группе A являются Ca, Mg (в 16% минералов), Cu, Pb (в 9% минералов), Ca, [UO_2] (в 7% минералов), Ca, Fe и Ca, Cu (в 5% минералов). В группе B наиболее встречаемыми парами являются Na, Ca (в 19% минералов), Na, Mg (в 12% минералов), K, Ca (в 7% минералов) K, Mg (в 6% минералов). В группе C наиболее встречаемы пары Ca, Al (в 13%), Mg, Al (в 7%), Fe, Fe (в 5%), Mg, Fe и Pb, Sb (в 4%). Во всех трех рассмотренных нами группах отчетливо выделяются 4 основных химических элемента s-, d- и p-типа, которые по встречаемости сильно опрережают остальные. Так в группе A Ca встречается в 50% минералов, Cu - в 24%, Mg - в 23%, Pb - в 22%. В группе B Ca встречается в 27% минералов, Mg - в 26%, Cu - в 13%, Fe - в 6%. В группе C Ca встречается в 22% минералов, Mg - в 14%, Pb - в 13%, Fe - в 12%. В то же время среди 676 минералов с одинарными качественными формулами также по встречаемости выделяются 4 основных химических элемента: Ca встречается в 22% минералов, Mg - в 15%, Cu - в 12%, Mn - в 10%. Количество химических элементов двухвалентных катионов в группах A, B, C практически не меняется и уменьшено до 14-15 по сравнению с 23 для минералов с одинарными качественными формулами.

II-256

ВЛИЯНИЕ КОМПОНЕНТНОГО СОСТАВА И pH РАСТВОРОВ НА КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЮ СИНТЕТИЧЕСКОГО КАЛЬЦИТА

Кирьянова Е.В., Новожилова И.В.*, Гликин А.Э.

(СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

В связи с проблемой типоморфизма минералов экспериментально изучено влияние химического состава и pH водных растворов на морфологию кристаллов кальцита. Анализ механизма морфогенеза кальцита проводился на основе структурно-химического подхода, учитывающего структурно-химические соответствия и прочность связей между кристаллом и возможными адсорбатами.

Синтез кальцита осуществлялся в водных средах с варьируемыми значениями pH методом химической реакции при встречной диффузии K_2CO_3 и одной из солей кальция ($CaCl_2$, $CaSO_4$, $Ca(NO_3)_2$, $Ca(H_2PO_4)_2$, $Ca_3(C_6H_5O_7)_2$ и др.). Эксперименты проводились при комнатной температуре. Помимо кальцита в продуктах реакций обнаружены фатерит (гексаг. модификация $CaCO_3$), портландит $Ca(OH)_2$ (при pH более 12), а также брушит $CaHPO_4{\cdot}2H_2O$ и монетит $CaHPO_4$ (системы с фосфат-ионом).

Огранение кристаллов кальцита представлено простыми формами $\{10\bar{1}1\}$, $\{0001\}$, $\{01\bar{1}2\}$ и $\{08\bar{8}1\}$. Выявлены два резко различающихся между собой габитусных типа кристаллов - ромбоэдрический **R** (спайный ромбоэдр $\{10\bar{1}1\}$ в комбинации со слабо развитыми пинакоидом $\{0001\}$ и ромбоэдром $\{01\bar{1}2\}$) и пинакоидально-ромбоэдри-ческий **r** (ромбоэдр $\{08\bar{8}1\}$ в комбинации с сильно развитым пинакоидом $\{0001\}$). Кристаллы **R**-типа обнаружены во всех исследованных системах в диапазоне pH 5-12 (меняющемся в зависимости от конкретного химизма среды). Грани $\{01\bar{1}2\}$ максимально развиты в системе с нитрат-ионом и практически отсутствуют в хлоридной системе. Кристаллы **r**-типа обнаружены только в системах с сульфат- и цитрат-ионами при pH 8-12. Как правило, они либо несколько удлинены по оси третьего порядка, либо сильно уплощены по пинакоиду, на поверхности которого иногда различимы следы вицинальных граней $\{10\bar{1}1\}$ и $\{01\bar{1}2\}$. Грани $\{0881\}$ ступенчаты. В системах с сульфат- и цитрат- ионами прослежен переход от габитусного типа **R** к типу **r** с повышением pH среды. Оценена морфогенетическая эффективность различных неизоморфных примесей. Обсуждена роль воды в сходном поведении форм $\{0001\}$ кальцита и $\{100\}$ флюорита.

Работы поддержаны фондами РФФИ (96-05-66150) и INTAS (93-2498).

МОРФОЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ В СИСТЕМЕ K_2CrO_4-$K_2Cr_2O_7$-H_2O

Кирьянова Е.В.*, Старкова В.А., Гликин А.Э.

(СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Известной, но практически не изученной проблемой является влияние на форму кристалла отклонения состава раствора от стехиометрии. В качестве модельной нами выбрана система, состоящая из ряда водорастворимых неизоморфных хроматов калия. Эта работа посвящена исследованию морфогенеза кристаллов K_2CrO_4 и $K_2Cr_2O_7$ (тарапакаита и лопецита - аналогов орто- и диортосиликатов) в широком диапазоне параметров системы K_2CrO_4-$K_2Cr_2O_7$-H_2O. Кристаллы выращивались методом массовой кристаллизации при снижении температуры раствора при учёте пересыщения на качественном уровне.

Огранение кристаллов лопецита (пр. гр. P1) представлено комбинацией моноэдров, среди которых наиболее часто развиты {010}, {0$\bar{1}$0}, {100}, {$\bar{1}$00}, {001}, {00$\bar{1}$}, {012}, {01$\bar{1}$}, {110}, {$\bar{1}$10}. Форма кристаллов сильно варьирует в зависимости от состава раствора и пересыщения. Выделено 5 морфологических типов, различающихся анизометрией облика кристаллов относительно кристаллографических осей. Основная закономерность, связанная с влиянием иона CrO_4^{2-}, заключается в последовательном переходе от таблитчатых по {010} с удлинением вдоль [001] кристаллов к уплощённым по {001} с удлинением по [100]. Изменение облика кристаллов сопровождается усилением развития граней общего положения. С увеличением пересыщения усиливается анизометрия кристаллов по [h00].

Морфология кристаллов тарапакаита (пр. гр. Pnam) более консервативна в отношении состава раствора и пересыщения. Кристаллы, как правило, имеют призматический облик с чётко выраженным удлинением по [100]. Огранение представлено комбинацией {011}, {110}, {102}, {110}, {111} и редко встречающихся {001} и {010}. С увеличением содержания в растворе групп $(Cr_2O_7)^{2-}$ и при повышении пересыщения роль пинакоидов {100} и {001} в огранении усиливается.

В связи с анализом механизма взаимного влияния солевых компонентов системы на морфологию кристаллов рассмотрены закономерности взаимной ориентировки срастающихся кристаллов при совместной кристаллизации фаз. Учтены кристалло-химическими особенности фаз, связанные со структурными мотивами орто- и диортогрупп.

II-258

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ СИНТЕЗ КАРБОНАТАПАТИТОВ С РАЗЛИЧНЫМИ ТИПАМИ ИЗОМОРФНЫХ ЗАМЕЩЕНИЙ

Кольцов А.Б., Каминская Т.Н., Сапега В.Ф.* (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Углерод в виде аниона CO_3^{2-} может замещать в структуре апатита группы OH^- или тетраэдры PO_4^{3-}. Соответственно различают карбонатапатит (КА) А- и В-типа. КА В-типа доминирует среди природных КА, в том числе входящих в состав костной ткани человека. Плохая окристаллизованность природных КА делает целесообразным изучение их структуры и зависимости состава от условий образования на синтетических образцах.

Разработан метод непрерывного гидротермального синтеза кристаллического КА В-типа заданного состава. Опыты проводились при T=300-500°C, P=0.5-1 кбар, экспозиции 3 сут. Реализованы три схемы компенсации зарядов при вхождении карбонатиона в структуру:

1) $Ca^{2+} + PO_4^{3-} = Na^+ + CO_3^{2-}$; 2) $PO_4^{3-} = CO_3^{2-} + OH^-$;

3) $Ca^{2+} + 2PO_4^{3-} = [] + 2CO_3^{2-}$.

По первым двум схемам вхождение углерода происходит эффективнее, его пределы в условиях опытов - до 3 масс.% CO_2. Исследование синтезированных КА методом микрозондового и рентгеновского анализа показало, что в Na-содержащих КА по мере увеличения содержания CO_3^{2-} наблюдается уменьшение параметра *a* и увеличение параметра *c* элементарной ячейки. Не содержащие Na КА характеризуются другой направленностью изменения параметров элементарной ячейки при изменении содержания CO_3^{2-}.

Синтезированные КА близки по составу и структуре к веществу костной ткани человека и могут быть использованы при создании новых материалов медицинского назначения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект N96-05-65579).

РАЗМЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В ПРОЦЕССАХ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Конеев Р.И. (ТашГУ, Ташкент, Узбекистан)

Исследования состава, структуры и т.д. ряда минералов показали, что большинство их свойств меняются при уменьшении размера индивидов, особенно заметно с величины 0.1 мм. Подобные "размерные модификации" рассматриваются как разновидность минерального вида - микроминералы [1]. Изменение свойств обусловлено размерными эффектами - явлениями, связанными с возрастанием роли поверхностных сил. Они хорошо известны в физике "малых частиц", определяя их аномальные свойства (Ю.И.Петров, Ю.Ф.Комник и др.), в синтезированных минеральных системах - фазовый, изоморфный и др. эффекты (В.Л.Таусон, М.Я.Гамарник и др.), в технологических процессах, влияя на поведение "обломочных малых частиц" (В.И.Рундквист и др.).

Определяющее значение размерные эффекты приобретают в гетерогенных системах с примесными элементами (Au, Se, Te и др.), типичных для золоторудных и др. месторождений. Очевидно, роль изоморфизма излишне преувеличивается и основная форма нахождения примесей - микроминеральная. При этом формируются необычные или запрещенные с точки зрения классической термодинамики микропарагенезисы. Их возникновение обусловлено кристаллизацией из коллоидных систем, сепарацией и накоплением примесей перед фронтом растущего кристалла, явлением адсорбции, выделением примесей при распаде твердых растворов, диффузионной миграцией и локализацией их на дефектах в минералах и т.д. В процессах рудообразования велика роль и обломочных микроминералов, которые в связи с размерными эффектами имеют высокую химическую активность, играя роль катализаторов инициируют отложение рудных элементов [2].

Литература

1. Конеев Р.И., Кушмурадов О.К., Туресебеков А.Х. Микроминералогия - предмет, методы, применение. Ташкент, Университет, 1994.

2. Петровская Н.В. Роль реликтового пылевидного вещества в гидротермальном рудообразовании// Рудообразующие процессы и системы. М. Наука. 1989.

II-260

Коноваленко С.И., Бельчиков И.В.(ТГУ, Томск, Россия)
Соколов П.Б. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

ОЛЕНИТОВЫЙ ТУРМАЛИН ИЗ ПЕГМАТИТОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА.

Безлитиевый глиноземистый турмалин-оленит, обнаруженный в начале 80-х годов в редкометалльных пегматитах Кольского полуострова до сих пор остается очень редким минеральным видом.

Поэтому несомненный интерес представляет новая находка почти чистого оленита в плагиоклаз-микроклиновых пегматитах инъекционной зоны Памирско-Шугнанских гранитов на Юго-Западном Памире. Жилы, в которых обнаружен оленит, прорывают биотитовые гнейсы с гранатом и силлиманитом. Строение пегматитов неясно-зональное. Их краевая часть сложена среднезернистым кварц-олигоклазовым агрегатом с конусовидными кристаллами шерла. В центре находится кварц-калишпатовый грубокристаллический пегматоид с крупночешуйчатым мусковитом, альмандин-спессартиновым гранатом и акцессорным щелочным бериллом. Турмалин, развитый в данной зоне, представлен черно-зеленым поперечно-зональным шерл-оленитом. Ядерная часть зональных кристаллов черная и, судя по данным микрозондового анализа, содержит примерно равные количества шерлового и оленитового минала (62% и 38% соответственно). Наружная зона желто-зеленой окраски отвечает олениту. Его состав(микрозонд, мас%):SiO_2 - 36.58, Al_2O_3 - 47.40, FeO - 1.09, MnO - 0.50, CaO-0.45, Na_2O-1.83. Кроме зональных индивидов в жиле встречаются тонкоигольчатые светлозеленые кристаллы собственно оленита размером до 3*15 мм. Обычно они тесно ассоциируют с мусковитом и наблюдаются в виде включений. Главные линии на рентгенограмме оленита(Å): 6.29(4); 4.18(5); 3.96(5); 3.43(10); 3.34(5); 2.923(10); 2.557(6). Минерал появляется в пегматитах на стадии формирования кварц-мусковитового комплекса в среде с высокой концентрацией глинозема и бора, но с дефицитом катионов сидерофильной группы (Fe", Mn") и лития. Исходя из анализа геологической ситуации, можно предполагать более широкое распространение оленита в безрудных мусковитсодержащих пегматитах района, прорывающих глиноземистые гнейсы.

Коноваленко С.И., Карепин Е.Л.
(ТГУ, Томск, Россия)

ЮВЕЛИРНЫЙ САПФИРИН КОРУНДОВЫХ ПЛАГИОКЛАЗИТОВ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА.

В последние годы среди корундсодержащих пород архейского возраста на Юго-Западном Памире установлено широкое распространение сапфирина. Однако во всех случаях до сих пор данный минерал находили в виде невзрачных бледно-зеленых кристаллов или неокрашенных мало прозрачных выделений. Фиолетовый сапфирин ювелирного качества впервые обнаружен в бассейне р.Гондарв на южной оконечности Шахдаринского хребта. Он приурочен к жильным телам корудовых плагиоклазитов, залегающим вблизи контакта гранат биотитовых гнейсов горанской серии с магнезитовыми мраморами в зоне развития скарнов форстеритового и энстатитового состава.

Сапфирин наблюдается в осевой части сильно изменненых тел плагиоклазитов, тесно ассоциируя с васильково-синим корундом, зеленым и коричневым турмалином дравит-увитового ряда, белым магнезиальным хлоритом и томсонитом. Минерал слагает плотный мелкозернистый агрегат розовато-фиолетового цвета, а также встречается в виде таблитчатых по (010) идиоморфных кристаллов размером до 10*5 мм. Наблюдаются простые двойники по (010) и полисинтетические по (100). Прозрачность кристаллов меняется от слабой до совершенной, окраска - от беловато-лиловой до бледно-фиолетовой. По химическому составу (микрозонд, мас.%): SiO_2-12.04, Al_2O_3-67.09, FeO-0.82, MgO-19.93 - сапфирин соответствует почти чистому магнезиальному члену изоморфного ряда. В соответствии с этим для минерала характерны: полное отсутствие плеохроизма, низкие цвета интерференции (от темных до светло-серых первого порядка) и пониженные показатели преломления (N_g=1.716±0.002, N_p=1.711±0.002). Углы: 2V=70-75°, CNg=6°. Образование сапфирина связано с процессами диафтореза пород горанской серии и протекало под воздействием высокотемпературных (450-500°C) гидротермальных растворов метаморфогенной природы на корундовые плагиоклазиты.

II-262

КРИСТАЛЛОХИМИЯ ПАРАФИНОВ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ИЗУЧЕНИЯ РОТАЦИОННО-КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ВЕЩЕСТВА

Котельникова Е.Н.*, Филатов С.К. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Парафины с общей формулой C_nH_{2n+2} являются одними из самых распространенных органических веществ в природе. Как правило, они содержат гомологи разной длины (n=17-37) и очень легкоплавки. Температурный предел их существования соответствует интервалам суточных и сезонных колебаний температуры земной поверхности, поэтому "высокотемпературная" кристаллохимия природных парафинов по существу является их минералогией. Очевиден и прикладной аспект кристаллохимического изучения парафинов, так как в основу методов их выделения из природных нефтепродуктов положены процессы их фазовых превращений, а важнейшие эксплуатационные свойства, такие как прочность и эластичность, определяются их гомологическим составом и фазовым состоянием.

Особенный интерес парафины представляют как классический объект для изучения ротационно-кристаллического состояния вещества - наименее изученной формы фазового состояния вещества в природе.

С использованием методов терморентгенографии и термооптики накоплен обширный экспериментальный материал по изучению термических деформаций, фазовых превращений, особенностей плавления и пределов изоморфных замещений индивидуальных парафиновых гомологов и их синтетических и природных композиций, что позволило: 1) выделить три типа ротационно-кристаллического состояния: низкотемпературное (rot.1), высокотемпературное (rot.2) и промежуточное, недавно обнаруженное (rot.1+2), и соответственно новые полиморфные модификации парафинов; 2) обосновать ромбичность большинства твердых растворов, установить пределы их изоморфной смесимости и объяснить уникальный факт ее сужения, а не расширения при повышении температуры; 3) предложить модели образования ротационных кристаллов и описать механизм обратимых полиморфных превращений твердых растворов парафинов на разных стадиях их фазовых переходов I и II рода.

Эти данные позволили не только пересмотреть представления об изоморфизме и полиморфизме ротационных кристаллов, но и явились основой для развития теории кристаллохимии в целом, а также для органической минералогии.

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КОВДОРСКОГО КОМПЛЕКСНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КОЛЬСКИЙ П-ОВ, РОССИЯ)

Краснова Н.И., Порицкая Л.Г., Добрецов К.В. (НИИЗК, С-Петербург, Россия)

Связь благородных металлов (БМ) с сульфидной минерализацией в Ковдорском месторождении является доказанной [1]. Сульфиды образуют: а) гнездово-прожилковые скопления в ассоциации с кальцитом (реже доломитом), чаще всего среди редкометальных кальцито-форстерито-магнетитовых (РМ) руд; б) цемент интрарудных брекчий; в) оболочки вокруг округлых ядер магнетита в орбикулярных кальцито-форстерито-магнетитовых рудах; г) идиоморфные кристаллы (обычно - пирит) в пустотах выщелачивания различных карбонатитов.

Наиболее обогащены Ag и Au сульфидсодержащие РМ руды (Ag 16,0; Au 0,045 г/т), менее - доломито-магнетитовые (ДМ) руды (Ag 1,4; Au 0,065 г/т), доломитовые (Кд) и кальцито-доломитовые (Ккд) карбонатиты (соответственно: Ag 0,9 и 0,2; Au по 0,062 г/т). Максимальные содержания Pt установлены в доломито-тремолито-магнетитовых (ДТМ) рудах с ильменитом Восточного участка месторождения (1,98 г/т), меньшие количества - в рудных оливинитах Центрального участка массива (0,67 г/т), в РМ рудах (0,44 г/т) и в остальных пробах ДМ руды и Кд и Ккд (от 0.18 до 0,22 г/т). Наиболее обогащены Pd руды РМ (1,77 г/т).

Методом количественного спектрального анализа изучен характер распределения Ag и Au в различных фракциях сульфидных концентратов и в сульфидных минералах. Максимальные концентрации БМ установлены в тяжелом шлихе самой мелкой фракции (0,04-0,07 мм) сульфидного концентрата. Это обусловлено преобладанием минералов БМ в породах в виде субмикронных включений (до 30 мкм). Максимальные концентрации Ag свойственны халькопиритам, Au - пиритам поздних карбонатитов, пирротины содержат меньшие количества обоих элементов. В пробах не выявлена прямая корреляция Ag и Au, что, вероятно, объясняется образованием самостоятельных фаз этих элементов.

Литература

1. Рудашевский Н.С., Кнауф В.В., Краснова Н.И., Рудашевский В.Н. Платинометальная и золото-серебрянная минерализация в рудах и карбонатитах щелочно-ультраосновного комплекса (Ковдорский массив, Россия). // ЗВМО, 1995, в.5

Работа выполнена по проекту 95-05-14058 РФФИ.

II-264

ОБ ОДНОЙ ГЕОМЕТРИЧЕСКОЙ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ОБРАЗОВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Кривовичев С.В. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Одним из основных вопросов кристаллографии является выяснение причин образования кристаллических структур как таковых. Главной особенностью, отличающей их от других атомных образований, является правильность их строения. Для каждой кристаллической структуры S существует некоторая группа G движений пространства, каждое из которых совмещает данную структуру саму с собой. Следствием правильности является решетчатое строение структуры (это устанавливает теорема Шенфлиса-Бибербаха, согласно которой каждая пространственная группа обладает подгруппой параллельных переносов). Таким образом, кристаллическая структура представляет собой мультирешетку, т. е., состоит из конечного числа равных и параллельно расположенных атомных решеток. Используя математический аппарат теории разбиений евклидова пространства, удалось доказать, что:

если система точек A состоит из конечного числа h решеток (в общем случае неравных и расположенных непараллельно) и точки одной решетки имеют равное ближайшее окружение, то система уже является мультирешеткой, то есть состоит из конечного числа h' решеток равных и параллельно расположенных. При этом h'>h. Таким образом, система A является правильной и ее пространственная группа содержит по крайней мере подгруппу трансляционных переносов.

Таким образом, если атомы одного химического элемента стремятся имеют равную 1-ю координационную сферу и образовывать решетку, то кристаллическая структура, состоящая из этих решеток, необходимо будет являться мультирешеткой, то есть, будет правильной. Возможно, что это и является одной из причин правильности и решетчатого строения кристаллических структур.

Работа поддержана Госкомвузом ("Фундаментальное естествознание" грант # 95-0-2.1-134.

РАДИАЦИОННЫЕ СТРУКТУРНЫЕ И ФАЗОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЦИРКОНА

Кривоконева Г.К. (ВИМС, Москва, Россия)

Согласно современным представлениям, метамиктное превращение циркона является результатом повреждения его кристаллической структуры при взаимодействиями с излучениями, которые образуются при альфа-распаде содержащихся в минерале примесных радиоактивных элементов (U, Th). Рассматривается динамика структурных и фазовых изменений циркона с ростом дозы облучения под влиянием альфа-облучения, источник которого находится внутри минерала (литературные данные), и под воздействием реакторного облучения быстрыми нейтронами (оригинальные и литературные данные). Показаны принципиальное сходство радиационных нарушений кристаллической решетки и их эволюции с ростом дозы облучения в обоих случаях, возможность применения нейтронного облучения для моделирования метамиктного превращения и, кроме того, эффективность реакторных испытаний для изучения влияния индивидуальных химических и структурных особенностей минерала на его радиационные изменения. С помощью нейтронного облучения получено экспериментальное подтверждение возможности радиационного распада циркона на оксиды: эффект обнаружен в гидратированном цирконе как дополнительный к основному эффекту - типичному повреждению кристаллической решетки. В безводных цирконах образование оксидов под облучением не наблюдалось. Обсуждаются возможные причины различий в метамиктном преобразовании цирконов в природных условиях. Показано, что среди силикатов циркон является одним из наиболее радиационно стойких минералов и его "склонность" к метамиктному превращению связана со способностью минерала захватывать радиоактивные элементы и сохраняться в течение длительного геологического времени в связи с высокой химической и механической стойкостью, что обеспечивает накопление минералом высоких доз облучения.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА СЛЮДИЗАЦИИ СМЕКТИТОВ.

Кринари Г.А.*Акдасов Э.И. Хамидуллина Т.В.Храмченков М.Г.(КГУ, Казань,Россия),Манапов Р.А.Мухаметшин Р.З.(АО Татнефть,Россия)

В понимании механизма и практического значения хорошо изученного процесса слюдизации смектитов необходимо учитывать их генетическую природу, выявляемую специальными методами рентгенографии включающими регистрацию HKL рефлексов.Установлено,что:

1. Реакционная способность смектитов аридного литогенеза несоизмеримо выше любых других и не может объясняться только "слюдоподобной" структурой диоктаэдрических 2:1 слоев. Их слюдизация не требует температур и давлений и начинается в диагенезе при повышенной концентрации K и смене знака Eh иловых вод.Примером служит участок приповерхностного разреза на границе отложений T_1 и J_3 Московской синеклизы.В области перемыва пород триаса трансгрессирующим юрским морем,что устанавливается по акцессорным минералам, наблюдается быстрая трансформация "аридного" смектита, хотя выше по разрезу, в юрских морских алевролитах, монтмориллонит,но уже "гумидный",снова становится доминирующим минералом.

2. Известная катагенетическая последовательность формирования фаз - от неупорядоченно смешанослойных до прямого синтеза иллитовой структуры - в полигенных смектитах полностью нивелируются. В литологически однородной толще кыновских глин продуктивного девона Татарстана (мезокатагенез) могут непосредственно соседствовать любые комбинации любых членов реакционного ряда - включая появление или исчезновение 1:1 и 2:1 упорядоченных смешанослойников. Полигенность смектита здесь аргументируется обнаружением и других представителей комуфлированной пирокластики.

3. Новообразование диоктаэдрических 1M слюд в кыновской глине идет по механизму растворения с одновременной кристализацией,что подтверждается перестройкой октаэдрических сеток вплоть до образования селадонитоподобных структур установленных и методом ЯГР спектроскопии. Наличие кристаллохимической наследуемости новых фаз позволяет считать процесс трансформационным.

4. Кристаллогенз слюд в осадочных породах резко меняет их реологию. Формирование жестких плоскопаралельных частиц с гидратированными поверхностями облегчает их взаимное скольжение и ведет к росту сдвиговых деформаций, т.е. к увеличению обжимающего давления на ствол скважин.Предлагается гидродинамическая модель, объясняющая причину частых аварий нефтепромыслового оборудова-

АДСОРБЦИОННЫЕ СВОЙСТВА КРИСТАЛЛОВ СЛЮД

Лиопо В.А.*, Война В.В., Сенько А.Ф. (ГрГУ, Гродно, Беларусь)

Поверхность кристаллов слюды, соответствующая плоскости совершенной спайности, представляет собой мозаику энергетически заряженных областей, что определяет их высокую адсорбционную активность [1]. Рассмотрена модель взаимодействия поверхности слюды с полярной молекулой воды. Распределение углов осей диполей и нормалью к плоскости поверхности слюды для n-ого молекулярного слоя описывается Гауссовым законом:

$$P(\alpha_n) = \frac{1}{\sigma_n \sqrt{2\pi}} \exp - \frac{\alpha_n^2}{2\sigma_n^2} .$$

Дисперсия распределения углов для водных диполей n-го молекулярного слоя равна $\sigma_n = \sigma \sqrt{n}$, где σ - дисперсия для молекулярного слоя - примыкающего к поверхности кристалла. Разупорядочение молекул в адсорбционном слое отсутствует, если $\sigma_m = \pi$, т. е. $m = (\pi/\sigma)^2$. Величина $\sigma = E/U$, где E - тепловая энергия молекул, U - энергия их взаимодействия друг с другом и с поверхностью кристалла. Расчеты показали, что $U \approx 1{,}2 \cdot 10^{-19}$ Дж, $E \approx 2{,}0 \cdot 10^{-21}$ Дж, т. е. $m > 10^3$ молекулярных слоев. Прямыми рентгендифракционными исследованиями установлено, что толщина поверхностной водной плёнки действительно достигает нескольких сотен молекулярных слоев. Методом атомно-силовой микроскопии высокого разрешения исследована динамика изменения поверхностных пленок, абсорбированных ювенильной поверхностью кристалла. Обнаружено, что на свеже сколотых поверхностях слюды как на поверхностно-активных (трещины, ступени, выходы дислокаций и т.п), так и на ровных(вероятно, электрически заряженных) участках уже через 5-10 минут появляется адсорбционная плёнка, что проявляется в изменении рельефа поверхности. Толщина адсорбционной плёнки резко неоднородная. На отдельных участках появляются молекулярные образования с высотой в десятки и сотни нм, причем эти "выступы" могут менять свою форму в течение нескольких десятков минут.

Литература

1.Лиопо В.А.,Мецик М.С.и др.//ЖФХ.-1973.-Т.XXXVI.-N5.-С.1086-88.

II-268

ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗОВ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ТРУБКИ АЙХАЛ

Липашова А.Н., Коптиль В.И.

(ЯНИГП ЦНИГРИ, АК "Алмазы России-Саха", Мирный, Якутия)

Кимберлитовая трубка Айхал, состоящая из двух рудных столбов (северо-восточного и юго-западного), характеризуется высоким содержанием мелких алмазов класса -2+0,5 мм с преобладанием их как по количеству, так и по массе. Среди них преобладают камни I разновидности при заметном содержании кристаллов с оболочкой IV разновидности, а также поликристаллических сростков VIII разновидности. По морфологическим типам кристаллов I разновидности преобладают индивиды занозистой, реже со сноповидной штриховками, полицентрически растущими гранями, блоковой скульптурой и триногальными слоями роста.

Характерной особенностью алмазов трубки Айхал является повышенное по сравнению с другими эксплуатируемыми месторождениями, содержание кристаллов с признаками природного травления (шрамы, обратнопараллельные треугольные впадины, полосы пластической деформации), причем более интенсивно подверглись процессам травления алмазы северо-восточного рудного столба.

Общее содержание двойников и сростков является сравнительно невысоким и составляет около 27 % для класса -2+0,5 мм. Это, в основном, вростки, незакономерные сростки и шпинелевые двойники.

Алмазы трубки Айхал характеризуются низкой степенью сохранности кристаллов (обломки и обломанные камни) и пониженной степенью прозрачности, по сравнению с другими месторождениями. По характеру сколов чаще встречаются кристаллы с "коррозионными" и "протомагматическими" сколами.

Алмазы глубоких горизонтов, в отличие от кристаллов верхних, характеризуются высоким содержанием цветных камней (58,7 % в классе -2+0,5мм) и кристаллов с сульфидными включениями (29,0 % в классе -2+0,5 мм). Кроме того, на глубине резко увеличено содержание камней с розово-сиреневым, оранжево-желтым и зеленым цветами фотолюминесценции.

Большинство алмазов класса -2+0,5 мм - это кристаллы с пониженным содержанием примесного азота "промежуточного" типа с концентрацией А-центра в пределах $1*10^{18}$ - $9*10^{19}$ $см^{-3}$.

КРИСТАЛЛЫ И ПОЛИМЕРЫ В ГОЛОГРАФИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ВЕЩЕСТВА

Локтюшин А.А., Мананков А.В. (ТГУ, Томск, Россия)

Элементарные частицы в голографический модели вещества рассматриваются как пространственно-замкнутые динамические структуры, имеющие характер волнового автолокализованного возмущения пространства. Одним из проявлений такого рода возмущений является электромагнитное поле. Пространство частицы структурируется областями конструктивной и деструктивной автоинтерференции. Взаимодействие частиц также имеет интерференционную природу и сопровождается образованием устойчивых агрегатов (атомы, молекулы, кристаллы) только в случае совпадения основных частот или их гармоник. Возбуждение высших гармонических частот может быть достигнуто изменением термодинамических потенциалов, что является наиболее изученным способом синтеза как в природных, так и в технических условиях. Другой возможностью синтеза, вероятно имеющей в природе не меньшее значение, чем первая, является "подтягивание" частот к частоте вынуждающего гармонического воздействия. Последнее может иметь внешнюю по отношению к реакционной среде природу, например, электромагнитное излучение, либо акустическое воздействие, или внутреннюю, связанную с присутствием каталитических фрагментов, обладающих сильным и протяженным внешним полем.

Интерференционная структура основного волнового процесса в частице индуцирует поля с меньшими частотами и меньшей напряженностью, но и соответственно замкнутыми в значительно большей области пространства. Эти поля также обладают интерференционной структурой. Основной волновой процесс, например, протона происходит в области, соответствующей размерам ядра атома. Индуцированное поле - размеру атома. Структуры интерференции индуцированного поля, в свою очередь, индуцируют структурированное поле следующей пространственной иерархии, соответствующее по размерам большим молекулам, либо устойчивым кристаллическим агрегатам. В принципе все пространство может быть структурировано одной элементарной частицей, поэтому их резонансные взаимодействия с образованием правильных структур и сверхрешеток реализуется как в полях ближних иерархий, так и дальних.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА ИЗМЕНЕНИЯ СТРУКТУРНОГО СОСТОЯНИЯ И СОСТАВА КАЛИЕВЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ (КПШ) РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ ПРИ ИХ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКОМ ЗАМЕЩЕНИИ.

Макагон В.М., Афонина Г.Г. (Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия)

Изучено изменение структурного состояния КПШ из редкометалльных пегматитов в процессе их послемагматического замещения в жильной серии Вишняковского месторождения (Вост. Саян), где этот процесс наиболее широко развит. КПШ, образовавшиеся при первичной кристаллизации, здесь представлены ортоклазом и микроклином. Наиболее отчетливо процесс их изменения проявляется при преобразовании ортоклаза. Его структурное состояние характеризуется Σt_1 = 0,78 - 0,87 при $\Delta t = 0$, в нем наблюдаются высокие содержания Li, Rb, Cs, Tl, Sr и низкие - Ba и Pb, отношение Cs / Ba составляет 28,8.

В процессе его изменения выделяются две стадии: 1) упорядочения структурного состояния и привноса бария и 2) альбитизации. На начальном этапе первой стадии происходит упорядочение структурного состояния до высокого и промежуточного микроклина, так что Σt_1 = 0,82 - 0,94 и Δt = 0,11-0,3, при этом наблюдается привнос Ba и вынос Cs, Tl и Pb, отношение Cs / Ba понижается до 8,6. Более интенсивное изменение КПШ на втором этапе первой стадии приводит к дальнейшему упорядочению его структурного состояния, так что оно соответствует низкому микроклину (Σt_1 = 0,96-1,00, Δt=0,83-0,91). При этом происходит интенсивный вынос Li, Rb, Cs, Tl, Pb. В микроклине понижено содержание Na и Sr, резко возрастает количество Ba, а также повышается содержание K. Отношение Cs / Ba минимально (0,4). Дальнейшее развитие процесса изменения КПШ приводит к его альбитизации. Структурное состояние его соответствует низкому микроклину, с повышением содержания Na наблюдается вынос всех других изученных элементов (K, Li, Rb, Cs, Ba, Sr, Tl, Pb). Отношение Cs / Ba составляет 0,7. Указанные особенности изменения КПШ в менее контрастной форме проявляются и в редкометалльных пегматитах других месторождений.

Макагонов Е.П. (Имин УрО РАН, Миасс, Россия)

N-НИКИ М-НИКОВ — ИНДИКАТОРЫ ИЗМЕНЕНИЯ УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Свидетельством изменения термодинамических условий при образовании кристаллов могут служить сложные двойниковые сростки типа n-ников m-ников. При полиморфных превращениях часть кристаллических веществ при снижении температуры переходит из высокосимметричной фазы в низкосимметричную. Разрастание матрицы из низкосимметричных блоков приводит к образованию сложных структур, общая симметрия которых соответствует исходному высокосимметричному веществу. Например, высокотемпературный перовскит кубической сингонии при снижении температуры переходит в ромбический. Почти все природные кристаллы перовскита, морфологически отвечающие кубической сингонии, состоят из пластинчатых низкосимметричных доменов. На Перовскитовой копи (Ю. Урал) разрастание подобных кристаллов привело к образованию гранных пучков куба (по терминологии И.И. Шафрановского), представляющие собой двойники тройников.

Формирование сложных двойников происходит также, если условия кристаллизации приводят к тому, что одна полиморфная модификация сменяется другой. Ориентировка второй нарастающей фазы определяется как симметрией граней, так и общей симметрией подложки. Такой пример наблюдается в поздних гидротермальных образованиях Вишневогорского месторождения (Ю. Урал), где марказит, нарастая на пирит, образует звездчатые тройники пластинчатых двойников с общей пентагондодекаэдрической симметрией.

Упорядочение структур при снижении температуры сопровождается уменьшением симметрии исходных кристаллических веществ. Это преобразование приводит к формированию блочной текстуры с симметрийными разориентировками, в сумме отвечающими симметрии исходной матрицы. Дальнейшее разрастание приводит к образованию закономерных срастаний. Примером могут служить четверники хегбомита из Николай-Максимильяновской копи (Ю. Урал), у которых первичная кубическая шпинелиевая матрица с неупорядоченным распределением дополнительных катионов при переходе в упорядоченное состояние образовала ритмичные сверхструктуры по октаэдрическим направлениям, т.е. структуры хегбомита. При дальнейшем разрастании сформировались четверники хегбомита в виде курносого октаэдра.

Работа выполнена по гранту РФФИ № 96-05-65786.

II-272

Макагонов Е.П. (Имин УрО РАН, Миасс, Россия)

ТИПЫ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ГОМОЛОГИЧЕСКИХ РЕШЕТОК

Одной из особенностей поведения кристаллических структур минералов и искусственных кристаллов при температурных и динамических воздействиях является изменение геометрии решеток. Значительная часть таких изменений происходит путем сдвигов и растяжений. Сами кристаллические структуры, согласно закону кристаллографических пределов Е.С. Федорова, выводятся путем небольших деформаций (сдвигов и растяжений) из идеальных структур. В 1952 году В.И. Михеев предложил теорию гомологии (аффинной симметрии) кристаллов, с помощью которой можно описать как гомологичные объекты минералогии (структуры кристаллов, текстуры деформации), а так же формирование гомологичных объектов (фазовые переходы, полиморфные превращения, однородные деформации и т.п.).

Многообразие кристаллических структур можно описать с помощью типов гомологических пространственных решеток - аффинных эквивалентов 14 решеткам Браве. Гомологические решетки выводятся из решеток Браве при помощи сдвигов и растяжений. Всего насчитывается 117 типов гомологических решеток:

триклинные: Pi; моноклинные: P2/m, P2^{h}/μ, I2/m, I2^{h}/μ; ромбические: Pmmm, Pμμm, Pμμμ, Fmmm, Fμμm, Fμμμ, Immm, Iμμm, Iμμμ, Cmmm, Cμμm, Cmmμ, Cμμμ;

тетрагональные: P4/mmm, P4^{r}/μmμ, P4^{r}/μμm, P4^{r}/μμμ, P4^{e}/mmμ, P4^{e}/mμm, P4^{e}/mμμ, P4^{h}/μmμ, P4^{h}/μμm, P4^{h}/μμμ, I4/mmm, I4^{r}/μmμ, I4^{r}/μμm, I4^{r}/μμμ, I4^{e}/mmμ, I4^{e}/mμm, I4^{e}/mμμ; I4^{h}/μmμ, I4^{h}/μμm, I4^{h}/μμμ;

тригональные: R3im, R3i^{r}m, R3i^{r}μ, R3i^{e}m, R3i^{e}μ, R3i^{h}m, R3i^{h}μ;

гексагональные: P6/mmm, P6^{r}/μmμ, P6^{r}/μμm, P6^{r}/μμμ, P6^{e}/mmm, P6^{e}/mμμ, P6^{h}/μmμ, P6^{h}/μμm, P6^{h}/μμμ;

кубические: Pm3m, P4^{h}3m, P4^{h}3m, P4^{e}3^{e}m, P4^{e}4^{e}3^{h}μ, P4^{e}3^{r}3^{r}m, P4^{e}3^{h}m, P4^{r}4^{r}3^{h}m, P4^{r}4^{e}3^{h}μ, P4^{e}3^{h}μ, P4^{h}3^{r}3^{e}m, P4^{r}3^{e}m, P4^{h}3^{e}m, P4^{h}3^{e}μ, P4^{h}3^{h}m, P4^{r}3^{r}m, P4^{r}3^{h}m, P4^{h}3^{r}m, P4^{r}3^{h}μ, P4^{h}3^{r}μ, P4^{h}3^{h}μ, Fm3m, F4^{h}3m, F4^{h}3m, F4^{e}3^{e}m, F4^{e}4^{e}3^{h}m, F4^{e}3^{r}3^{r}m, F4^{e}3^{h}m, F4^{r}4^{r}3^{h}m, F4^{r}4^{e}3^{h}μ, F4^{e}3^{h}μ, F4^{h}3^{r}3^{e}m, F4^{r}3^{e}m, F4^{h}3^{e}m, F4^{h}3^{e}μ, F4^{h}3^{h}m, F4^{r}3^{r}m, F4^{r}3^{h}m, F4^{h}3^{r}m, F4^{r}3^{h}μ, F4^{h}3^{r}μ, F4^{h}3^{h}μ, Im3m, I4^{h}3m, I4^{h}3m, I4^{e}3^{e}m, I4^{e}4^{e}3^{h}μ, I4^{e}3^{r}3^{r}m, I4^{e}3^{h}m, I4^{r}4^{r}3^{h}m, I4^{r}4^{e}3^{h}μ, I4^{e}3^{h}μ, I4^{h}3^{r}3^{e}m, I4^{r}3^{e}m, I4^{h}3^{e}m, P4^{h}3^{e}μ, I4^{h}3^{h}m, I4^{r}3^{r}m, I4^{r}3^{h}m, I4^{h}3^{r}m, I4^{r}3^{h}μ, I4^{h}3^{r}μ, I4^{h}3^{h}μ.

Работа выполнена по гранту РФФИ № 96-05-65786.

СИНЕРГЕТИКА В КРИСТАЛЛОГЕНЕЗИСЕ

Мальцев А.С., Трошев С.А. (Коми пединститут, Сыктывкар, Россия), Петровский* В.А. (ИГ КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия)

В рамках теорий поверхности потенциальной энергии и активированного комплекса на основе представлений о взаимосвязанности процессов в системе: кристалл - пограничный слой раствора около кристалла - раствор, показано влияние фононов, излучаемых кристаллом в раствор, и его группы симметрии на перестройку сольватного комплекса в адсорбционном пограничном слое и направление координаты процесса. Глубина проникновения волн (фононный скин-слой) в раствор определяется типом волны (акустическая или оптическая), поляризацией волны, ее частотой, кинематической вязкостью раствора и скоростью звука в растворе на данной частоте, что приводит к "расслоению" адсорбционного пограничного слоя. Рассмотренный механизм допускает встраивание в растущий кристалл не только атомов вещества кристалла, но и сольватного комплекса при условии, что его нормальные колебания удовлетворяют симметрии конечного состояния. Механизм и закономерности проникновения фононов, излучаемых кристаллом в окружающую среду, изучен методом субмиллиметровой фурье-спектроскопии.

Нелинейные процессы массопереноса основного компонента и примесей в пограничном слое кристалла при его росте приводят к трем типам стационарных состояний: устойчивому узлу, устойчивому фокусу и центру. Рост кристалла в режимах устойчивого фокуса или центра приводит к периодическому захвату примесей, в результате чего пирамиды роста приобретают секториальную или зональную структуру.

Экспериментально доказано возникновение в широком интервале термодинамических параметров (T = 20 - 400°C, P = 1 - 1100 атм) кристаллогенетического расслоения раствора (КРР) - пространственно-временной структуры, состоящей из чередующихся устойчивых конвективных и концентрационных градиентных зон, параметры которых определяются растущим (растворяющимся) кристаллом и внешними условиями.

II-274

КИНЕТИКА ПЕРЕКИСНОГО РАСЩЕПЛЕНИЯ СЛЮД

Мамина А.Х.*, Пунин Ю.О., Котельникова Е.Н. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Обработка флогопитов 30% раствором H_2O_2 приводит к их расщеплению по плоскости спайности с образованием сверхтонких частиц толщиной менее 1 мкм за счет интенсивного вспучивания в 50-200 раз относительно исходной толщины.

Процесс вспучивания сопровождается разложением перекиси водорода и интенсивным газоотделением. В состав отходящих газов входит кислород, объем которого пропорционален уменьшению концентрации H_2O_2. S - образная форма кинетических кривых указывает на цепной характер разложения H_2O_2 в процессе вспучивания. Степень вспучивания слюды пропорциональна снижению концентрации перекиси водорода или, что то же, количеству выделившегося кислорода. При полном разложении H_2O_2 процесс вспучивания практически прекращается. Небольшие добавки неорганических кислот катализируют процесс вспучивания. При этом скорость разложения H_2O_2 снижается, но отношение прироста удельной поверхности слюды к количеству разложившейся H_2O_2 возрастает. Наиболее сильный эффект вызывает плавиковая кислота. По всей видимости, кислоты способствуют гидролизу связей Si-O-Si структуры, ослабляя этим механическую прочность слюды и способствуя ее вспучиванию.

Комплексное исследование слюд до и после вспучивания методами рентгенографии, химии, ИК- и Мессбауэровской спектроскопии не выявило существенных изменений в их структуре и химическом составе.

Предложен механизм перекисного расщепления слюд, основанный на каталитическом разложении H_2O_2 под действием гидроксильных групп и ионов Fe^{2+}, Fe^{3+} слюды.

ИЗМЕНЕНИЕ СВОЙСТВ НЕФРИТА В СИСТЕМЕ C-O-H-F

В.Я.Медведев, Л.А.Иванова, П.Н.Яровой (ИЗК СО РАН, Иркутск, Россия)

Разработанная методика облагораживания некондиционного сырья, основанная на обработке образцов и изделий во флюидной системе состава C-O-H с различным соотношением компонентов позволила за счет изменения соотношения двух-трехвалентного железа и других хромофоров вовлечь значительное количество низко качественного нефрита в обработку и получить поделочный материал необходимого цветового тона.

Однако определенное количество материала не удается улучшить таким методом, особенно нефриты, обладающие большим количеством структурных дефектов и имеющие ввиду этого низкое светопропускание. Кроме того при наличии в настоящее время значительного количества сырья, стоит вопрос о разработке такого метода, который позволил бы после обработки низкосортный природный материал превратить в ювелирно-поделочный, а стандартный - в уникальный.

С этой целью были проведены эксперименты в расширенной системе C-O-H-F, поскольку именно фтор является для нефрита одним из структурных элементов, влияющих на состояние хромофоров. Исследовались нефриты различного генезиса и интенсивности окраски, от темно-зеленого гипербазитового до белого с зеленоватым отливом апокарбонатного. Зеленые разности перекрывались образцами различного генезиса. Представлены также некондиционные нефриты табачных и бурых разновидностей.

Введение фтора в систему меняет преобразование цветовой гаммы следующим образом. Образцы практически любого генезиса и окраски во фторидной системе с определенным парциальным давлением водорода обесцвечиваются и приобретают светло-серые, белые и серые цвета окраски, прозрачность их увеличивается в несколько раз для гипербазитового нефрита, и на порядок - для апокарбонатного. Увеличение парциального давления водорода до 10%$_{моль}$ не изменяет характер преобразования, но процесс замедляется. Введение свободного до 10%$_{моль}$ кислорода в систему ведет к уменьшению интенсивности изменения цвета, но не приводит к кардинальному преобразованию цветовой гаммы исследуемых нефритов, в отличие от безфтористой системы, где высокое парциальное давление кислорода приводит к появлению "красных" окрасок нефрита ввиду соответствующего его "окисления". В процессе преобразования происходят закономерные изменения люминесцентных характеристик, но они выражены менее резко, чем в системах без фтора. Наиболее вероятно, это связано с тем обстоятельством, что фтор не является люминогеном в нашей системе и именно поэтому дополнительное вхождение его в минерал незначительно меняет люминесцентные характеристики. Какого-либо существенного изменения химического состава и структуры нефритов не обнаружено, кроме величины отношения закисно-окисного железа, которое закономерно меняется при изменении парциального давления кислорода в системе. Так же обращает на себя внимание незначительное повышение концентрации суммарного железа во всех исследуемых образцах.

В заключение отметим, что изменение ранее используемой методики за счет введения в систему фтора позволяет расширить получаемую цветовую гамму нефритов и получать в ряде случаев образцы с высокой прозрачностью, характерной для лучших образцов нефритов из Китая.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 96-05-64628).

О НАПРАВЛЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЙ СОСТАВА ВЗАИМНЫХ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ КОРДИЕРИТА, БЕРИЛЛИЕВОГО ИНДИАЛИТА И БЕРИЛЛА

Михайлов М.А.*, Демина Т.В., Белозерова О.Ю., Халтуева В.К. (Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия), Махотко В.Ф. (Институт геологии СО РАН, Якутск, Россия)

Изоморфные взаимоотношения между кордиеритом (К), бериллиевым индиалитом (БИ), бериллом (Б) и гипотетическим соединением - "компонентом Ньютона" (КН, $Mg_2Be_2Si_7O_{18}$) - изучены пока недостаточно, а данные об эволюции состава твердых растворов на их основе практически отсутствуют. Нами установлена направленность изменения составов кристаллов взаимных твердых растворов К, БИ и Б, синтезированных в условиях снижения температуры раствор - расплавным и расплавным методами. Химический состав полученных зональных образцов, определен с помощью рентгеноспектрального микроанализа и атомноабсорбционной спектрофотометрии. Показано, что все исследованные кристаллы при зарождении являлись твердыми растворами трех компонентов (К, БИ и Б либо БИ, Б, КН). Направленность начальных этапов эволюции составов кристаллов определяется наличием или отсутствием затравки, химическим составом последней. В дальнейшем твердые растворы обогащаются миналом БИ либо КН. Выявлено 4 типа эволюции состава исследованных кристаллов твердых растворов: I - вытеснение минала К миналом БИ в присутствии небольшого почти постоянного количества минала Б; II - замещение миналов К и Б миналом БИ; III - замещение миналов Б и БИ миналом КН; IV - замещение минала БИ берилловой составляющей при стабильном большом содержании минала К. В раствор - расплавных системах при спонтанном зарождении кристаллов твердых растворов реализовались I - III типы: в "К - Р - BeO"(Р - растворитель магний - кальций - хлоридно - фторидный) - I тип, в "Б - Р" - II тип, в "бадцит - Р -следы Al_2O_3" - III тип. В расплавной системе (при использовании затравки К и исходной шихты, отличающейся от стехиосмеси БИ дефицитом SiO_2) на начальной стадии реализуется IV тип, который резко меняется на II тип эволюции состава.

Работа проводилась при поддержке РФФИ (грант по проекту N 96-05-64817).

ОСОБЕННОСТИ ЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ КВАРЦИТОВ РАЗНЫХ ТЕХНОЛОГИЧЕСКИХ МАРОК

Монингер Г. Г., Долгов И. В. *, Горенинский В. В. (АООТ "Антоновское рудоуправление, Анжеро-Судженск, Россия), Сальников В. Н., Коровкин М. В. *, Токаренко Г. Г. (ТПУ, Томск, Россия)

Одними из эффективных экспресс-методов исследования типоморфных свойств и генетических особенностей минералов являются методы термо- и рентгенолюминесценции, позволяющие выявлять структурные и примесные дефектные центры, появление которых обусловлено физико-химическими и термодинамическими условиями минералообразования. На основании опыта исследований люминесцентных характеристик природного топаза и кварца различного генезиса, а также образцов синтетического кварца, разработана прецизионная методика исследования высокочистых кварцитов Антоновского месторождения. Кварциты характеризуются постоянством минералогического состава; это мономинеральные горные породы, состоящие из кварца, осадочно-метасоматического происхождения. В локальных участках, особенно в зонах повышенного дробления, химически чистые кварциты под влиянием гипергенных процессов ухудшают свои качественные характеристики.

Возбуждение минеральной "памяти" с помощью радиационного облучения позволяет выявлять отчетливые различия кварцитов разных технологических марок по люминесцентным параметрам. Различие термолюминесцентных (ТЛ) свойств кварцитов, облученных гамма-квантами, отмечается в области низкотемпературного пика 50-60 С. Сделано предположение, что интенсивность свечения гамма-ТЛ в данной области зависит от типа щелочного иона-компенсатора (Na, Li, H) в составе алюминевых центров. Отмечены влияния вида, дозы и мощности дозы радиационного облучения, а также предварительного прокаливания на ТЛ-свечение и спектры рентгенолюминесценции, связанные с различием протекания радиационно-стимулированных и термодиффузионных реакций в кварцитах разной степени метасоматической проработки.

II-278

ИССЛЕДОВАНИЕ СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЕЙ ВЫСОКОКАЛЬЦИЕВЫХ ПЛАГИОКЛАЗОВ КОМПЛЕКСОМ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Мороз Т.Н.*, Леснов Ф.П., Григорьева Т.Н.
(ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск, Россия).

Лазерная спектроскопия комбинационного рассеяния света (КР) использована для определения структурных характеристик высококальциевых плагиоклазов из разноформационных мафит-ультрамафитовых массивов складчатых областей. Метод позволил получить данные о распределении Si - Al по кристаллографическим позициям и степени триклинности плагиоклазов, а также определить валовый состав микрообразцов минерала, не разрушая их. Базой разрабатываемой методики явились результаты исследования этих образцов с помощью порошковой дифрактометрии. При съемке КР-спектров одновременно регистрировалась возбуждаемая лазерным излучением люминесценция, которая обусловлена присутствием в минерале примесных ионов Mn^{2+}, Fe^{3+} и др.

Установлено, что характеристики плагиоклазов, получаемые из КР-спектров и спектров лазерной люминесценции, значительно варьируют в зависимости от состава и генетической природы исследуемых образцов. Методика экспрессного изучения структурных и кристаллохимических характеристик плагиоклазов применима при решении широкого круга минералогических и петрологических задач.

В комплексе с другими современными физико-химическими методами (рентгенография, микрозондовый и нейтроно-активационный методы анализа примесей, в том числе РЗЭ, и т.д.) она позволяет выявить неизвестные ранее типоморфные признаки минерала, оценить степень упорядоченности структуры, сопоставить минерал из пород, кристаллизация которых проходила с различной скоростью и на различных глубинах, а также пород, имеющих различную металлогеническую специализацию.

Работа выполнена частично при поддержке РФФИ (№ 94-05-16537а).

НЕКОТОРЫЕ ПРИМЕРЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ АПАТИТОПОДОБНЫХ СТРУКТУР В МИНЕРАЛЫ ТОБЕРМОРИТОВОЙ ГРУППЫ

Органова Н.И., Задов А.Е., Чуканов Н.В., Лицарев М.А., Кузьмина О.В. Марсий И.М., Мохов А.Б., Трубкин Н.В. (ИГЕМ РАН, Москва, Россия)

Комплексом методов (рентгеновская и электронная диффракция, микрозонд, электронная микроскопия с энерго-дисперсионной приставкой, оптическая микроскопия, ИК-спектроскопия) изучался музейный образец из Крестмора, Калифорния, под названием тоберморит. Однако он таковым не оказался.

Указанный выше комплекс методов привел к заключению, что образец представляет собой смесь двух минералов - апатитоподобного вилькеита и тоберморитоподобного дженнита, находящихся в тесном прорастании друг с другом. Апатито-подобный минерал вырос первым и содержал наряду с P, Si и S CO_3, что позволяет отнести его к минералу, нахождящимуся по составу между вилькеитом и эллестадитом. Затем, при гидротермальных условиях фосфор и сера были вынесены естественными термальными растворами, содержавшими CO_3.

Изолированные Si-O тетраэдры апатито-подобной структуры конденсировались в трехчленные кремнекислородные цепочки. Ca-полиэдры апатита образуют иглоподобные колонки вдоль оси *c*, которые трансформируются в тоберморито-подобные слои в дженните. В обеих структурах эти полиэдры имеют подобные формы, но разную ориентировку.

При трансформации апатит остается монокристаллом, а дженнит образует осевую текстуру. Взаимная ориентировка следующая: ось [001] апатита параллельна оси [010] дженнита, вдоль которой вытянуты кремнекислородные цепочки последнего.

Процесс образования дженнита из апатита шел, повидимому по схеме: растворение апатитоподобного минерала - кристаллизация дженнита.

Известны и другие случаи подобных преобразований, наблюдавшиеся нами и описанные в литературе.

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ В МИНЕРАЛАХ

Орлинская О.В., Соболев В.В. (ГГАУ, Днепропетровск, Украина)

Для моделирования процессов метаморфизма в горных породах использовались образцы, изготовленные из армко-железа. При температурах от 670 К до 770 К образцы подвергались воздействию электрического и магнитного полей. Армко-железо выбрано в качестве модели на том основании, что основные метаморфические процессы имеют однаковое течение как в металлах, так и в горных породах. Методика проведения экспериментов не отличалась от описанной в работе [1]. Образцы диаметром 10 мм и длиной 10 мм предварительно нагревались до температуры 670 К, а затем подвергались электромагнитной обработке с напряженностью поля 10^3 А/м, при этом плотность тока, проходящего через образец, не превышала 1,5 А/мм^2. Время обработки не более 5 минут.

Обнаружен физический эффект, характеризующийся расщеплением границ зерен и образованием новых многослойных границ, напоминающих полосчатые структуры, широко известные в геологии. Подобное расслоение может быть вызвано перераспределением растворенных элементов-примесей под влиянием электрического поля. В результате сегрегации примесных элементов происходит обогащение границ зерен этими элементами. При этом, достигнув некоторого критического насыщения, структура границ перестраивается, образуя новую с меньшей энергией. Новая граница образуется как результат кристаллизации зародышей новой фазы из примесных элементов. Прохождение тока стимулирует в межзеренных границах перенос элементов и их фракционирование, в результате чего образуются слои новых фаз. Электрический ток в этом случае является единственным параметром, способствующим сегрегации. Простой нагрев к аналогичному эффекту не приводит. Подобный эффект может наблюдаться в условиях естественного залегания геологических тел, где электрические поля могут генерироваться за счет тектонических подвижек горных пород в зонах глубинных разломов.

Литература

1. Соболев В.В., Слободской В.Я., Горбачевский Д.Г. Воздействие электрического тока на сплав Ni-Mn-C, полученный в камерах высокого давления//Физика и техника высоких давлений. 1992. N2.

АЙОВАИТ ИЗ ТАЛНАХА (НОРИЛЬСКИЙ РАЙОН)

Пальчик Н.А.,* Рябов В.В., Столповская В.Н., Шевко А.Я.
(ОИГГМ СО РАН, Новосибирск, Россия),
Середа Е.В. (НКГРЭ, Норильск, Россия).

Минерал обнаружен в прожилке мощностью 8 см., который сечет бруситовый мрамор из ореола метаморфизованных пород, обрамляющих Талнахскую расслоеную интрузию и связанные с нею сульфидные Pt-Cu-Ni руды. Прожилок сложен прозрачным крупно-кристаллическим гипсом, в котором располагаются пластинчатые кристаллы ангидрита и изометричные до листоватых кристаллы айоваита. Последние представлены комбинацией дипирамиды, скаленоэдра и призмы, либо главным является пинакоид, осложненный перечисленными формами. Размер кристаллов айоваита варьирует от 0.3 до 0.5 мм, цвет - медово-желтый, нередко с ярко оранжевой внешней каймой. Под микроскопом в минерале наблюдаются висячие простые и полисинтетические двойники. Кристаллы имеют зональное строение. Микрозондовым анализом в их составе определено (в мас.%): MgO 47.57-39.8; $FeO_{общ}$ 19.9-16.12; Al_2O_3 3.1-1.64; MnO 0.45-0.21; Na_2O 0.3-0.03; Cl 2.42-0.43; F 1.02-0.77.

Данные рентгенографического анализа близки к представленным в литературе для айоваита из месторождения Palabora (Trausvaal) [1] по значениям межплоскостных расстояний и интенсивностям, что подтверждает принадлежность изучаемого минерала к айоваиту. Отмеченное небольшое уменьшение параметра "c" в нашем случае объясняется, по-видимому, частичным замещением в межслоевом промежутке анионов Cl^- на F^- и OH^-, о чем свидетельствуют данные химических анализов.

ИК-спектр айоваита из Талнаха также подобен описанному [1] и представлен двумя интенсивными полосами. Одна из них с максимумом у 3500 $см^{-1}$ и двумя перегибами при 3625 и 3700 $см^{-1}$ обусловлена валентными колебаниями гидроксильных ионов и молекул воды. Другая полоса с максимумом 580 $см^{-1}$ и широким высокочастотным крылом связана с колебаниями металл-кислород бруситового слоя. Полосы ионов CO_3^{-2} полностью отсутствуют.

Это вторая находка минерала в мире и первая в России.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проект №94-05-16537а).

Литература

1. Braithwaite R.S.W., et al.// Mineral. Mag. 1994, v.58, N1, p.79-85.

ЭВОЛЮЦИЯ МОРФОЛОГИИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА

Петров С.В. (АО "Механобр-инжиниринг", Санкт-Петербург, Россия)

Описание морфологии (габитуса и размеров) самородного золота затруднено, что связано с разнообразием форм выделений, их сложностью и уникальными физико-механическими свойствами минерала. Существующие методики либо весьма субъективны, либо разными способами анализируют форму случайных сечений. Предлагаемая новая методика основана на исследовании зависимости между двумерными размерами золотин ("ситовой" размер) и их массой. Обработка получаемых экспоненциальных кривых позволяет определить числовые характеристики морфологии золотин: минимальную метрику пространства, в котором золотины полностью заполняют объем (или величину рыхлости золотин, вложенных в трехмерное пространство); а также фактор формы.

По данной методике изучено 8 объектов, для которых установлены три пути эволюции морфологии золотин по мере увеличения линейных размеров (в общем виде, от мелких к крупным): удлиненные —> изометричные —> уплощенные; уплощенные —> изометричные и без изменения общего габитуса (изометричные, пластинчатые и т.д.) что связано с конкретными условиями образования руд. Анализ числовых характеристик морфологии золотин и сравнение их с модельными (для шара и параллелепипедов) позволяет фиксировать наличие морфогенетических типов, их изменения и количественные соотношения; присутствие процессов метаморфизма руд; для россыпей — данные могут использоваться для моделирования механизма их образования, прогнозирования коренного источника и областей выноса мелкого золота; в технологии обогащения — для определения гидравлической крупности и прогнозирования поведения золотин при гравитации [1].

Литература

1. Петров С.В. Морфологические особенности самородного золота и их влияние на результаты обогащения руд //Обогащение руд. 1996. №2.

Определение теплот смачивания и энергии активации гидратации глинок трения

Е.В.Петрова (ИЗК СО РАН, Иркутск, Россия)

Известно, что в процессе тектонических и сейсмических подвижек вещество в зоне разлома в процессе дробления и истирания активируется. Причем активируется в различной степени. Это зависит от многих факторов: минерального состава диспергитов, давления, температуры, интенсивности и длительности процесса и т.д.. Часть энергии во время активации вещества расходуется на образование новых поверхностей, линейных и точечных дефектов. Что касается слоистых силикатов, которые составляют значительную часть минерального состава глинок трения, то их механоактивация приводит к разупорядочению исходных кристаллических решеток путем ориентированного или беспорядоченного смещения слоев и сеток относительно друг друга, что приводит к снижению кристалличности минералов. Это, в свою очередь, приводит к изменению реакционной способности вещества. Были отобраны 10 образцов глинок трения из тектонических зон в районе Прибайкалья. Минеральный состав по данным рентгеноструктурного анализа идентичен и представлен каолинитом, хлоритом, гидрослюдой и смешанослойными минералами типа гидрослюда-хлорит и хлорит смектит.

Измерения скоростей тепловыделения и теплот смачивания реакции гидратации проводились на высокочувствительном дифференциальном микрокалориметре типа Кальве (МКДП-2), предназначенном для исследований в области химической термодинамики и кинетики. Были определены скорость и количество тепловыделения. Теплота смачивания расчитывалась по интегральной теплоте за весь период тепловыделения на 1 г навески. Измерения проводились при температурах 50°С, 70°С и 90°С. Значения теплот смачивания варьируют в широких пределах. Затем по расчетным формулам была расчитана энергия активации гидратации, значения которой также различаются и зависят от степени организации структуры глинистой компоненты. Минимальные значения энергий активации гидратации соответствуют пробам, где наибольшее количество крупнозернистых фракций. Следовательно, значения энергии активации находятся в прямой зависимости от степени перетертости пород. При благоприятных обстоятельствах глинки трения легко будут сорбировать различные примесные компоненты, активнее в них проявится и рост новых фаз.

II-284

КИНЕТИКА РОСТА АДСОРБЦИОННО-СМЕШАННЫХ КРИСТАЛЛОВ В СИСТЕМЕ NH_4Cl-$CuCl_2$-H_2O-CH_3ON

Платонова Н.В.*, Пунин Ю.О., Франке В.Д. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Ранее нами с помощью рентгеновских методов установлено образование адсорбционно-смешанных кристаллов NH_4Cl ($CuCl_2$*$2H_2O$) в системе NH_4Cl-$CuCl_2$-H_2O-CH_3ON. В качестве механизма образования таких кристаллов предложена модель эпитаксиальной адсорбции $CuCl_2$*$2H_2O$ на гранях (100) растущих кристаллов NH_4Cl. Для проверки модели проведено изучение кинетики роста кристаллов хлорида аммония в этой системе.

Полученные данные по кинетики роста показали, что увеличение содержания примеси в растворе резко снижает скорости роста граней (100) материнского кристалла, доводя их при небольших переохлаждениях практически до нуля. Зависимость скорости роста от концентрации $CuCl_2$ в растворе удовлетворяет модели Ленгмюровской адсорбции с сильным латеральным взаимодействием адсорбированных частиц примеси. Этот факт вместе с фактом структурного подобия кристалла-хозяина и примеси свидетельствует об эпитаксиальной адсорбции последней.

Рентгеноспектральный флюоресцентный анализ позволил установить, что при увеличении концентрации примеси в растворе увеличивается ее содержание в кристалле. При этом коэффициент распределения примеси между кристаллом и раствором меняется от значений больших единицы до значений меньших единицы, уменьшаясь при увеличении концентрации примеси в растворе. Такое поведение коэффициента распределения подтверждает установленный ранее неизоморфный захват примеси меди кристаллами NH_4Cl. Симбатность в изменении коэффициента распределения и скоростей роста кристаллов хлорида аммония при изменении состава раствора свидетельствует в пользу гипотезы об адсорбционном механизме захвата $CuCl_2$ кристаллами NH_4Cl при их росте.

БИОГЕННО-АНТРОПОГЕННЫЙ СТРУВИТ И ПРОДУКТЫ ЕГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

Потапов С.С. (ИМин УрО РАН, Миасс, Россия)

Струвит-$NH_4MgPO_4x6H_2O$, впервые найденный в природе в середине XIX века в пласте торфа под органическими отложениями в Гамбурге (Германия) [3], встречается так же в залежах гуано и в навозе, в гниющих веществах и в консервированных пищевых продуктах, в осадке человеческой мочи и в виде камней в почках и мочевом пузыре [2].

Нами струвит установлен как основная составная часть отложений в трубопроводах стоков Рощинского свинокомплекса. Стоки имеют минерализацию 3.1-5.5 г/л и сложный химический состав, который определяется соотношением жидкого навоза, воды гидросмыва и дезинфицирующих средств [1]. Отложения в виде корок шестоватого сложения. Цвет в массе кремоватый. Отдельные индивиды бесцветные. Черта белая. Блеск матовый; чистых зерен - стеклянный. Чистые зерна прозрачны, загрязненные - полупрозрачны. Твердость 2. В воде заметно не растворим. С учетом специфического образования органолептические испытания не проводились. В HCl спокойно разлагается. Дифрактограмма соответствует струвиту. Главные линии: 5.906(32)(110); 5.626(72)(020); 5.372(37)(011); 4.256(100)(111); 4.146(47)(021); 2.690(57)(022). На ИК-спектре отмечаются основные полосы поглощения: 559 (связь $(PO_4)^{3-}$ тетраэдрического иона); 890 и 1030 (деформационные колебания P-O); 1070, 1170 и 1240 $см^{-1}$ (валентные колебания P-O). На кривой ДТА три эндотермических пика при 140, 265, 320°C , отвечающие потере воды и аммония и один экзотермический пик при 710° C, отвечающий разложению вещества. Химический состав струвита: MgO 17.39 (16.43), $(NH_4)_2O$ 9.59 (10.61), P_2O_5 30.36 (28.92), H_2O 45.41 (44.04), сумма 102.75 (100.00) вес.% (в скобках состав синтетического соединения). Некоторое несоответствие анализов обусловлено изменением состава пробы при растирании.

На поверхности струвита со временем появляется белый налет, рентгенограмма которого соответствует ньюбериту и диттмариту. На контакте струвита с металлом трубопровода образуется вивианит. Т.е. струвит неустойчив и на открытом воздухе частично теряя воду и аммоний преобразуется в более устойчивые минеральные формы.

Литература

1. Абдрахманов Р.Ф. Техногенез в подземной гидросфере Предуралья. Уфа: РАН. 1993.
2. Дэна Дж. и др. Система минералогии. Т.II, полутом 2. 1954.
3. Ulex. Jarbuch fur Mineralogie. 1851. N 51.

II-286

АДСОРБЦИОННАЯ ПАТОЛОГИЯ КРИСТАЛЛОВ

Пунин Ю.О. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

В этиологии патологического роста (ПР) кристаллов одно из главных мест занимает адсорбция компонентов маточной среды на поверхности кристалла. Единственной "физиологической функцией" растущего кристалла является построение им собственной структуры (стабильной при данных термодинамических условиях и данном составе среды). В отличие от ПР с иной этиологией, адсорбционный патогенез сводится к прямому нарушению этой функции, что может выражаться в ее искажении, замещении или угнетении. Каждому из вариантов отвечает свой механизм адсорбции и свой результат (патологические изменения в морфологии и внутреннем строении кристалла).

1. Искажение функции - диссимметризация структуры вследствие избирательной адсорбции собственных и примесных частиц в местах приложения разной конфигурации. Результат - структурная гетерогенность кристалла (секториальная и субсекториальная).

2. Замещение функции - построение структуры другого химического соединения вследствие эпитаксиальной адсорбции примеси. Результат - синтаксические срастания и адсорбционно-смешанные фазы.

3. Угнетение функции - частичное или полное отравление роста вследствие прочной адсорбции примесей на террасах между ступенями. Результат - кривогранные, антискелетные и многоглавые формы.

ПР типа 1 являются кинетическими фазовыми переходами упорядочения. Динамика и кинетика ПР 2 и 3 типов имеют ярко выраженный критический характер по концентрации патогенного фактора - примеси, т.е. эти процессы также можно рассматривать как кинетические фазовые переходы. Существование примесного порога связано с резкой нелинейностью уравнений, описывающих поведение адсорбированных частиц на поверхности растущего кристалла.

Помимо прямого действия (в качестве патогенного фактора), адсорбция примесей может модифицировать ПР другого происхождения (автодеформационные, диффузионные), стимулируя или подавляя их.

Среди всех явлений ПР адсорбционная патология является наиболее парадоксальной, поскольку переход от нормы к патологии происходит при уменьшении степени неравновесности и сопровождается падением производства энтропии - в противоположность ПР с иной этиологией.

Работа выполнена при поддержке РФФИ № 96-14114.

КРИСТАЛЛОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АРСЕНОПИРИТОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Пшеничкин А.Я. (ТПУ, Томск, Россия)

Изучена кристалломорфология арсенопиритов ряда золоторудных месторождений различных формационных типов: золото-кварцево-березитовой (Саралинское, Коммунаровское в Кузнецком Алатау, Октябрьское в Западном Саяне Тувы, Любавинское в Забайкалье), золото-сульфидно-березито-лиственитовой в черносланцевых толщах (Васильевское, Бакырчик, Эспе, Миялы в Западной Калбе), золото-сульфидно-аргиллизитовой (Воронцовское на Северном Урале, Олимпиадинское в Енисейском Кряже), золото-скарновой (Синюхинское в Горном Алтае, Тарданское в Туве) и др. Для большинства месторождений арсенопирит (наряду с пиритом) является одним из главных сульфидных минералов, а для некоторых типов месторождений - одним из основных концентраторов золота. Арсенопирит встречается преимущественно в рудных телах. За их пределами концентрация его незначительна.

В зависимости от удлинения кристаллов по оси "с", количества простых форм, входящих в комбинацию, и их развитости выделено более 50 морфологических типов кристаллов (МТК) арсенопирита, 10 типов двойников простирания и срастания и два типа тройников простирания. Кристаллы образованы обычно хорошо развитыми гранями ромбической призмы (110) и ромбической пирамиды или дипирамиды (111), слабо развитыми гранями ромбических призм (021), (011), (012), (101) и пинакоида (001). Грани покрыты комбинационной штриховкой, параллельной зоне [100], или послойной штриховкой роста.

По морфологическим особенностям выделяются призматические (короткопризматические - коэффициент удлинени Ку=1-1,5, удлиненно-призматические - Ку=1,6-10 и игольчатые - Ку более 10), пирамидальные и пиромидально-призматические (Ку обычно более 5-10) кристаллы.
Наиболее разнообразны в морфологическом отношении арсенопириты нижних горизонтов прожилково-вкрапленных руд, где ассортимент кристаллов достигает 15-25 типов. В рудах золото-сульфидно-аргиллизитовой формации количество МТК не превышает 10. Наименьшее их количество (2-5) отмечается в золото-кварцевых и золото-скарновых рудах. По восстанию рудных тел количество МТК уменьшается.

II-288

ЗОЛОТО И СЕРЕБРО В СУЛЬФИДАХ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПОСТРОЙКИ "МИР" (СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ, 26^0 с.ш.)

Рафальсон М.Б.* (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия), Лазарева Л.И., Батуев Б.Н. (ПМГРЭ НПО "Севморгеология", Санкт-Петербург, Россия), Болдырева М.М., Нестеров А.Р. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Основные содержания гипогенного золота и серебра в гидротермальных океанических постройках рассматривались в тесной приуроченности их к выделениям сульфидов: мелкие частицы самородного золота, включенные в зерна пирита, халькопирита, сфалерита, и серебро, как изоморфная примесь.

При изучении сульфидных руд одного из крупнейших подводных объектов "Мир" были обнаружены многочисленные выделения самостоятельных фаз золота и серебра в другой позиции.

Для постройки выявлена асимметричная зональность в распределении ассоциаций сульфидов по площади: в северной части развиты пирит-халькопиритовые руды (наиболее высокотемпературные), в центре - халькопирит-халькозиновые, на юге - халькопирит-пирит-сфалеритовые, пирит-сфалеритовые с обильным опалом (наиболее низкотемпературные).

Анализ содержаний золота и серебра в рудах показывает, что наиболее высокие концентрации этих элементов отмечаются в пиритсфалеритовых разностях массивных руд и руд трубного комплекса. Для исследования были отобраны образцы этих типов.

Микрозондовый анализ выявил именно в опаловой массе этих разновидностей руд многочисленные обособления самородного золота размером 5-10 микрон. Поверхности друзовых пустот (покрыты опалом) массивных образцов пирит-сфалеритовых разностей усеяны выделениями (от 10 до 40 микрон) сульфида серебра - акантита. Обнаруженная золотая и серебряная минерализация отчетливо приурочена к заключительным по времени образования низкотемпературным разновидностям сульфидных руд - пирит-сфалерит-опаловым. Более того, в пределах эти ассоциации она локализуется в наиболее опализированных разновидностях.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант N 95-05-14149).

О КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ НОВОГО МИНЕРАЛА ФРАНКАМЕНИТА

Рождественская И.В.*, Никишова Л.В. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Франкаменит - $K_3Na_3Ca_5(Si_{12}O_{30})(OH)F_3*H_2O$ из чароититов (Якутия), - фтористый аналог канасита (Хибины), утвержден КНМНМ ММА недавно как самостоятельный минерал [1]. Основу структуры этих силикатов составляют зигзагообразные стенки-слои Ca-Na октаэдров, скрепленные бесконечными восьмиугольного сечения трубками-каналами состава $(Si_{12}O_{30})$ [2]. При одинаковом геометрическом мотиве структуры франкаменита и канасита выбор ячейки и пр. гр. обусловлен распределением атомов Na и Ca по октаэдрическим позициям, которое в свою очередь зависит от содержания и распределения анионов O^{-2}, F^-, $(OH)^-$ по 4 позициям, не связанным с силикатным радикалом.

Триклинная ячейка франкаменита с параметрами : a =10.0941(3), b=12.6913(2), c =7.240(1) A, α =90.00(2), β =111.02(2), γ =110.20(2)°, V =804.5(7) A^3, пр.гр. P1 - представляет собой минимальный фрагмент структуры, содержащий одну силикатную трубку и шесть (из восьми) смешанных Ca , Na - позиций в стенке.

В структуре же моноклинного канасита вдвое меньшее содержание фтора приводит к упорядоченному распределению атомов Ca и Na по позициям , удвоению ячейки (две силикатные трубки) и изменению пр.гр.до Cm. На примере этих минералов видно, как различные условия образования якутского (метасоматиты) и хибинского (пегматиты) минералов отчетливо отражены в тонких различиях кристаллической структуры, которые в свою очередь влияют на физические свойства кристаллов. Так франкамениту, как и многим минералам чароититов, свойственно микродвойникование, расщепляемость, плохое качество монокристаллов. Работа выполнена при поддержке РФФИ №96-05-65579.

Литература

1. Никишова Л.В., Лазебник К.А., и др. << ... ЗМО. 1996. Вып.2.

2. Рождественская И.В., Никишова Л.В., Ба ова И.И. и др..<< Минералогич..журн. 1988. Т.10. №4.

II-290

НЕВОСПРОИЗВОДИМОСТЬ ОПЫТНЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ ПРОЦЕССОВ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ.

Руссо Г.В., Чебанов С.В.(НИИЗК СПбУ, СПб, Россия)

Результаты модельных опытов по кристаллизации минералов и их аналогов, даже проводимых в идентичных условиях, часто существенно различаются, что затрудняет их использование для реконструкций природных процессов. Предлагается выделять три типа причин такой невоспроизводимости результатов. 1. Влияние нестандартных, обычно неучитываемых параметров процессов на некоторые характеристики кристаллов. Так, нами обнаружено: влияние условий механического смешения растворов H_2SO_4 и $Ca(PO_4)_2$ на интенсивность двойникования кристаллов гипса, возникающих после завершения смешения; влияние последовательности приготовления раствора на фазовые равновесия в системе KJO_3 - KJO_4 - HJO_3 - H_2O; влияние степени гидратированности реактива на двойникование $BaCI_2 2H_2O$. 2. Наличие невоспроизводимости результатов - показатель того, что изучается целостная система, т.е. система с лимитированием. Для элементов такой системы характерно гиперболическое ранговое распределение с неопределенными центральными моментами (напр., распределение Ципфа). Тогда хорошая воспроизводимость - следствие того, что изучается не целостная система, а ее фрагмент. 3. В процессе опыта происходит взаимовлияние форм (в понимании Аристотеля, Гете) исследователя и исследуемой вещи. В наблюдении дана энлогия - результат квазиперсонального взаимодействия, т.е. исследователь может влиять на получаемые им результаты (напр., через индивидуальную организацию психики). Результаты, получаемые разными авторами, при этом могут оказаться несопоставимыми.

В модельных опытах условия обыкновенно стационарны; закрепление многих параметров определяет возможность изучения только фрагментов систем. Напротив, природные процессы протекающие в существенно нестационарных (по множеству параметров) условиях, формируют целостные системы, являющиеся результатом энлогий различных форм. В природе и модельном опыте, таким образом, реализованы разные концепции многообразия.

Работа выполнена при поддержке РФФИ

КРИСТАЛЛОГЕНЕТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕНЕЗИСА ПРИРОДНЫХ АЛМАЗОВ

Самойлович М.И. (ВНИИСИМС, Александров, Россия), Петровский В.А. (ИГ КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия), Шилов Ю.А.* (АО "Орбита -Алмазинстрмент, Сыктывкар, Россия)

Успехи в области исследования реальной структуры природных синтетических алмазов, а также экспериментального моделирования условий образования структурных дефектов (плейтелитс, дискообразных скоплений вакансий, дислокаций, дефектов упаковки, C , A , N3 , B_1 -центров и т.д.) позволили получить ряд данных об особенностях генезиса алмазов. Синтезированы алмазы-аналоги по своему строению всех основных моно- и поликристаллических разновидностей природных кристаллов. Образование сегрегированных форм примеси азота и дискообразных скоплений вакансий углерода является результатом восходящей диффузии при высоких P,T-параметрах в послеростовый период, что сопровождается обесцвечиванием кристаллов, а также выходом на поверхность алмазов металлических включений и дислокаций неростового происхождения. Экспериментальные данные по образованию различных дефектов позволяют определить температуры образования алмазов, а именно - 1300-1400°C (нижняя граница) для кристаллов I-разновидности (по классификации Ю.Л.Орлова), 1100-1300°C - для кристаллов II-разновидности и внешних зон (оболочек) IV-разновидности, а также 1300-1500°C для алмазов III и центральных зон V-разновидностей. Можно также предположить, что при определенных условиях в магме имела место дифференциация силикатного расплава с выделением металлической фазы, тогда силикатный расплав, граничащий со слоем (вероятно, небольшой толщины - доли миллиметра) металлического расплава и служил источником характерных силикатных минералов, обнаруживаемых в виде включений в алмазах. По данным нейтроноактивационного анализа тех разновидностей алмазов, в которых азот присутствует в несегрегированной форме, такими металлами могли, преимущественно быть Cr , Fe , Ni , Cu , Mg . Отсутствие этих металлов в алмазах, содержащих сегрегированные формы азота, обусловлено диффузией их на поверхность в период послеростового отжига при высоких P,T-параметрах, а также малыми скоростями роста алмазов в природе.

II-292

КРИСТАЛЛОГЕНЕЗИС ТОНКИХ ФАЗ ЗОЛОТА В КВАРЦЕВЫХ, СИЛИКАТНЫХ И УГЛЕРОДИСТЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ СРЕДАХ

Сахарова М.С., Ряховская С.К. МГУ, Москва, Россия

С целью получения минералогических характеристик и выяснения закономерностей образования тонких и ультратонких фаз золота исследованы образцы природных золоторудных месторождений Северо-Востока России и проведены модельные эксперименты по кристаллизации золота на кварце, силикатах (адуляре) и углеродистом веществе (графит, шунгит).

Показано, что во всех изученных минеральных системах имела место кристаллизация тонких и ультратонких фаз золота, представленных гранными кристаллитами ранних зарождений размером от десятых долей до 5-10 мкм уплощенной трех- и шестиугольной формы и объемными выделениями кубооктаэдрического габитуса.

Установлено, что распределение золота на поверхности кварца и адуляра контролируется энергетически активными участками поверхности /выходы дислокаций, места обрыва связей, границы блоков и зерен, фазовые границы/, а также элементами структурного соответствия.

В углеродистых минеральных средах /графит, шунгит/ кристаллиты ранних зарождений представлены более мелкими /до 3-х мкм/ кубооктаэдрическими формами с более высокой плотностью центров зарождения. Это, видимо, обусловлено действием сорбционных факторов в минералах с высокой удельной поверхностью.

Увеличение крупности и усложнение морфологии золота связано с разрастанием кристаллитов ранних зарождений, двойникованием, нарастанием кристаллитов последующих зарождений и их сегрегацией в сложные вязи, цепочки, дендриты.

К важнейшим факторам, контролирующим кристаллизацию тонкого и ультратонкого золота, относятся природа и энергетические неоднородности поверхности твердых минеральных фаз, процессы сорбции и особенности строения двойного электрического слоя, возникающего на границе минерал-раствор.

ФАКТОР ВРЕМЕНИ В СТРУКТУРНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ МИНЕРАЛОВ

Сидоренко Г.А. (ВИМС, Москва, Россия)

Типоморфизм минералов, в том числе, структурный типоморфизм, приняты как источник информации об условиях образования минералов и содержащих их горных пород, включая сферу геохронологии. Но уже с момента образования минерал преобразуется под действием ряда факторов, как активно учитываемых - изменения Pt, pH и Eh - условий, ведущих к окислению отдельных минералообразующих элементов и преобразованию минерала без изменения минерального вида, так и реже учитываемого фактора времени, который можно назвать старением минерала, вносящим в его структуру изменения, снижающие потенциальную энергию или повышающую ее.

Примеры первого направления широко известны: это и процессы распада твердых растворов, и лейкоксенизация (Eh), и гидратация. Примеры второго: упорядочение кристаллической структуры, изменение структурного состояния как отражение стремления к снижению потенциальной энергии, так и ее приобретение за счет радиоактивного распада. К упорядочению стремятся минералы, кристализирующиеся из гелей и растворов, к накоплению энергии - метамиктизирующиеся. Упорядочивается структура колумбита-танталита, совершенствуется от дырочной с малым параметром элементарной ячейки до близкой к идеализированной структура уранинита.

ФАКТОРЫ ИЗМЕНЕНИЯ АГРЕГАТОВ ИЗОМОРФНО-СМЕШАННЫХ КРИСТАЛЛОВ

М.Ю. Синай*, Н.Н.Машьянова, А.Э.Гликин
(НИИЗК СПбГУ, С-Петербург, Россия)

В природе широко развиты массивы и агрегаты изоморфно-смешанных кристаллов. Нами экспериментально изучены взаимодействия агрегатов модельных веществ с неравновесными по составу растворами при визуальном наблюдении за развитием системы в статическом и колебательном режиме температур. Эксперименты проводились в системе "кристалл $Co(NH_4)_2(SO_4)_2{\cdot}6H_2O$ раствор $Ni(NH_4)_2(SO_4)_2$ находились в пробирках, вертикально расположенных в термостате.

Все кристаллы в агрегатах получают разную степень замещения: от полной переработки до отсутствия каких либо признаков изменений; при этом агрегаты приобретают вертикальную зональность. Наиболее замещенные, обогащенные никелистой фазой, кристаллы находятся в промежуточной зоне, наименее заме-щенные - в нижней зоне; переходы между зонами относительно нерезкие. При колебаниях температуры зональность становится более резкой вплоть до наличия границ зон в пределах индивидов. В этом случае наиболее измененные кристаллы находятся в верхней зоне, неизмененные - в нижней. Средние размеры зерен уменьшаются, но появляются крупные кристаллы, отсутствовавшие в первичном агрегате.

Одновременно в отдельных препаратах проводились наблюдения за поведением индивидов, имеющих губчатые структуры замещения $(Ni,Co)(NH_4)_2(SO_4)_2{\cdot}6H_2O$ по $Co(NH_4)_2(SO_4)_2{\cdot}6H_2O$ (с большим количеством жидких включений) и сплошную монокристалличекую внешнюю зону. Колебания температуры вызывают чередование роста и растворения замещенного кристалла. Наблюдается укрупнение включений вплоть до образования большой (до 1/3 объема кристалла) центральной полости. Вместе с тем происходит изменение общей морфологии перемещением индивида в пространстве за счет процесса перекристаллизации.

Таким образом, факторами изменения агрегатов являются неравновесность состава кристалла и раствора, колебания температуры, а также гравитационное расслоение раствора. Можно предположить, что колебания температуры усиливают расслоение раствора. Для индивидов колебания температуры на первых этапах могут усиливать признаки изменений, а в дальнейшем стирать эти признаки.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 96-05-66280).

ЭВОЛЮЦИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ ЗОН СТРЕССОВЫХ НАПРЯЖЕНИЙ ГЛУБОКИХ ГОРИЗОНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Ситдикова Л.М.*, Изотов В.Г. (КГУ, Казань, Татарстан, Россия)

Изучение кристаллического фундамента Востока Русской плиты, по данным глубокого бурения, а так же материалов бурения Кольской сверхглубокой и немецкой (КТВ) скважин показало, что в глубоких горизонтах земной коры на затронутых реологическими процессами, широким развитием пользуются зоны дезинтеграции заполненные тонкодисперсными минералами, связанные с наличием в земной коре неоднородных стрессовых напряжений.

В эволюции этих зон выделяются: компрессионная и декомпрессионная стадии, характеризующиеся особенностями химизма и минералогии в зависимости от P-T условий. Существенной минеральной компонентой этих зон является система слюды-глинистые минералы, структурные особенности которых существенно меняются в ходе формирования этих зон. В компрессионную стадию формируются в основном энергоемкие слоистые силикаты, в частности, слюды диоктаэдрического типа, в которых существенную роль играют ионы Fe3+, стабилизирующие структуру за счет возникновения диоктаэдрических кластеров, а так же за счет вхождения ионов Fe3+ в тетраэдрические позиции. Значительную роль в образованиях компрессионной стадии играют хлориты, развивающиеся по слюдам, также несущие в своем составе Fe3+ в октаэдрических позициях их тальковых слоев, а так же ионы Fe2+ в октаэдрических позициях бруситовых слоев. При высоких стрессовых давлениях происходит их дезинтеграция с переходом в тальк. Относительно широким развитием в образованиях компрессионной стадии пользуются упорядоченные смешанослойные минералы. В случае перехода компрессионных образований в декомпрессионные эти цепочки замыкаются образованием смектитовых минералов. Таким образом, изучение эволюции структуры и кристаллохимии системы слюды-глинистые минералы помогает понять особенности развития и этапность формирования зон стрессовых напряжений.

II-296

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ $(NH_4,K)_2SO_4$

Сметанникова О.Г., Пунин Ю. О., Демидова Г.Е.*, Жогина А.Н.
(СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Изучены твердые растворы в двух системах - тройной $(NH_4)_2SO_4$ - K_2SO_4 - H_2O и четверной - $(NH_4)_2SO_4$ - $K_3Fe(CN)_6$ - H_2O. Обе системы имеют прикладное значение в связи с промышленной кристаллизацией сульфата аммония и выращиванием монокристаллов сульфатов калия и аммония.

В ряде работ, посвященных исследованию фазовых диаграмм в системах сульфат калия - сульфат аммония, установлено существование разрывов в изменении параметров элементарной ячейки $(K,NH_4)_2SO_4$. Разрывы в этом ряду твердых объясняют образованием смешанных кристаллов двойных солей типа $K_2SO_4*3(NH_4)_2SO_4$.

Нами проведено детальное рентгенографическое и физико-химическое исследование этих систем. Определены параметры элементарной ячейки, построены диаграммы состояния. Характер поведения параметров элементарной ячейки в тройной и четверной системах существенно отличается друг от друга и от описанного ранее в литературе.

В системе K_2SO_4-$(NH_4)_2SO_4$-H_2O нами выявлено существование разрыва параметров элементарной ячейки в области составов твердого раствора от 0 до 10 мол.% NH_4, соответствующего перегибу на кривой солидуса диаграммы Иенеке. Особенность наиболее ярко проявляются в изменении параметров c и b, и наименее отчетливо - в изменении параметра a. Как известно, в структуре β - K_2SO_4 (пр.гр. Pmcn) существует две кристаллографически неэквивалентных катионных позиции - с координацией 9 (B) и 10 (A) соответсвенно. На основании анализа изменения параметров элементарной ячейки в зависимости от вхождения катионов в ту или иную кристаллографическую позицию, можно предположить, что замещение $K^+ \rightarrow NH_4^+$ происходит упорядоченно и в первую очередь NH_4^+ занимает позицию A.

В четверной системе $(NH_4)_2SO_4$ - $K_3Fe(CN)_6$ - H_2O в поведении параметров элементарной ячейки , кроме описанной выше области разрыва при небольших содержаниях NH_4, выявлено существование разрыва при составе твердого раствора от 49 до 69 мол. % NH_4. Особенно интересно , что соотношение параметров b/a ромбической ячейки в области разрыва приближается по своему значению к $\sqrt{3}$, что может указывать на приближение структуры этих твердых растворов к гексагональной симметрии. Объяснить подобную особенность можно тем, что происходит образвание смешанных кристаллов со структурой, подобной структуре глазерита. Поскольку в тройной системе этого не наблюдается, то можно предположить, что $K_3Fe(CN)_6$ способствует образованию таких смешанных кристаллов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ N 96-14114.

МОРФОЛОГИЯ, ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ, ХИМИЗМ И ФАЗОВЫЙ СОСТАВ ЖЕЛЧНЫХ КАМНЕЙ

Сметанникова О.Г., Филатов С.К., Шугаев А.И., Трофимов В.Б. (СПбГУ, СПб медицинская академия последипломного образования, Санкт-Петербург, Россия)*

С целью выявления общих закономерностей формирования желчных камней проведено их рентгенографическое и кристаллооптическое изучение по зонам роста. Исследование внутреннего строения желчных камней показало, что независимо от их морфологии в них наблюдается закономерное чередование слоев различной структуры. Нами выделено два типа структур - рыхлый слой, имеющий радиально-лучистое, дендритовое строение, и плотный слой, имеющий концентрически-слоистую структуру. Образование камней всегда начинается с рыхлого слоя от ядра, которое, как правило, сложено пигментом. Относительная мощность рыхлого слоя в несколько раз превышает мощность плотного слоя. Это может указывать на большие скорости кристаллизации рыхлого слоя относительно плотного. Зональность внутреннего строения желчных камней, выражающаяся в закономерной смене слоев различного строения, обнаруженная на макроуровне , повторяется и на микроуровне (при кристаллооптических исследованиях шлифов).

По химизму (соотношению C/H) желчные камни можно разделить на три группы: с высоким C/H = 11.0 (билирубиновые), с низким C/H = 7.0 (холестериновые) и с промежуточным C/H (билирубин-холестериновые). Установлена тенденция изменения содержания элементов-примесей по зонам роста.

Рентгенофазовый анализ, проведенный по зонам роста желчных камней, показал, что чаще всего встречаются холестериновые камни. При этом фазовый состав не меняется по зонам роста, а меняется только степень окристаллизованности вещества. Степень окристаллизованности холестерина уменьшается от краевых зон к центральным, т.е. степень окристаллизованности рыхлых слоев ниже, чем плотных.

Таким образом, при изучении желчных камней выявлена периодичность во внутреннем строении, в изменении химического и вещественного состава камней. Эта совокупность данных позволяет предложить гипотезу образования желчных камней как непрерывного, периодического процесса, в основе которого лежит автоколебательный механизм осаждения вещества.

Работа выполнена по проекту "Ноосфера и устойчивое развитие".

II-298

МОДЕЛИРОВАНИЕ РОСТА КРИСТАЛЛОВ АЛМАЗА

Смирнов Ю.М. (Тверской госуниверситет, Тверь, Россия)

Сопоставлены способы получения монокристаллов алмаза, кремния и германия с условиями образования алмаза в природе [1]. В табличной форме представлены четырнадцать морфологических разновидностей алмаза, германия, кремния (различные формы моно- и поликристаллов германия получены автором).

Разраб отаны установки для кристаллизации переохлаждённого расплава германия методами "выстрела" в холодильник и имитации невесомости. Морфология полученных полученных монокристаллов - плоскогранных октаэдров и кривогранных форм с серией плоских граней {111} оказалась подобной монокристаллам природных алмазов кимберлитовых трубок.

На основании данных литературы и модельных экспериментов проанализированы вероятные пути кристаллизации природных алмазов кимберлитов и перидотитов. С учётом этого анализа геологические условия Средне-Русской платформы и её части, находящейся в Тверской области, позволяют предполагать возможность нахождения месторождений алмазов на периферии платформы.

Литература

1. Смирнов Ю.М. Генетический ряд кристаллов веществ со структурой алмаза // Рост кристаллов из жидкой фазы. 1983.

О КОДИРОВАНИИ С УЧЕТОМ ПАРСИМОНИИ

Смирнова Н.Л. (МГУ, Москва, Россия)

Методы кодирования широко распространены в науках. В кристаллологии они применены для обозначения групп симметрии, пространств, составов. Ранее предложен метод кодирования системы химических формул из 4 составляющих sfdp. Кодирование с использованием 4 составляющих распространено на свойства:

I.1:A-2; 2:A-8, a-8, B-7, в-1, C-2, c-2, D-3; 3:A-5, a-9, в-1; 4:A-1, a-1; 5:A-2; 6:A-1; (4-7-15-53).

II. 12:AB-1, Ав-1, aB-4, Ac-2, aC-1; 13:Aa-1, aa-1, Ав-4, aB-2, Ac-8; 23:Aa-3, Ав-1, Ba-4, ва-2, Вв-6, Ca-1, ca-3, Bc-2, Dв-1; 24:aA-1, 15:aA-1; 25:aA-3, BA-3, вA-1; 35:AA-3; 26:вA-3; 36:AA-1, 17: Aa-1, aA-3; 27:вA-1, cA-2, Ca-1; aa-1; (6-19-33-73).

III.123:AAa-2, Aaa-1, AAв-4, Aав-10, Ава-1, ABa-1, ABв-15, ABc-7, Ada-1, ADв-1;134:Aca-2; 234:Вва-3; 125:aBA-1; 135:aAA-2, Ава-1, aBA-2, aDB-1; 235:AAA-2, BAA-3, cAA-1; 236:BAA-1; 137:aaA-1; 237:вaA-1, caA-1; (7-21-24-65).

IV. 1234:ABва-2, AAca-1; 1235:aBAA-1, AAвB-2, ABва-1, ABвв-3, авBB-1, AAca-1, ABca-7, ACва-1, ABсв-4, авCB-4, ACсв-1, acCB-2, авDB-1, acDB-2; 1237:ABва-6; 1357:aCBa-1, aDва-1 (10-16-19-42).

V. 12347: ABваа-2; (1-1-1-2); (28-64-92-235).

0.0:1-1кон.,2-1га; Т.10:3-2тре., гр.пи.; 20:3-1, 4-1; 30:1-10, 2-5, 3-5, 4-3те., 6-1; 40 :1-8, 2-5, 3-14, 4-3, 5-2, 6-4о; 50:1-3, 2-7, 3-11, 4-4, 6-5, 8-4, 10-2, 12-7ик., 15-1; 60:1-13, 2-10, 3-4, 4-4, 5-1, 6-2, 8-1, 9-1, 12-1, 14-1; 70:1-2, 2-1, 3-2, 4-1; 90:1-4, 2-1; Ч.01:2-1, 3-2ч., пи.; 03:2-2, 3-1, 6-1, 8-1куб; 04:1-2, 6-1; ТЧ.21:1-1, 2-1, 4-1; 31:2-6, 3-1, 4-1, 6-2, 8-1т.апр.; 41:2-5, 4-5, 6-2, 8-1, 9-1, 12-1; 51:2-3, 3-1; 61:1-1; 12:1-1, 2-7, 3-1, 6-2тр.пр.; 22:2-4, 3-3, 4-6, 6-3, 8-1, 9-1, 10-1, 11-1, 12-3к.ко., г.ко., 16-1; 32:3-1, 4-2, 6-1; 42:1-1, 3-1, 4-1; 13:2-1, 4-1; II. 0030:1-1; ТП.1020:3-1; 3010:6-2; 4010:2-1, 4-1, 6-1; ТЧП.2110:4-1, 8-1; Ш.0001:6-2г., г.пи.; ТШ.2001:6-1; ЧШ.0201:12-1г.пр.; ТЧШ.2101:12-1.

II-300

К ВОПРОСУ О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ СИНГЕНЕТИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ

Соболев В.В. (ГГАУ, Днепропетровск, Украина)

На физико-химические процессы, протекающие в земной коре при минералообразовании, воздействуют естественные электрические поля, роль которых наряду с давлением и температурой весьма значительна. Напряженность электрических полей в условиях естественнного залегания геологических тел может заметно возрастать в результате, например, деформирования горных пород, активизации тектонических движений и миграции минералообразующих растворов. В результате механохимических процессов на границе двух фаз с различными типами проводимостей в широком диапазоне температур возникают электрические потенциалы. В любом из перечисленных случаев поверхность минерала-диэлектрика приобретает заряд, причем компенсация недостатка собственных зарядов осуществляется путем захвата заряженных частиц из флюида. Таким образом, находясь в электрическом поле, поверхность минерала всегда будет характеризоваться некоторой плотностью электрических зарядов и осбенностями распределения плотности с выделением локальных участков, характеризующихся значениями аномальной потенциальной энергии и, как следствие, химической активностью.

Разработана физико-математическая модель взаимодействия молекулы флюида с ионом металла, адсорбированным поверхностью минерала. В качестве минерала был выбран алмаз, поверхностными ионами служили атомы Si, Al, Mg. Исследовалась динамика элементарного химического акта молекулы CO с ионами металлов. Установлено, что следствием одной поверхностной реакции является наращивание кристаллического базиса алмаза, параллельно - зарождение и рост минерального новообразования. Таким образом, сингенетические включения образовались на поверхности минерала-хозяина как побочный продукт химических реакций между адсорбированными зарядами и кормпонентами флюида, поступающими из межфазной зоны к поверхности минерала. Минеральные новообразования путем гибридизации химических связей закрепляются на поверхности и при благоприятных условиях продолжают расти. Размеры включений и минерала зависят от наличия зарядов и их плотности. В связи с этим практически всегда наблюдается пропорциональность между размерами минерала и размерами включений.

О ДИСКРЕТНОСТИ АЛМАЗООБРАЗОВАНИЯ

Соболев В.В. (ГГАУ, Днепропетровск, Украина)

В работе [1] автор поставил ряд важнейших вопросов, которые естественным образом возникают при изучении внутреннего строения, химического и изотопного состава кристаллов алмаза. Всесторонние исследования природного алмаза, результаты твердофазовой эпитаксии [2] и экспериментальные исследования свойств синтезированных алмазов [3] убедительно говорят в пользу условий метастабильного роста, подразумевая диапазон P,T-параметров, соответствующих области, лежащей ниже линии фазового равновесия на диаграмме состояния углерода. В результате теоретических расчетов с использованием экспериментальных данных построена в области стабильности графита линия, разделяющая зоны кинетической устойчивости и нестабильности алмаза. Во всех экспериментах температуры не превышали 1100 К, а давление - нескольких десятков атмосфер, соответствуя зоне кинетической устойчивости алмаза. При этом в процессе наращивания алмаза осуществлялась смена температур от комнатной до максимальной, что, как известно, невозможно в принципе для статического синтеза. Следует отметить, что только в случае изменения P,T-парметров возможно зональное строение, наличие центрального зародыша [4], изменение состава и концентрации включений в зонах кристалла и что эта возможность может быть реализована только при умеренных температурах и низких давлениях (10^5-10^8 Па). На наш взгляд, разработку теоретической модели генезиса алмаза необходимо связывать, начиная с исследований квантово-механических явлений, проявляющихся на поверхностях молекул флюида с адатомами и поверхностными атомами кристалла.

Литература

1. Гаранин В.К. К проблеме дискретности природного алмазообразования// Минерал. Журн. 1990. N5.
2. Соболев В.В. Синтез алмаза. 1. Экспериментальные исследования твердофазной эпитаксии// Минерал. Журн. 1993. N5.
3. Соболев В.В., Хоменко Ю.Т. Синтез алмаза. 2.Некоторые свойства кристаллов, выращенных в твердой среде// Минерал. Журн. 1994. N1.
4. Синтез алмаза в метастабильной области и некоторые вопросы его природного образования/В.В.Соболев, В.Я.Слободской, П.Н.Баранов, Ю.Т.Хоменко. - ЗВМО. 1992. Ч.CXXI. N3.

II-302

ЯВЛЕНИЯ АНМАЛЬНОГО УВЕЛИЧЕНИЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ОБРАЗЦОВ ЯШМЫ

Соболев В.В., Орлинская О.В., Хоменко Ю.Т. (ГГАУ, Днепропетровск, Украина), Губенко С.И. (ГМАУ, Днепропетровск, Украина)

Аномалии электропроводности в земной коре связывают со скачком электропроводности, возникающим в начальный момент плавления породы, когда происходит формирование сквозной пленочной структуры. Это предположение основано на экспериментальных данных, свидетельствующих о понижении на несколько сотен градусов температуры плавления породы в присутствии воды. В данной работе высказывается предположение, что аномалии электропроводности возникают по другим причинам, а именно - по аналогии скачкообразного увеличения электропроводности в яшме.

Образцы яшмы размером 1x1x1 см помещались в термическую печь и одновременно подвергались воздействию электрического поля, E = 300 В/см. В начальный момент величина тока не превышала нескольких μA. Во всех случаях в диапазоне температур 330-900 К наблюдалось скачкообразное уменьшение сопротивления. В момент перехода ток скачком увеличивался до максимального значения - 0,3 А, стабилизированного источником питания. Если начальное сопротивление образцов яшмы составляло 10^7-10^9 Ом, то в результате падения сопротивления - 10^2-10^3 Ом. Величина скачка для разных образцов изменялась на 10^2-10^5 порядков. Минералогическими и металлофизическими исследованиями установлено образование игольчатых выделений гематита, которых не было в таком количестве в исходных образцах. Предполагается, что их образование и ориентированный характер приводят к изменению электрического сопротивления. Следовательно, электрический ток является сильным стимулятором физико-химических реакций, приводящих к образованию новых электропроводящих фаз. При снижении температуры сопротивление образцов уменьшается всего в 2-6 раз, но при условии прохождения тока даже величиной всего в несколько мА. Таким образом, аномальное увеличение электропроводности обязано некоторой критической величине напряженности электрического поля при фиксированных температурах. Следует подчеркнуть, что отключение тока приводит к возврату сопротивления в соответствии с кривой "температура-сопротивление", полученной при простом нагреве.

СТРУКТУРНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИЛЛИТ/СМЕКТИТОВ ИЗ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ (ТЮМЕНСКАЯ СВЕРХГЛУБОКАЯ СКВАЖИНА)

Солотчина Э.П., Каменева М.Ю.
(ОИГГиМ СО РАН и ИНХ СО РАН, Новосибирск, Россия)

Породы триаса, вскрытые уникальной Тюменской сверхглубокой скважиной ТСГ-6 в Уренгойском районе Западной Сибири на глубине 5600-6500 м, сложены, в основном, переслаивающимися песчаниками. алевролитами, аргиллитами, туфами и туффитами. Глинистая составляющая терригенных пород имеет полимиктовый состав и представлена слюдами, хлоритами, бертьерином, каолинитом, диккитом и смешанослойными минералами. По характеру и степени постседиментационных изменений эти отложения отнесены к зоне раннего метагенеза.

Смешанослойные минералы, слагающие аргиллиты, цемент песчаников и алевролитов, относятся к иллит/смектитам. В верхних горизонтах триаса (витютинская, варенгаяхинская и пурская свиты, гл. 5600-6400 м) это обычные неупорядоченные разности с d_{001}=10,5Å и 11Å с высокой концентрацией иллитовой компоненты, которые широко распространены также и в юрских толщах региона. Иллит/смектиты из более глубоких горизонтов (хадырьяхская свита, гл. 6400-6500 м) характеризуются дифракционной картиной с целочисленной серией базальных отражений (до 9-го порядка) от d_{001}=24,5Å, т.е. ректоритоподобной структурой.

Проведено комплексное исследование иллит/смектитов методами рентгеновской дифрактометрии, сканирующей электронной микроскопии и термогравиметрического анализа. Детальное определение структурных характеристик было осуществлено путем сопоставления экспериментальных дифракционных профилей текстурированных образцов с рассчитанными по программе Р. Рейнольдса. Программа была модифицирована для анализа спектров с полиминеральным составом - предусмотрена возможность разделения спектров компонентов перед процедурой моделирования с последующим суммированием отдельных рассчитанных кривых для сопоставления с полной экспериментальной дифракционной картиной. Уточнены концентрации, состав чередующихся слоев и характер переслаивания иллит/смектитов.

Таким образом, выполненные исследования позволили выявить структурные особенности смешанослойных минералов, характерные для зоны метагенеза отложений триаса Западно-Сибирской плиты.

Исследования проводятся в рамках научной программы "Поиск" при поддержке гранта РФФИ № 96-05-65943.

II-304

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ДИККИТА ИЗ НИЖНЕЮРСКИХ ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА НЮРОЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ (ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛИТА)

Солотчина Э.П., Солотчин П.А., Злобина О.Н.
(ОИГГиМ СО РАН, Новосибирск, Россия)

Диккит - довольно распространенный минерал в терригенных отложениях Западно-Сибиркой плиты. Решение вопроса о его происхождении в этих толщах имеет принципиальное значение не только с точки зрения теории литогенеза, но и в связи с поиском зон улучшенных коллекторов на территории Западной Сибири. Механизм и этапы образования диккита в юрских продуктивных горизонтах гигантской Талинской зоны нефтегазонакопления обсуждался нами ранее [1].

На территории Нюрольской впадины диккиты установлены в терригенных отложениях урманской свиты (нижняя юра), вскрытых скв. Дедовская-2. Отложения представлены переслаивающимися породами разного гранулометрического состава от гравелитов до аргиллитов. Разрез относится к полимиктовому типу, глинистая компонента сложена минералами группы каолинита, лишь в прослоях аргиллитов нередка встречаются слюда и хлорит. Основными методами исследования послужили рентгеновская дифрактометрия и сканирующая электронная микроскопия.

Выявлена зависимость между содержанием диккита и гранулометрией пород. Преобладающим минералом в цементе алевролитов и аргиллитах является каолинит низкой степени структурной упорядоченности, диккит не обнаружен. Индивиды каолинита имеют псевдогексагональный облик с неровными "изломанными" и "зазубренными" краями. У отдельных кристаллов часть граней вертикального пояса вообще отсутствует. Такая морфология характерна для аллотигенных каолинитов.

Иная картина наблюдается в цементе песчаников и гравелитов. Каолинит обладает средней и выше средней степенью упорядоченности, диккит присутствует в значительных количествах. Четкие кристаллографические формы обоих минералов, наличие стопкообразных и веерообразных сростков указывает на их аутигенное происхождение. При этом количество диккита резко возрастает при переходе от песчаников к гравелитам на фоне уменьшения содержания каолинита и образования промежуточной смешанослойной фазы каолинит/диккит. Параметры тонкой кристаллической структуры диккитов в гравелитах урманской свиты имеют тот же порядок, что и диккиты из гравелитов одновозрастной шеркалинской свиты Талинского месторождения: $D\sim400\text{-}450$Å, $\varepsilon\sim(1,5\text{-}2,5)\times10^{-3}$.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют в пользу осадочного генезиса диккита в нижнеюрских отложениях Нюрольской впадины. Его широкое развитие приводит к увеличению порового пространства и, соответственно, улучшению коллекторских свойств пород.

Исследования проводятся в рамках программы "Поиск" при поддержке гранта РФФИ № 96-05-65943.

Литература

1. Конторович А.Э., Солотчина Э.П., Казанский Ю.П., Казарбин В.В. Диккит в нижнеюрских отложениях Талинской зоны нефтегазонакопления (Западная Сибирь).// ДАН. 1995. Т. 342. № 3.

ТЕРМООПТИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СИСТЕМЫ НЕЧЕТНЫХ РОМБИЧЕСКИХ Н-ПАРАФИНОВ $C_{21}H_{44}$ - $C_{23}H_{48}$

Степанов Н.К.*, Котельникова Е.Н., Филатов С.К.
(СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Термооптические исследования проводились на приборе термостолик РНМК 81\3007. Преимуществом термооптического метода перед методом терморентгенографии является простота и экспрессность проведения опыта и относительно более высокая точность в определении температур фазовых превращений. Это позволило впервые разделить линии ликвидуса и солидуса на фазовой диаграмме исследуемой системы. Недостатком метода является то, что он не позволяет однозначно определить фазовое состояние вещества, например его полиморфную принадлежность.

В задачу исследования входило изучение фазовых превращений и установление температурных границ устойчивости фаз у нечетных парафинов $C_{21}H_{44}$ и $C_{23}H_{48}$ и их твердых растворов (мол. отн.): *47 : 1, 23 : 1, 11 : 1, 5 : 1, 3 : 1, 2 : 1, 1 : 1, 1 : 2, 1 : 5, 1 : 11, 1 : 23 и 1 : 47.* По результатам термооптических исследований построена диаграмма фазового состояния. Идентификация фаз, образующихся в системах $C_{21}H_{44}$ - $C_{23}H_{48}$, осуществлена по результатам терморентгенографического исследования С.Ю. Чаженгиной и др. [1]. Сопоставление результатов, полученных методами терморентгенографии и термооптики, выявило хорошую сходимость диаграмм фазового состояния, последовательности и температуры полиморфных переходов ($Or_{cryst} \rightarrow Or_{cryst} + Or_{rot1} \rightarrow Or_{rot1} \rightarrow H_{rot2} \rightarrow L$).

Минимумы температуры всех фазовых превращений для системы твердых растворов нечетных н-парафинов $C_{21}H_{44}$ - $C_{23}H_{48}$ находятся между составами (мол. отн.) 3 : 1 и 5 : 1, при этом оптические характеристики состава 1 : 1 находятся в лучшем соответствии с характеристиками тех твердых растворов, где компонента $C_{23}H_{48}$ преобладает над $C_{21}H_{44}$. Это объясняется тем, что длинноцепочечный компонент, входя в твердый раствор, вносит большую дефектность, чем короткоцепочечный [2].

Литература

1. Chazhengina S.Yu., Stepanov N.K., Kotelnikova E.N. and Filatov S.K. X - ray difraction and thermooptic in situ study of odd paraffin system $C_{21}H_{44}$ - $C_{23}H_{48}$ Collected abstract PD-94, Russia, St.Petersburg, 1994, p.77.

2. Китайгородский А.И. Молекулярные кристаллы, "Наука", 1971.

РЕНТГЕНОВСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ БРЕКЧИЙ МОЛОДЫХ ВУЛКАНИТОВ

Сучков И.А., Чепижко А.В. (Одесский госуниверситет, Одесса, Украина)

Изучены полевые шпаты мозаичных брекчий из плиоцен-четвертичного вулканического массива горы Яка (Южная Невада). Образцы предоставлены Ю.В. Дублянским (ИМП СО РАН, Новосибирск).

Рентгенофазовый анализ выявил полиминеральный состав образцов. Основными минералами являются α-кристобалит и санидин. В качестве примеси присутствуют цеолиты.

Для полевого шпата определена заселенность неэквивалентных тетраэдрических позиций (по параметрам элементарной ячейки b и c, а также по положению рефлексов d060 и d-204) [1,2]. Оба метода дали сходимые результаты. Усредненные данные для изученных образцов приведены в таблице. Значение t1 близкое к 0.5 свидетельствует о неупорядоченном распределении Al по позициям и позволяет отнести изученные образцы к высокотемпературным.

Обращает на себя внимание несоответствие параметров элементарной ячейки b и c параметру a. Полевые шпаты имеющие значения параметра a гораздо больше, чем оцениваемые по графику предложенному Д. Стьюартом и Т. Райтом, были определены этими авторами как аномальные [2]. "Аномальный" характер изменения параметров элементарной ячейки в щелочных полевых шпатах может быть вызван различными причинами. Одной из них является возникновение упругих напряжений на границе раздела двух фаз при распаде твердого раствора.

Результаты рентгеновского исследования калиевых полевых шпатов из брекчий.

Номер образца	a, Å	b, Å	c, Å	β	V, Å^3	t1
WT-7B	8,588(1)	12,956(1)	7,157(6)	116,220(7)	714,4(7)	0,51
WT-7T	8,552(4)	12,887(4)	7,121(5)	115,990(3)	705,6(6)	0,55
T-14	8,552(6)	12,923(3)	7,141(5)	116,090(5)	708,9(7)	0,57
CFE-6	8,565(6)	12,963(4)	7,162(6)	116,160(6)	713,6(7)	0,57

1. Каменцев И.Е., Сметанникова О.Г. Руководство по рентгеновскому исследованию полевых шпатов. Ленинград, Ленинградский госуниверситет, 1984, 52 с.

2 . Stewart D.B., Wring T.L. Al/Si order and symmetry of natural potassie feldspars, and the relationship of straines cell parameters to bulk composition.-Bull. Soc. Frans. Miner. Crist., 1974, v. 97, N 2-5, p.356-377.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ И ГЕНЕЗИС МИНЕРАЛОВ С ОКСОЦЕНТРИЧЕСКИМИ ТЕТРАЭДРАМИ [OT_4]

Филатов С.К.*, Кривовичев С.В., Семенова Т.Ф. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Кристаллические структуры многих минералов со "свободными" атомами кислорода (не входящими в кислотные комплексы, молекулы воды и группы OH^-) содержат тетраэдрические группы [OT_4], где T - атомы элементов с металлическими или амфотерными свойствами (Cu, Pb, Bi, Zn, Fe, Mn, Mg и др.). Такие тетраэдры были положены в основу новой кристаллохимии оксоцентрических комплексов [1]. Объединение (полимеризация) тетраэдров между собой по вершинам и ребрам порождает исключительное разнообразие типов полиионов OT_x. К настоящему времени в кристаллических структурах различных химических соединений обнаружено около 50 различных топологических типов таких полиионов. Тетраэдрические комплексы [OT_4], содержащие оксоанион O^{2-}, являются основными. Для их генезиса необходимо присутствие в минералообразующей среде оксо-доноров, например, атмосферного кислорода или воды. Генетический анализ минералов с оксоцентрическими тетраэдрами показывает, что они образуются как в результате эндогенных (гидротермальных, контактово-метасоматических и др.), так и в результате экзогенных (зона окисления) процессов. Особый интерес представляет группа минералов эксгаляционного происхождения. На вулканах Камчатки нами обнаружено 10 новых минералов эксгаляций, содержащих "свободный" кислород. Расшифровка их кристаллических структур показала, что в них наиболее полно представлены оксоцентрические полиионы островного строения (пономаревит, федотовит, эвхлорин и др.), видимо потому, что они наиболее легко переносятся в газовой фазе. В минералах зоны окисления рудных месторождений (глет, массикот, куприт, тенорит, лепидокрокит, бейерит и др.) преобладают полиионы слоистого строения. Можно думать, что вообще образование двумерных (слоистых) структурных единиц характерно для условий земной поверхности (напр., глинистые минералы).

В докладе представлен кристаллохимический и генетический анализ около 100 минералов с оксоцентрическими тетраэдрами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант # 96-05-65576.

1. Филатов С.К., Семенова Т.Ф., Вергасова Л.П. // ДАН СССР 322 (1992) 536-539.

II-308

НОВЫЙ ТИП РОТАЦИОННО-КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ НОРМАЛЬНЫХ ПАРАФИНОВ

Филиппова И.В.*, Филатов С.К., Котельникова Е.Н. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Нормальные парафины C_nH_{2n+2} и их твердые растворы являются классическим примером ротационных кристаллов и выбраны в качестве объекта для изучения ротационно-кристаллического состояния вещества. Это состояние может вызываться нагреванием и характеризуется изменением формы теплового движения частиц в структуре. В случае парафинов их молекулярные алифатические цепочки начинают совершать крутильно-вращательные колебания вокруг своих осей, в результате чего кристаллы утрачивают периодичность в плоскостях, перпендикулярных осям цепочек, и превращаются в одномерно-периодическую ротационно-кристаллическую модификацию.

На примере парафинов и их твердых растворов ранее были выявлены два типа ротационно-кристаллического состояния вещества: низко- и высокотемпературный типы. Низкотемпературное ротационно-кристаллическое состояние характеризуется неполным или "заторможенным" вращением молекулярных цепочек, когда они совершают так называемые "хаотически-крутильные" колебания. Этому состоянию соответствует низкотемпературная ротационно-кристаллическая ромбическая фаза $Or_{rot.1}$. Высокотемпературное ротационно-кристаллическое состояние парафинов характеризуется полным вращением молекул вокруг своих осей. Ему соответствует высокотемпературная ротационно-кристаллическая гексагональная фаза $H_{rot.2}$.

Детальные терморентгенографические исследования твердых растворов парафинов с шагом по температуре в десятые доли градуса позволили выявить дополнительные особенности в температурной зависимости параметров решетки. Эти особенности могут быть объяснены существованием третьего типа ротационно-кристаллического состояния. Он является промежуточным между низко- и высокотемпературным типами, проявляется в случае присутствия в кристаллической структуре молекул различной длины или строения и описывается смешанным типом теплового движения цепочечных молекул парафинов: относительно легкие (короткоцепочечные) молекулы уже достигают полного вращения, а более тяжелые (длинноцепочечные) еще совершают хаотически-крутильные колебания. Ему соответствует ротационно-кристаллическая ромбическая фаза $Or_{rot.1+2}$.

ЭПИТАКСИАЛЬНАЯ АДСОРБЦИЯ КАК МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ГЕТЕРОГЕННЫХ КРИСТАЛЛОВ

Франке В.Д.*, Пунин Ю.О., Платонова Н.В., Котельникова Е.Н.,Иванова Т.И.
(СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Возможность образования гетерогенных или "композитных" кристаллов в процессе роста за счет эпитаксиальной адсорбции экспериментально изучалась на примере системы NH_4Cl-$(NH_2)_2CO$-$CuCl_2$-H_2O-(CH_3ON) комплексом кристаллогенетичеких, рентгеновских и кристаллооптических методик. В этой системе известно существование двойных солей, структура которых может быть представлена как закономерно чередующиеся слои исходных фаз. Анализ структурного соответствия фаз, кристаллизующихся в этих системах, показывает, что возможно ориентированное срастание фаз по определенным плоскостям ((100) NH_4Cl и (010) $CuCl_2*2H_2O$, (100) NH_4Cl, и (010) $NH_4Cl*CO(NH_2)_2$ и (001) $CO(NH_2)_2$). Образующиеся кристаллы имеют гетерогенное строение и содержат ориентированные вростки других фаз в виде прослоек разного масштаба (на мезоуровне в виде самостоятельной фазы - т.н. синтаксия, и на микроуровне - собственно аномальный изоморфизм). Фазовая гетерогенность кристаллов выявлена методами монокристальной дифрактометрии по появлению отражений примесных фаз вблизи отражения от граней основного вещества, и обнаружена строгая ориентировка вростков. Индексы отражений примесных фаз соответствуют индексам плоскостей, имеющих структурное подобие с гранями кристалла-хозяина. Оптические методы подтверждают фазовую гетерогенность кристаллов. В зависимости от толщины прослоев наблюдаются различные оптические эффекты - от аномального двупреломления (кристаллы NH_4Cl в присутствии $CuCl_2$), или аномальной двуосности ($(NH_2)_2CO$ в присутствии NH_4Cl) через искаженную коноскопию вплоть до оптически видимых обособлений фазы-гостя. Сопоставление кинетики роста кристаллов NH_4Cl в присутствии карбамида и рентгеновских данных о захвате синтаксических вростков позволили установить, что с увеличением скорости роста концентрация вростков падает. При этом наблюдаемым аномалиям в скоростях роста соответствуют и аномалии в интенсивности захвата примеси. Это находит объяснение в предлагаемой модели полимолекулярной эпитаксиальной адсорбции примесных компонентов на растущих гранях матричного кристалла.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 14114).

II-310

ФРАГМЕНТАРНЫЕ СТРУКТУРЫ НЕУПОРЯДОЧЕННЫХ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ

Франк-Каменецкая О.В. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Проводимые в течение многих лет на кафедре кристаллографии СПбГУ рентгеноструктурные исследования природных и синтетических кристаллов переменного состава выявили обширную группу твердых растворов, в кристаллических структурах которых присутствуют распределенные статистически без нарушения трехмерной периодичности дефектные комплексы, отличные по строению и (или) составу от структуры в целом. Диагностическим признаком таких неупорядоченных фрагментарных структур является наличие запрещенных (укороченных) межатомных расстояний и статистически распределенных вакансий.

Единственным источником информации о фрагментарности строения неупорядоченных твердых растворов являются определяемые в процессе структурных исследований смешанные заселенности кристаллографических позиций $P_j = \sum_i m_{ij}$, где m_{ij} - доля элемента i в позиции j. Нами проанализированы возможности рентгеновского метода в этом направлении, предложена оптимальная процедура определения заселенностей, позволяющая объективно оценивать точность и достоверность получаемых результатов.

Результаты исследования различных групп минералов и их синтетическких аналогов выявили следующие типы фрагментарных структур неупорядоченных твердых растворов:

1) с кластерными группировками, отличающимися от кристалла-хозяина по структуре и составу (редкоземельные флюориты) или только по составу (минералы поллуцит-анальцимовой серии);

2) со смещением атомов в соседних трансляционно эквивалентных ячейках на вектора, равные запрещенным межатомным расстояниям с изменением (гагариниты) или без изменения (высокие альбиты) своего координационного окружения.

Такое проявление блочного изоморфизма очень чувствительно к изменчивости условий образования кристаллов, что определяет широкие возможности использования характеристик неупорядоченных фрагментарных структур в качестве индикаторов условий образования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 96-05-65579)

МЕХАНИЗМЫ ТРАНСФОРМАЦИИ FE-СОДЕРЖАЩИХ ОЛИВИНОВ ПРИ ИЗМЕНЕНИИ РЕДОКС-ПОТЕНЦИАЛА

Хисина Н. Р., Клещев А.А. (ГЕОХИ РАН, Москва, Россия)*

Способы трансформации Fe-содержащих оливинов в процессах окисления зависят от состава, температуры, редокс-потенциала и осуществляются в соответствии с реакциями:

(1) оливин → магнетит + кварц;

(2) оливин → магнезиоферрит + пироксен;

(3) оливин → магнетит + пироксен + кварц;

(4) оливин → гематит + магнетит + кварц;

(5) оливин → ферриоливин + форстерит.

На основе исследования кинетики данных реакций сделаны следующие выводы: окисление Fe-содержащих оливинов происходит с образованием внутреннего и внешнего окисленных слоев; трансформация осуществляется по механизму гетерогенного зародышеобразования и роста фаз (1 - 4) или путем образования полисоматических серий (5); окисление происходит на межфазной границе, которой является или поверхность раздела минерал/газовая фаза (1 - 4) или граница между окисленным слоем и неокисленным ядром минерала (5); реакция протекает в результате дифузии ионов Fe^{2+} (1 - 4) или O^{2-} (5) к межфазовой границе; скорость окисления контролируется или скоростью реакции на соответствующей межфазовой границе (1, 3, 5) или скоростью диффузии соответствующих ионов (2, 4).

II-312

ПЕРВАЯ НАХОДКА МОЛИБДОМЕНИТА, ВУЛЬФЕНИТА И ПИРОМОРФИТА НА ВУЛКАНАХ КАМЧАТКИ (РОССИЯ)

Чеботарева Н.В.*, Семенова Т.Ф. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия), Серафимова Е.К. (ИВ ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия)

Сведения о таких свинецсодержащих минералах, как молибдоменит $PbSeO_3$, вульфенит $PbMoO_4$ и пироморфит $Pb_5(PO_4)_3Cl$ малочисленны. Обычно они образуются как вторичные минералы зон окисления медных и свинцовых руд.

Впервые как продукты вулканических эксгаляций эти минералы были найдены в 1990 году на вулкане "гора 1004" (Камчатка) в ассоциации друг с другом, а также с сажистым теноритом, англезитом и линаритом.

Молибдоменит $PbSeO_3$ в небольшом количестве найден в виде плоских плохо ограненных чешуек светло-желтого или канареечно-желтого цвета с жирным блеском. Рентгенограмма молибдоменита аналогична стандарту ASTM 15-462. По химическому составу близок к эталонному образцу. Эмпирическая формула $Pb_{1.5}Se_{1.45}O_3$.

Вульфенит $PbMoO_4$ встречен в единичных хорошо ограненных кристаллах желтого или оранжево-желтого цвета с алмазным блеском. Кристаллы дипирамидального или уплощенно-дипирамидального облика. Для серии кристаллов вульфенита проведены гониометрические измерения. Были установлены три простые формы: пинакоид{001}и дипирамиды {011}и {112}. По гониометрическим измерениям установлено, что отношение a:c=1:2.231 близко к данным рентгеновского исследования. Эмпирическая формула $Pb_{1.1}Mo_{0.8}O_4$.

Пироморфит $Pb_5(PO_4)_3Cl$ встречен в виде тонкоигольчатых кристаллов соломенно-желтого цвета с шероховатой поверхностью. Иногда встречаются сростки кристаллов в виде розетко- или снопоподобных агрегатов. Эмпирическая формула $Pb_{5.7}(P_{0.8}O_4)_3Cl_{0.9}$.

СИНТЕЗ И ИССЛЕДОВАНИЕ СОЕДИНЕНИЙ $A^{II}(B^{V}C^{VI}O_6)_2 \cdot nH_2O$ СО СТРУКТУРОЙ МИНЕРАЛА ПИРОХЛОРА

Черноруков Н.Г., Сулейманов Е.В., Кортиков В.Е.*, Сучков А.И.

(Нижегородский госуниверситет, Н. Новгород, Россия)

Соединения с общей формулой $A^{K}(B^{V}C^{VI}O_6)_K \cdot nH_2O$ образуют обширный морфотропный ряд. Многие из них по своему составу и строению аналогичны природным минералам - карнотиту, пирохлору, отениту, и в связи с этим представляют значительный научный и практический интерес.

Отличительной особенностью всех известных до настоящего времени представителей рассматриваемого ряда, имеющих структуру пирохлора, было то, что они в качестве низкозарядного катиона A^{K} содержали только однозарядные ионы, например, щелочных металлов, H_3O^+, NH_4^+. Для расширения данного ряда за счет получения производных двухвалентных щелочноземельных металлов авторами было произведено следующее исследование. Путем высокотемпературной твердофазной реакции были синтезированы соединения $KB^{V}WO_6$ (B^{V}- Nb, Ta, Sb), из которых по реакции ионного обмена были получены соединения $HB^{V}WO_6 \cdot nH_2O$, имеющие, как и калиевые производные, структуру пирохлора. Далее водородные формы были обработаны кипящим раствором смеси хлорида и гидроксида щелочноземельного металла (Ca, Ba). В результате прошедшего процесса ионного обмена (реакция 1), были получены образцы соединений, которые по данным электронно-зондового микроанализа и термогравиметрии имели формулу $A^{II}(B^{V}WO_6)_2 \cdot nH_2O$ (A^{II} -Ca , Ba ; B^{V} -Nb , Ta , Sb).

$$2HB^{V}WO_6 \cdot nH_2O\ (к) + A^{2+}(р\text{-}р) \rightarrow A^{II}(B^{V}WO_6)_2 \cdot nH_2O\ (к) + 2H^{+}(р\text{-}р) \qquad (1)$$

Данные соединения были изучены методами рентгенографии, ИК спектроскопии и термографии. Исследование показало, что синтезированные производные щелочноземельных металлов, как и их аналоги с щелочными металлами, имеют структуру пирохлора с близкими параметрами кубической элементарной ячейки. Гидратная вода сохраняет в структуре свою молекулярную природу и выступает в роли её стабилизатора. Нагревание соединений до температуры 150-200 ^{0}C приводит к их дегидратации, и выше 600 ^{0}C к разложению на вольфрамат $A^{II}WO_4$ и смешанные окислы $xNb_2O_5 \cdot yWO_3$.

О ТИПОМОРФНОСТИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СТРУКТУР БИОТИТОВ ИЗ МЕТАМОРФИТОВ ГРУЗИИ

Швелидзе И.У. (Геологический институт АНГ, Тбилиси, Грузия)

Свойственные слоистым силикатам, в частности биотитам, явления разнообразия состава и строения делают эти минералы чуткими индикаторами природных процессов и обстановок, отражающими условия их образования и преобразования. С этой целью исследованы кристаллические структуры биотитов из разных генетических типов регионально метаморфизованных пород (метапеллиты и метабазиты) Большого Кавказа, Дзирульского и Локского выступов Закавказского срединного массива. Данные, полученные с применением методов рентгеновской дифракции и электронографии, показывают, что:

1. Биотиты из кристаллических сланцев Большого Кавказа и в ряде случаев Локского массива, соответствующих низким ступеням метаморфизма (зеленосланцевая фация, зоны биотита и граната), принадлежат к неупорядоченному политипу Md. Температура их образования колеблется в довольно широких пределах - от 540 до 620 °С при общем давлении PS = 5.5 кбар.

2. Повышение степени метаморфизма (зоны ставролита, силлиманита и мигматита, характеризующиеся T = 580-680 °С и PS = 6.5 кбар) способствует образованию биотитов более упорядоченной политипной модификации 1M (биотиты из гнейсов и кристаллических сланцев Большого Кавказа и Дзирульского массива).

3. Биотиты из богатых CaO пород (метабазиты), по составу отвечающие членам флогопит-аннитового ряда, характеризуются еще более высокими значениями степени метаморфизма (T = 650-700 °С, PS = 7.0-7.3 кбар) и представлены исключительно политипной модификацией $2M_1$.

4. Учитывая широкий диапазон колебаний температуры минералообразования биотитсодержащих метаморфитов, а в ряде случаев и их перекрывание, можно предположить, что решающая роль при их образовании или преобразовании принадлежит давлению, при нарастании которого происходит последовательная смена политипов от неупорядоченных разновидностей к более упорядоченным по схеме Md - 1M - $2M_1$.

5. Вариации политипного состава биотитов хорошо коррелируют с условиями их образования и являются типоморфными для исследуемых регионов.

ТОНКОКРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ВЫДЕЛЕНИЯ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА И ЕГО МАГНИТНЫХ СПЛАВОВ В ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОДАХ УРАЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ СГ-4

Шерендо Т.А. (Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, Россия), Гараева А.А. (Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия)

Проведены лабораторные исследования магнитных минералов, содержащихся в эффузивных породах разреза Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 в интервалах глубин 2400 - 2455 м (двупироксен-плагиоклазовые базальтовые туфы), 2790 - 2795 м и 2821 - 2826 м (базальтовые и андезит-базальтовые туфы) и 5095 - 5160 м (базальтоиды рудоносной кабанской свиты). Присутствие ферришпинелидов сложного состава в изученных образцах установлено рудной микроскопией, рентгеновской дифрактометрией, микрорентгеноспектральным и термомагнитным анализами. Кроме этих широкораспространненых ферримагнетиков в породах из вышеуказанных интервалов глубин выявлены дополнительные магнитные фазы с температурами Кюри в диапазонах 473К - 483 К и 923 К - 1043 К. Термомагнитные кривые магнитных фракций пород, снятые как в слабых, так и в сильных магнитных полях (Нмакс.=20 кЭ), в диапазоне температур от 4 К до 1073 К, а также результаты рентгенофазового анализа позволяют нам диагностировать эти фазы как самородное альфа-железо и природные сплавы системы железо-углерод [1, 2] и, возможно, сплавы системы железо-никель (марганец) [2,3,4]. Тонкодисперсный характер выделений, наличие вокруг них оболочек из оксидов и гидроксидов железа и низкое содержание их во вмещающей породе создают большие трудности при идентификации этих фаз, включая подготовку образцов для исследований. Предлагается методика идентификации тонкодисперсных магнитных акцессорных минералов в эффузивных породах.

Литература

1. Олейников Б.В., Округин А.В. и др. Самородное металлообразование в платформенных базитах. // Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1985. 188 с.
2. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. // М.: Госгеолтехиздат. 1957. 868 с.
3. Генералов М.Е., Тананаева Г.А.. Главатских С.Ф. Марганцевый аналог тэнита из природных минеральных ассоциаций. // Доклады РАН. 1995. Т. 341. N 4. С. 511-515
4. Wasilewski P. Geophys. Res. Lett. 1988. V.15. N 5. Pp.534-537

II-316

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЦЕССА ДЕГИДРОКСИЛАЦИИ СЛЮД

Шишелова Т.И.*, Созинова Т.В., Чиликанова Л.В., Щербаков А.В.

(ИрГТУ, Иркутск, Россия)

Слюдосодержащие композиты нашли широкое применение в различных областях техники как электроизоляционные материалы, обладающие высокой нагревостойкостыо. Выявление общих закономерностей формирования слюдосодержащих композиционных материалов позволит совершенствовать существующие технологии и создаватъ принципиально ноные материалы с улучшенными техническими характеристиками. Технология изготовления композитов на основе слюды предусматривает высокотемпературный нагрев, поэтому одним из начальных процессов этой технологии является процесс дегидратации и дегидроксилации слюд. В этих условиях слюда, как наполнитель, утрачивая воду, переходит в дегидроксилат, который на следующих стадиях вступает в химическое взаимодействие с другими компонентами с образованием различных химических соединений, определяющих многие электрофизические свойства получаемого композита.

В связи с этим изучена природа связанной воды в слоистых силикатах. Установлено наличие в их структуре различных форм воды. Предложена классификация воды по частоте максимума полосы колебаний ОН-связи. Проведена оценка ее энергетических характеристик, позволяющая определить температурную устойчивость слюд.

Методом ИК-спектроскопии показано, что гидроксильные ионы не представляют собой стабильные элементы, с повышением температуры переходят в новое энергетическое состояние. Слабо связанная вода покидает кристалл обратимо. Для ее полного удаления необходимы более высокие твмпературы.

На основании термодинамических, квантово-механических и экспериментальных методов установлено: процесс дегидроксилации мусковита включает три этапа: изомерные перегруппировки гексагональной области, связанные о переходом гидроксильных ионов в позиции цис-транс или цис-цис ориентацию; протонирование; миграцию образовавшейся воды в межслоевое пространство. Определены кинетичесхие характеристики процесса дегидроксилации мусковита и флогопита (константа скорости, энергия активации, коэффициент диффузии воды).

РЕАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ СМЕШАННЫХ КРИСТАЛЛОВ КВАСЦОВ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ОПТИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

Штукенберг А.Г.*, Кулакова С.В., Иванова Т.И., Франк-Каменецкая О.В. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Оптические аномалии широко распространены в природных смешанных кристаллах. Мы проанализировали причины их возникновения на примере аномально двупреломляющих смешанных кристаллов квасцов изоморфного ряда $KAl(SO_4)_2{*}12H_2O$ - $NH_4Al(SO_4)_2{*}12H_2O$, крайние члены которого являются оптически изотропными (пр. гр. Pa $\bar{3}$).

Для кристалла состава $K_{0.5}(NH_4)_{0.5}Al(SO_4)_2{*}12H_2O$, обладающего максимальной силой двупреломления в пределах ряда, были измерены интенсивности дифракционных отражений *hhh* и *hh0* (ДРОН-2.0 с графитовым монохроматором, CoKα, 2θ–θ сканирование с шагом 0.02^0 и постоянной времени 10 сек) от ростовых граней (111) и (110) и спилов по ($\bar{1}$11) и ($\bar{1}$10) внутри тех же секторов роста <111> и <110>, которые обладают разной силой двупреломления. В качестве эталона использовался изотропный монокристалл $KAl(SO_4)_2{*}12H_2O$. Анализ профилей отражений показал, что все они обладают симметричной формой и близкими полуширинами, что свидетельствует о структурной однородности и совершенстве исследованного кристалла как вдоль направления роста, так и в перпендикулярном к нему направлении (размеры ОКР 1100-1300 Å). П.э.я. этого кристалла в <111> и <110> не различаются в пределах погрешности измерения и составляют 12.204(1) Å. Таким образом, по нашему мнению двупреломление в квасцах не связано ни с напряжениями на дислокациях, ни с неоднородным распределением изоморфныхкомпонентов вдоль исследованных направлений.

В то же время, при съемке отражений от спилов (100), (010) и (001) из <111> того же кристалла обнаружены запрещенные в пр.гр. Pa $\bar{3}$ рефлексы 500, 050 и 005. На вайсенбергограммах образца из сектора роста <111> были выявлены запрещенные в пр.гр. Pa $\bar{3}$ рефлексы типа *hk0* с $h \neq 2n$. Наблюдаемые эффекты могут быть связаны со смещением щелочных катионов с оси третьего порядка, вызывающем понижение симметрии кристалла без нарушения трехмерной периодичности.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект N 96-05-65579).

II-318

ПРОБЛЕМА ОПТИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ В КРИСТАЛЛАХ

Штукенберг А.Г.*, Пунин Ю.О. (СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия)

Оптические аномалии (ОА) широко распространены в природных и искусственных кристаллах; их изучение ведется с конца прошлого века. Тем не менее это явление изучено явно недостаточно и механизмы возникновения ОА далеко не ясны. Изучение ОА представляет интерес как в плане теоретических аспектов минераллообразования и кристаллогенезиса, так и в связи с промышленным синтезом кристаллов.

Мы понимаем под ОА несоответствие наблюдаемых оптических свойств идеализированной структуре кристалла. Такое определение в значительной степени условно, так как что понимать под идеализированной структурой и какую оптику считать нормальной - предмет договоренности.

Все оптические аномалии связаны с неоднородностью структуры и (или) состава кристалла. Нами предложена классификация ОА по типу неоднородности и по ее масштабу. Рассмотрим эту классификацию подробнее.

1. ОА, связанные с напряжениями в кристаллах (через пьезооптический эффект). Природа напряжений может быть различной - гетерометрия, дислокации, включения других фаз (турмалин, квасцы, алмаз).

2. ОА, связанные с гетерогенностью кристаллов (результат сложения оптических индикатрис нескольких фаз). Такие кристаллы могут возникать вследствии полисинтетического двойникования, синтаксии, распада твердого раствора и т.п. (кальцит, слюды).

3. Искажения оптической индикатрисы возникают за счет микронеоднородностей кристалла - позиционное и (или) ориентационное упорядочение (разупорядочение) элементов структуры кристалла в процессе роста вследствие кинетического фазового перехода (топаз, кварц, гранат).

Также возможно существование в одном кристалле ОА, связанных сразу с несколькими механизмами, с наложением возникающих оптических эффектов.

Для каждого из этих основных типов ОА нами рассмотрены характерные признаки. Основное внимание в данной работе уделяется наименее изученной группе механизмов - ростовая микронеоднородность кристаллов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект N 96-05-65577).

КРИСТАЛЛОХИМИЯ ФАЗ ТИПА ЛЕЙЦИТА В СИСТЕМЕ K_2O-B_2O_3-SiO_2

Штюрмер Ю.К.*, Бубнова Р.С., Полякова И.Г., Токарева Е.В., Филатов С.К.
(СПбГУ, ИХС РАН, Санкт-Петербург, Россия)

Известно о существовании боросиликатов калия, рубидия и цезия, изоструктурных кубической модификации природного лейцита $KAlSi_2O_6$. В данной работе приводятся результаты рентгенографического исследования боролейцитовых фаз в тройной стеклообразующей системе K_2O-B_2O_3-SiO_2 вблизи разреза $KBSi_2O_6$-SiO_2. Образцы получены твердофазовым синтезом и кристаллизацией стекла.

Обнаружено, что фазовый состав образцов зависит от метода их получения. Изучена последовательность образования фаз при кристаллизации стекла.

Выделена новая боролейцитовая фаза, которая, по-видимому, относится к тетрагональной сингонии и является метастабильной. Она образуется только в результате кристаллизации стекла; по-видимому, в стекле присутствуют фрагменты структуры расплава, необходимые для зарождения этой фазы.

Изучены пределы изоморфных замещений в кристаллической структуре боролейцита $KBSi_2O_6$:

-Предполагаемый тип замещения $Si^{4+} \rightarrow B^{3+}+K^+$: $K_{1-x}B_{1-x}Si_{2+x}O_6$. Максимальное значение $x=0.15$ (5 мол. % SiO_2).

-Выявлено, что в образцах с постоянным содержанием кремния при увеличении количества калия параметр кубической решетки увеличивается. Обратная зависимость наблюдается при появлении тридимита. По-видимому, для стабилизации структуры тридимита требуется калий, который выходит из структуры боролейцита, при этом уменьшается параметр ячейки боролейцита.

Определена область существования боролейцитовых твердых растворов на фазовой диаграмме $KBSi_2O_6$-SiO_2.

II-320

ЭВОЛЮЦИОННЫЕ СЕРИИ ЛИТИЕВЫХ СЛЮД В РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТАХ И ПЕГМАТИТАХ

Шурига Т.Н. (ВИМС, Москва, Россия)

Широкие вариации состава и структурное разнообразие литиевых слюд в различных геологических образованиях дают возможность получить важную информацию об условиях их генезиса. В этой связи несомненный интерес представляет сравнение эволюционных серий литиевых слюд в редкометальных гранитах и пегматитах, близких по минералого-геохимической специализации, но отличающихся геологическими условиями и глубинностью формирования.

Для редкометальных пегматитов наиболее характерны безжелезистые литий-алюминиевые слюды, изменение состава которых в ряду мусковит - литиевый мусковит - лепидолит сопровождается сложными структурными превращениями. Области переходных составов характеризуются присутствием 2-х политипных модификаций в одном образце, макро- и микроблочным строением, значительными вариациями угла оптических осей, а также неравномерным характером "растравливания", обусловленным микронеоднородностью образцов [1].

В редкометальных гранитах литиевые слюды представлены железистыми разновидностями с широким развитием разнообразных эволюционных рядов, фиксирующих изменение температуры и кислотности-щелочности минералообразующей среды: биотит - протолитионит - циннвальдит - железистый лепидолит, биотит - протолитионит - литиево-железистый фенгит, биотит - протолитионит - циннвальдит - полилитионит - литиево-железистый мусковит. Преобладающей для слюд является политипная модификация !Ь. В областях переходных составов появляются слюды политипной модификации 3Т. В целом по данным тонких минералого-структурных исследований слюды редкометальных гранитов достаточно однородны, реликты первичных слюд фиксируются спорадически путем диагностического травления [1].

Различие эволюционных серий литиевых слюд в редкометальных гранитах и пегматитах увязывается со спецификой петрогеохимической эволюции пегматиодной и редкометально-гранитной систем (поведение железа, лития, фтора, летучих, окислительно-восстановительные условия и пр.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Березина Л.А., Шурига Т.Н. Исследование литиевых слюд методом "треков№"//В кн.: Новые данные о минералах. М.: Наука, 1987, вып.34.

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ СТРОЕНИЯ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КРИСТАЛЛОВ ТИПА N_2 и O_2

А.И. Эренбург (Физико-технический институт низких температур НАН Украины, г. Харьков, Украина)

Существующие, как правило, при гелиево-азотных температурах криокристаллы являются представителями простейших молекулярных кристаллов, кристаллохимическое строение которых позволяет рассматривать их идеальными объектами для исследования многих аспектов физики твердого тела.

Прогресс в технике низкотемпературного эксперимента последних 40 лет, в частности, создание криостатов для исследования структуры, теплофизических, оптических и других свойств этих твердых тел в интервале температур от гелиевых до комнатных, позволил провести систематические исследования структуры, фазовых превращений, термодинамических, оптических и других свойств криокристаллов в широкой области температур и давлений. Эти исследования стимулировали развитие теории динамики решетки, выводы которой во многом являются общими и для других типов кристаллических тел.

Наипростейшей группой криокристаллов являются атомарные ГЦК-кристаллы инертных элементов (Ne; Ar; Kr и Xe) с центральным типом межмолекулярных вандерваальсовых сил. Важнейшую роль в формировании структур молекулярных криокристаллов играют нецентральные силы, большую часть которых составляет электростатическое мультипольное межмолекулярное взаимодействие (дипольное, квадрупольное и т.д.). Мультипольные силы формируют ориентационную структуру молекулярного криокристалла, отражая кристаллохимичеслий аспект строения этих твердых тел, поскольку различие во вкладах в межмолекулярное взаимодействие вандерваальсовых и мультипольных сил даже для молекул одинаковой симметрии и размеров (например N_2 и O_2) приводит к формированию абсолютно разных ориетационно-упорядоченных структур в твердом состоянии.

Рассматриваемые в настоящей работе как альтернативные кристаллы типа N_2 и O_2 наилучшим образом иллюстрируют связь между обусловленной различием в характере межмолелулярного взаимодействия особенностью строения этих двух групп кристаллов, образованных линейными молекулами, их термодинамическими свойствами и характером фазовых превращений в них.

КРИСТАЛЛОГЕНЕЗИС Fe^{2+}- ТАВОРИТА В ПЕГМАТИТАХ

Якубович О.В.*, Урусов В.С. (МГУ, Россия),
Мельников О.К. (Институт кристаллографии РАН, Россия)

Окислительный тренд: трифилин $LiFe^{2+}[PO_4]$ ⇒ таворит $LiFe^{3+}[PO_4](OH)$ + барбосалит $Fe^{2+}_{0.5}Fe^{3+}[PO_4](OH)$ - хорошо известен в пегматитах. Однако полученные нами в опытах по моделированию "фосфатной" стадии пегматитового процесса образцы черного таворита ранее описаны не были. Черный цвет кристаллов предполагал обменное взаимодействие типа $Fe^{2+} \Leftrightarrow Fe^{3+}$, что, в свою очередь, нуждалось в подтверждении путем установления положения катионов Fe^{2+} в структуре.

Прецизионное рентгенодифракционное исследование Fe^{2+}-таворита, включающее анализ карт экспериментальной деформационной плотности (R=0.0233, s=0.9971), позволило установить: 1) заселение ионами Fe^{2+} дополнительного центросимметричного октаэдра; 2) неупорядоченное распределение атомов лития; 3) положение атомов водорода. Детальный анализ строения Fe^{2+}-таворита показал наличие структурной связи: таворит (минерал из группы цепочечных 7Å-фосфатов) - барбосалит (минерал с кластерами Fe^{2+}- Fe^{3+}- Fe^{2+} и диагональю элементарной ячейки 5·2≈10Å), являющейся кристаллохимической предпосылкой парагенезиса этих минералов в пегматитах и выражающейся в близости размеров их элементарных ячеек.

Стремление к состоянию с минимум потенциальной энергии является, видимо, причиной преобразования Fe^{2+}-таворита $LiFe^{2+}_xFe^{3+}[PO_4][(OH)_{1-2x}O_x]$ при гидротермальной переработке литиевых пегматитов в таворит $LiFe^{3+}[PO_4](OH)$ или барбосалит $Fe^{2+}_{0.5}Fe^{3+}[PO_4](OH)$, идущего без коренной перестройки кристаллической структуры. Для достижения стабильности структурные изменения могут идти двумя путями, но оба они ведут к ликвидации статистического способа размещения атомов.

При полном окислении ионов двухвалентного железа и упорядочении положения лития в структуре образуется конечный Fe^{3+}-член - таворит. Стремление к стабильности может быть реализовано и другим путем - за счет выноса лития и упорядочения двухвалентного железа, - это процесс образования барбосалита.

ПОРФИРИНЫ В ШУНГИТАХ ЗАОНЕЖЬЯ

Резников В.А., Полеховский Ю.С., Холмогоров В.Е. *(СПбГУ, С-Петербург, Россия)*

Исследовались докембрийские шунгитоносные породы нижнепротерозойского (Pt_1) разреза Онежского прогиба Южной Карелии. В строении карельского (Pt_1) комплекса высокоуглеродистые породы характерны для заонежской и суйсарской свит. Изотопный возраст шунгитоносных пород Заонежья составляет 2,2-2,1 млрд. лет. Образцы отобраны: из керна скважин пос.Палтега, пос.Пургино, из штольни в дер. Шуньга; представлены они, соответственно, шунгитовыми метаалевролитами, метапелитами и миграционным шунгитом. Основным методом исследования был электронно-спектроскопический, позволивший получить следующие результаты:

В спектрах поглащения растворов и осадков, получаемых экстракцией органической составляющей шунгитов неполярными растворителями, наблюдается полоса 418-425 нм нехарактерная для фуллеренов C_{60-70} (C_n), где присутствие последних подтверждается разными методами анализа. При быстрой экстракции CCl_4 из порошков в спектрах наблюдается только указанная полоса и не наблюдается полос C_n, то есть эта полоса соответствует другому соединению. Эликтролизное воздействие в CCl_4 повышает интенсивность полосы, а её максимум соответствует 420 нм. Облучение растворов приводит к изменению их окраски, нивелированию полосы 420 нм и формированию полосы 435-450 нм, что характерно для полосы Соре при протонировании. Подкисление раствора приводит к аналогиченому результату, при этом максимум длинноволновой полосы соответствует 443-445 нм, что позволяет связывать её с тетрафенилпорфином (ТФП), а батохромное смещение исходного максимума 417 нм до 420 нм - с адсорбированным состоянием ТФП в растворах. Действительно энергетическое положение полосы Соре в спектрах ТФП в пористом стекле (ПС) отвечает 420 нм, а её интенсивность в 1,5-1,7 раза меньше интенсивности в исходном растворе. Спектры люминисценции и возбуждения адсорбатов в ПС из экстракта и модельного растворов характеризуются одинаковой интенсивности полосами - 545-550 нм (люм.) и 420 нм (возбуждение). Интенсивность полосы Соре в спектрах экстрактов в 2 раза меньше интенсивности полосы 335-360 нм, отвечающей π-состояниям молекул C_n из чего можно предположить, что средняя концентрация ТФП в шунгитах и C_n относятся как 1:100. Статистическая суперпозиция полосы Соре с характеристическими полосами C_n, предполагаемое адсорбированное состояние ТФП в растворе, совпадение энергетики низкоэнергетических τ-состояний C_n и ТФН, а также преимущественно акцепторные свойства C_n в молекулярных комплексах позволяют предположить генетическую взаимосвязь этих соединений.

Обнаружение безметального порфирина в шунгитоносных образованиях, содержащих в минеральном парагенезисе большое количество фаз с Fe и другими металлами, подтверждает адсорбированное состояние и порфиринов, и фуллеренов.

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ / INDEX

Arakcheeva A.V. II-197
Atkinson R.L. I-285
Babushkina M.S. II-198
Bagryantsev D.G. II-200
Belitsky I.A. II-204
Beznosova T.M. I-13
Bian L-Z. II-207, II-213
Blank V.D. II-210
Bromley A. II-199
Camm S. II-199
Chepurov A.A. II-200
Chepurov A.I. II-200
Dorokhova G.I. I-286, II-206
Durn G. I-133
Echtler H. II-92
Fedorov I.I. II-200
Fursenko B.A. II-204
Ganeev A.A. II-16
Gitev V.A. II-9
Glebovitsiy V.A. II-15
Glikin A.E. II-199
Goncharov G.N. II-20, II-201
Gora M.P. II-13
Grebenschikova V.A. II-11
Henney P.D. II-11
Hetzel R. II-92
Iudina A.B. I-14
Ivanov M.V. II-208
Ivanova T.K. I-286
Ivanyuk G.Yu. II-202
Ivdenko V.A. II-210
Khiltova E.Yu. II-209
Kirillov A.S. II-203
Kiseleva I.A. II-204
Klimanova Yu.V. II-206
Koporulina E.V. II-205
Kotov N.V. II-10
Koumanova B.K. I-134
Koval P.V. II-11
Larchenkov E. I-15
Leonyuk N.I. II-205, II-206
Lesnov F.P. II-12, II-13
Lin C-Y. II-207, II-213
Lochov K.I. II-20
Lustenberg E.E. II-11
Mashyanov N.R. I-133, II-16
Melchakova L.V. II-204
Miko S. I-133
Moskovchenko N.I. II-14
Nagaytsev Yu.V. II-15
Nikitina L.P. II-15, II-198, II-208, II-209
Ogorodova L.P. II-204
Ovchinnikov N.O. II-198, II-209
Ozerova N.A. II-16
Palinkas L.A. I-133
Peretyazhko I.S. II-19
Pikovskiy Yu.I. II-16
Pogarev S.E. II-16
Poritskaya L.G. II-10
Poritskiy M.S. II-10
Petrov S.V. II-199
Pushcharovsky D.Yu. II-197
Rastsvetaeva R.K. II-197
Ryzhov V.V. II-16
Serebryanaya N.R. II-210
Sholupov S.E. I-133, II-16
Sinai M.Yu. II-199
Skublov S.G. II-14
Sobachenko V.N. II-17
Sonin V.M. II-200
Stenina N.G. II-211
Sveshnikov G.B. II-16
Tomilova N.S. II-20
Vassileva B.S. I-134
Voitekhovsky Yu.L. I-16, II-212
Yakovenchuk V.N. II-202
Zagorsky V.Ye. II-18, II-19
Zaitseva T.S. II-20
Zhang F-S. II-207, II-213
Zhimulev E.I. II-200
Zhou L-F. II-207, II-213
Абдурахманов А.И. I-252, II-21
Абрамова Е.Е. II-22
Абукова Л.А. I-17
Агамалян В.А. II-23
Аграфонов Ю. В. II-214, II-215
Азимов П.Я. II-24, II-216
Акдасов Э.И. II-266
Акинфиев Н.Н. II-217
Аксаментова Н.В. II-25
Аксенова Т.Д. I-147
Александров А.Л. I-164
Алексеева А.Ю. II-26
Алексеенко В.А. I-135, I-136, I-137
Алексеенко Л.П. I-136, I-137, I-138
Альмухамедов А.И. II-27
Ананьев А.А. II-116
Ананьев В.В. II-231, II-232
Ананьева Л.Г. I-287
Ангархаева Л.Х. I-240
Андре Л. II-90
Андреев С.И. II-218

Андреичев В.Л. II-28
Антонов А.А. II-29, II-142
Антонов А.В. II-29
Арзамасцев А.А. II-30
Арзамасцева Л.В. II-30
Аркадьев В.В. I-18
Арсентьева А.Г. II-39
Артамонов А.В. II-31, II-85
Арутюнян А.В. I-130
Архангельская В.В. II-32
Архипенко Д.К. II-219
Архипова А.А. I-19, I-76
Архипова А.Е. I-214
Архипова В.В. I-127
Астафьев В.П. I-42
Асхабов А.М. II-220
Афанасьев Н.С. I-262
Афонина Г.Г. II-244, II-270
Ахвледиани Р.А. II-133
Ахлестина Е.Ф. I-20
Баданина Е.В. II-33
Базай А.В. II-34
Базарова Г.И. II-189
Бакулин Ю.А. I-139
Бакулина Л.П. II-35
Балабонин Н.Л. II-221
Баландин В.А. I-21
Балахчи А.Г. II-214
Балданова Д.Д. II-157
Банзерук В.И. II-222, II-223
Банников О.Л. II-50
Барабанов В.Ф. II-36
Баранников В.Г. I-185
Баранов А.Н. I-239
Бардеева Е.Г. I-22
Баренбаум А.А. I-23
Басов А.Д. I-246
Бастраков Е.Н. II-123
Батуев Б.Н. II-288
Батурина Т.П. II-27
Баулин Н.И. I-184
Бахтерев В.В. II-224
Бахтин А.И. II-225, II-226, II-227, II-245
Бачурин Б.А. I-140, I-141
Башкуев Ю.Б. I-240
Баянова Т.Б. II-37
Безруков П.С. I-142
Белинский С.Н. I-325
Белковская Я.А. II-38, II-228
Белковский А.И. II-38, II-228
Белоголова Г.А. II-39
Белогуб Е.В. II-40
Белозерова О.Ю. II-276
Белых Н.А. II-135
Бельтюков Г.В. I-143
Бельчиков И.В. II-260
Беляев А.М. II-41, II-96, II-153, II-192
Берковский А.Н. II-105
Бессуднова З.А. I-317
Бетхер М.Я. I-287
Бирюлев Г.Н. I-24
Бискэ Г.С. II-42
Бобрикова Е.В. I-24
Бобров А.В. I-25
Бобровников Н.В. I-227, I-241
Бовен А. II-90
Богатырев Б.А. I-144
Богашова Л.Г. I-26, I-44
Богданов Ю.Б. II-41
Богданова Л.А. II-244
Богнибов В.И. II-126
Боголепов В.Г. II-43, II-44
Богомолов Е.Б. I-94
Богословский В.А. I-145, I-190
Богоявленская О.В. I-146, I-288
Болдырева М.М. II-288
Болотин О.А. II-229
Болотов И.Е. II-230
Большаков А.М. II-29
Бондаренко Г.Е. II-45, II-162
Бондаренко Н.А. I-27, I-289
Борзенко С.В. II-157
Борисенков В.И. I-28, I-147
Борисенок В.И. I-290
Борисов В.Н. I-291
Борисов М.В. II-46, II-47
Борозновская Н.Н. II-48
Ботова Н.В. I-235
Бочаров В.Л. I-148, I-292
Брандт И.С. II-90
Брандт С.Б. II-90
Бродовикова Ю.А. II-39
Бубнова Р.С. II-319
Бугрова И.Ю. I-29
Букин К.В. I-263
Букина Т.Ф. I-30, I-128
Булдаков И.В. I-9, I-149, I-150
Булнаев А.И. I-31, I-242
Бунина М.В. I-32
Бурковская А.В. I-159
Буров Н.В. I-306
Быховский Л.З. I-151
Ваганов П.А. I-243

Вайнштok А.П. I-185
Варданян В.А. I-33
Варнавский В.Г. I-34, I-58
Васильев А.В. I-271, I-272
Васильев В.В. I-181
Васильев Ю.Р. II-49, II-86
Вашурин А.И. I-218
Вдовец А.З. I-152
Велинский В.В. II-50
Венгерцев В.С. I-119
Верба Ю.Л. I-35
Вергасова Л.П. II-231, II-232, II-233
Верзилин Н.Н. I-36, I-37
Вершинин А.Д. II-234
Веселов А.В. I-153, I-293
Вешев А.В. I-250
Виноград Н.А. I-38
Виноградов А.М. II-51
Владимиров А.Г. II-52
Вобликов Б.Г. I-39, I-294
Возняк Д.К. II-135
Воинов А.С. I-154
Воинова О.А. I-154
Война В.В. II-267
Волина О.В. II-53
Волошин А.В. II-121, II-235
Вольжонок Я.Н. I-155
Воробьев С.А. I-156, I-157, I-193, I-298
Воронов А.Н. I-40, I-158, I-232
Воронцов А.А. II-54
Высоцкий Э.А. I-41
Гавриленко В.В. II-236
Гаев А.Я. I-159
Гайдамако И.М. II-236
Галазий Г.И. I-160
Галушкин Ю.И. I-247
Ганин В.А. II-105
Гараева А.А. II-95, II-315
Гаранин В.К. II-237
Гарат М.Н. I-269, I-273
Гатаулина Г.М. I-310
Гафуров Ф.Г. II-181
Гашимова Г.А. II-118
Генералова Л.В. II-55
Гептнер А.Р. II-238
Геря Т.В. II-78
Гибшер А.С. I-94
Гитис В.Г. I-185
Глазнев В.Н. II-30
Гликин А.Э. II-239, II-256, II-257, II-294
Глушницкий О.Т. II-56
Гойло Э.А. II-240
Голованов О.В. II-38
Голубева И.И. II-57
Голубова Н.В. I-161
Гольянова О.Э. II-89
Гонтарев Е.А. I-37, I-57
Гончаров А.В. I-42
Горбацевич Ф.Ф. I-244
Гордиенко В.В. II-26, II-58, II-59, II-241
Горенинский В.В. II-277
Горшков А.И. II-242
Граменицкий Е.Н. II-60, II-193
Гранник В.М. I-43, II-61
Грановский Л.Б. II-82
Грачевская Е.М. I-44
Гребенщикова В.И. I-175, II-62
Гречин В.И. I-45, I-46, I-47
Григорьев Н.П. I-162
Григорьев С.И. II-63, II-64, II-65
Григорьева Т.Н. II-219, II-243, II-278
Гриневич Н.Г. II-105
Гричук Д.В. II-22, II-66, II-100, II-178
Гродницкий Л.Л. II-67, II-68
Губенко С.И. II-302
Губерман Д.М. I-295
Гугушвили В.И. II-69
Гулий В.Н. I-25
Гунько Н.П. I-138
Гусев А.А. I-185
Данилевский В.И. I-307, I-315
Данилушкин А.Л. II-234
Делемень И.Ф. II-70
Демидова Г.Е. II-296
Демин В.М. I-245
Демин Ю.И. II-71
Демина Л.И. II-72
Демина Т.В. II-244, II-276
Денисов И.Г. II-226, II-227, II-245
Денисова Н.В. II-245
Денисова Н.Ю. I-163
Деревская Е.И. I-164
Деревянкин Ю.А. I-76
Дертев А.К. I-197
Деч В.Н. I-48, II-52, II-143
Джрбашян Р.Т. II-73
Джурик В.И. I-246
Диваков В.И. I-184
Добрецов К.В. II-263
Додин Д.А. II-74, II-75
Долгов И.В. II-277
Долгушина И.С. II-76

Должикова Н.А. I-138
Дорохин В.Д. I-301
Дреннов А.Ф. I-246
Дриц В.А. II-242
Дронов А.В. I-296
Дубинин Е.П. I-247
Дубинчук В.Т. II-179
Дубянский А.И. I-262
Дьяконов Б.П. I-248, I-249
Дюришова Я. II-170
Дюфур М.С. I-49, II-246
Дякив В.А. II-247
Егоров Д.Г. II-77
Егоров К.Н. II-163
Елисеев А.А. I-250
Емлин Э.Ф. I-165, I-297
Ермаков В.В. II-78
Ермош Н.Г. II-153
Ерохин А.М. II-170
Жамалетдинов А.А. I-272
Жарков М.А. I-166
Жемчугова В.А. I-50, I-51
Жигалин А.Д. I-190
Жогина А.Н. II-296
Жугин Ю.Н. II-250
Жузлов А.Е. I-137
Жукова И.А. II-241
Жуковский А.С. I-298
Задов А.Е. II-279
Зайков В.В. I-299
Зайкова Е.В. I-299
Зайончек В.Г. I-167
Закруткин В.Е. I-168, I-169
Зарипов Р.Х. I-170
Захаревич К.В. II-79
Захаров В.С. II-72
Захаров М.Н. II-80
Зенякина Е.А. II-81
Зиновьева Н.Г. II-82
Зинчук Н.Н. I-52, II-83, II-223, II-248, II-249
Злобин А.А. I-251
Злобин Т.К. I-252, I-253, II-21
Злобина Л.М. I-252, I-253, II-21
Злобина О.Н. II-304
Зозуля Д.Р. II-84, II-138
Золотарев А.А. II-246
Золотарев Б.П. II-31, II-85
Золотухин В.В. II-49, II-86
Зорина Л.Д. II-87
Зорина М.Л. II-88
Зубцов С.Е. I-53, I-300
Зыков В.А. I-254
Иванников В.В. II-89
Иванов А.В. I-88, II-90
Иванов В.Г. II-54, II-91
Иванов И.П. I-171
Иванов К.С. I-97, II-92
Иванов М.А. II-93
Иванова Л.А. II-250, II-275
Иванова О.А. I-287
Иванова Т.И. II-253, II-309, II-317
Ивановская А.В. I-54
Иванюк Г.Ю. II-34
Иванюкович Г.А. I-239, I-255
Ивочкин В.Г. I-256
Игнатов Д.А. I-325
Игнатьев А.В. II-165
Иголкина Г.В. I-257
Изергин Д.Б. I-325, II-251
Изотов В.Г. I-24, II-185, II-295
Изох А.Э. I-94
Ильин Ю.Т. I-258
Ильченко В.Л. I-244
Исаев В.П. I-55, I-301
Исакова Н.Г. I-248
Ишевская Э.Г. I-188
Кагарманов А.Х. I-56, I-302
Кадурин В.Н. I-211
Казарян Г.А. II-73
Калмыкова Н.А. I-37, I-57, I-172
Кальчев В.П. II-245
Каменева М.Ю. II-303
Каменов Б.К. II-174
Каменцев И.Е. I-303, II-252
Каминская Т. Н. II-241, II-258
Каминский Е.Ю. I-259
Камчатка М.И. II-218
Канев Г.П. I-322
Каплунов Л.Д. I-260
Караваева Ю.А. II-64
Карагодина М.В. I-185
Карепин Е.Л. II-101, II-261
Каретин Ю.С. II-94, II-95
Карнаухова Г.А. I-173, I-174
Карстен Л.А. II-92
Карцев А.А. I-17
Касаткин И.А. II-253
Кизимова В.И. I-89
Кирда Н.П. II-27
Кириллов А.С. I-260, II-96, II-254
Кириллова Г.Л. I-58
Кириллова Н.И. II-255
Кирилюк В.П. I-59

Кирьянова Е.В. II-256, II-257
Киселев Г.Н. I-60
Кислик В.З. I-82
Китаев Н.А. I-175, I-180, I-181
Клементьев В.П. I-176
Клещев А.А. II-311
Клигер А.Б. II-229
Клишевич И.А. I-49
Коваль П.В. I-175
Ковальчук И.А. II-55
Ковальчук М.С. II-97
Ковешников А.М. I-200
Козлов В.Д. II-98
Козлов Е.А. II-250
Козлов Н.Е. II-121
Козлова Е.А. I-304
Козлова Э.В. I-158
Козырева И.В. II-99
Козьменко С.Н. I-185
Колбина Т.Е. I-61
Колдаев А.А. I-177
Колоскова И.С. II-100
Колотилина Т.Б. II-127
Кольцов А.Б. I-209, II-79, II-246, II-258
Комаров В.А. I-258
Комарова Л.И. II-230
Комарова Н.Г. I-305
Комов И.Л. II-114
Конеев Р.И. II-259
Коноваленко С.И. II-101, II-260, II-261
Кононов Ю.О. I-259
Конопелько Д.Л. II-102
Коптева Р.А. I-274
Коптев-Дворников Е.В. II-103
Коптиль В.И. II-268
Копылова А.Г. II-176
Кораблев Г.Г. II-194
Корешкова М.Ю. II-104
Корнеев С.И. II-105
Коробейников С.И. I-306
Коробейникова Л.П. I-178, I-209, I-306
Коробушкина Е.Д. I-179, I-180, I-181
Коровкин М.В. I-111, II-277
Королев Э.А. II-225
Королева О.В. II-106
Корольков А.Т. I-182
Короновский Н.В. II-72
Короткевич Г.В. I-62
Корсаков А.К. I-218
Кортиков В.Е. II-313
Коршунов Л.Г. I-200
Космачева Г.И. I-324
Костарев С.М. I-183
Костоянов А.И. II-107
Котельникова Е. Н. II-262, II-274, II-305, II-308, II-309
Котлов В.Ф. I-184
Котов Н.В. II-254
Кофф Г.Л. I-184, I-185, I-186
Кочеров А.Б. I-250
Кравчук О.П. I-211
Кравцова Р.Г. II-80, II-108
Крапивенцева В.В. I-58, I-63, I-64
Краснова Н.И. II-263
Кривовичев В.Г. II-109, II-141
Кривовичев С.В. II-231, II-233, II-264, II-307
Кривоконева Г.К. II-179, II-265
Кринари Г.А. I-65, II-266
Криночкин Л.А. II-179
Кругляков В.В. I-187
Ксенофонтов О.К. II-110
Кудинов Ю.А. I-66
Кудрин В.С. I-188
Кудрявцев К.Ю. II-46
Кудрявцева Г.П. II-237
Кузнецов Н.Б. I-290
Кузнецова Л.Г. II-111, II-112
Кузьмина О.В. II-279
Кузьмицкая О.В. I-189
Кулакова С.В. II-317
Кулешевич Л.В. II-113
Куликова З.И. II-87
Кулиш Е.А. II-114
Куприянова И.И. I-214, II-115
Куриленко В.В. I-9, I-155, I-166, I-191, I-216, I-230, I-233, I-307
Кусонский О.А. I-248
Кучеренко И.В. II-116
Лазарева Л.И. II-288
Лазаренко С.Н. I-192
Лебедев И.П. I-262
Левит А.И. II-194
Левицкий В.И. I-67, II-117
Левченков О.А. II-41
Легостаева Я.Б. I-193
Лезнева Е.В. I-323
Лементуева Р.А. I-245
Леонов М.Г. I-68
Леонова Е.М. II-118
Леснов Ф.П. II-278
Лиопо В.А. II-267
Липашова А.Н. II-268

Литвин А.Л. II-228
Лиферович Р.П. II-119, II-120
Лицарев М.А. II-279
Лишанская Е.Ю. II-47
Лобанков Д.В. II-60
Лобацкая Р.М. I-184, I-185
Логачев Н.А. I-88
Логачова И.Е. I-48
Локтина И.Н. II-228
Локтюшин А.А. II-269
Лопатин О.Н. II-226
Лохов К.И. II-170
Лузин В.Ф. I-69, I-301
Львов Б.К. I-194
Любимова Т.В. I-289
Лялина Л.М. II-121
Лялинов Д.В. II-96
Ляпишев А.М. I-261
Мазур В.С. I-293
Мазуркевич К.Н. I-18
Майбук З-.Ю.Я. I-245
Макагон В.М. II-270
Макагонов Е.П. II-271, II-272
Макивчук О.Ф. II-135
Макрыгина В.А. II-122, II-139
Малиновский Д.Н. I-195
Мальковский В.И. II-178
Мальцев А.С. II-273
Мамина А.Х. II-274
Мамонтов А.А. I-160
Мамонтова Е.А. I-160
Мананков А.В. II-269
Манапов Р.А. II-266
Мансо А. II-242
Маркова М.Е. II-163
Марсий И.М. II-279
Мартынова М.А. I-204
Масагутов Р.Х. I-127
Масленников А.В. I-209
Маслов А.Т. I-204
Матасова И.Ю. I-137, I-138
Матвеева С.С. II-123
Матковский О.И. II-247
Махлаев Л.В. II-124
Махлаев М.Л. I-94
Махотко В.Ф. II-276
Машьянова Н.Н. II-294
Медведев А.Я. II-27
Медведев В.И. I-200
Медведев В.Я. II-275
Медведев Ю.Ф. I-184
Медведева Л.М. I-70
Медведева Т.И. II-250
Мезенина З.С. I-274
Мельник Ю.М. II-248, II-249
Мельников В.С. II-135
Мельников Е.П. II-158
Мельников М.Е. I-187, I-196
Мельников О.К. II-322
Мельников С.В. I-51
Меньшагин Ю.В. II-125, II-154, II-155
Мехоношин А.С. II-126, II-127
Мизенс Г.А. I-71
Мизенс Л.И. I-97, I-146
Милова Л.В. II-243
Минова Н.П. II-128
Митоян М.О. II-103
Митрейкина О.Б. II-82
Митрофанов Ф.П. II-37, II-129
Михайлов В.В. II-146
Михайлов М.А. II-244, II-276
Михайлова Г.В. I-203
Мнацаканян А.Х. II-73
Могилевцев В.А. I-72
Моисеенко В.Г. II-114
Монигер Г.Г. II-277
Мораховский В.Н. I-197
Мороз Т.Н. II-219, II-243, II-278
Морозов В.П. II-225, II-227
Морозов О.Л. II-162
Мохов А.В. II-279
Мурадян К.М. I-198, I-199
Мусеибов Н.И. I-188
Мухаметшин Р.З. II-266
Мыскова Т.А. II-130
Мясников А.А. I-200
Набоков А.М. I-201
Наварро М.Г. I-73
Нагайцев Ю.В. I-74, I-202
Надежка Л.И. I-262
Назаренко В.С. I-89, I-90
Назьмова Г.Н. II-166
Найгебауэр В.А. II-131
Найденков И.В. I-19, I-75, I-76
Нартова Н.В. II-250
Насидзе Г.И. II-132, II-133
Наумов Г.Б. I-308
Нахабцев В.С. I-263
Небера Т.С. II-48
Негруца В.З. I-77, I-78
Негруца Т.Ф. I-78, I-79
Нежданова И.К. I-203
Нейман А.В. II-24
Немченко Г.С. I-253

Ненахов В.М. I-113
Нестеренко В.С. II-194
Нестеров А.Р. II-288
Нижарадзе Т.Н. I-204
Никишова Л.В. II-289
Новикова М.И. II-134
Новожилова И.В. II-256
Новосельцев Ю.А. I-164
Нуриева Е.М. II-227
Обровец С.М. I-80
Овечкин Т.А. I-159
Овчаренко А.В. I-264
Одинцова Т.А. I-141
Озерова Н.А. I-205
Окнова Н.С. I-36
Олейников Б.В. II-106, II-176, II-177
Ольнева-Хамидуллина Т.В. I-65
Ольховая Е.А. II-118
Органова Н.И. II-279
Орлинская О.В. II-280, II-302
Осадчая Н.В. I-138
Павлишин В.И. II-135
Павлова В.В. I-94
Пальчик Н.А. II-50, II-281
Панова Е.Г. II-136
Панычев И.А. I-139, I-206, I-207, II-44
Парфентьев П.А. I-271
Пахольченко Ю.А. II-54
Пеков И.В. II-137
Пелых Н.М. I-268
Пертель М.И. I-265, I-270, I-271
Перчук Л.Л. II-78
Песин Л.Б. I-271, I-272
Петров С.В. II-282
Петров С.И. II-84, II-138
Петров Т.Г. I-81
Петрова Е.В. II-283
Петрова З.И. II-122, II-139
Петрова Н.С. I-41, I-82
Петровский В.А. II-273, II-291
Печенина О.В. II-48
Пивкин Н.М. I-268
Пилипюк А.Н. II-89
Писакин Б.Н. II-143
Платонов М.В. I-83
Платонова Н.В. II-284, II-309
Плякин А.М. I-84
Полежаева Л.И. II-241
Поленов Ю.А. I-288
Полеховский Ю.С. I-208, I-307, I-309, II-323
Поликарпов В.К. I-267, I-275
Полтавец З.И. II-140
Полтавец Ю.А. II-140
Полякова И.Г. II-319
Пономарева Н.И. II-59, II-141
Попель И.А. II-29, II-142
Порицкая Л.Г. I-209, II-263
Порошин В.Д. I-85
Порошин Е.Е. I-94
Посухова Т.В. II-237
Потанин С.Д. I-188
Потапов С.С. II-285
Присягина Н.И. II-170
Прияткин А.А. II-143
Прозоровский В.А. I-9, I-86, I-310
Прокофьев В.Е. I-271
Прокофьев В.Ю. II-62
Прудников Е.Д. I-210, II-144
Прудников Е.Е. I-210
Пуляева И.А. I-196
Пунин Ю.О. I-202, II-274, II-284, II-286, II-296, II-309, II-318
Пунько В.П. I-211
Пупков О.М. I-87, I-121
Путилина В.С. II-242
Путинцева Е.В. II-89
Пучков В.Н. I-274
Пушкарев Ю.Д. II-107, II-145, II-146, II-172
Пшеничкин А.Я. II-287
Пшеничный К.А. II-65
Раднаева Д.Б. II-157
Раевский А.Б. II-30
Разворотнева Л.И. II-243
Рассказов А.А. I-212
Рассказов С.В. I-88, II-90
Ратников К.Д. I-250
Рафаилович М.С. II-147
Рафальсон М.Б. I-150, II-288
Редько Г.В. I-250
Резников А.Н. I-89, I-90
Резников В.А. II-323
Ремизов Д.Н. II-148
Ремизова С.Т. I-91
Решетов И.К. I-222
Ризванова Н.Н. I-94
Рипинен О.И. II-175
Рождественская И.В. II-289
Романенко И.М. II-193
Ромашкин А.Е. I-280
Ронкин Ю.Л. II-92, II-140
Россман Г.И. I-151
Ростовцева Ю.В. I-92, I-119

Рочев А.В. I-213
Рощиненко О.М. II-52
Рублев А.Г. I-93, I-94
Рудаков А.Г. I-267
Руденко В.Е. I-95
Руденко Ю.Л. I-95, II-149
Руднева Е.Б. I-204
Румянцева Г.Ю. I-214
Русин А.И. II-150
Руссо Г.В. I-311, II-290
Рухлов А.С. II-104
Рыбалко А.Е. I-105, I-219
Рычагов С.Н. II-151, II-152
Рябов В.В. II-281
Ряховская С.К. II-292
Саватенков В.М. II-153
Савелов Р.П. I-268
Савельева Ю.Н. I-96
Савинова И.Б. I-315
Савченко Е.Э. II-121
Садиков М.А. I-215
Сазонтова Н.А. II-101
Сальников В.Н. I-111, II-277
Самойлович М.И. II-291
Сандимирова Г.П. II-54
Санина Н.Б. I-312
Сапега В.Ф. II-258
Сапельников В.П. I-97, I-146
Сапельникова И.В. I-288
Сапожникова Л.Н. II-48
Сараев А.К. I-256, I-265, I-269, I-270, I-271, I-272, I-273
Сартакова О.Г. I-155, I-216
Сахаров А.Н. II-88
Сахарова М.С. II-292
Сахибгареев Р.С. I-54
Свадковская Л.Н. II-98
Свальнова В.Л. II-193
Свешников А.А. I-247
Свешников Г.Б. I-9, I-203, I-258
Свяжина И.А. I-274
Седов С.Н. I-65
Секерин А.П. II-125, II-154, II-155
Секерина Н.В. II-155
Селиванов Е.Н. II-234
Семенов В.С. II-105
Семенов И.В. II-156
Семенова Т.Ф. II-231, II-232, II-307, II-312
Сенько А.Ф. II-267
Серафимова Е.К. II-312
Сергеева Ц.Б. II-157
Сергеева Э.И. I-98, I-313, I-314
Середа Е.В. II-281
Серкова Л.Е. II-158
Сибелев О.С. II-68
Сиверцева И.А. I-49
Сидоренко Г.А. II-179, II-293
Сизых А.И. II-159, II-160
Сизых Н.В. II-159, II-160
Симонов Д.А. II-72
Симонова А.Б. I-315
Синай М.Ю. II-294
Сирина Т.Н. I-217
Сиротин В.И. I-113
Ситдикова Л.М. II-295
Скакодуб В.А. I-255
Сметанникова О. Г. II-296, II-297
Смирнов А.В. I-236
Смирнов В.М. I-275
Смирнов Ю.М. II-298
Смирнов Ю.П. I-244, I-295
Смирнов Я.Б. I-47
Смирнова Н.Л. I-316, II-255, II 299
Смирнова О.К. II-188, II-189
Смоліговец Н.В. I-90
Смышлявкина Е.О. I-323
Снигирева М.П. I-97
Снигиревский С.М. I-99, I-315
Соболев В.В. II-161, II-280, II-300 II-301, II-302
Собчаков Л.А. I-271, I-272
Созинова Т.В. II-316
Соколов А.В. I-185
Соколов Б.А. I-100, I-101
Соколов П.Б. II-260
Соколов С.Д. II-162
Соколова Н.Ф. II-166
Соколовский А.К. I-218
Соловьев Ю.Я. I-317
Соловьева Л.В. II-163
Солодов Н.А. II-164
Соломонов В.И. II-224
Солотчин П.А. II-304
Солотчина Э.П. II-303, II-304
Сорокин Н.Д. II-252
Сорокина Н.А. II-88
Сорохтин О.Г. I-102
Спасенных М.Ю. II-165
Спиридонов М.А. I-219
Спиридонов Э.М. I-318, II-166
Ставров О.Д. I-188, II-167
Стариков В.Г. I-319
Старкова В.А. II-257

Старова Г.Л. II-233
Степанов Н.К. II-305
Степанова И.В. I-186
Стерленко З.В. I-39, I-294
Стогний В.В. I-103, I-104
Стогний Г.А. I-103, I-104
Столбов Ю.М. I-220, I-276, I-277
Столбова Н.Ф. I-220, I-277
Столповская В.Н. II-50, II-281
Суворинов А.В. I-136, I-137
Суетин Ю.П. I-203
Сулейманов Е.В. II-313
Супруненко О.И. I-282, I-320, I-321
Сурин Т.Н. II-168, II-169
Суслов Г.А. I-105
Сучков А.И. II-313
Сучков И.А. II-306
Сущевская Т.М. II-123, II-170
Сырицо Л.Ф. II-76, II-146, II-171, II-172
Сычкин Г.Н. I-221
Табунс Э.В. I-204, II-171, II-172, II-173
Тарасов М.П. II-174
Тарасова Е.Д. II-174
Тарасова Е.Н. I-160
Тарасова И.П. I-208, I-309
Тарков А.П. I-262
Терентьев Б.В. I-251
Терентьева Е.Б. I-278
Терехов А.В. I-273
Терехов Е.Н. I-67
Терещенко В.А. I-106, I-222
Теюбова В.Ф. I-138
Тибилов И.В. I-107, I-108, I-109
Тимофеев П.В. I-223
Тимохина Л.А. II-241
Тихомиров В.В. I-110
Тихонова Г.А. II-250
Тищенко Г.И. I-111
Токарева Е.В. II-319
Токаренко Г.Г. II-277
Толстых О.Н. II-175
Томилин А.М. I-204
Томшин М.Д. II-176, II-177
Топчишвили М.В. I-112
Торикова М.В. I-224, I-225
Трегуб А.И. I-113
Трофимов В.Б. II-297
Трофимов В.Т. I-145, I-226
Трошев С.А. II-273
Троянов А.К. I-248, I-249,I-279
Трубкин Н.В. II-279
Труфанова Л.Г. II-108
Тугарова М.А I-42, I-114
Туманова Е.Ю. I-39
Тутубалин А.В. II-22, II-178
Тюленева В.М. II-179
Удоратина О.В. II-180
Улитин Р.В. I-227
Урусов В.С. II-322
Усенков С.М. I-115, I-228
Усов В.А. I-167
Ушаков С.А. I-102
Ушаков Ф. Е. II-215
Ушакова Е.М. I-49
Ущаповская З.Ф. II-250
Файзиев А.Р. II-181
Федоров А.Б. I-250
Федоров П.В. I-116
Федорова Е.В. I-116
Федорова Н.К. I-219
Федчук В.Я. I-218
Филатов С.К. II-231, II-232, II-233, II-262, II-297, II-305, II-307, II-308, II-319
Филиппов М.М. I-280
Филиппова И.В. II-308
Филичкина Д.А. I-239
Финкельштейн А.Л. II-80
Флаасс А.С. II-182, II-183
Фомичева Н.Л. I-322, I-323
Франке В.Д. II-284, II-309
Франк-Каменецкая О.В. II-310, II-317
Франк-Каменецкий Д.А. II-89
Фролов В.Т. I-117, I-118, I-119
Фролова Т.И. II-184
Хаин В.Е. I-120
Халтуева В.К. II-276
Хамидуллина Т.В. II-266
Хаптанов В.Б. I-240
Харитонов А.Л. I-121
Харламов М.М. I-265, I-271
Хасанов Р.Р. II-185
Хворов Д.М. II-186, II-187
Хисина Н.Р. II-311
Хмелевской В.К. I-145
Ходанович П.Ю. II-188, II-189
Ходьков А.Е. I-122
Холмогоров В.Е. II-323
Холодов В.Н. I-123, I-229
Хоменко Ю.Т. II-302
Храмченков М.Г. II-266
Центалович В.Т. I-138

Чарыкова М.В. I-155, I-191, I-216, I-230, I-233
Чащинов Ю.М. II-218
Чебанов С.В. II-290
Чеботарева Н.В. II-312
Чепижко А.В. I-231, II-306
Черненко В.В. I-308
Черноруков Н.Г. II-313
Чернышов Н.М. II-75
Чернявская Л.М. II-190
Чеснокова И.В. I-186
Чжаоцзюнь Лю I-58
Чижова В.А. I-124
Чиликанова Л.В. I-324, II-316
Читалин А.Ф. I-290
Чуканов Н.В. II-279
Чураков С.В. II-191
Шалаев Ю.С. II-166
Шапкина Ю.С. II-144
Шатров В.П. I-125
Шафранский В.Н. II-229
Шахвердов В.А. I-219
Шванов В.Н. I-126
Шварц А.А. I-158, I-232
Швелидзе И.У. II-314
Шебанов А.Д. II-41, II-96, II-153, II-192
Шебанова О.Н. II-192
Шевко А.Я. II-281
Шевчук В.Н. I-25
Шелемотов А.С. II-130
Шергина Ю.П. I-94, II-146, II-172
Шереметьев И.А. I-325, II-251
Шерендо Т.А. II-95, II-315
Шигаев В.Ю. I-281
Шилов Ю.А. II-291
Шиловский О.П. I-323
Ширинян К.Г. II-73
Шитов М.В. I-233
Шишелова Т.И. I-324, II-316
Шишкина Д.Ю. I-168
Шкафенко Р.П. I-169
Шмотов А.П. II-62
Шофман И.Л. I-234
Шпанов Е.П. II-134
Штукенберг А.Г. II-216, II-317, II-318
Штюрмер Ю.К. II-319
Шувалов Р.Р. II-231, II-232
Шугаев А.И. II-297
Шумлянский В.А. I-164
Шурига Т.Н. II-320
Щекина Т.И. II-60, II-193
Щербаков А.В. II-316
Щербакова Е.П. II-194
Щербакова М.Н. I-118, I-119
Эренбург А.И. II-321
Юнов А.Ю. I-282
Юнусов М.А. I-127
Юнусова Г.М. I-127
Юшев А.А. I-239
Ягнышев Б.С. I-193
Яковенчук В.Н. II-120
Яковлев Ю.Н. I-295
Якубович О.В. II-322
Якуцени С.П. I-211, I-235, I-236
Яндарбиев Н.Ш. I-101
Яночкина З.А. I-30, I-128
Япаскурт О.В. I-129
Ярмолюк В.В. II-54
Яровой П.Н. II-275
Яценко Р.И. II-189

ООО "МОНОМАКС"
Издательство и типография АО "ПиК"
Лицензия ЛР № 061758 от 05.11.92.
Подписано к печати 12.07.96.
Формат бумаги 60×84 1/8. Бумага офсетная. П.л. 42. Печать офсетная.
Тираж 700 экз. Заказ 94.
194021, СПб. Политехническая ул., 22.
556-90-82; 556-92-68; 556-92-76.

5548