

Научная сессия Геологического института КНЦ РАН,
посвящённая Дню российской науки и
55-летию Кольского отделения РМО
8 февраля 2011 г.



*Учреждение Российской академии наук
Геологический институт КНИЦ РАН*

*Российское минералогическое общество
Кольское отделение*



*Материалы Научной сессии, посвящённой Дню российской науки
и 55-летию Кольского отделения РМО
8 февраля 2011 г.*

Апатиты 2011

ISBN 978-5-902643-09-8
УДК 548.0

Материалы Научной сессии, посвящённой Дню российской науки и 55-летию Кольского отделения РМО. Геологический институт КНЦ РАН, Кольское отделение РМО, 8 февраля 2011 г. / Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: К & М, 2011. 75 с.

Сборник содержит материалы по геологической истории Кольского п-ова от докембрия до новейшего времени, эволюции расслоенных интрузивов по изотопно-геохимическим и геохронологическим данным, перспективам нефтегазоносности бассейна Баренцева моря, минералогии золота в вулканогенных комплексах, теоретическим аспектам минералогии. Издано по результатам конференции, посвящённой Дню российской науки 8 февраля 2011 г. Представляет интерес для геологов широкого профиля.

Электронная версия: <http://geoksc.apatity.ru/print/ds2011.pdf>

Научный редактор: проф., д.г.-м.н. Ю.Л. Войтеховский
Литературный редактор: Т.А. Багринцева
Перевод: Т.А. Багринцева, А.С. Рыбникова
Компьютерный дизайн: А.А. Тележкин

© Коллектив авторов, 2011
© Учреждение Российской академии наук Геологический институт Кольского НЦ РАН, 2011
© Российское минералогическое общество, Кольское отделение, 2011

Materials of the Scientific Session, dedicated to the Day of Russian Science and 55th anniversary of the Kola Branch RMS. Geological Institute KSC RAS, Kola Branch RMS, February 8, 2011. / Edit. By Yu.L. Voytekhovsky. Apatity; K & M, 2011. 75 pp.

The Volume contains materials on the geological history of the Kola Peninsula from the Precambrian up to date, evolution of the layered intrusions on the isotopic-geochemical and geochronological data, oil and gas potential of the Barents Sea basin, gold mineralogy in volcanogenic complexes, theoretical aspects of mineralogy. Published by the results of the Conference, dedicated to the Day of Russian Science on February 8, 2011. Intended for broad sections of geologists.

See on-line: <http://geoksc.apatity.ru/print/ds2011.pdf>

Scientific Editor: Prof., Dr. Sci. (geol.-mineral.) Yury L. Voytekhovsky
Literary Editor: T.A. Bagrintseva
Translators: T.A. Bagrintseva, A.S. Rybnikova
Computer Design: A.A. Telezhkin

© Authors, 2011
© Institution of Russian Academy of Sciences Geological Institute of Kola SC RAS, 2011
© Russian Mineralogical Society, Kola Branch, 2011

Ко Дню российской науки и 55-летию Кольского отделения РМО

Глубокоуважаемые коллеги!

Когда после полярной ночи над Кольским п-овом встаёт солнце и окрашивает Хибины в невыразимые цвета (рис. 1), приходит День российской науки, по традиции отмечаемый Геологическим институтом КНЦ РАН и Кольским отделением РМО научной сессией. В этом году она, кроме того, посвящена 55-летию КО РМО.

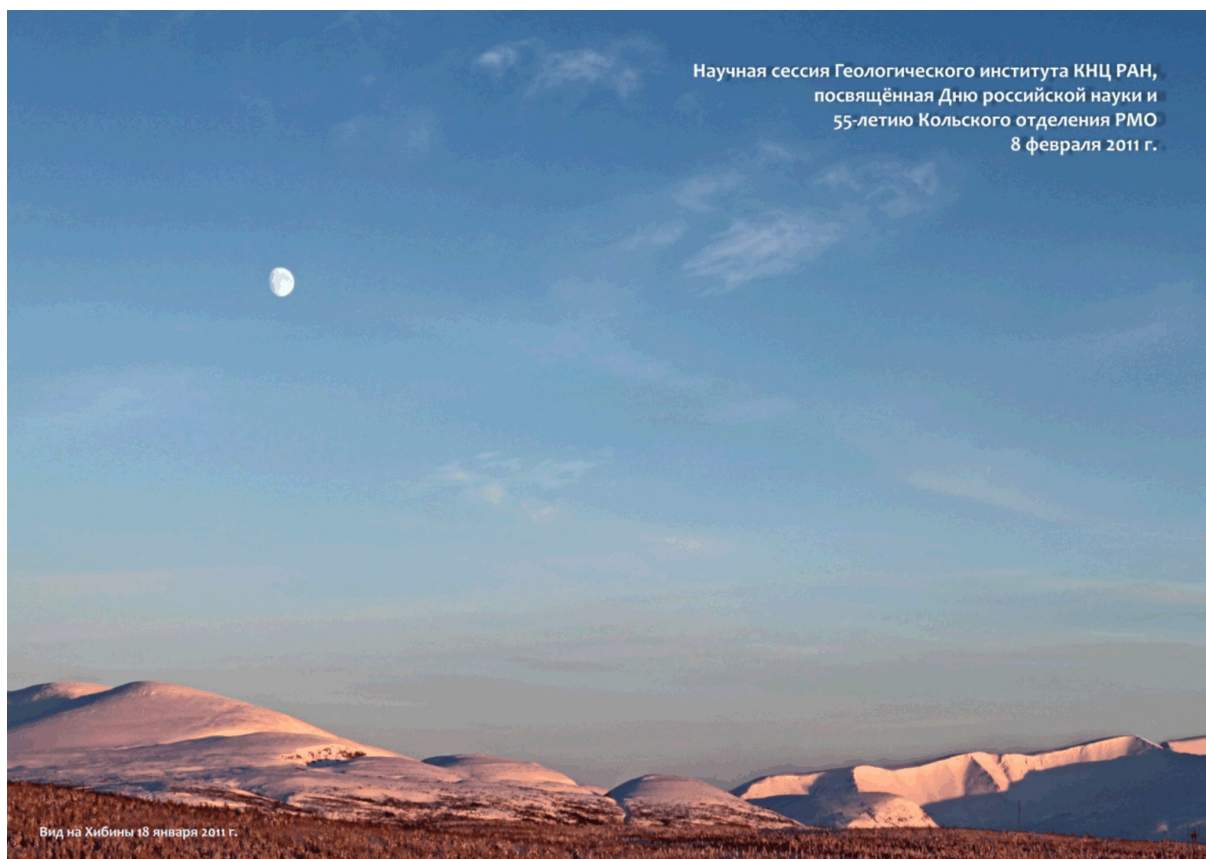


Рис. 1. Объявление о Научной сессии Геологического института КНЦ РАН, посвящённой Дню российской науки и 55-летию Кольского отделения РМО. На фото – вид на Хибины с г. Апатиты 18 января 2011 г. Фото: А.И. Маркова.

Fig. 1. Announcement of the Scientific Session of the Geological Institute KSC RAS, dedicated to the Day of Russian Science and 55th anniversary of the Kola Branch RMS. On photo – view on the Khibiny from Apatity on January 18, 2011. Photo by A.I. Markova.

История Геологического института КНЦ РАН и Кольского отделения РМО – едина. Те же взлёты, те же проблемные периоды, те же научные лидеры. Официальная история Геологического института на пять лет дольше, в следующем году мы отметим его 60-летие. Хотя было бы справедливо отсчитывать её со дня основания Хибинской исследовательской горной станции «Тьетта» (рис. 2), сотрудники которой начали планомерное изучение геологии и полезных ископаемых Кольского полуострова, от Хибинских тундр – во все его пределы. Оглядываясь назад, видим, что эпопея освоения минеральных богатств нашего края распадается на периоды, каждый из которых потребовал напряжения ума, сил и недюжинного организаторского таланта лидеров. Обозначим их.

Акад. А.Е. Ферсман – создание «Тьетты», героическое освоение Хибин и Мончетундры, эвакуация Хибинской горной станции на Урал в начале войны. Акад. Д.С. Белянкин – возвращение Кольской базы в Хибины и её преобразование в Кольский филиал АН СССР. Акад. А.В. Сидоренко – перемещение филиала в Новый город (ныне Апатиты), создание сети новых институтов и лабораторий. Д.г.-м.н. Е.К. Козлов, чл.-корр. Г.И. Горбунов, д.г.-м.н. И.В. Бельков – последовательное и планомерное развитие теоретических и прикладных направлений в геологическом изучении Кольского п-ова. Акад. Ф.П. Митрофанов – сохранение и укрепление основных структурных

подразделений Геологического института КНЦ РАН в годы перестройки, минимального финансирования, оттока молодых квалифицированных кадров за рубеж, увенчавшиеся, несмотря на указанные проблемы, открытием Кольской платинометальной провинции, второй по масштабам (после Норильской) в Российской Федерации.



Рис. 2. Слева направо, сверху вниз: акад. А.Е. Ферсман, акад. Д.С. Белянкин, акад. А.В. Сидоренко, чл.-корр. Г.И. Горбунов, д.г.-м.н. И.В. Бельков, д.г.-м.н. Е.К. Козлов, акад. Ф.П. Митрофанов. На заднем плане: Хибинская исследовательская горная станция «Тьетта», какой её знал акад. А.Е. Ферсман. Фото из архива Геологического института КНЦ РАН и Кольского отделения РМО.

Fig. 2. From left to right, from the top down: Acad. A.Eu. Fersman, Acad. D.S. Belyankin, Acad. A.V. Sidorenko, AS Corr. Member G.I. Gorbunov, Dr. Sci. (Geol.-mineral.) I.V. Bel'kov, Dr. Sci. (Geol.-mineral.) Eu.K. Kozlov, Acad. F.P. Mitrofanov. On the background is the Khibiny Mountain Research Station "Tietta" as Acad. A.Eu. Fersman knew it. The photo belongs to the Archive of the Geological Institute KSC RAS and Kola Branch of RMS.



Рис. 3. Членский билет И.Д. Батиевой, в будущем – доктора геолого-минералогических наук, ведущего исследователя гранитоидных формаций Кольского полуострова, передан в архив Геологического института КНЦ РАН и Кольского отделения РМО дочерию В.И. Бельковой.

Fig. 3. Card of I.D. Batieva to become Doctor of Geological-mineralogical Sciences, leading researcher of the Kola Peninsula granitoid formations. The card has been granted to the Archive of the Geological Institute KSC RAS and Kola Branch RMS by V.I. Bel'kova, the daughter.

К сожалению, не сохранились документы, свидетельствующие о точной дате учреждения Кольского отделения РМО. Поэтому нам особенно дороги уцелевшие Членский билет № 856 (рис. 3) и Список первых членов отделения (рис. 4), указывающие на год его создания – 1956-й.

Рис. 4. Первая ведомость об уплате взносов членами Всесоюзного минералогического общества – сотрудниками КФ АН СССР. Под документом – подпись организатора и первого председателя Кольского отделения ВМО чл.-корр. (на тот момент, в будущем академика) А.В. Сидоренко и дата – 22 / XII 56. Из приведённого списка сегодня в штате Геологического института КНЦ РАН состоит почётный член РМО, экс-председатель Кольского отделения РМО д.г.-м.н. О.Б. Дудкин.

Fig. 4. The first receipt on the fee paid by the members of the All-Soviet Mineralogical society – employees of KB AS USSR. The document is subscribed by the signature of the organizer and first chairman of the kola Branch RMS Corr. Member (at that moment, Academician later) A.V. Sidorenko and the date of 22 / XII 56. Out of the above List, Honorary Member of RMS, ex-Chairman of the Kola Branch RMS Dr. Sci. (Geol.-mineral.) O.B. Dudkin has been working for the Geological Institute KSC RAS.

Нынешняя сессия Геологического института КНЦ РАН и Кольского отделения РМО открывает обширную программу научных мероприятий этого года, непрерывно сменяющих друг друга. Её объективно прерывает лишь сезон геологических экспедиций.

8 февраля. Научная сессия, посвящённая Дню российской науки и 55-летию Кольского отделения РМО.

9 марта. Семинар в честь 150-летия со дня рождения акад. Ф.Ю. Левинсона-Лессинга.

4 апреля. Семинар (с международным участием) «Наука, образование и производство: опыт и перспективы интеграции», посвящённый Дню геолога.

17-20 апреля. VIII Всероссийская (с международным участием) Ферсмановская научная сессия «Минералогия, петрология и полезные ископаемые Кольского региона», посвящённая 135-летию со дня рождения акад. Д.С. Белянкина.

27 апреля. Семинар в честь 145-летия со дня рождения исследователя Кольского полуострова В.А. Гакмана.

12 мая. Секция «Проблемы геологии Арктического региона» в рамках Международной молодёжной научной конференции «Проблемы Арктического региона».

№	Фамилия, имя и отчество	бил.	Датум вступления
1.	1. АНТОНЮК Евгений Степанович	836	Антонюк
2.	2. ЮДИН Борис Александрович	837	Юдин
3.	3. СУСЛОВА Светлана Николаевна	838	Суслова
4.	4. САХАРОВ Алексей Сергеевич	839	Сахаров
5.	5. ПЛЕТНЕВА Нина Ивановна	840	Плетнева
6.	6. МИРСКАЯ Диана Дмитриевна	841	Мирская
7.	7. МАТИАС Владимир Викторович	842	Матياس
8.	8. КУПРИЯНОВА Ирина Ивановна	843	Куприянова
9.	9. КОНИЛОВ Николай Александрович	844	Коников
10.	10. КОЗЛОВ Евгений Константинович	845	Козлов
11.	11. КАВАРДИН Геннадий Иванович	846	Кавардин
12.	12. ИВАНОВА Татьяна Николаевна	847	Иванова
13.	13. ИВАНОВ Анатолий Макарович	848	Иванов
14.	14. ЕЛИСЕЕВ Эрик Николаевич	849	Елисеев
15.	15. ДУДКИН Олег Борисович	850	Дудкин
16.	16. ГОРСТКА Виктор Николаевич	851	Горстка
17.	17. ГОРБУНОВ Григорий Иванович	852	Горбунов
18.	18. ГАЛАХОВ Александр Васильевич	853	Галахов
19.	19. ВОЛКОВА Мария Ивановна	854	Волкова
20.	20. БУССЕН Ирина Владиславовна	855	Буссен
21.	21. БАТИЕВА Ия Дмитриевна	856	Батиева
22.	22. БЕЛЬКОВ Игорь Владимирович	857	Бельков
23.	23. ДОРЕМАН Мойсей Давидович	858	Дореман
24.	24. СИДОРЕНКО Александр Владимирович		Сидоренко

22/XII 56.

23
3
69

7 июня. Семинар в честь 130-летия со дня рождения исследователя геологии Кольского п-ова В.И. Крыжановского.

27-30 июня. Всероссийская (с международным участием) научно-практическая конференция «Уникальные геологические объекты Кольского п-ова: пирротиновое ущелье».

5-7 сентября. Секция «Природосберегающие технологии поисков, разведки и добычи полезных ископаемых» в рамках VI Всероссийской (с международным участием) молодёжной научной школы «Сбалансированное природопользование».

12-17 сентября. VII Всероссийское (с международным участием) совещание «Квартер во всём его многообразии: фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований».

3-6 октября. VII Всероссийская (с международным участием) научная школа «Математические исследования в естественных науках».

13 октября. Семинар в честь 110-летия со дня рождения исследователя геологии Кольского п-ова А.Ф. Соседко.

24-26 октября. XXII Молодёжная конференция «Геология, геофизика и геоэкология: исследования молодых», посвящённая памяти чл.-корр. К.О. Кратца.

2 декабря. Семинар в честь 120-летия со дня рождения акад. Н.В. Белова.

Как видно, нами предусмотрены конференции по всем научным направлениям, развиваемым Геологическим институтом КНЦ РАН, и даже перекрытия со смежными областями. Заявлены и будут поддержаны дополнительным финансированием молодёжные школы и конференции. Впереди – большая работа. А потому предлагаю приступить к делу и объявляю первый доклад из программы сегодняшней научной сессии.

*Ю.Л. Войтеховский, д.г.-м.н., проф.
Директор Геологического института КНЦ РАН
Председатель Кольского отделения РМО*

To the Day of Russian Science and 55th anniversary of the Kola Branch of RMS

Dear colleagues,

When after the Polar night the sun dawns upon the Kola Peninsula and paints the Khibiny every colour imaginable (Fig. 1), the Day of Russian Science comes. Traditionally, the Geological Institute KSC RAS and Kola Branch RMS celebrate it with a scientific session. This year it is also dedicated to the 55th anniversary of KB RMS.

The history of the Geological Institute KSC RAS and the Kola Branch RMS are united. They saw the same ups and downs and were run by the same scientific leaders. Officially, the history of the Geological Institute KSC RAS is five years longer, and next year we shall celebrate its 60th anniversary. However, it would be fair to count it down from establishing the Khibiny Research Mountain Station “Tietta” (Fig. 2), which employees took up the step-by-step investigation of the Kola Peninsula geology and minerals, starting from the Khibiny tundras and all the further. Looking back, we see that the epopee of development of the regional mineral treasures had several periods, each of these having required much strain of thought, power and great managing skills of the leaders. The latter are listed below.

Acad. A.Eu. Fersman – establishing the “Tietta”, heroic investigation of the Khibiny and Monchetundra, evacuation of the Khibiny Mountain Station to the Urals in the beginning of the war. Acad. D.S. Belyankin – re-establishing the Kola Station in the Khibiny and its transforming into the Kola Branch of the AS USSR. Acad. A.V. Sidorenko – transferring the Branch to the New Town (now Apatity), creating a net of new institutes and laboratories. Dr. Sci. (Geol.-mineral.) Eu.K. Kozlov, AS Corr. Member G.I. Gorbunov, Dr. Sci. (Geol.-mineral.) I.V. Bel'kov – step-by-step, steady development of theoretical and applied studies in the geological investigation of the Kola Peninsula. Acad. F.P. Mitrofanov – preserving and developing main structural divisions of the Geological Institute KSC RAS during the *perestroika* with the minimum of financial maintenance and brain drain of young specialists. Despite all these problems, the efforts crowned with the discovery of the Kola Platinum Province, which is the second Russia-biggest (after the Norilsk one).

Unfortunately, no document testifying to the date of establishment of the Kola Branch of RMS has been preserved. That's why the undamaged card No. 856 (Fig. 3) and List of the first members of the Branch (Fig. 4) notifying the 1956 year of its establishment are particularly valuable to us. The current session of the Geological Institute KSC RAS and Kola Branch RMS opens this year's wide programme of scientific events succeeding one another. The chain shall be only reasonably broken by the season of field expeditions.

February 8. Scientific session dedicated to the Day of Russian Science and 55th anniversary of the Kola Branch RMS.

March 9. Seminar dedicated to the 150th anniversary of birth of Acad. F.Yu. Levinson-Lessing.

April 4. Workshop (with International Participation) "Science, Education and Industry: Experience and Perspectives of Integration", dedicated to the Geologist's Day.

April 17-20. VIII All-Russian (with International Participation) Fersman Scientific Session "Mineralogy, Petrology and Minerals of the Kola Region", dedicated to the 135th anniversary of birth of Acad. D.S. Belyankin.

April 27. Seminar dedicated to the 145th anniversary of birth of researcher of the Kola Peninsula V.A. Hackman. May 2. Section "Problems of Geology of the Arctic region" in the framework of the International Youth Scientific Conference "Problems of the Arctic Region".

June 7. Seminar dedicated to the 130th anniversary of birth of the Kola Peninsula geology researcher V.I. Kryzhanovsky.

June 27-30. All-Russian (with International Participation) Scientific-Practical Conference "Unique Geological Objects of the Kola Peninsula: Pyrrhotite Gorge".

September 5-7. Section "Nature Conservation Technologies of Prospecting, Exploration and Mining of Minerals" in the framework of VI All-Russian (with International Participation) Youth Scientific School "Sustainable Nature Exploration".

September 12-17. VII All-Russian (with International Participation) Meeting "Quarter in all of its Variety: Basic Issues, Results of Study and Major Trends of Further Research".

October 3-6. VII All-Russian (with International Participation) Scientific School "Mathematical Research in Natural Sciences".

October 13. Seminar dedicated to the 110th anniversary of birth of the Kola Peninsula geology researcher A.F. Sosedko.

October 24-26. XXII Youth Conference "Geology, Geophysics and Geoecology: Research of the Young", dedicated to the blessed memory of Corr. Member K.O. Kratz.

December 2. Seminar dedicated to the 120th anniversary of birth of Acad. N.V. Belov.

As you see, we have foreseen conferences on every scientific line developed in the Geological Institute KSC RAS and even some overlappings with adjacent areas. Youth scientific schools and conferences have been announced and shall be maintained financially. There is plenty of work ahead. That's why I suggest setting the ball rolling and announce the first report in the programme of the current scientific session.

*Yu.L. Voytekhoysky, Dr. Sci. (Geol.-mineral.), Prof.
Director of the Geological Institute KSC RAS
Chairman of the Kola Branch RMS*

ПОВЕДЕНИЕ ИЗОТОПНЫХ СИСТЕМ U-Pb, Sm-Nd, K-Ar, ^4He - ^3He ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ КЕЙВСКОГО БЛОКА

В.Р. Ветрин, И.Л. Каменский, А.Ю. Севостьянов, В.И. Скиба

FEATURING OF U-Pb, Sm-Nd, K-Ar, ^4He - ^3He ISOTOPE SYSTEMS IN CONDITIONS OF METAMORPHISM OF THE KEIVY UNIT ALKALINE GRANITOIDS

V.R. Vetrin, I.L. Kamensky, A.Yu. Sevostyanov, V.I. Skiba

The Keivy unit (zone) is located in the central part of the Kola Peninsula (Fig. 1). Its north-eastern part is occupied by the Central Keivy structure. Its Neoproterozoic supracrustal complex comprises the Lebyazhinskaya, Keivy and Pestsovaya Tundra series metamorphosed in conditions of kyanite-sillimanite facies series of amphibolite and epidote-amphibolite facies ($T=500-550^\circ\text{C}$, $P=5-6\text{ kbar}$) [Petrov, 1999]. The metamorphism age is assumed to be the late Palaeoproterozoic (1.93 Ga) [Marker, Kaulina, 2000; Kaulina, 2001]. Alkaline aegirine-arfvedsonite granites form the Beliye Tundras (240 km²), Ponoy (700 km²) and Western Keivy (1300 km²) massifs. The structural location of these has been determined by their being confined to the deep faults zones of near-E-W and north-western trend. Applying the U-Pb method to zircons, the age of formation of the Beliye Tundras and Western Keivy massifs has been defined as 2674 ± 6 and $2674\pm 10\text{ Ma}$ respectively, the Ponoy massif – $2666\pm 10\text{ Ma}$ [Mitrofanov et al., 2000; Vetrin, Rodionov, 2009]. Observed below are peculiarities of classification of some isotope systems of granites on the magmatic stage of their formation and in the process of the metamorphic change of the Neoproterozoic rocks and minerals.

Кейвский блок (зона) располагается в центральной части Кольского п-ова (рис. 1). Её северо-восточную часть занимает Центрально-Кейвская структура, неогархейский супракрустальный комплекс которой состоит из лебяжинской, кейвской и песцовотундровской серий, метаморфизованных в условиях кянит-силлиманитовой фациальной серии амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций ($T=500-550^\circ\text{C}$, $P=5-6\text{ кбар}$) [Петров, 1999]. Возраст метаморфизма оценивается как поздний палеопротерозойский (1.93-1.7 млрд. лет) [Marker, Kaulina, 2000; Kaulina, 2001]. Щелочными эгирин-арфведсонитовыми гранитами образованы массивы Белых тундр (240 км²), Понойский (700 км²) и Западно-Кейвский (1300 км²). Их структурное положение определялось приуроченностью к зонам глубинных разломов субширотного и северо-восточного простирания. Возраст образования массивов Белые Тундры и Западные Кейвы установлен U-Pb методом по цирконам в 2674 ± 6 и 2674 ± 10 млн. лет соответственно, Понойского массива – 2666 ± 10 млн. лет [Митрофанов и др., 2000; Ветрин, Родионов, 2009]. Ниже рассматриваются особенности систематики некоторых изотопных систем гранитов на магматической стадии их формирования и в процессе метаморфического изменения неогархейских пород и минералов.

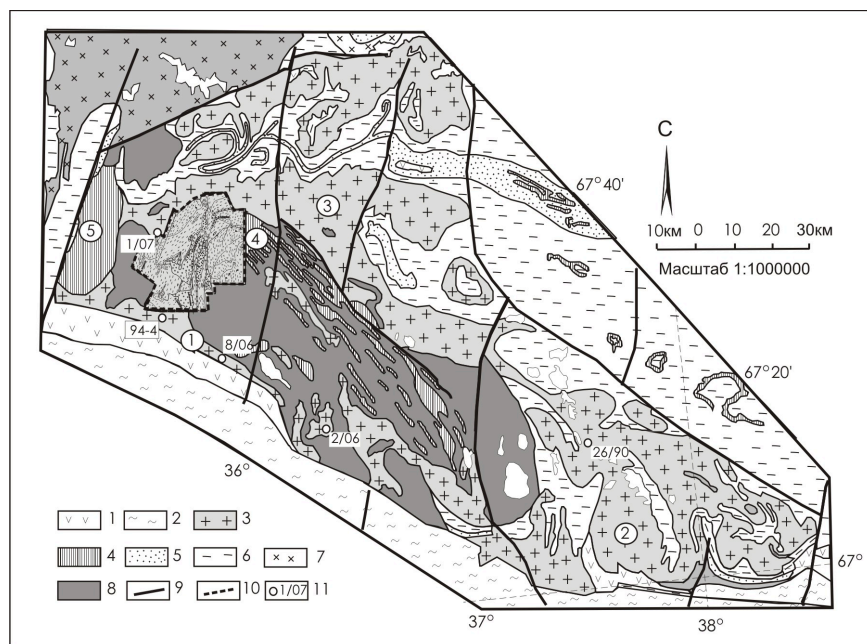


Рис. 1. Схема геологического строения западной части Кейвского сегмента [Геологическая карта..., 1996, с упрощениями и дополнениями].

1-2 – палеопротерозойские образования: 1 – перидотиты-пироксениты-габбронориты Фёдорово-Панского массива, 2 – эффузивно-осадочные породы структуры Имандра-Варзуга. 3-9 – породы неоархейского возраста: 3 – щелочные граниты (цифры в кружках – массивы: 1 – Белых тундр, 2 – Понойский, 3 – Западных Кейв), 4 – габбро, габброанортозиты (цифры в кружках – массивы): 4 – Щучье-Медвежьеозёрский, 5 – Цагинский), 5, 6 – породы верхнего и нижнего структурных ярусов Кейвской структуры: 5 – сланцы, метапесчаники, кварциты песчовотундровской серии, 6 – гнейсы лебяжинской серии, 7 – эндербиты, граниты, гранодиориты, монцодиориты, 8 – тоналиты, гранодиориты, граниты, 9 – проекции разломов, 10 – контуры детального участка (условные обозначения – см. рис. 2), 11 – места отбора геохронологических проб. На врезке тёмно-серым овалом обозначено положение Верхне-Понойского блока в тектонической структуре Кольского п-ова, I-IV – мегаблоки: I – Мурманский, II – Кольско-Норвежский, III – Кейвский, IV – Имандра-Варзутский палеорифт.

Fig. 1. Scheme of geological structure of the Keivy segment western part [Geological map..., 1996, simplified and added].

1-2 – Palaeoproterozoic formations: 1 – peridotites-pyroxenites-gabbro-norites of the Fedorovo-Pansky massif, 2 – effusive-sedimentary rocks of the Imandra-Varzuga structure. 3-9 – Neoarchaeal rocks: 3 – alkaline granites (figures in circles – massifs: 1 – Beliyе Tundras, 2 – Ponoyskiy, 3 – Zapadnykh Keivy), 4 – gabbro, gabbroanorthozites (figures in circles – massifs): 4 – Shchuch'ye-Medvezhiyeozerskiy, 5 – Tsaginskiy), 5, 6 – rocks of the upper and lower structural stages of the Keivy structure: 5 – schists, metasandstones, quartzites of the Pestsovaya Tundra series, 6 – gneisses of the Lebyazhinskaya series, 7 – enderbites, granites, granodiorites, monzodiorites, 8 – tonalites, granodiorites, granites, 9 – projections of faults, 10 – contours of a detail area (legend see for Fig. 2), 11 – geochronological sampling pits. Dark grey oval in the inset indicates the location of the Upper-Ponoys block in the tectonic structure of the Kola Peninsula, I-IV – megablocks: I – Murmansk, II – Kola-Norwegian, III – Keivy, IV – Imandra-Varzuga palaeorift.

U-Pb система. Неоархейские цирконы из щелочных гранитов образуют зональные кристаллы размером 1-3 мм или выполняют центральные части кристаллов, окружённые незональными оболочками толщиной до 0.1 мм (рис. 2). Время образования оболочек – 1802 ± 22 млн. лет (здесь и в далее – датировки по результатам изучения цирконов на SHRIMP-II) – соответствует процессам расщепления и метаморфизма пород, связанным с завершающими эпизодами свекофеннского тектономагматического цикла. Близкий возраст (1749-1955 млн. лет) имеют цирконы из зон изменения в зональных кристаллах магматического генезиса и цирконы метаморфического генезиса из краевых зон массива Западные Кейвы (1696-1753 млн. лет (рис. 3)). Изучение морфологических особенностей, состава и внутренней структуры метаморфогенных цирконов свидетельствует об участии в их формировании обогащённого ураном флюида, вызывавшего растворение неоархейских цирконов ($U=210$ ppm, $Th/U=0.50$) и переотложение материала с образованием метаморфогенных генераций этого минерала ($U=1015$ ppm, $Th/U=0.03$), имеющего повышенные концентрации обычного (^{206}Pb) и радиогенного ($^{206}Pb^*$) свинца (0.75 ppm и 341 ppm соответственно). По-видимому, осаждение из флюида «древнего» свинца приводило к образованию галенита, присутствующего в качестве акцессорного минерала, и установке «на ноль» U-Pb системы в новообразованных цирконах. Характерной особенностью состава метаморфогенных цирконов рассматриваемых щелочных гранитов является их обогащение лёгкими лантаноидами (La-Gd), часто на порядок и более превышающее концентрации

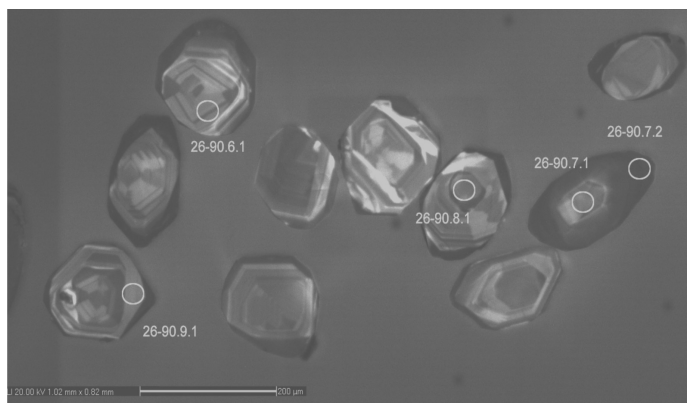


Рис. 2. Катодолуминесцентные снимки цирконов из гранитов Понойского массива.

Fig. 2. Cathodoluminescent shots of zircons from the Ponoys massif granites.

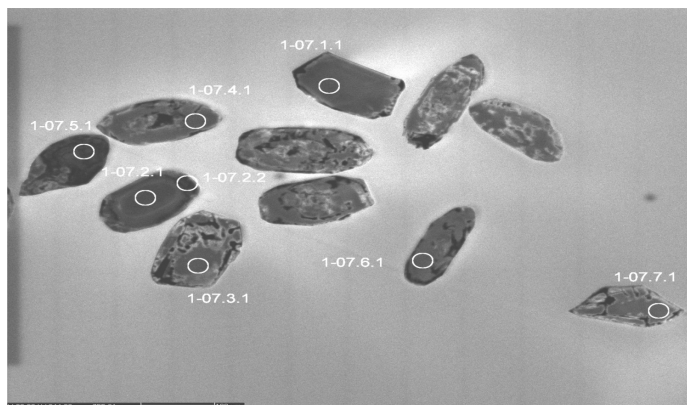


Рис. 3. Катодолуминесцентные снимки цирконов из гранитов краевой части Западно-Кейвского массива.

Fig. 3. Cathodoluminescent shots of zircons from granites of the western Keivy massif edge part.

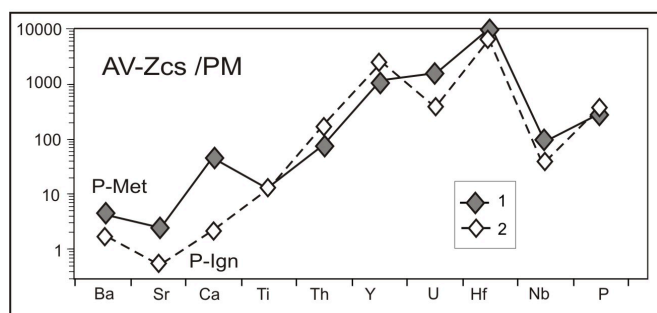
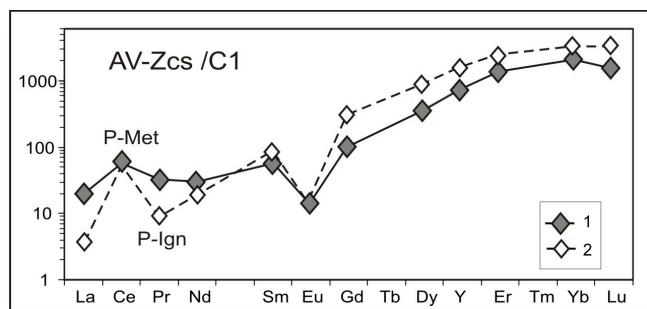


Рис. 4. Спайдерограммы нормированных к хондриту (вверху) и РМ концентраций редкоземельных и редких элементов в цирконах (P-Ign – магматические, P-Met – метаморфические) из гранитов Понойского массива [Балашов, Скублов, 2010].

Fig. 4. Spiderograms of the required for chondrite (top) and PM concentrations rare Earth and rare elements in zircons (P-Ign – magmatic, P-Met – metamorphic) from granites of the Pono massif [Balashov, Skublov, 2010].

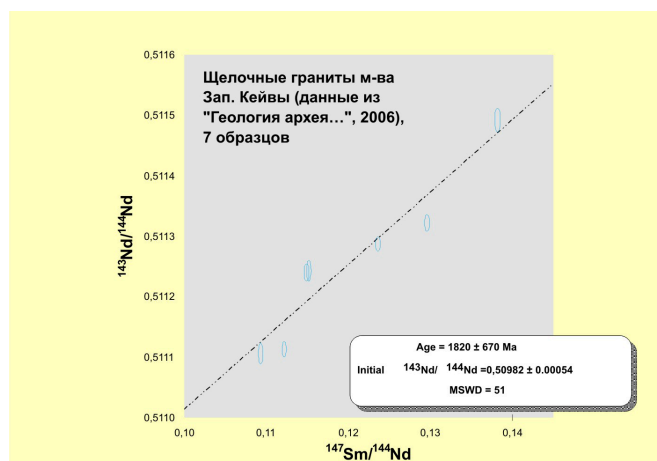


Рис. 5. Диаграмма с дискордией в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для щелочных гранитов Западно-Кейвского массива [«Геология архея...», 2008].

Fig. 5. Diagram with the discordance in coordinates $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ for the alkaline granites of the Western Keivy massif [“Geology of the Archaean...”, 2008].

терей части радиогенного аргона в процессе палеопротерозойского метаморфизма.

^4He - ^3He система. Щелочные граниты и амфиболы Понойского массива содержат повышенные концентрации радиогенного изотопа ^3He (до $775\cdot 10^{-12}$ см 3 /г), образованного в результате нейтронного облучения лития, количество которого составляет 56-75 ppm в породах и 850-1460 ppm в амфиболах. С целью изучения происхождения и стадийности захвата летучих компонентов рассмотрен акцессорный ильменит, содержащий менее 50 ppm лития. Флюидная фаза из ильменита выделялась методами дробления, плавления и динамического темпинга. Динами-

этих элементов в ассоциирующих с ними цирконах магматического генезиса [Балашов, Скублов, 2010] (рис. 4), что может свидетельствовать о приписке LREE метаморфогенными флюидами.

Sm-Nd система. Считается, что величина отношения Sm/Nd в коровых породах не изменяется в ряде геологических процессов – эрозии, осадконакопления, метаморфизме. Для рассматриваемых нами пород последнее справедливо лишь относительно слабо расщепленных ксенолитов основного состава в щелочных гранитах Понойского массива, Sm-Nd возраст которых, определённый по изохроне (WR, Pl, MPy, OPy), составляет 2730 ± 60 млн. лет (СКВО=1.5, $\epsilon\text{Nd}=2.0 \pm 0.7$). Щелочные граниты характеризуются значительным разбросом величин изотопных отношений и на диаграмме в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ аппроксимируются дискордией с $T=1804 \pm 750$ млн. лет, СКВО=51 (рис. 5). Более убедительные результаты получены по изохроне (WR, Bt, Hbl): $T=1767 \pm 96$ млн. лет, СКВО=0.1. Эти данные соответствуют возрастам метаморфогенных цирконов из щелочных гранитов и определяют изменение величины отношения Sm/Nd в процессе метаморфизма щелочных гранитов, обусловленное, как свидетельствуют результаты изучения метаморфогенных цирконов, приписом лёгких лантаноидов.

K-Ar система. Результаты изучения K-Ar системы в щелочных гранитах и выделенных из них амфиболах показывают, что все изученные образцы амфибола не только не содержат избыточного Ar, но и потеряли некоторое количество радиогенного аргона, образованного при распаде ^{40}K . Все породы и амфиболы имеют высокие и очень высокие значения отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (до 70000-100000), определяющие ограниченное участие воды атмосферного происхождения при процессах образования и преобразования пород. Для всех изученных пород и минералов установлены более низкие значения K-Ar возрастов (2.3-1.7 млрд. лет (рис. 6)) по отношению ко времени образования щелочных гранитов (2.67 млрд. лет), обусловленные поте-

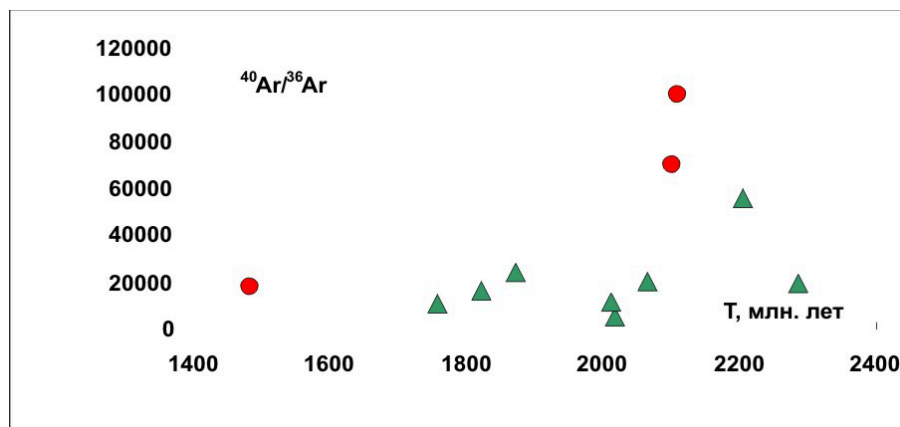


Рис. 6. Диаграмма в координатах T , млн. лет – $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ для гранитов (красные кружки) и амфиболов Понойского массива.

Fig. 6. Diagram in coordinates T , Ma – $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ for the granites (red circles) and amphiboles of the Ponoy massif.

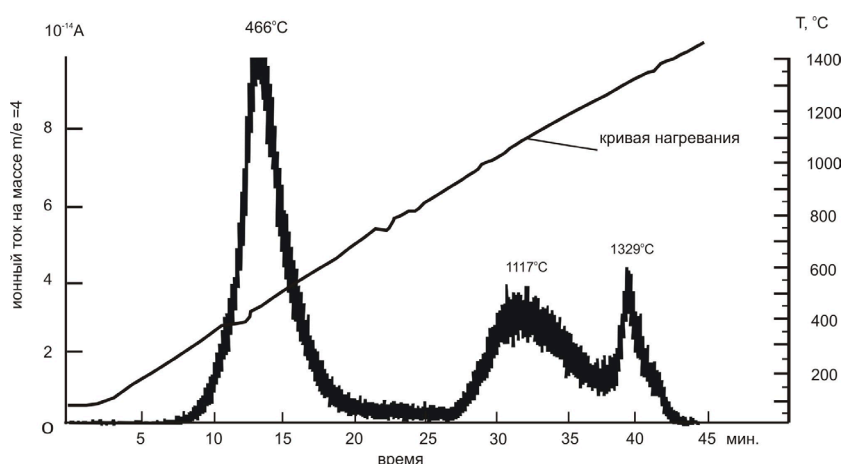


Рис. 7. Температурные кривые выделения гелия при нагревании образца ильменита из гранитов Понойского массива.

Fig. 7. Temperature curves of helium emanation, when an ilmenite sample from the Ponoy massif is heated.

ческий темперинг, проведённый с использованием специально сконструированной высоковакуумной печи при температурах от 340 до 1450 °C, выявил 3 пика потери гелия (рис. 7). Первый, полученный при температурах 350-650 °C, совпадает с площадкой на кривой нагревания, которая свидетельствует об полиморфном превращении ильменита. Выделенный гелий с отношением $^3\text{He}/^4\text{He} = (8-10) \cdot 10^{-8}$ имеет радиогенную природу и, вероятно, был образован *in situ*. Второй пик ($^3\text{He}/^4\text{He} = (15-30) \cdot 10^{-8}$) соответствует декрепитации метаморфогенных флюидных микровключений при температурах 900-1240 °C. Наиболее высокотемпературный пик (1300-1400 °C) с отношением $^3\text{He}/^4\text{He} = 111 \cdot 10^{-8}$ характеризует состав первично магматических включений с 3-10 % мантийного компонента.

Приведённые результаты демонстрируют изменение изотопных характеристик щелочных гранитов в процессе палеопротерозойского метаморфизма, обусловленное как привнесом U и LREE (U-Pb и Sm-Nd изотопные системы), так и изменением состава летучих компонентов при удалении части радиогенного аргона и смешивании мантийного и существенно корового метаморфогенного флюида (K-Ar и ^4He - ^3He системы).

Щелочные граниты и пегматиты. Среди жильных тел, пространственно связанных с массивами щелочных гранитов, выделяются внутригранитные пегматиты, силекситы эндо- и экзоконтактов и экзоконтактовые пегматиты. Экзоконтактовые пегматитовые тела и гидротермалиты подразделяются на следующие группы [Калита, 1974]: мусковитовые, амазонитовые, альбит-амазонитовые, микроклиновые и альбит-микроклиновые пегматиты, альбит-кварцевые жилы. Для всех выделенных пегматитов и гидротермалитов большинством исследователей предполагается их генетическая связь с массивами щелочных гранитов и образование в результате кристаллизации из остаточных щелочногранитных расплавов, обогащённых редкими элементами

и летучими компонентами [Бельков, 1958; Калита, 1974]. При этом к числу главных критериев, свидетельствующих о генетической связи пегматитов со щелочными гранитами, относятся близость жильных тел к контактам массивов щелочных гранитов и наличие однотипной акцессорной минерализации в гранитах и пегматитах. В то же время для амазонитовых пегматитов, преобладающих среди жильных пегматитовых тел в экзоконтактовых частях массивов, Rb-Sr, K-Ca, Pb-Pb и U-Pb методами определён возраст 1.67-1.7 млрд. лет [Костоянов, 1986; Пушкарёв, 1990; Баянова, 2004], что послужило поводом для связи их образования с процессами протерозойской активизации щелочных гранитов, служивших источником вещества для амазонитовых пегматитов. Этому положению противоречит древний возраст циркона из внутригранитного пегматита массива Белые тундры (2671 ± 11 млн. лет), близкий возрасту щелочных гранитов массива [Ветрин, Родионов, 2009]. Образование палеопротерозойских цирконов по цирконам неоархейского возраста установлено для ряда массивов щелочных гранитов и отвечает времени метаморфизма осадочно-вулканогенных пород палеорифтогенной структуры Имандра-Варзуга (1765 ± 41 млн. лет) [Балашов, 1995]. В этой связи можно полагать, что преобладающая часть изотопных систем эпигенетических пегматитов, пространственно и генетически связанных с массивами щелочных гранитов, как и в последних, были поставлены «на ноль» в результате их преобразования при воздействии процессов палеопротерозойского метаморфизма.

Грант РФФИ 10-05-00082.

Список литературы

1. Балашов Ю.А. Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзутской структуры // Петрология. 1995. Т. 4. № 1. С. 3-25.
2. Балашов Ю.А., Скублов С.Г. Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов в гранитоидах фанерозоя-хадея // Материалы научной сессии, посв. Дню российской науки. Апатиты, 8 февраля 2010 г. Под ред. Ю.Л. Войтеховского. Апатиты: К&М, 2010. С. 5-16.
3. Бельков И.В. Иттриевая минерализация амазонитовых пегматитов щелочных гранитоидов Кольского полуострова // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 1. М.-Л., 1958. С. 126-139
4. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, 2004. 174 с.
5. Ветрин В.Р., Родионов Н.В. Геология и геохронология неоархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский полуостров // Петрология. 2009. Т. 17. № 5. С. 578-600.
6. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита) масштаба 1: 500000 / Под ред. Ф.П. Митрофанова. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1996. 54 с.
7. Геология архея Балтийского щита / Под ред. В.П. Петрова. СПб: Наука, 2006. 329 с.
8. Калита А.П. Пегматиты и гидротермалиты щелочных гранитов Кольского полуострова. М.: Наука, 1974. 140 с.
9. Костоянов А.И. Сравнительное изучение K-Ca и Rb-Sr геохронометров. Эволюция системы кора-мантия. 1986. М.: Наука, С. 196-206.
10. Митрофанов Ф.П., Зозуля Д.Р., Баянова Т.Б., Левкович Н.В. Древнейший в мире анорогенный щелочногранитный магматизм в Кейвской структуре Балтийского щита // Докл. АН. 2000. Т. 374. № 2. С. 238-241.
11. Петров В.П. Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1999. 325 с.
12. Пушкарёв Ю. Д. Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. Л.: Наука, 1990. 216 с.
13. Kaulina T.V. Growth of 1.7 Ga metamorphic zircons in rocks of the Keivy supracrustal belt, central Kola Peninsula // Abstracts of a joint meeting of the EUROPROBE and SVEKALAPKO projects. St. Petersburg: VSEGEI, 2001. P.10.
14. Marker M., Kaulina T.V. New constraints for the evolution of the Keivy supracrustal belt, central Kola Peninsula, from recent U-Pb single zircon dating at NORDSIM // Abstracts of SVEKALAPKO project. 5th Workshop Lammi, Finland, 2-5.11.2000. P. 51.

The paper reports on Yu.V. Kazitsyn's article "Topological aspects of formation analysis" standing out of his well-known publications on the hydrathermal deposits metasomatism and the conjugate ore formation. In the paper Yu.V. gives a bright example of the heuristic analogy based on the similarity of Euler's major equation for convex polyhedra and the Gibbs' rule of phase equilibrium. The latter has been extrapolated by the author on hierarchically composed geological systems and is now the only relation between figures of the degree of freedom, components, phases, "serviyas" (a complex of facies gradually transforming one into another and forming a single geographical phenomenon), "nimiyas" (a complex of serviyas gradually transforming one into another and forming major geographical areas), facies, formations... within them. The experimental checking of Yu.V.'s equation requires a more relevant definition of the above categories of the formation analysis.

В публикации рассказано о статье Ю.В. Казицына «Топологические аспекты формационного анализа», выпадающей из ряда его широко известных работ о метасоматизме гидротермальных месторождений и сопряжённом рудообразовании. В ней Ю.В. дал яркий пример эвристической аналогии, основанной на сходстве фундаментального уравнения Эйлера для выпуклых многогранников и правила фаз Гиббса. Последнее экстраполировано им на иерархически устроенные геологические системы и сегодня является единственным соотношением между числами степеней свободы, компонентов, фаз, сервий, нимий, фаций, формаций... в них. Опытная проверка уравнения Ю.В. требует более корректного определения названных категорий формационного анализа.



Рис. 1. Казицын Юрий Владимирович (1928-1976) – д.г.-м.н., член Совета ВМО, заместитель председателя Секции по метасоматизму Совета по рудообразованию АН СССР, основатель и заведующий Лабораторией кристаллохимии минералов ВСЕГЕИ. Автор более 100 работ по метасоматизму (в особенности – околорудному) гидротермальных месторождений, 5 монографий, в том числе «Околорудные метасоматиты Забайкалья» и «Околорудные метасоматиты гидротермальных месторождений: введение в учение об околорудном метасоматизме». Инициатор и председатель оргкомитета I-IV Всесоюзных конференций по метасоматизму (Ленинград, 1963-1976). Участник Международных геологических конгрессов в ЧССР и Канаде. Работал в КНР, Непале. Автор оригинального курса лекций об околорудном метасоматизме, прочитанного в ЛГИ (1968-1974). Умер в полевом маршруте... [По материалам: Потери науки. Юрий Владимирович Казицын // Зап. ВМО. 1976. № 6. С. 725.]

Fig. 1. Kazitsyn Yuri Vladimirovich (1928-1976) – Dr. Sci. (Geol.-mineral.), member of the All-Soviet Mineralogical Society Board, Deputy Chairman of the Section for Metasomatism of Board for Ore Formations of the USSR Academy of Sciences, founder and Head of the VSEGEI Laboratory for Crystallography of Minerals. The author of more than 100 works on metasomatism (the periere one in particular) of hedrathermal deposits, 5 monographs, including "Periore metasomatites of the Transbaikalia" and "Periore metasomatites of hydrathermal deposits: introduction to the study of the periere metasomatism". Initiated and ran the Organizing Committee of I-IV All-Soviet Conferences on metasomatism (Leningrad, 1963-1976). Participant of International Geological Congresses on ChSSR and Canada. Worked in the Chinese People's Republic, Nepal. Author of the original lecture course on the periere metasomatism delivered in the Leningrad Mining Institute (1968-1974). Diseased on a field route... [According to: Losses of science. Yuri Vladimirovich Kazitsyn // Proc. All-Soviet Mineral. Soc. 1976. № 6. P. 725.]

Топологические аспекты формационного анализа

Парагенетический подход к рассмотрению геологических образований и представления о ступенях (уровнях) организации вещества (Драгунов, 1965) позволяет обнаружить аналогии в проблеме формационного анализа и задаче систематизации разнородных множеств. В качестве математического аппарата формационного анализа представляется возможным использовать приемы топологии, уже нашедшие себе применение в физической химии (Куриаков, 1940) и частично в теоретической петрологии (Коржинский, 1953).

Условимся называть элементы геологических множеств различных ступеней организации соответственно: примы, секунды, терции, кварты, пенты, тексы и т. д., принятыми в новой геометрии (Федоров, 1907).

Простейшие закономерные сочетания этих элементов, состоящие из n прим в $n-1$ уровнях организации, в соответствии с принятой в топологии терминологией, будем называть симплексами.

Число элементов геологических множеств разных уровней организации, участвующих в образовании симплекса, определяется биномиальными коэффициентами формулы Ньютона или количеством сочетаний из n элементов по m .

$$S_n^m = \frac{1 \cdot 2 \dots n}{1 \cdot 2 \dots m \times 1 \cdot 2 \dots (n-m)}$$

Соотношение между числом элементов различных уровней организации, образующих $n-1$ мерный симплекс S_n , определяется формулой Пуанкаре:

$$a_0 - a_1 + a_2 - \dots + (-1)^{n-2} a_{n-2} = \text{const},$$

32

Схема сопоставления минерало-геологических и гео-

Уровень организации	Минерало-геологическая номенклатура	Индекс	Геологические формы проявления и значения независимых переменных	Уравнение зависимости
0	—	—	Изолированные атомы	—
1	—	—	Простые молекулы	—
2	—	—	Плоские кристаллы	—
3	Компоненты Фазы Термодинамические условия	К Ф П	Атомы Минералы $T, P, \mu_1, \mu_2, \dots, \mu_n$	$n = K + 2 - \Phi$ (правило Гиббса)
4	Фазы Термодинамические условия	Ф Ф N	Минералы Породы $T, P, \psi_1, \dots, \psi_n$	$N = \Phi - 10 + \varphi$
5	Фации Сервии Фациальные условия	Ф S H	Породы Локальные геологические тела Скорость образования, объем тел	$H = \varphi - \Phi + K - S + 2$
6	Сервии Нимии Геолого-фациальные условия	S v H	Локальные геологические тела Региональные геологические образования Скорость образования, объем тел	$H = f(v, S)$
7	Нимии Формации	v θ F	Региональные геологические образования Глобальные образования	$F = f(v, \theta)$

ния. Размерность пространства и времени возрастает на три порядка, количество элементов предыдущего ранга — на 15, а число нимий — 7 в симплексе.

Седьмой, последний уровень организации характеризуется глобальным распространением; он знаменует переход нимии — формации, размерность для него во времени — геологические эпохи, в качестве определяющих независимых переменных выступают космогонические факторы. Количество элементов наивысшего наименования в симплексе достигает 8.

34

где для четных значений $n-1$ величина const равна 0, а для нечетных — 2. Эта формула имеет универсальное применение: в кристаллографии (соотношение Эйлера), в теории графов и т. д. Простейшее сочетание элементов геологических множеств на уровне терции и кварта описывается правилом фаз Гиббса, тождественным по математической форме соотношению Эйлера.

Количество простейших элементов геологических множеств (прим) определяется числом химических компонентов, участвующих в породообразовании, и находится в пределах первых двух десятков. Количество независимых переменных, определяющих совместное существование парагенетических ассоциаций, соответственно превышает эту величину на число внешних факторов, характеризующих среду с точки зрения термодинамических условий, размерности пространства, времени процесса, его скорости и т. д. Последовательное увеличение этих независимых переменных приводит к качественным скачкам в закономерностях строения симплексов, что и обуславливает все разнообразие геологической действительности. Эти скачки усложнения и представляют собой уровни организации в минерало-геологическом понимании, отвечающие существованию отдельных атомов, молекул, минералов, пород, фаций, комплекса фаций и формаций. В геологии уже предпринималась попытка систематизации объектов различного уровня организации (Наливкин, 1956), и выделение фаций, сервий и нимий в составе формаций представляется оправданным.

Сопоставление минерало-геологических и геометрических множеств различных уровней организации (табл. 1) позволяет выявить ряд закономерностей. Первые три уровня организации (0, 1, 2) относятся к сфере интересов кристаллохимии (10^{-8} — 10^{-5} см) и в минералогии и геологии не рассматриваются. Третий уровень организации представляет хорошо известное соотношение компонентов и фаз. В качестве независимых переменных (степеней свободы) здесь выступают $T, P, \mu_1, \dots, \mu_n$ (температура, давление и химические потенциалы компонентов). Симплекс имеет тетраэдрическое строение, геометрические элементы симплекса соответствуют различным формам сочетания его составляющих.

Четвертый уровень организации отвечает переходу фазы — фации. Переход от тетраэдрического к пентагональному симплексу связан с увеличением на единицу числа независимых переменных. В качестве таковых здесь наряду с температурой и давлением и химическими потенциалами выступают концентрации отдельных фаз. Формула Пуанкаре показывает, что число линейных парагенезисов и число двухмерных ассоциаций здесь соответственно составляет 10, а число трехмерных (фаций) — 5.

Пятый уровень организации связан с появлением в симплексе еще одной независимой переменной, причем стандартные обязательные факторы T и P при этом переходе (фации — сервии) заменяются (дополняются?) аналогичными, но более общими факторами: скоростью формирования и объемом геологических тел. Пространство в этом случае имеет размерность 10^8 см, время — 10^8 сек. Симплекс характеризуется наличием 15 трехмерных сочетаний и 6 четырехмерных, отвечающих сервиям.

Шестой уровень организации (переход сервии — нимии) не является бесспорным в применении к геологической действительности. В качестве дополнительных степеней свободы здесь выступают также геолого-фациальные и тектонические условия. Геологические формы проявления — регионально распространенные геологические образования

3. Зам. № 379

33

Таблица 1

метрических множеств различных уровней организации					
Геометрическая номенклатура	Формы геометрического проявления	Строение симплекса	Формула Пуанкаре	Содержание симплекса	Число известных элементов
Примы	Точки	Точка	—	1	1
Секунды	Линии	Линия	$a_0=2$	(2, 1)	2
Терции	Поверхность	Поверхность Треугольник	$a_0=a_1$	3, 3, 1	3
Терции Кварты	Точки Линии Объемы	Тетраэдр	$a_0-a_1+a_2=2$	4, 6, 4, 1	4
Секунды Терции	Линии Объемы 4-мерное пространство	Пентагон	$a_0-a_1+a_2-a_3=0$	5, 10, 10, 5, 1	5
Терции Кварты	Объемы 5-мерное пространство	Гексагон	$a_0-a_1+a_2-a_3+a_4=2$	6, 15, 20, 15, 6, 1	6
Кварты Пенты	6-мерное пространство	Гептагон	$a_0-a_1+a_2-a_3+a_4-a_5=0$	7, 21, 35, 35, 21, 7, 1	7
Пенты Гексы	7-мерное пространство	Октагон	$a_0-a_1+a_2-a_3+a_4-a_5+a_6=2$	8, 28, 56, 70, 56, 28, 8, 1	8

Рассмотренные уровни организации вещества охватывают диапазон от микромира до глобальных масштабов. Причем для современной геологии имеют значение третий — седьмой уровни, в то время как последние — в сфере интересов астрогеологии и астрономии.

Рис. 2. Всего четыре страницы.

Fig. 2. Only four pages.

Есть личности, встреча с которыми запоминается и питает тебя долгие годы высказанными и невысказанными смыслами. А есть личности, встреча с которыми не состоялась, и об этом ты жалеешь столь же сильно. Для меня таковыми являются А.Б. Вистелиус, Ю.А. Косыгин, Ю.В. Казыцын... Последний известен как специалист по метасоматизму гидротермальных месторождений. В 1977 г., поступив на ГРФ ЛГИ, я много слышал о его курсе лекций, незадолго до того прочитанном в Горном институте, и который мне уже не дано было прослушать. А много позднее, уже на Кольском п-ове, случайно обнаружил среди работ Ю.В. статью [Топологические аспекты формационного анализа // Геологические формации. Материалы к совещанию. Ленинград, 21-24 мая 1968 г. Л.: ВСЕГЕИ, 1968. С. 32-35] в четыре странички (рис. 1, 2), которая в моём представлении обозначила Ю.В. как одного из самых оригинальных и смелых мыслителей в отечественной геологии.

Суть статьи в первом приближении понятна. Ю.В. обратил внимание на совпадение двух фундаментальных уравнений: формулы Эйлера $V - P + G = 2$ для выпуклых полиэдров (V – число вершин, P – число рёбер, G – число граней) и правила фаз Гиббса $f - n + k = 2$ для равновесных систем (f – число степеней свободы, n – число компонентов, k – число фаз). Далее Ю.В. заметил, что формула Эйлера обобщается на многомерные полиэдры (политопы) в виде формулы Пуанкаре $\sum (-1)^i A_i = 1$ (A_i – число i -мерных граней n -мерного политопы, $i = 0, 1 \dots n$) или в эквивалентной форме, приводимой Ю.В., $C_n^0 - C_n^1 + C_n^2 - \dots + (-1)^n C_n^n = 0$, и эвристично обобщил правило фаз Гиббса на геологические системы, иерархически организованные из компонентов, фаз, фаций, серий, нимий, формаций... Здесь сфера деятельности геологии заканчивается, но уравнение Ю.В. открыто для добавления новых – космического масштаба – членов и превращается в универсальное уравнение состояния как угодно сложной системы. Грандиозно! Но более внимательное прочтение текста обнаруживает ряд тонких мест, обсуждение которых вскрывает «подводную часть айсберга».

1. Легко видеть, что в уравнение Эйлера входят однородные величины: V – 0-мерные грани, P – 1-мерные грани, G – 2-мерные грани. В правиле фаз Гиббса к однородным величинам можно отнести n – число компонентов и k – число фаз, в силу их определений: **компонент** (независимое составляющее вещество) – составляющее систему вещество, концентрация которого может быть выбрана произвольно без изменения числа фаз (NB: составляющее вещество – это вещество, которое может быть выделено из системы и существовать вне её); **фаза** – совокупность всех гомогенных частей системы, одинаковых во всех точках по составу, химическим и физическим свойствам и отграниченных от других частей поверхностью раздела. Иначе говоря, компоненты и фазы обладают пространственной протяжённостью, что роднит их между собой и с величинами уравнения Эйлера. В то же время, f – число степеней свободы, подразумевает изменение параметров равновесной системы, не имеющих протяжения, например, температуры и / или давления. Таким образом, аналогия однородного уравнения Эйлера и неоднородного соотношения Гиббса настораживает.

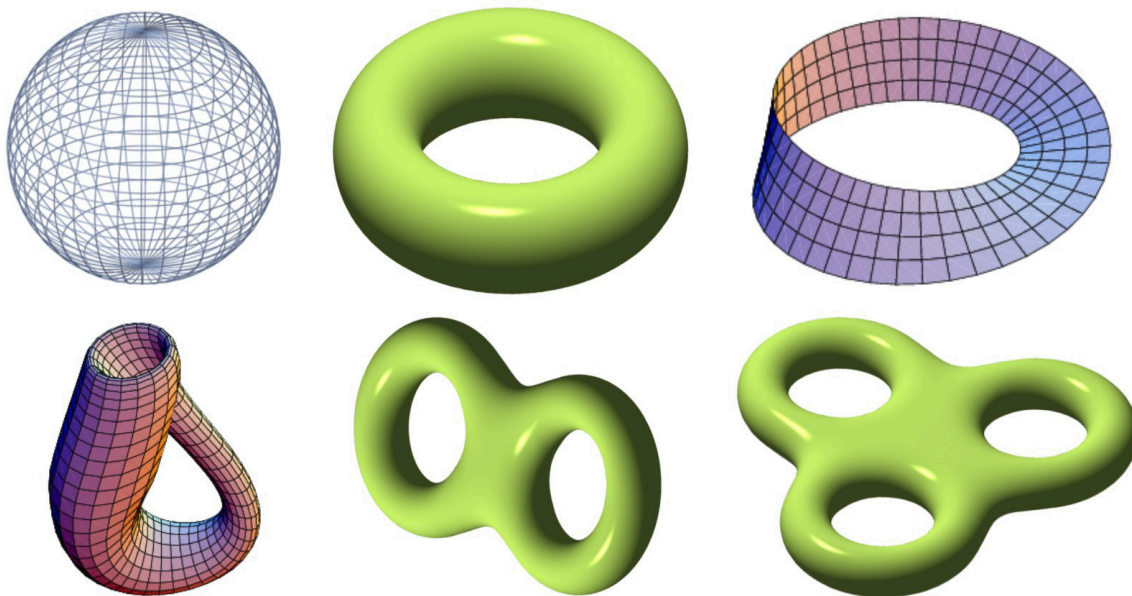


Рис. 3. Поверхности с эйлеровыми характеристиками 2, 0, -2, -4 (пояснения в тексте).

Fig. 3. Surfaces with Euler's characteristics 2, 0, -2, -4 (explanations in the text).

2. Второе обстоятельство, обращающее на себя внимание – что с чем сопоставляется в уравнениях Эйлера и Гиббса? Ясно, что P соответствует n , ведь только они входят в уравнения со знаком минус. Но чему соответствует B : f или k ? (Соответственно, чему соответствует Γ : k или f ?) На самом деле, это простой вопрос. Формально можно принять любой из двух вариантов, поскольку дуальным переходом (от куба к октаэдру и наоборот, от додекаэдра к икосаэдру и наоборот...) всегда можно перейти к полиэдру, у которого числа вершин B и граней Γ меняются местами.

3. В правой части обоих уравнений стоит привычная, ускользающая от анализа двойка. Между тем, в солидных учебниках физической химии отмечается, что она подразумевает основные внешние факторы, управляющие равновесием в системе – температуру и давление. При наличии дополнительного переменного фактора равновесия, например, электрического потенциала, правило фаз принимает вид $f - n + k = 3$. Наоборот, при $P = \text{const}$ или $T = \text{const}$ имеем $f - n + k = 1$, а при $P = \text{const}$ и $T = \text{const}$ получаем $f - n + k = 0$. Соотношение Эйлера отзывается на эту вариабельность удивительной аналогией. А именно, его правая часть закономерно меняется для графов, нарисованных на поверхностях разного рода: сфере (2); торе, поверхности Мёбиуса, бутылке Клейна (0); «кренделе» с двумя дырками (-2); «прянике» с тремя дырками (-4). Эти константы столь важны, что получили название эйлеровых характеристик поверхностей. Иначе говоря, анализ систем с $P = \text{const}$ и $T = \text{const}$ параллелизуется с рассмотрением комбинаторики графов на торе. Любопытная аналогия!

4. Говоря о соотношениях Эйлера и Пуанкаре, Ю.В. постоянно говорит о симплексах, а не о полиэдрах и политопах общего вида. Например: «Число элементов геологических множеств разных уровней организации, участвующих в образовании симплекса, определяется биномиальными коэффициентами формулы Ньютона или количеством сочетаний из n элементов по m » (с. 32). И далее: «Соотношение между числом элементов различных уровней организации, образующих $(n-1)$ -мерный симплекс S_n , определяется формулой Пуанкаре» (Ibid., см. выше). Здесь заключена какая-то загадка. На самом деле формулу Пуанкаре можно рассматривать как комбинаторное тождество, связывающее числа i -членных подмножеств n -членного множества ($i = 0, 1 \dots n$). Как таковое, оно получается из формулы бинома Ньютона $(a+b)^n = \sum C_n^m a^{n-m} b^m$ ($m = 0, 1 \dots n$). При подстановке $a = 1, b = -1$ получаем $C_n^0 - C_n^1 + C_n^2 - \dots + (-1)^n C_n^n = 0$. Легко проверить, что это соотношение выполняется даже для заведомо непланарного (т.е. не изображаемого на плоскости без самопересечений) графа, уже поэтому не расправляемого в полиэдр (рис. 4): $1 - 5 + 10 - 10 + 5 - 1 = 0$. Здесь последовательно: 1 – число пустых подмножеств 5-элементного множества (по определению, $C_n^0 = 1$ для любого n), 5 – число 1-элементных подмножеств (вершин графа), 10 – число 2-элементных подмножеств (рёбер графа), 10 – число 3-элементных подмножеств (треугольников, образованных рёбрами графа), 5 – число 4-элементных подмножеств (четырёхугольников, образованных

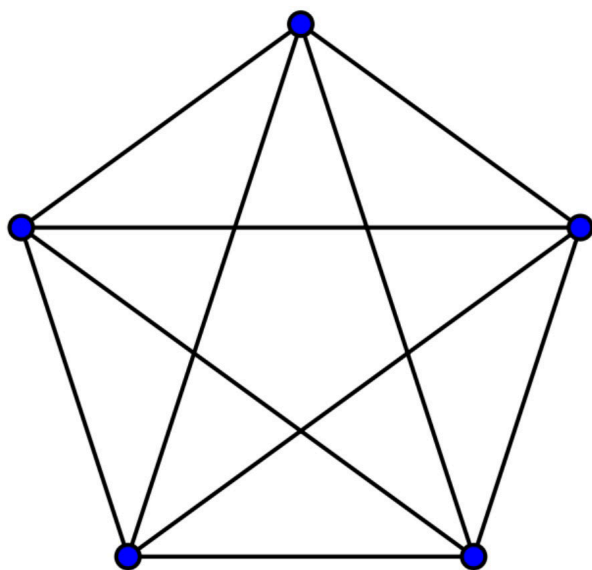


Рис. 4. Заведомо не планарный и потому не полиэдрический граф.

Fig. 4. An a priori non-planar and therefore a non-polyhedral graph.

рёбрами графа), 1 – само 5-элементное множество (вершин графа). Очевидно, в силу общности соотношение выполняется и для чисел i -членных подмножеств n -членного точечного множества ($i = 0, 1 \dots n$), выпуклая оболочка которого есть полиэдр. Но в указанном комбинаторном контексте соотношение Пуанкаре имеет лишь теоретико-множественную подоплёку, по-видимому, далёкую от того смысла, который вкладывал в него Ю.В.

5. Замечательным образом соотношение Пуанкаре выполняется, если учитывать в нём не все i -членные подмножества n -членного точечного множества ($i = 0, 1 \dots n$), выпуклая оболочка которого образует политоп, а лишь те, которые образуют его i -мерные грани. В частности, для полиэдров оно сводится к формуле Эйлера. Легко проверить его для любого полиэдра: куба, октаэдра, додекаэдра, икосаэдра... Но Ю.В. не использует этой возможности, везде упоминая только симплексы – «простейшие <...> сочетания <...> элементов из n прим (в терминологии Е.С. Фёдорова, 1907 – Прим. автора) в $n-1$ уровнях организа-

ции» (с. 32), говоря сегодняшним языком – простейшие n -эдры (или n -вершинники, что одно и то же в силу дуальности: куб и октаэдр, додекаэдр и икосаэдр..., но тетраэдр дуален сам себе!) в $(n-1)$ -мерном пространстве. Таким образом, сужение обширного поля действия уравнения Пуанкаре до комбинаторики симплексов у Ю.В. явно не случайно. Он унаследовал эту традицию от акад. Н.С. Курнакова и акад. Д.С. Коржинского, успешно применивших диаграммы состояния «в тетраэдрах» для анализа 4-компонентных систем в физической химии и петрологии соответственно. Скорее всего, отсюда следует и термодинамическая подоплёка уравнения Ю.В. для иерархических геологических систем.

6. Встаёт вопрос о проверке уравнения Ю.В., будь то в его теоретико-множественной или термодинамической подоплёке. Заметим, что оно не выведено теоретически из каких-либо начал, что сделало бы его эмпирическую проверку неуместной (как неуместна проверка формулы Эйлера перебором всех полиэдров). Но тогда возможна ли его опытная проверка на геологических системах? Анализ определений для геологических категорий, охватываемых уравнением, показывает следующее. **Фация** – горная порода, на всём протяжении обладающая одинаковым составом и заключающая в себе одинаковые фауну и флору [Наливкин Д.В. Учение о фациях. Т. 1. 1955. С. 6]. **Сервия** – комплекс фаций, постепенно переходящих друг в друга и образующих единое географическое явление <...> В ископаемом виде представляет свиту пластов, реже один слой, изменяющий состав по простиранию. От фации отличается неоднородностью литологического состава, фауны и флоры [Ibid., с. 13]. **Нимия** – комплекс сервий, постепенно переходящих друг в друга и образующих крупные географические области <...> В ископаемом виде представляет толщу или свиту слоёв более или менее значительной мощности. Обособление сервий от нимий в ископаемом состоянии иногда несколько затруднительно [Ibid., с. 13]. **Формация** – комплекс нимий, крупнейшая составная часть земной поверхности. Обычно выделяют три формации: континентальную лагунную и морскую [Ibid., с. 14].

Например, **формация море** содержит нимии: открытый шельф, обособленный шельф, лагунная область, материковое море, внутреннее море, архипелаг, рифовая область, батимальная область. В свою очередь, **нимия открытый шельф** содержит сервии: равнинный берег, гористый берег, подводная долина, открытый пролив, подводная возвышенность, остров, область ледниково-морских и ледово-морских отложений, область эолово-морских отложений, область псевдоабиссальных отложений. **Нимия обособленный шельф** включает сервии: бухта, губа, ватт, мангровая заросль, иловая впадина, застойный бассейн. **Нимия лагунная область** содержит сервии: лагуна, лиман, береговой такыр, самосадочная лагуна, коса, береговое озеро, торфяная лагуна, береговое болото, сапропелевая лагуна... Строги ли и однозначно ли понимаются всеми геологами определения фации, сервии, нимии, формации? Нет. Есть ли уверенность, что в существующей систематике предусмотрены все таксоны? Отнюдь. Таким образом, нет и оснований считать, что уравнение Ю.В. Казицына сегодня можно проверить эмпирически, детально проанализировав какие-либо иерархические геологические системы. Лишний раз становится очевидным – без строгих определений геологических категорий невозможен качественный скачок в понимании геологических систем, а всякий «анализ» (в том числе формационный) останется всего-навсего описательной процедурой без прогнозной силы, присущей (математическим, физическим, химическим...) уравнениям.

Выводы

- Феноменологическое уравнение Ю.В. Казицына – первое, утверждающее нечто нетривиальное об организации иерархических геологических систем.
- Если в эвристическом уравнении Ю.В. Казицына видеть лишь теоретико-множественную (комбинаторную) подоплёку, то оно провозглашает актуальность всех возможных подсистем в системе и неявно выражает натурфилософский принцип «всё взаимодействует со всем».
- Если в уравнении Ю.В. Казицына акцентировать внимание на топологии симплексов, то оно сразу обращает нас к термодинамической подоплёке физико-химического анализа и ставит проблему выделения внешних факторов равновесия геологических систем.
- Эмпирическая проверка уравнения Ю.В. Казицына сегодня вряд ли возможна из-за отсутствия корректных критериев разделения подсистем: фаций, сервий, нимий, формаций...

**ЭЛЕМЕНТЫ САМООРГАНИЗАЦИИ В СТРУКТУРАХ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ
(о корректности палеомагнитных реконструкций в тектонических моделях)**

П.М. Горяинов, Г.Ю. Иванюк

**ELEMENTS OF SELF-ORGANIZATION IN STRUCTURES OF THE EARTH MAGNETIC FIELD
(on the reliability of palaeomagnetic reconstruction in the tectonic models)**

P.M. Goryainov, G.Yu. Ivanyuk

The palaeomagnetic method, which first seems to stand out with its clear physical sense and reproducible experimental basis, is one of constantly developing techniques of quantitative-coordinate analysis of the Palaeotectonic processes. It is interesting that a large number of researches devoted to the physics of the Earth usually concern evolution of the magnetic pole positions while geotectonic investigations mainly address drift of blocks. The published results of palaeomagnetic studies clearly demonstrate that the evaluations of the palaeomagnetic pole positions not only for continents and subcontinents, but also for rather smaller contiguous blocks never coincide. Such lack of coincidence must be cleared away using geometric turn of geological blocks that are supposed to get in line with changes in their geographic coordinates. It is clear that the concept of palaeomagnetism could not but strongly ideologize the theory of lithospheric plates.

Quite a spectacular example of palaeomagnetic reconstructions is given by Scandinavian researchers who defined directions of magnetization for igneous rocks and granulites of different age occurred in the northern part of the European Geotraverse, Finnmarken, and Finnish Lapland [Pesonen et al., 1989]. All the measurements were geochronologically tied-in. This has allowed plotting a graph for migration of an averaged continental block (or alternatively a pole). The migration graph in this, as well as in many other studies like this, allowed for averaging of inclination values for the rocks with the same age in the whole Fennoscandian territory with this averaging procedure to follow quite an ambiguous correction supposed to take into account kinematics of each geological blocks allocated.

It will change if a comparative path analysis is implemented in way that the field of vision could subsequently enclose pairs of blocks that belong to different levels of scale, i.e. subcontinental (with a size of 1.0–1.5 ths.km.), regional (200–300 km), and local (50–100 km). The paths of hypothetic spatial displacement of a pair of blocks relative to each other in all cases either converge to a temporal point or strictly belong to the opposite phase as it were highlighting the conformance of the paths. It is striking, but graphs for these do not essentially change when passing from a subcontinental through regional to a local level. As for the paths themselves that resemble outlines of a strange attractor in the phase dynamic space, these are similar (or self-similar) both for a period of 2.5 Ga and 15 Ma. Stated differently, these are fractal.

During an experiment of Dubois, a wide diversity of chaotic regimes was recorded with a magnetic ball in the solenoid. In this case, we are interested in a fact that at moderate values of friction chaotic fluctuations of magnet velocity were observed with a strange attractor which has a sliced fractal structure with a large number of folds.

This experiment clearly demonstrates a statistic independence of deterministically chaotic structures from the time scale, i.e. magnetic pendulum fluctuation graphs within a minute, an hour, or a day are almost the same. There are no reasons to doubt that the time structure of the Earth's magnetic field has the same property.

All these data combined imply that the blocks tied in to the pattern of the magnetic pole fractal path are most likely not related to the tectonic kinematics of actual geological blocks. It is obvious that, under the fractal dynamic conditions, a quantitative contribution of different forces and factors, e.g. in this case, dipole and non-dipole components, defies analytical estimation or carving out. Correspondingly, varying orientation of remanence vectors in time cannot serve as a reasonable basis for quantitative-coordinate kinematic reconstructions.

Палеомагнитный метод, который, на первый взгляд, отличается ясным физическим смыслом и воспроизводимой экспериментальной базой, является одним из постоянно совершенствующихся приёмов количественно-координатного анализа палеотектонических процессов. Интересно, что в работах по физике Земли чаще рассматривают эволюцию положения магнитных полюсов, а в работах по геотектонике – дрейф блоков. Опубликованные результаты палеомагнитных исследований наглядно демонстрируют, что оценки положения палеополюсов не только для континентов и субконтинентов, но даже для сравнительно небольших смежных блоков не совпадают никогда. Такие несовпадения приходится устранять при помощи геометрических разворотов геоблоков, что якобы отвечает изменению их географических координат. Понятно, что концепция палеомагнетизма не могла не стать важной частью идеологической базы теории литосферных плит.

В качестве яркого примера палеомагнитных реконструкций можно привести работу скандинавских авторов, определивших направления намагниченности разновозрастных

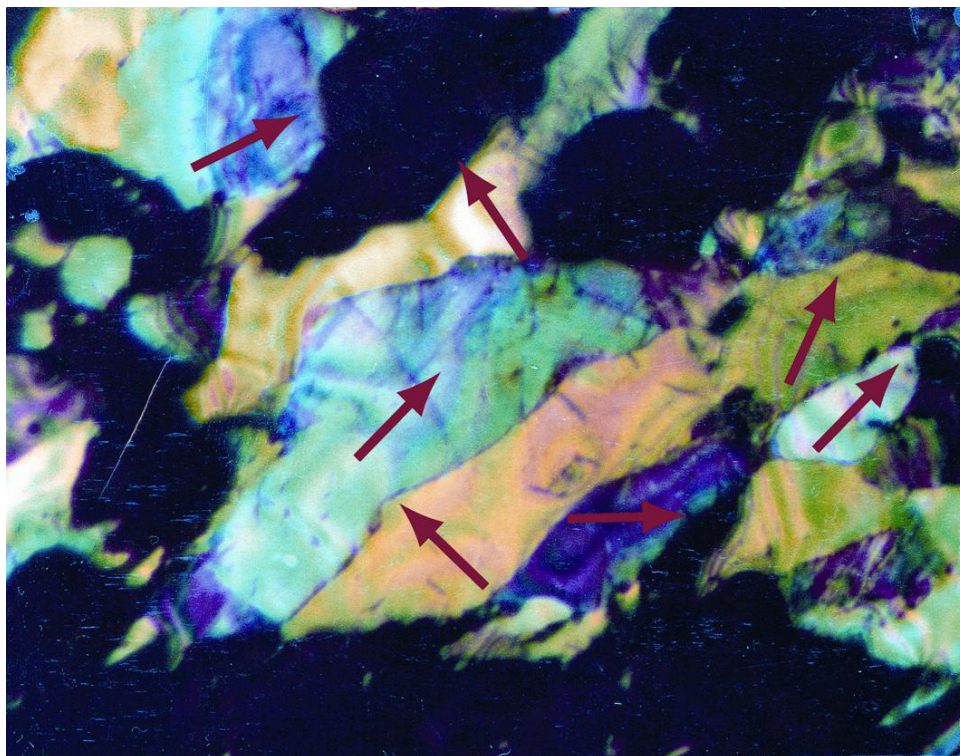
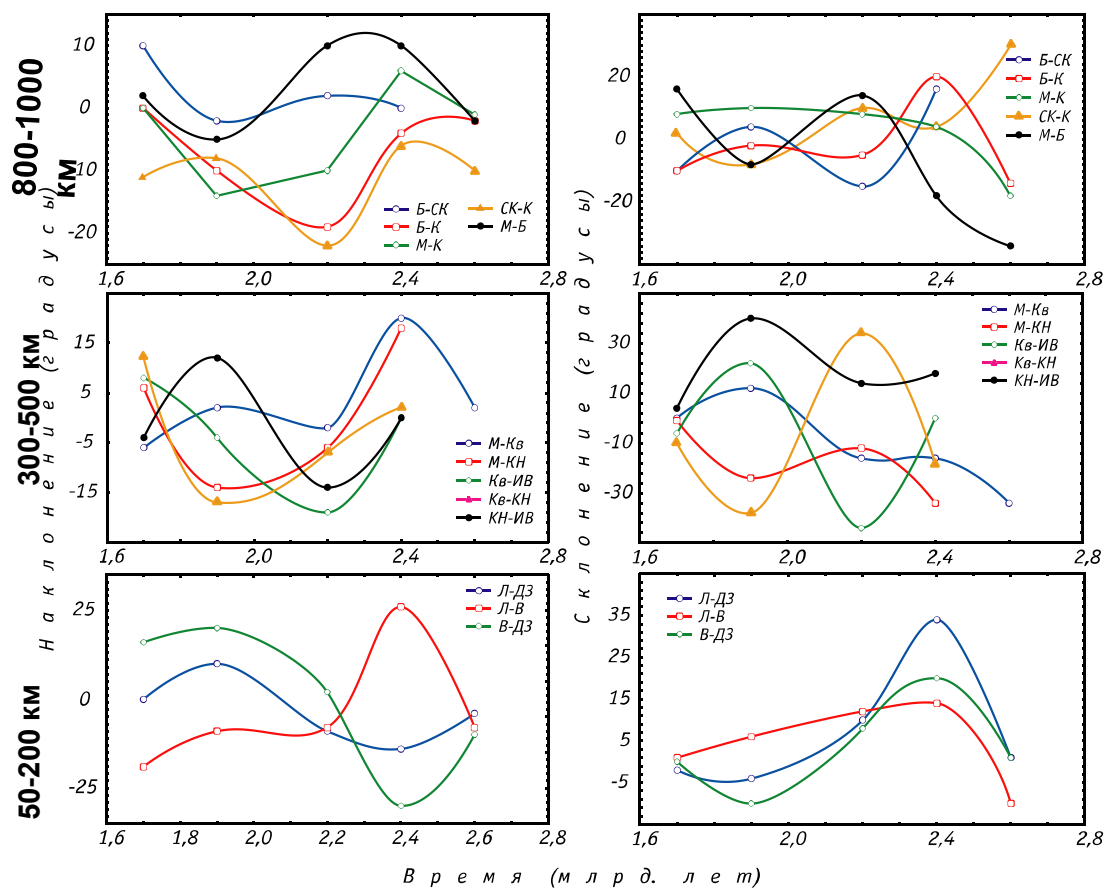
магматических пород и гранулитов в северной части Европейского геотраверса, Финмаркене и Финской Лапландии [Pesonen et al., 1989]. Все измерения были геохронологически привязаны, что позволило построить график миграции усреднённого континентального блока (или полюса – в альтернативном варианте). Построение графика миграции в данной, как и в большинстве подобных работ, предусматривало усреднение значений склонений-наклонений для одновозрастных пород всей территории Фенноскандии, причём этой процедуре усреднения предшествовала весьма неоднозначная «поправка», якобы учитывающая кинематику каждого из выделенных геоблоков.

Всё меняется, если провести сравнительный анализ «траекторий» таким образом, чтобы в поле зрения последовательно оказывались пары блоков, принадлежащие к разным масштабным уровням: субконтинентальному (размер блоков 1.0–1.5 тыс. км), региональному (200–300 км) и локальному (50–100 км). «Траектории» гипотетических пространственных перемещений пары блоков относительно друг друга во всех случаях или сходятся в одной временной точке, или находятся строго в противофазе, как бы подчёркивая согласованность «траекторий». Поразительно, но их графики принципиально не меняются при переходе от субконтинентального к региональному и далее к локальному уровням. Что касается самих «траекторий», напоминающих очертания странного аттрактора в фазовом динамическом пространстве, то они идентичны (самоподобны) как для времени 2,5 млрд. лет, так и для времени 15 млн. лет. Иначе говоря, они фрактальны.

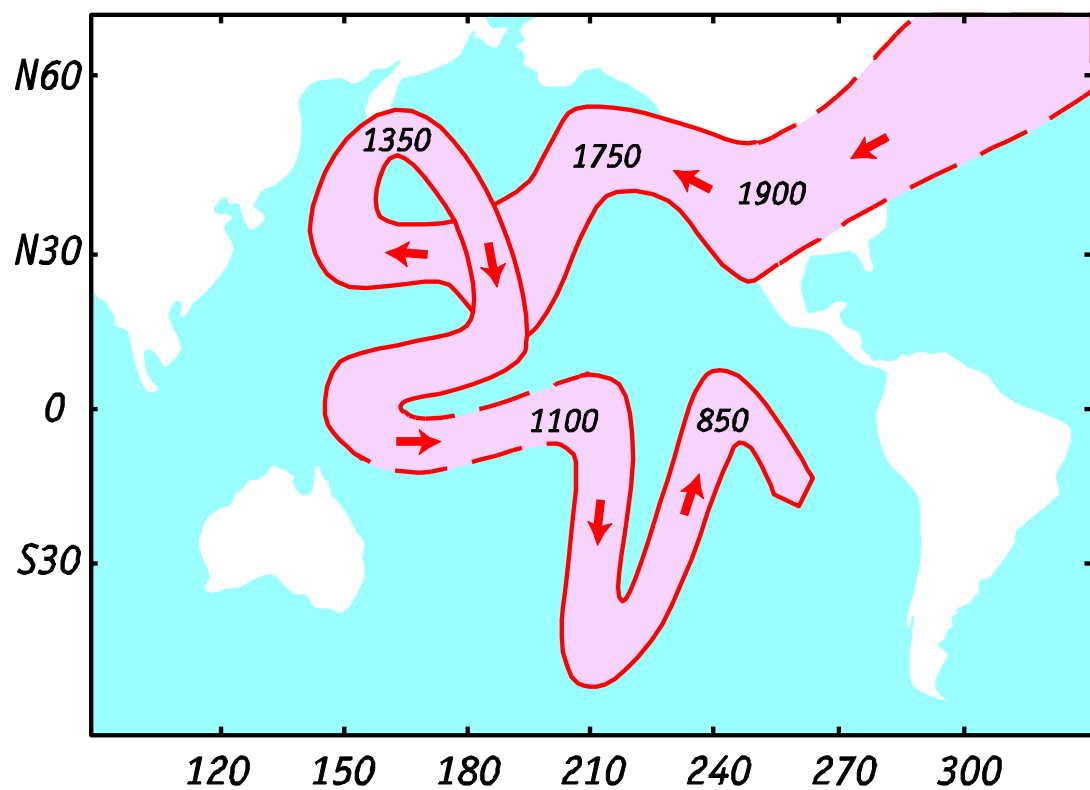
В ходе эксперимента Дюбойса с магнитным шариком в соленоиде было зафиксировано большое разнообразие хаотических режимов. В данном случае нас интересует тот факт, что при умеренных величинах трения в эксперименте наблюдались хаотические колебания скорости вращения магнита со странным аттрактором, имеющим слоистую фрактальную структуру с большим числом складок.

Данный эксперимент отчётливо демонстрирует статистическую независимость детерминированно-хаотических структур от временного масштаба: графики колебаний магнитного маятника в течение минуты, часа или суток будут практически неразличимы. Нет оснований сомневаться в том, что этим свойством обладает и временная структура магнитного поля Земли.

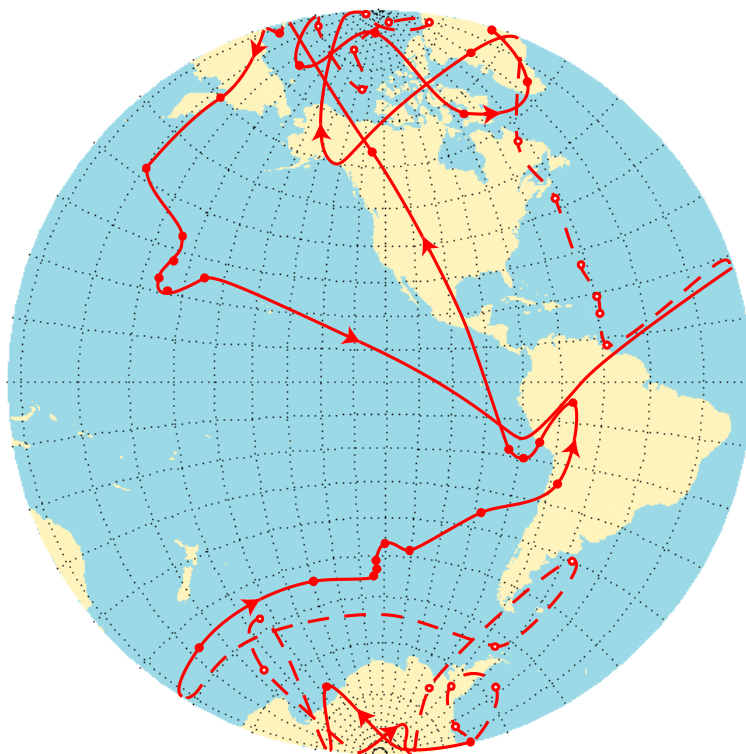
Все приведённые данные в совокупности наталкивают на мысль о том, что привязка блоков к рисунку фрактальной «траектории» магнитного полюса скорее всего не имеет никакого отношения к тектонической кинематике реальных геоблоков. Очевидно, что в условиях фрактальной динамической среды количественный вклад разных сил и факторов – в данном случае дипольной и недипольной компонент – не поддаётся аналитической оценке или вычленению. Соответственно, и изменения ориентировки векторов остаточной намагниченности во времени не могут служить корректным основанием для количественно-координатных кинематических реконструкций.



Определение направлений намагниченности в аншлифе железистого кварцита при помощи нематического жидкого кристалла



Хаотические петлеобразные «блуждания» Скандинавии (или полюса) – специфика Скандинавии или электромагнитной динамики прошлого? [Pesonen et. al., 1989]



«Траектория» магнитного полюса (или штата Орегон) по данным измерения остаточной намагниченности в разрезе неогенового лавового потока Стинс-Маунтин (Орегон, США) за 15 млн. лет [Джинлоз, 1983]

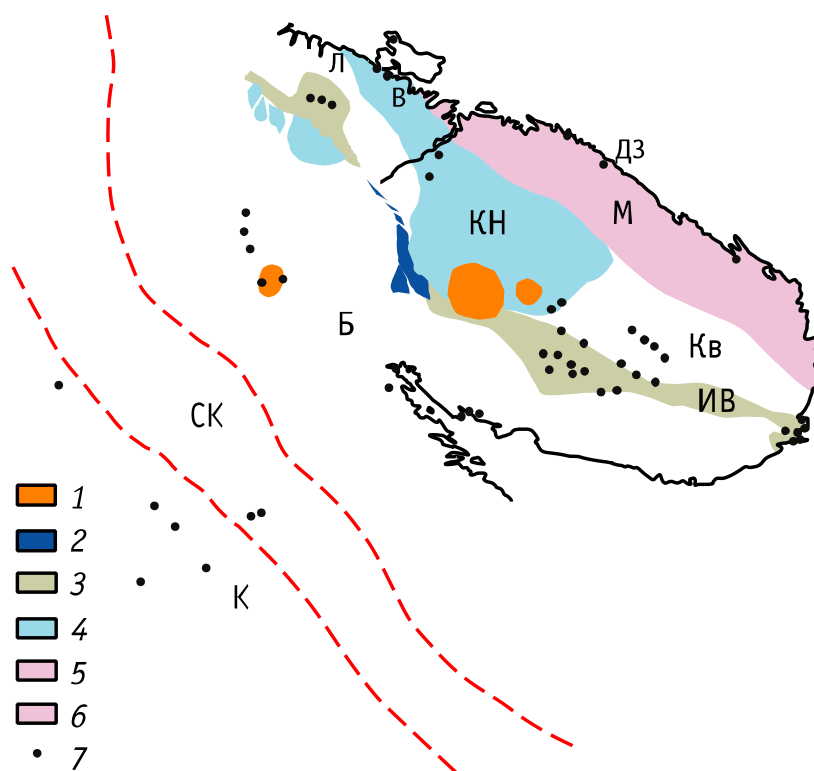
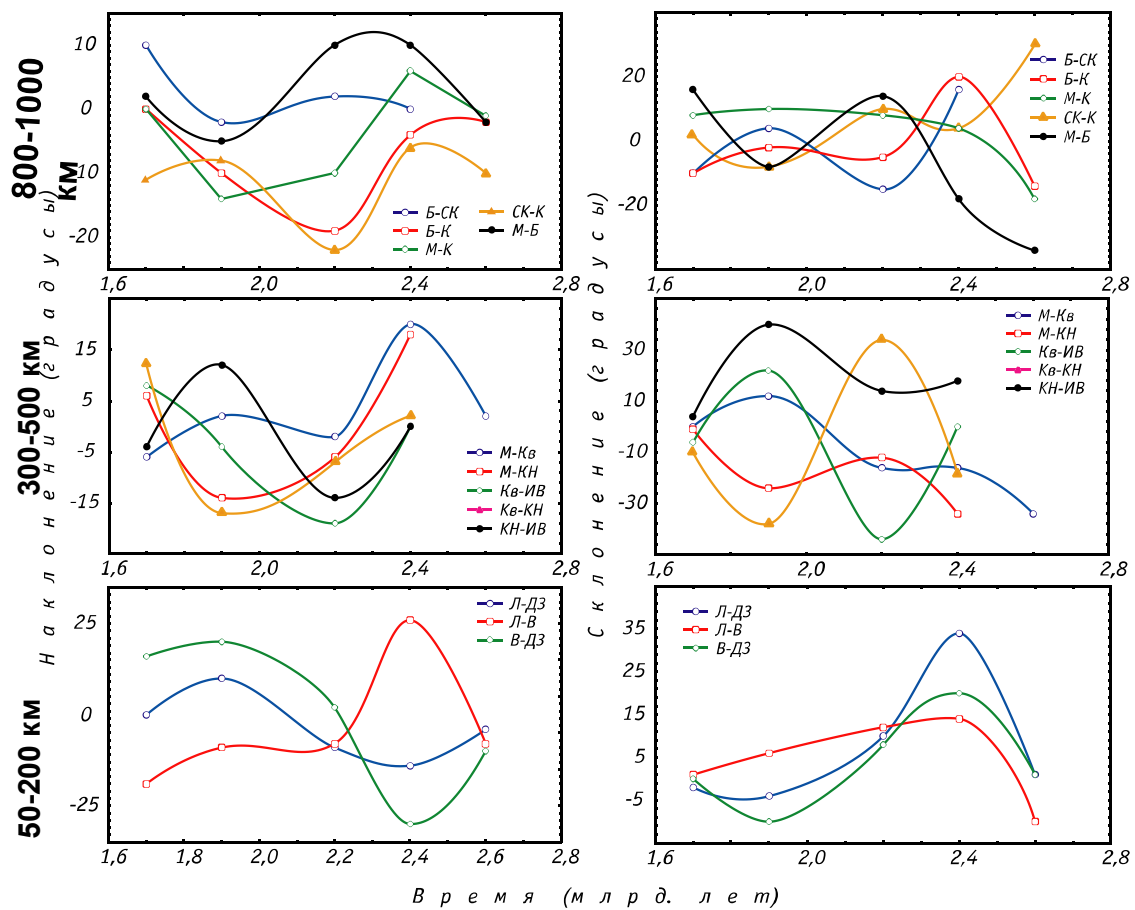
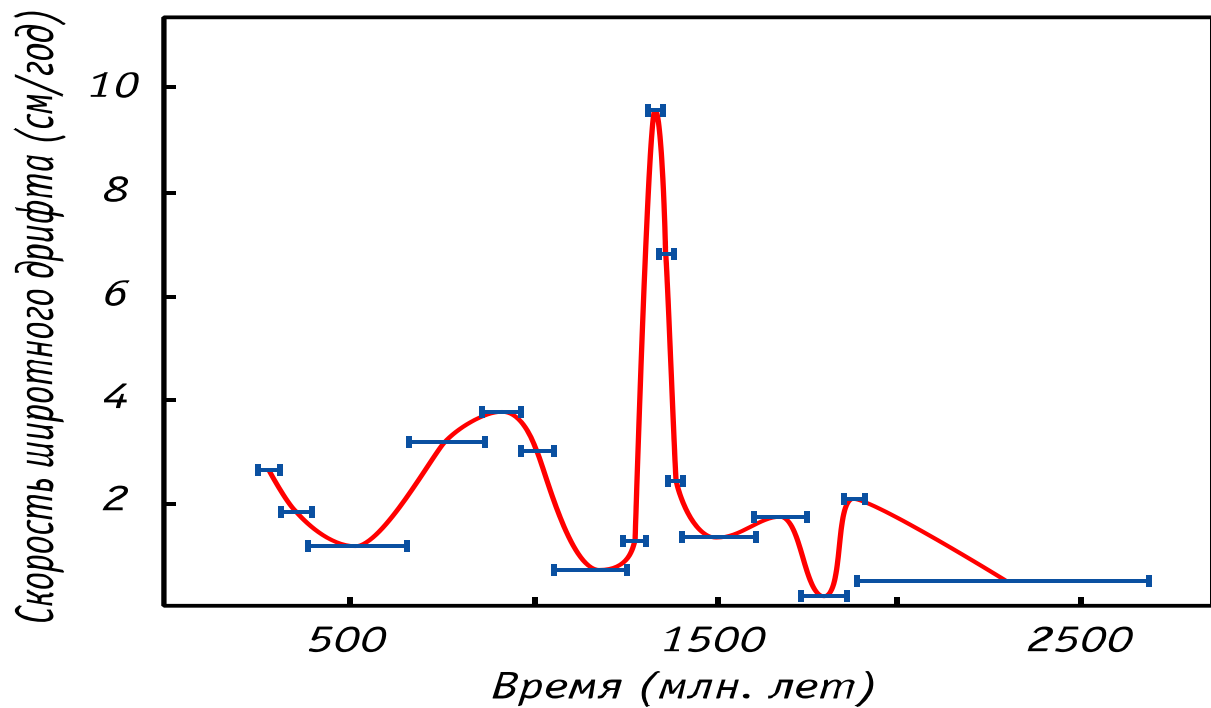
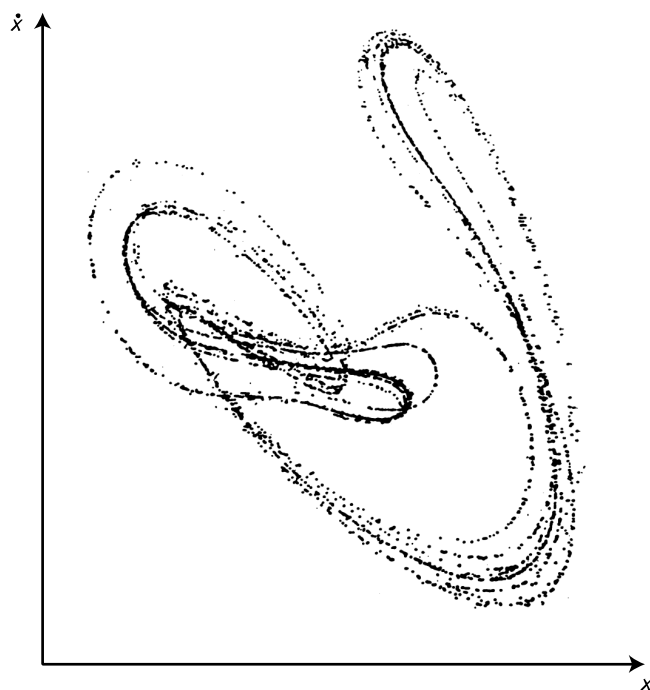


Схема отбора проб для палеомагнитных исследований [Горяинов, Тюремнов, 1996]

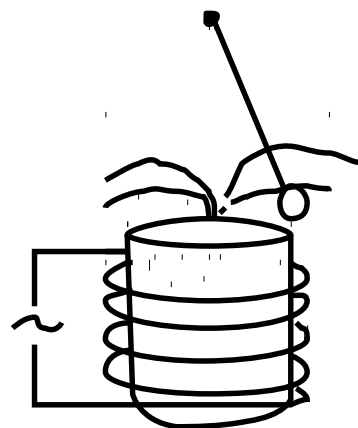




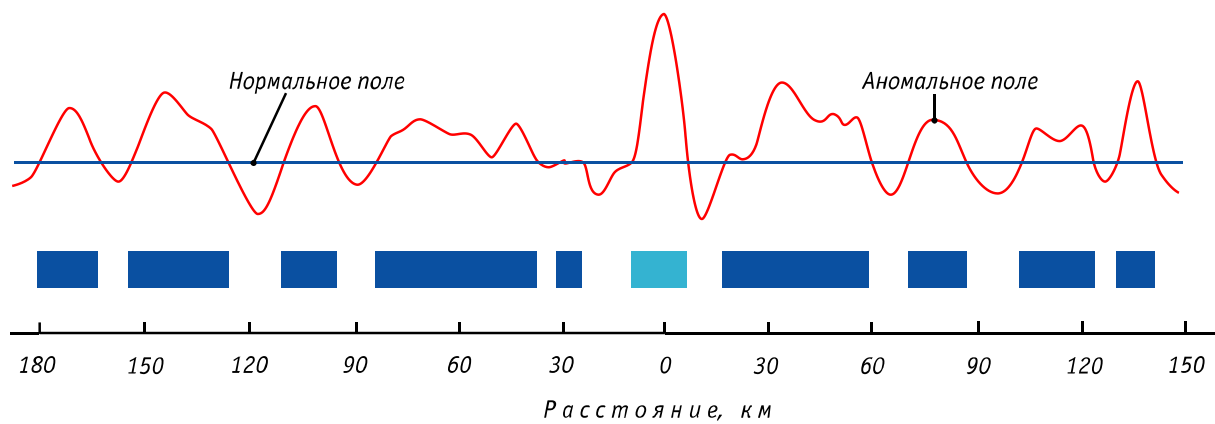
Хорошо известно, что изменения склонений (наклонений), и стереографические проекции последних в виде графика миграции представляют собой довольно упорядоченный характер. [Pesonen et al., 1989]



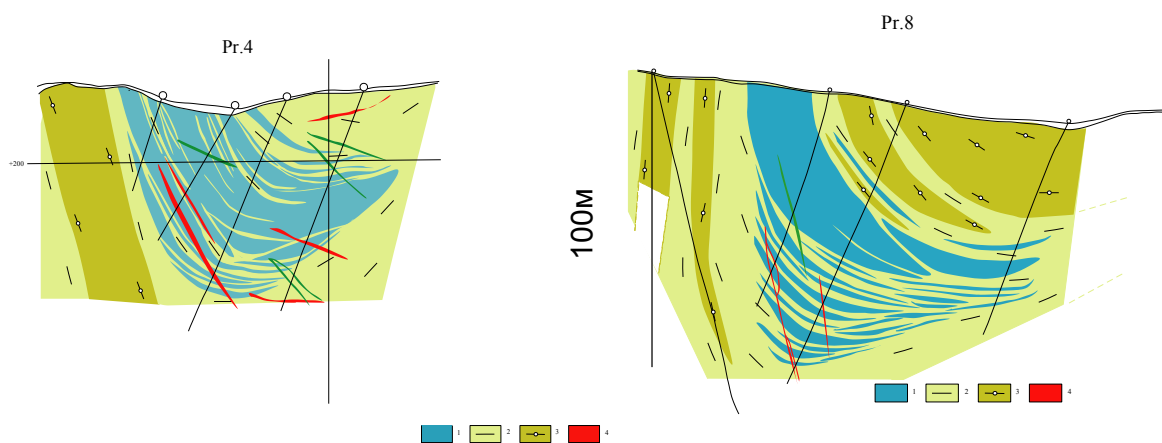
Траектория железного шарика в периодически возбуждаемом магнитном поле



Сечение Пуанкаре для фрактального аттрактора в хаотическом режиме [Берже и др., 1991]

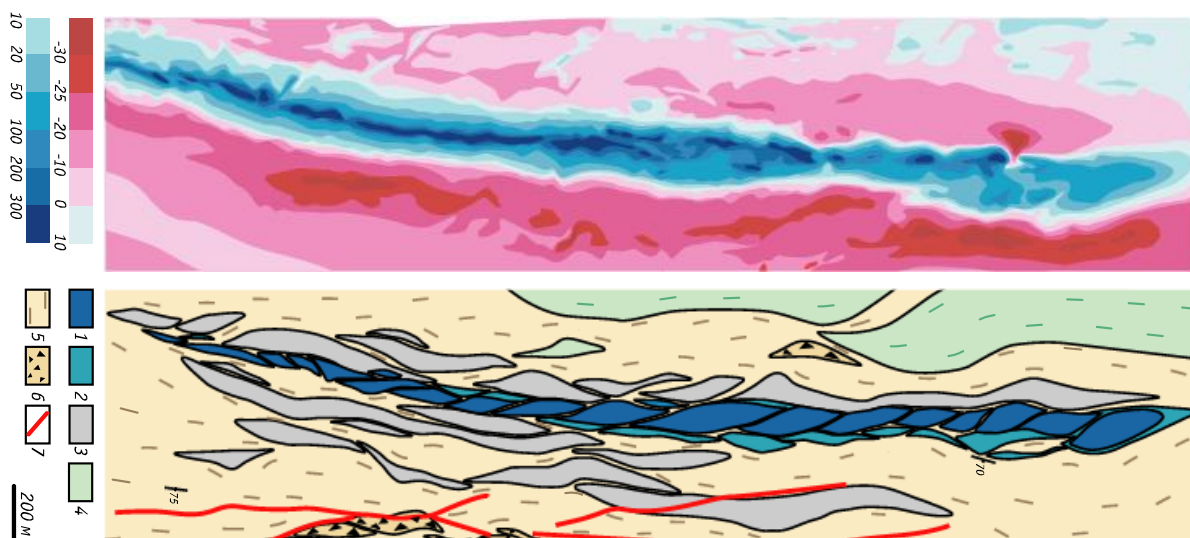


Структура аномального магнитного поля вкрест простирания рифтового хребта Гаккеля [Карасик, 1971] и принцип выделения отрицательных и положительных магнитных аномалий

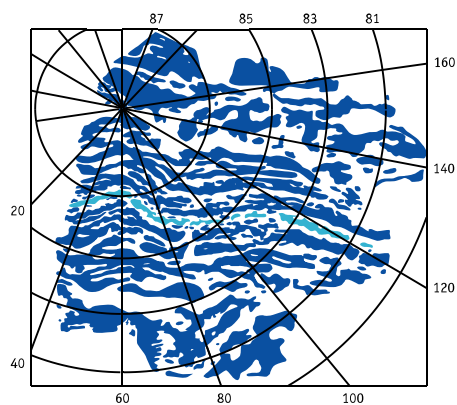


Геологические разрезы Волчьезерского месторождения, Кольский п-ов.

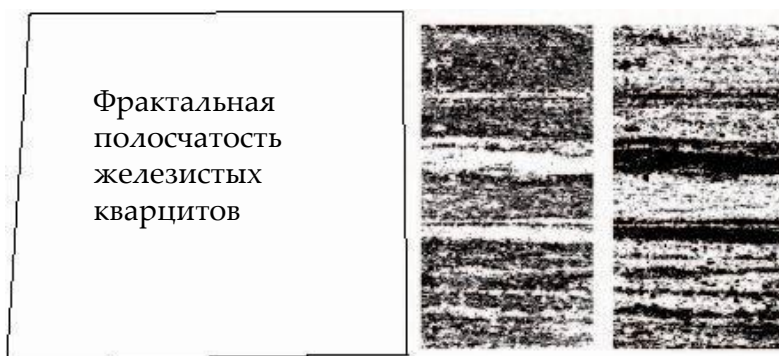
Голубое – магнетитовые кварциты



Пример чередования положительных и отрицательных аномалий на реальных магнитных объектах



Конфигурация положительных аномалий
Евразийского б-на Сев. Ледовитого океана
[Карасик, 1971]



Печегубское месторождение,
Кольский п-ов

Фрактальные узоры «полосовых» аномалий связывают все полосы в Целое, в систему. В ней нет первых и последних [Грамберг и др., 2000]

СРЕДНЕВАЛДАЙСКИЙ ЛЕДНИКОВЫЙ ПОКРОВ В КОЛЬСКОМ РЕГИОНЕ

В.Я. Евзеров, С.Б. Николаева

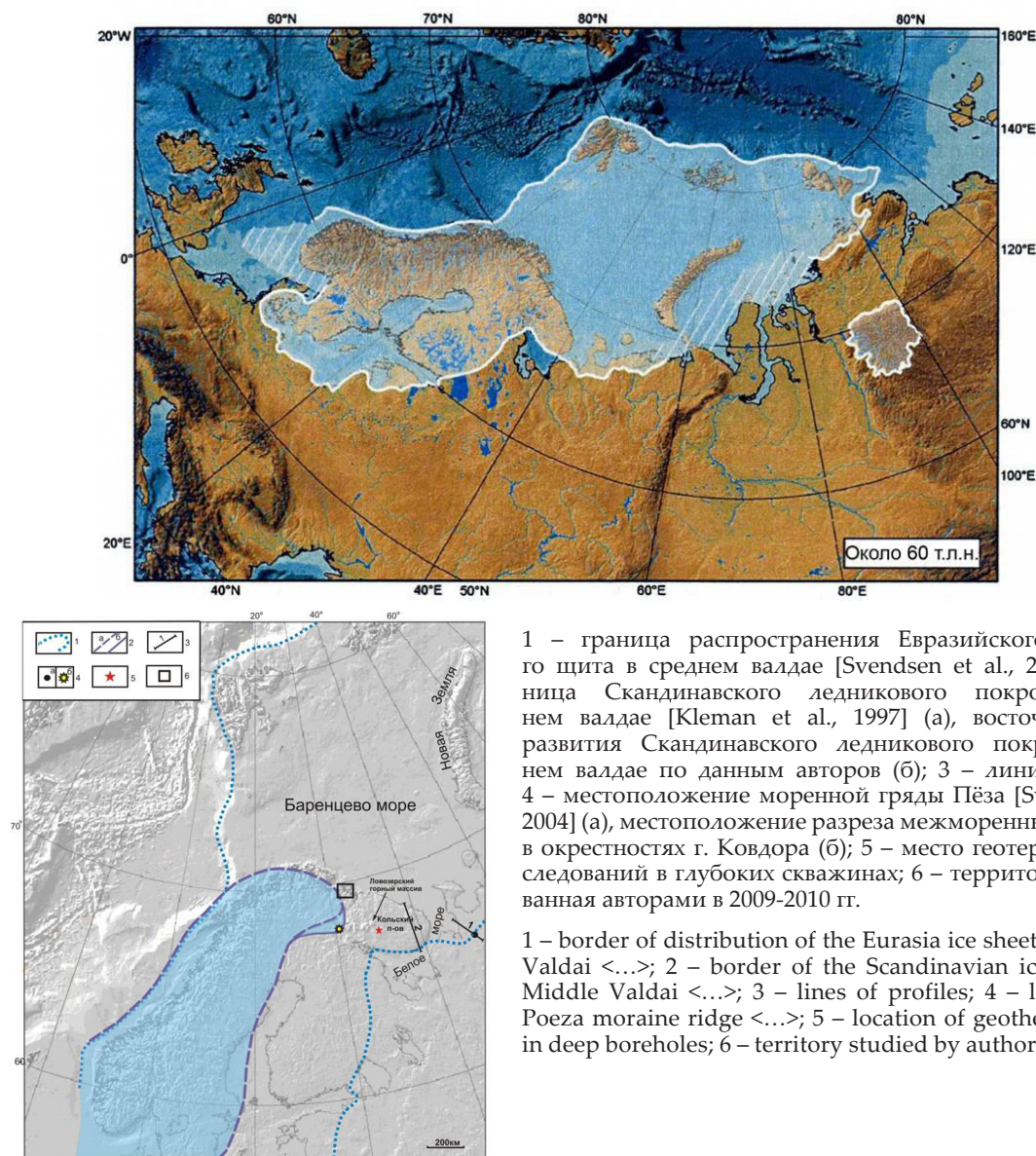
MIDDLE VALDAI GLACIATION IN THE KOLA REGION

V.Ya. Yevzerov, S.B. Nikolaeva

According to an international research group, the Middle Valdai Glaciation covered almost all Kola region and was caused by the Kara-Barents Sea ice sheet having activated. In the western part of the region it jointed with the Scandinavian ice sheet drifting from the west. The authors believe the Middle Valdai ice sheet to have drifted from the west and occupied only the very western part of the Kola region. At that time, the Scandinavian and Kara-Barents Sea ice sheets did not joint on the territory of the Kola region. Thus, the area of the Kara-Barents Sea glaciation in the Barents Sea basin requires corrections.

Согласно заключению международной группы исследователей [Svendsen et al., 2004], в среднем валдае оледенение покрывало почти весь Кольский регион и было вызвано активизацией Карско-Баренцевоморского ледникового покрова, распространяясь в южном направлении. В западной части региона оно соединялось с надвигавшимся с запада Скандинавским ледниковым покровом.

Тем не менее, имеющиеся геоморфологические, геологические и геофизические материалы, полученные в разное время (в т.ч. в последние годы авторами сообщения) свидетельствуют, что приведённое выше заключение не полностью отвечает действительности. Рассмотрим материалы в перечисленной последовательности.

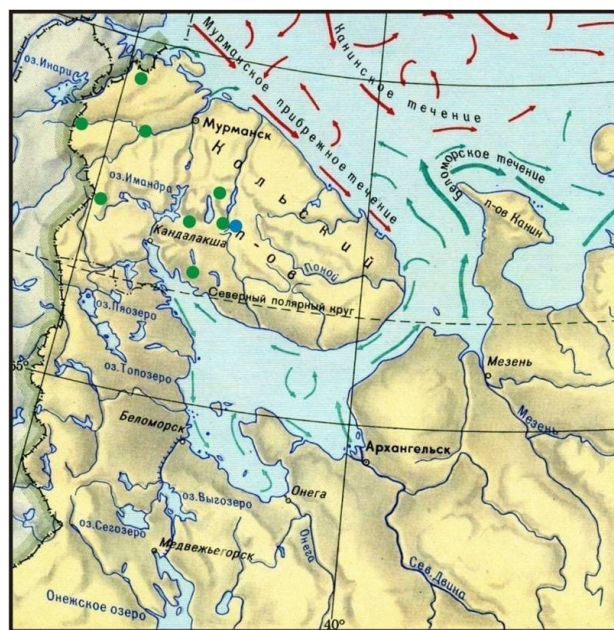
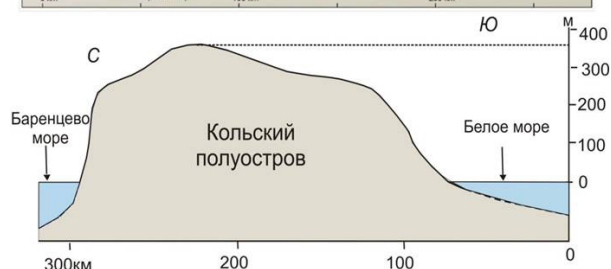
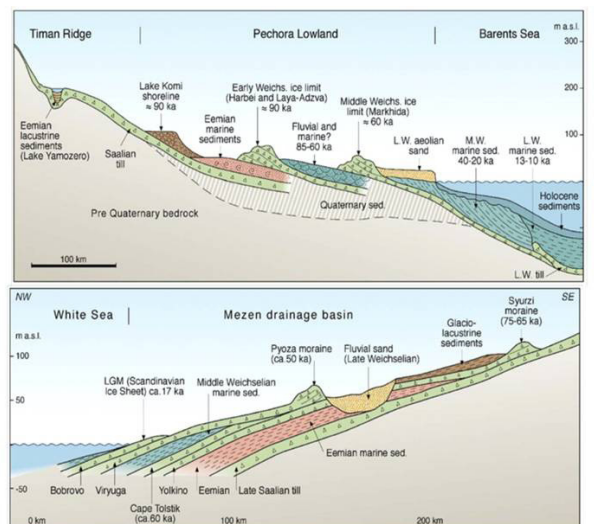


Sections of the Quaternary sedimentations in the areas of the Marhida, the Poeza river, peripheral moraines [Svendsen et al., 2004] and the Kola Peninsula profile.

Практически на всей западной части Кольского региона вплоть до северных предгорий Ловозёрских тундр [Евзеров, 2010] развиты два моренных горизонта, образованных ледниковыми покровами в раннем и позднем валдае. Между ними залегают межстадиальные отложения, которые по палинологической характеристике хорошо сопоставляются с отложениями межстадиала перьяпохёла северной Финляндии.

На двух следующих рисунках показан разрез межстадиальных озерно-речных отложений и их спорово-пыльцевая диаграмма, демонстрирующая, что в период осадконакопления на окружающей территории господствовала лесотундровая растительность. В настоящее время в окрестностях г. Ковдора распространены леса.

Геологические материалы свидетельствуют, что межстадиальные отложения и подстилающая их морена среднего валдая, отвечающая морской изотопной стадии 4, установлены только в непосредственной близости от государственной границы (карьер рудника «Железный» в окрестностях г. Ковдора). Межстадиальные отложения здесь представлены субгоризонтально слоистыми супесью или суглинком и торфом. Во время их формирования на окружающих пространствах господствовала тундровая растительность. Эти отложения хорошо сопоставляются с отложениями средневалдайского межстадиала северной Финляндии.

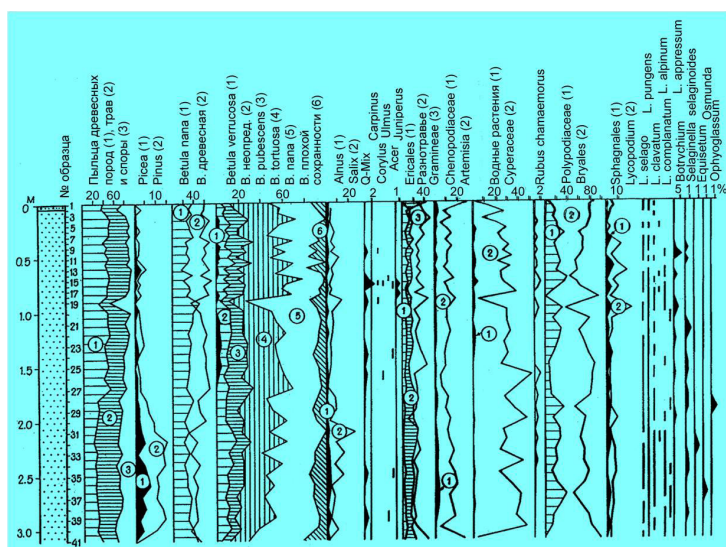


Расположение разрезов с несколькими горизонтами морен покровного оледенения (зелёное) [Евзеров, Кошечкин, 1980; Евзеров, 2010] и место геотермических исследований в глубоких скважинах (голубое) [Глазнев и др., 2004]

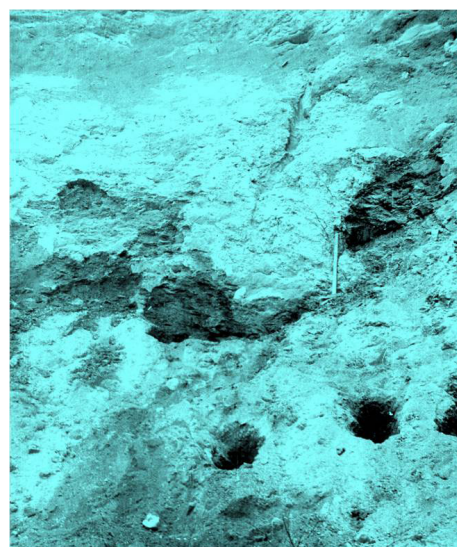
Dislocation of sections with several horizons of the crustal glaciation moraines (green) [Yevzerov, Koshechkin, 1980; Yevzerov, 2010] and place of the geothermic research in deep boreholes (blue) [Glaznev et. al., 2004].



Разрез межстадиальных отложений раннего валдая в районе г. Ковдора.
Section of the Interstadial sedimentations of the Early Valdai in the Kovdor area.

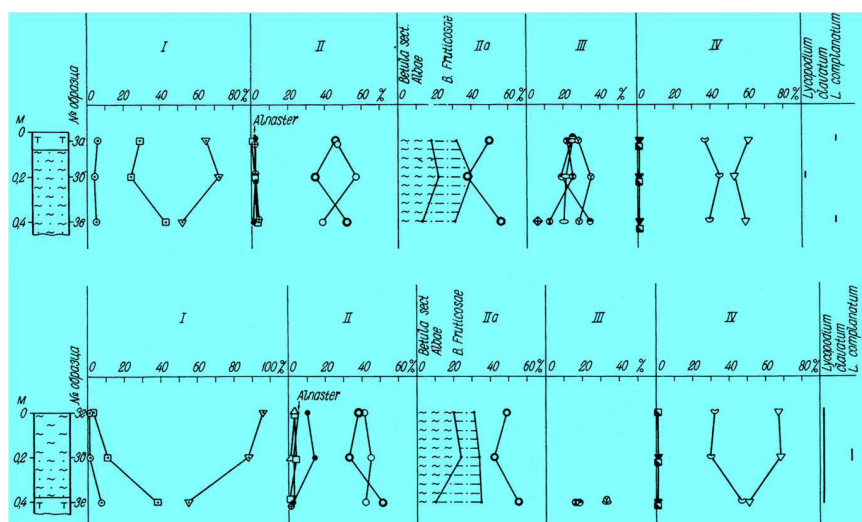


Спорово-пыльцевая диаграмма межстадиальных отложений в районе г. Ковдора.
Spore-pollen diagram of Interstadial sedimentations in the Kovdor area.



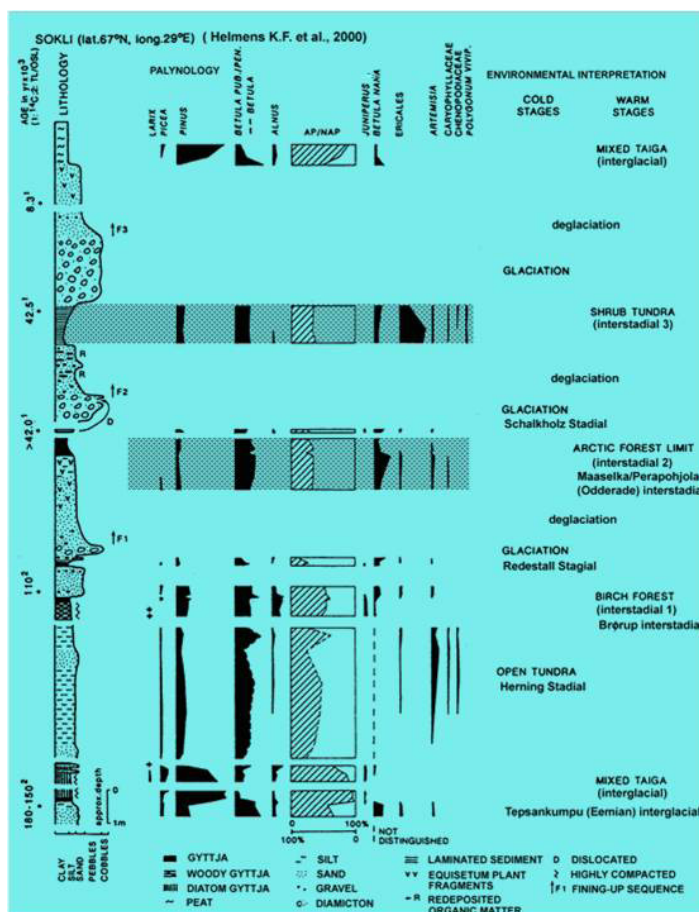
Фрагменты торфяника (средневалдайский межстадиал) между моренами среднего и позднего валдая в окрестностях г. Ковдора.

Fragments of a peat bog (the Middle Valdai Interstadial) in between moraines of the Middle and Late Valdai about Kovdor.



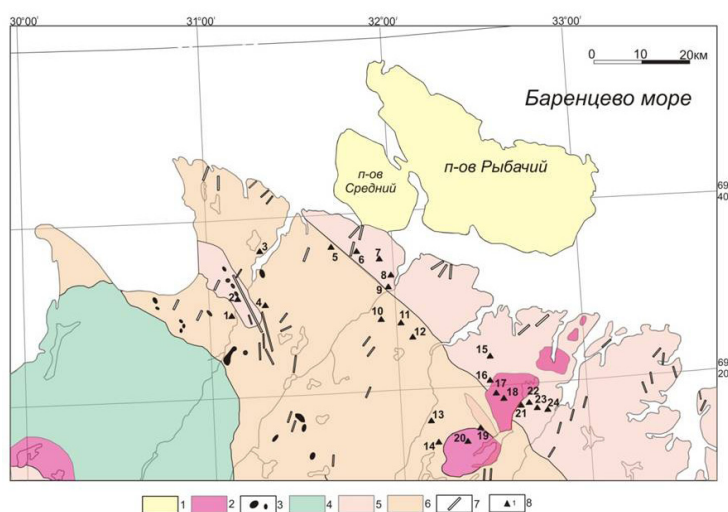
Спорово-пыльцевая диаграмма отложений среднего валдая в окрестностях г. Ковдора.
Spore-pollen diagram of the Middle Valdai sedimentations about Kovdor.

Гипотезу о продвижении одного из ледниковых покровов, предшествовавших последнему, с севера впервые выдвинул А.А. Никонов (1960), обобщив материалы и мнения различных исследователей. При детальном анализе исходных данных не оказалось надёжных свидетельств в пользу такой трактовки ледниковых событий. Авторы сообщения сочли целесообразным получить дополнительные аргументы за или против указанной гипотезы. Наиболее перспективна для исследования территория вблизи п-овов Среднего и Рыбачьего. Слагающие их осадочные породы верхнего протерозоя легко распознаваемы и принципиально отличаются от пород метаморфических и изверженных пород нижнего протерозоя и верхнего архея, расположенных южнее. К сожалению, авторам пришлось ограничиться изучением состава крупнообломочного материала морен и флювиогляциальных отложений, содержащихся в отложениях последнего оледенения, вскрытых карьерами и придорожными выемками. Попутно осматривались и встреченные валуны. Авторы руководствовались тем, что даже при минимальном экзарационном воздействии поздневалдайского ледникового покрова на подстилающие породы в его отложениях обязательно должны присутствовать в каком-то количестве обломки осадочных пород верхнего протерозоя, если предшествующее оледенение перемещало их в южном направлении.



Разрез четвертичных отложений северной Финляндии [Helmens et al., 2000].

Section of the Quaternary sedimentations of Northern Finland [Helmens et al., 2000].



Lower Proterozoic: 2 – granites, granodiarites, diorites; 3 – gabbro, clinopyroxenites, verlites; 4 – volcanogenic-sedimentary rocks of the Pechenga complex <...>. Upper Archean: 5 – granodiarites, diorites, tonalites, plagiogranites; 6 – gneisses, migmatites, amphibolites <...>.

Верхний протерозой: 1 – осадочные породы п-овов Среднего и Рыбачьего (песчаники, алевролиты, аргиллиты, доломиты, известняки, конгломераты).

Нижний протерозой: 2 – граниты, гранодиориты, диориты; 3 – габбро, клинопироксениты, верлиты; 4 – вулканогенно-осадочные породы печенгского комплекса (порфириды, туфы, туфобрекчии, диабазы, щелочные базальты, сланцы).

Верхний архей: 5 – гранодиориты, диориты, тоналиты, плагиограниты; 6 – гнейсы, мигматиты, амфиболиты. Прочие обозначения: 7 – дайки мафитов разного возраста; 8 – места отбора проб обломочного материала и их номера.

Upper Proterozoic: 1 – sedimentary rocks of the Sredny and Rybachy Peninsulas <...>.



Разрезы ледниковых отложений поздневалдайского оледенения, развитых южнее п-овов Рыбачьего и Среднего.
Sections of glacial sedimentations of the Late Valdai Glaciation occurring southward of the Rybachy and Sredny Peninsulas.

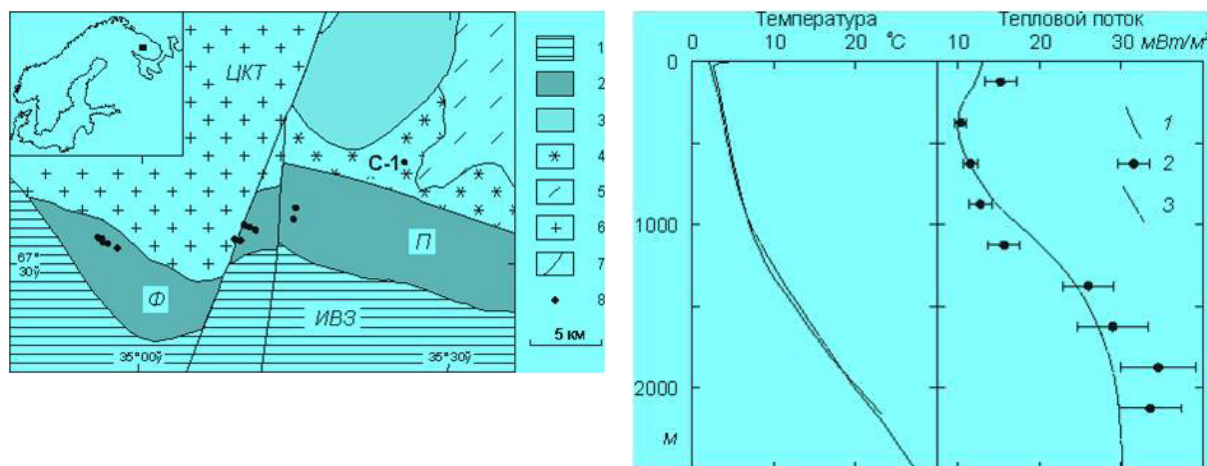
Исследования велись вдоль дороги Мурманск–Печенга, проложенной в области распространения кристаллических пород верхнего архея и нижнего протерозоя. Изучение петрографического состава 2400 обломков размером 5–10 см в поперечнике, наиболее полно отражающих состав обломочного материала ледниковых образований, и валунов в 24 пунктах распространения морены и флювиогляциальных осадков показало, что они представлены в основном породами кристаллического фундамента, широко распространёнными в районе исследований (табл.). Среди них обнаружены различные гранитоиды, гранодиориты и диориты, содержание которых варьирует от 3 до 80 %, гнейсы и амфиболиты (от 15 до 90 %), породы основного и ультраосновного состава (1-15 %). Кроме того, в ряде подсчётов (№№ 1-4 в таблице) в количестве 11-26 % установлены обломки вулканогенно-осадочных пород печенгского комплекса, которые в коренном залегании развиты юго-западнее мест отбора соответствующих галечных проб. Однако в составе галечного материала не обнаружено ни одного обломка осадочных пород, слагающих п-ова Рыбачий и Средний, которые расположены севернее упомянутой дороги.

НАЗВАНИЕ ПОРОД	НОМЕРА ПУНКТОВ ОТБОРА ПРОБ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГАЛЕК В %																							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Гранитоиды	3	24	36	24	3	16	12	24	14	10	10	16	38	13	37	38	43	70	53	65	68	67	48	80
Гнейсы и амфиболиты	44	43	38	57	90	83	84	66	75	84	88	81	60	80	59	60	57	20	37	30	32	32	52	15
Ультраосновные и основные	38	7	12	8	7	1	4	10	11	6	2	3	2	7	4	2	-	10	10	5	-	1	-	5
Вулканогенно-осадочные породы	15	26	14	11	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Печенгского комплекса																								

Петрографический состав галек из ледниковых отложений.

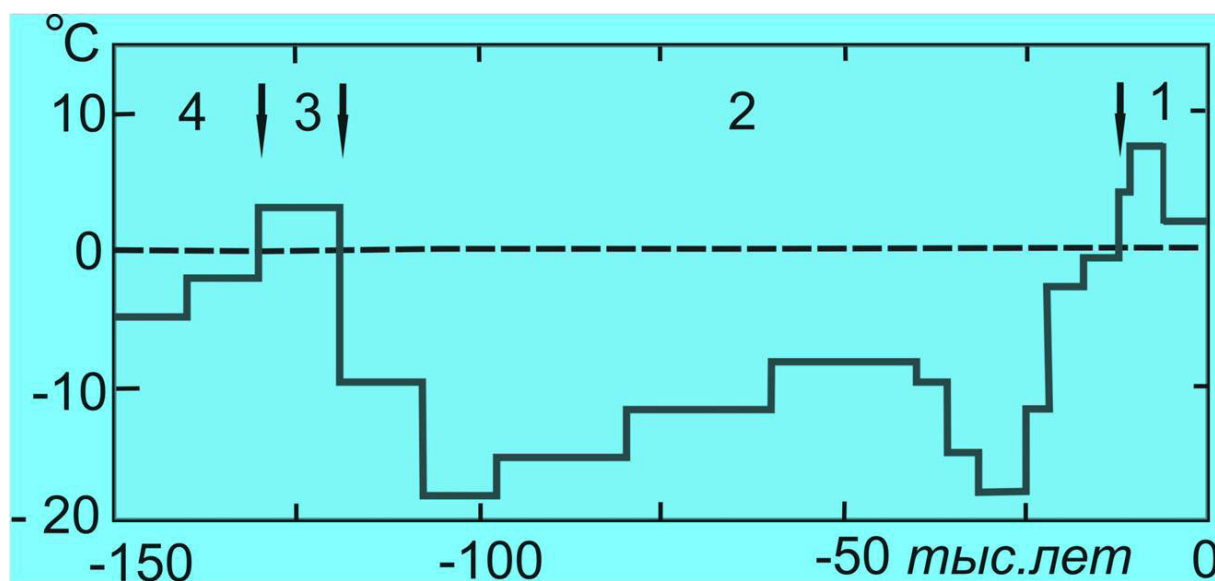
Petrographic composition of pebble from glacial sedimentations

Российские и финские учёные, проводившие геотермические исследования в глубоких скважинах на расслоенных массивах основного состава (Фёдорова тундра и Пана) и севернее Панской интрузии, реконструировали палеотемпературный режим земной поверхности в течение последних 150 тыс. лет (два следующих рисунка). Полученный график свидетельствует, что территория расположения скважин покрывалась ледниками только в периоды московского оледенения и позднего валдая, когда температура дневной поверхности была близка к 0°C ; на протяжении раннего и среднего валдая имело место существенное переохлаждение поверхностных кристаллических пород вследствие отсутствия здесь ледникового покрова.



Результаты геотермических исследований в глубоких скважинах [Глазнев и др., 2004].

Results of the geothermic research in deep boreholes [Glaznev et al., 2000].



Палеотемпературный режим земной поверхности. Хронологические ярусы: 1 – голоценовый; 2 – валдайский; 3 – микулинский; 4 – московский [Глазнев и др., 2004].

Earth surface Palaeotemperature regime. Chronological stages: 1 – Holocene; 2 – Valdai; 3 – Mikulian; 4 – Moscovian [Glaznev et al., 2004].

По имеющимся и полученным авторами в результате специальных работ материалам, средневалдайский ледниковый покров продвигался с запада и занимал лишь самую западную часть Кольского региона, что удовлетворительно согласуется с палеогляциологической реконструкцией шведских исследователей [Kleman et al., 1997].

Установлено, что в среднем валдае Скандинавский и Карско-Баренцевоморский ледниковые покровы на территории Кольского региона не соединялись.

Площадь распространения Карско-Баренцевоморского покровного ледника в Баренцевоморской котловине нуждается в уточнении.



Распространение Скандинавского покровного оледенения в среднем валдае по данным [Kleman et al., 1997] (1) и авторов (2).

Distribution of the Scandinavian Glaciation in the Middle Valdai according to data of [D. Kleman et al., 1997] (1) and authors (2).

Список литературы

1. Глазнев В.Н., Кукконен И.Т., Раевский А.Б., Ёркинен Я. Новые данные о тепловом потоке в центральной части Кольского полуострова // Докл. РАН, 2004. Т. 396, № 1. С. 102-104.
2. Евзеров В.Я. Позднеплейстоценовые и голоценовые оледенения в районе Ловозёрских тундр на Кольском полуострове // Известия РГО. Т. 142. Вып. 4. 2010. С. 65-80.
3. Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. Палеогеография плейстоцена западной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 105 с.
4. Никонов А.А. О стратиграфии морен и оледенениях в западной части Кольского полуострова // Вопросы геоморфологии и геологии осадочного покрова Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КолФАН, 1960. С. 121-135.
5. Helmens K.F., Räsänen M.E., Jochansson P.W. et al. The Last Interglacial-Glacial cycle in NE Fennoscandia: a nearly continuous record from Sokli (Finnish Lapland) // Quat. Sci. Rev. 19, 2000. P. 1605-1623.
6. Kleman J., Hättestrand C., Borgström I., Stroeven A. Fennoskandian palaeoglaciology reconstructed using a glacial inversion model // J. Glaciology. Vol. 43, № 144. 1997. P. 283-299.
7. Svendsen J.I., Alexandersen H., Astakhov V.I., et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quat. Sci. Rev. 23. 2004. P. 1229-1271.

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТРЕЩИНОВАТОСТИ

Д.В. Жиров

MORPHOLOGICAL-STRUCTURAL PATTERNS OF JOINTING

D.V. Zhirov

The presentation highlights the history, methodologies of measuring and statistic processing and approaches to the classification and interpretation of jointing systems for different geological situations. As examples, results of study of the jointing in the Kovdor massif and at the Oleny Ruchey deposit have been discussed. It is shown that studying the jointing of geological massifs provides profound information on their geological history.

Терминология и определения

Морфоструктурные (закономерности): термин взят по аналогии с геоморфологической семантикой - обусловленные эндогенными факторами

В контексте доклада: морфоструктурные закономерности - обусловленные формой и структурой геологического тела (плутонического или супракрустального)

Морфогенетические (закономерности) - обусловленные геологическими и техногенными процессами (эндогенными и экзогенными)

Трещина - единичное плоскостное нарушение сплошности горной породы без видимого (устанавливаемого) смещения стенок (крыльев, берегов)

Дизъюнктив / разрывное нарушение - трещина с устанавливаемым смещением стенок (крыльев, берегов)

Разлом - крупное разрывное нарушение со сложным внутренним и внешним строением и характером кинематики (как правило, многоактным)

Система трещиноватости - ?

Система трещин — совокупность трещин, образовавшихся при определённом напряжённом состоянии г. п. вследствие действия одного из главных максимальных напряжений (касательного или нормального), единого для всей системы. Распределение направлений трещин подчиняется определённым закономерностям. Так, в момент образования все трещины одной системы в данной точке структуры принадлежат одному и тому же т. н. распределению Мизеса, приближённо выражающемуся соответствующим нормальным законом. Действием последующих процессов это первоначальное распределение может быть искажено [Геологический словарь. 1978. Т. 2]

... выделение на круговых диаграммах или прямоугольных сетках систем трещин и графо-аналитическое определение азимутов простирания и углов их полюсов (центров) [Карасёв, 1995]

Эмпирические распределения частот трещин отдельности подчиняются нормальному закону распределения. Максимальное число трещин данной системы имеют близкие элементы залегания, определяя её полюс [Смирнов, Бака и др., 1990].

В стабильном поле тектонических напряжений формируется главная иерархическая совокупность систем разломов, согласованная с данным полем напряжений. Она состоит из конечного числа систем разломов, каждая из которых имеет закономерные параметры [Адамович, 2002].
Главный критерий – близость азимутальных характеристик !!!

Система трещиноватости - группа плоскостных элементов массива горных пород с нарушением первичной сплошности, объединённая по общим генетическим и тектонофизическим параметрам образования.

В рамках локального однородного участка / объёма массива пород трещины одной системы имеют близкие азимутальные, морфометрические и статистические характеристики. В пространстве всего массива пород (отдельного геологического тела) трещины одной системы могут закономерно изменять свои азимутальные, морфометрические и статистические характеристики.

Возможность конвергенции азимутальных характеристик разных систем и дивергенции таковых у одной системы!!!

«Простые» вопросы:

- ✓ Генезис трещин?
- ✓ Количественное соотношение трещин различных генетических типов?
- ✓ Что в чём: порода разбита на блоки и отдельности или трещины в массиве пород?
- ✓ Форма трещины (круг, эллипс, квадрат, многоугольник) и её типичные линейные размеры, в т.ч. предполагаемая глубина распространения?
- ✓ Изменяется ли частота, азимутальные и линейные параметры различных систем трещин с глубиной и по латерали?
- ✓ Неоднородно или однородно в массиве пород проявлена трещиноватость (как следствие неоднородности / однородности полей напряжений, вызвавших образование трещин)?
- ✓ Этапы трещинообразования: количество, продолжительность, интенсивность?
- ✓ Какой ранг полей напряжений (планетарный, региональный, локальный) доминирующий для трещинообразования?

Подходы к систематике трещиноватости

Генетический:

- прототектонические трещины (позднемагматическая стадия и остывание массива);
- трещины наложенной тектоника;
- трещины выветривания;
- техногенные трещины.

Тектонофизический:

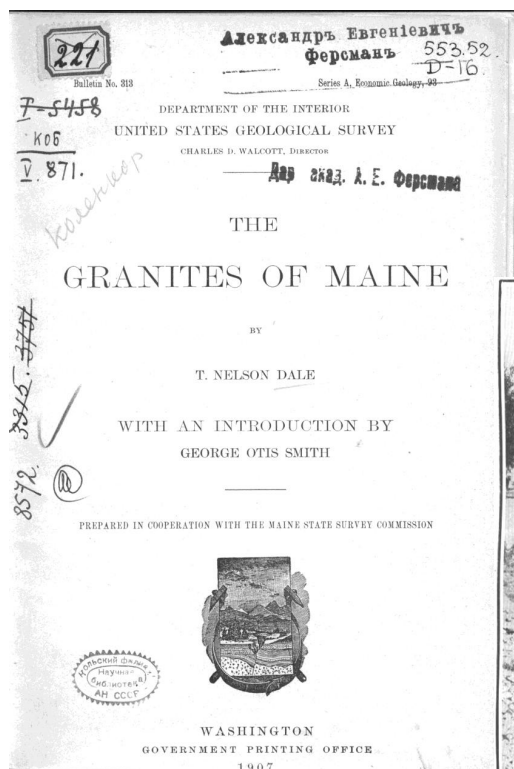
(по признакам: пространственное положение главных осей нормальных напряжений и их величина / соотношение, кинематика смещений, парагенетические ассоциации и т.п.)

Масштабный (размер), геометрический, статистический и мн. др.

Морфоструктурный - закономерности линейных, азимутальных и частотных параметров систем трещиноватости и их ассоциаций в зависимости от генезиса, морфологии, симметрии и размеров геологического тела

Flow structure	Структуры течения
Rift and grain	Рифт – направление преимущественного раскола и - зернистость - преимущественная ориентация зёрен минералов
Sheets	Пластовая отдельность – постельные трещины
Joints	Трещины (без смещения) первичного генезиса: две сопряжённые системы (растяжения и скола)
Headings	Зона трещиноватости ("направление/ограничение проходки")
Faults	Разломы (наложенная тектоника)
Microscopic fractures («shakes»)	Микротрещиноватость («встряска», в т.ч. морозобойная трещиноватость)
Subjoints	Сопутствующая минитрещиноватость в т.ч. выветривания
Contemporary fractures	Современные – техногенные разломы и трещины разгрузки

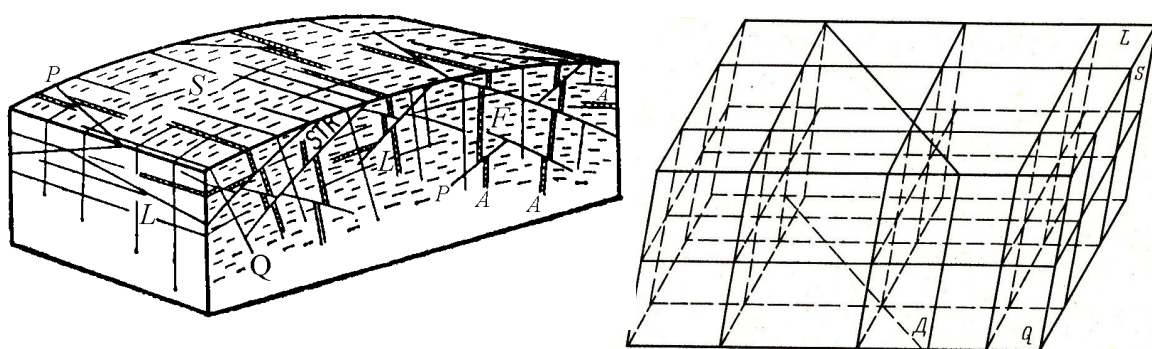
Классификация структурных элементов в гранитных карьерах по Нельсону Дейлу, 1907



Морфоструктурные и генетические классификации трещиноватости

К первичным (эндогенным) трещинам массивов магматических горных пород относят следующие трещины:

- поперечные (*Q*), расположенные перпендикулярно к линейности породы, связанные с растяжением при удлинении массива и имеющие крутое падение;
- продольные (*S*), простирающиеся параллельно элемента направленного строения интрузии и имеющие крутое падение;
- диагональные (*D*), характеризующиеся крутым падением и развивающиеся примерно под углом 45° к простиранию элементов линейной ориентировки интрузии;
- первично-пластовые (постельные) (*L*), обычно располагающиеся параллельно своду (кровле) интрузии и имеющие пологие (до горизонтального) углы падения (по Г. Клоосу, 1921; А. Полканову, 1925-1934; Н. Елисееву, 1930-1953; Hutchison, 1956, Р. Болку, 1964 г. и мн. др.)



Классификации трещиноватости - история

Начиная со второй половины XX в. исследования трещиноватости и разломной тектоники массивов горных пород получили новый вектор благодаря известным теоретическим работам М.В. Гзовского, О.И. Гущенко, В.Д. Парфёнова, Л.А. Сим, П.Н. Николаева, Г.А. Любича – Н.И. Мишина, Л.М. Расцветаева, О.Б. Гинтова, В.Н. Даниловича, Ю.Л. Ребецкого, Е.М. Anderson, E. Carey – B. Bruneier, Angelier J. et al., J. Mercier et al., F. Arthaud и др.

Известны также различные классификации и обобщающие работы В.И. Борщ-Компанийца, С.Н. Чернышёва, В.В. Раца, В.К. Рубцова, Л. Мюллера, И.А. Турчанинова, В.А. Букринского, Л.И. Барона, В.А. Невского, А.В. Количко, Н.Т. Бакки, Б.П. Беликова, В.П. Петрова, М.М. Чеснокова, В.Р. Рахимова, А.И. Косолапова, Н.Н. Анощенко, В.Я. Альмухаметова, Н.И. Моторного, Е.В. Киселевского, В.В. Никитина, Е.П. Околызина, П.Ф. Корсакова, М.Б. Григоровича, Ю.Г. Карасёва и др.

Вывод 1: в середине XX в. развиваемые ранее морфоструктурный и генетический подходы к изучению и систематизации трещиноватости сменились преимущественно тектонофизическим и статистическим.

Область применения
По принципу реализации трещинной тектоники:

Диссипативный (рассеянный):
относительно однородно и равномерно
проявленный во всём объёме горных
пород геологического тела / структуры

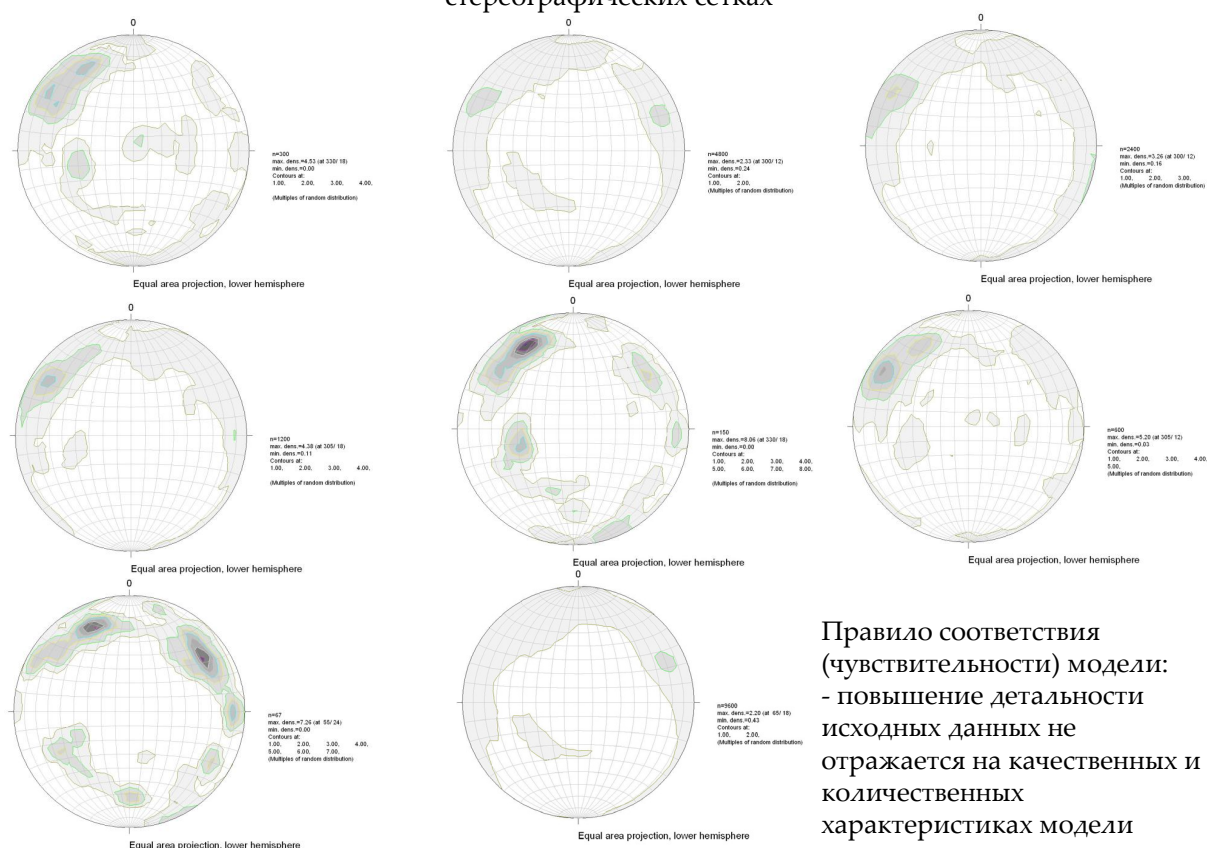
Морфоструктурный и генетический
подходы

Сконцентрированный (сосредоточенный):
вдоль плоскости / зоны разлома / разрывного
нарушения и прилегающих к ним участков

Тектонофизический подход

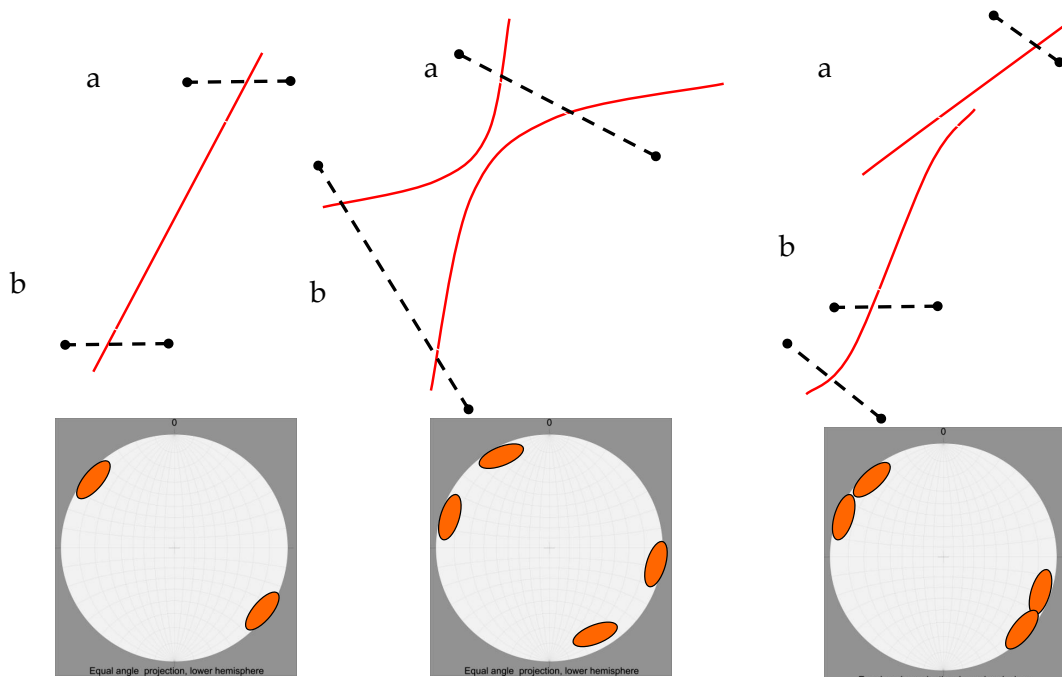
Для большинства реальных объектов необходимо сочетание обоих методов

Чувствительность модели статистической обработки трещиноватости на стереографических сетках



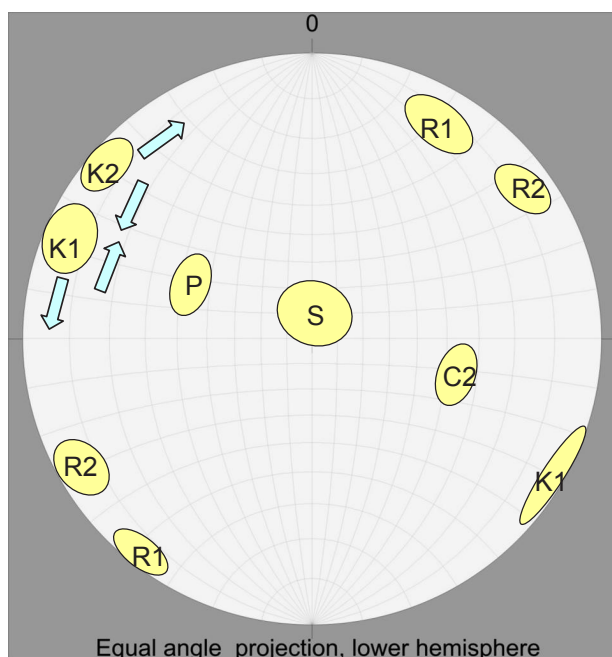
Методика картирования

✓ Метод прослеживания или метод подсечений?



Вывод 2: традиционные методы документации / картирования и статистической обработки трещиноватости не всегда корректны, адекватны и информативны (искажают представление о количестве и закономерностях систем)

Морфоструктурный подход



В морфоструктурном подходе постулируется и эмпирически доказывается, что количество систем трещиноватости, их линейные морфометрические, азимутальные и статистические параметры и соотношения закономерно изменяются в зависимости от формы, размера и вещественного состава и строения геологического тела, а также местоположения участка выборки по отношению к элементам симметрии тела

Индексированная многопараметрическая документация и дифференцированная обработка структурных неоднородностей

№№	L/№	Аз. Пр. Разм	Пр мода	Аз.пад. Разм	Пад мода	Угол пад. Разм	угол мода	Оценка	О мода	Длина Разм м	Длин мода	Высота Разм м	Выс мода	Мощн Разм см	мощн. Мода см	Заполн	Форма Разм	Форм мода	Контак т Разм мода	Конт Разм мода	Расст N м	Примечание
Точка наблюдения 1-08, 16-18 июля 2008 г. Аз. Привязки 45 град на опору рудопровода (водопровода), ориентированные элементы в магнитном азимуте, аз сопряжения 40																						
1	1	45-60	50	315-330	320	43-55	44	4-5	5	100-200	170	40-70	60	0,1-5	1,5	кальц	21-12-22	12	0-1	0	50+	М.з. 15-20 м, единичн до 3-5 см.
2	2+в 3Тр	45-65	50	315-335	320	42-52	45	2-3-4	3	5-60	30	6-50	33	0,1-3	1,2	кальц	11-12-21	11	0-1	0	0,5	единичн
3	в 3Тр	45-65	55	315-335	325	42-52	42	2-3-4	4	5-60	55	6-50	50	0,1-3	3	кальц	11-12-21	11	0-1	0	0,8	единичн
43	в 3Тр	45-65	50	315-335	320	42-52	45	2-3-4	2	5-60	4	6-50	4	0,1-3	0,2	кальц	11-12-21	11	0-1	0	0,5	единичн
44	в 3Тр	45-65	50	315-335	320	42-52	45	2-3-4	2	5-60	4	6-50	4	0,1-3	0,2	кальц	11-12-21	11	0-1	0	1,1	с водой!!!
45	13 сопр 1-1	66-74	70	155-165	160	30-45	33	3-2-1	3	0,5-12	7	0,3-8	7	0,1-0,3	0,3	изм-бур	13-14	13	1-2	1	0,15	
82	21 спр 2	325-345	335	55-75	65	75-80	82	1-2-3	1	5-25	5	3-12	6	0,05-0,2	0,05	изм-бур	21-23-24	21	0-1	0	0,15	сопряж 2-ая сист к 1
83	21 спр 2	325-345	330	55-75	60	75-80	75	1-2-3	1	5-25	6	3-12	6	0,05-0,2	0,05	изм-бур	21-23-24	24	0-1	0	0,4	сопряж 2-ая сист к 1
84	21 спр 2	325-345	345	55-75	75	75-80	78	1-2-3	2	5-25	9	3-12	7	0,05-0,2	0,1	изм-бур	21-23-24	21	0-1	1	0,2	сопряж 2-ая сист к 1
85	21 спр 2	325-345	335	55-75	65	75-80	75	1-2-3	2	5-25	12	3-12	10	0,05-0,2	0,1	изм-бур	21-23-24	24	0-1	0	0,1	сопряж 2-ая сист к 1
86	разл	275-300	295	0-30	25	15-20	15	4-5	4	40-60	50	35-60	45	3-10	5	кальц	11-13	13	0-1	0	50	в ядре кальцит - 5 см, далее катаклазит+ожелезн, по краям зелень жила-дайка
117	48 Д	335-355	345	65-85	75	75-90-75	80	4-5	4	25-40	35	30-40	34	600-650	630	кальц	21-12	12	0-1	0	3,5+	жила-дайка
118	48 Д	335-355	350	65-85	80	75-90-75	75	4-5	4	25-40	45	30-40	40	0-600	300	кальц	21-12	21	0-1	0	15	жила-дайка
119	48 Д	335-355	340	65-85	70	75-90-75	85	4-5	3	25-40	22	30-40	26	0-600	350	кальц	21-12	12	0-1	1	3,5+	жила-дайка
140	52 с конт	355-0	355	85-90	85	80-85	85	3-4	3	20-40	34	25-40	35	0,05-0,2	0,2	изм-бур	11-12	11	0-1	1	0,2	с северного контакта д
141	59 внт Дк	325-330	325	145-150	145	77-83	80	3-2	3	8-20	13	10-20	15	0,01-0,1	0,05	блм?	11-12	11	0-1	1	1,5	внутри дайки карбонатитов
142	59 внт Дк	325-330	330	145-150	150	77-83	77	3-2	1	8-20	5	10-20	6	0,01-0,1	0,05	блм?	11-12	11	0-1	0	0,35	внутри дайки карбонатитов
143	59 внт Дк	325-330	325	145-150	145	77-83	83	3-2	2	8-20	8	10-20	9	0,01-0,1	0,05	блм?	11-12	12	0-1	1	0,3	внутри дайки карбонатитов
166	76 ж крб	317-325	320	47-56	50	60-65	60	3-2	3	8-18	15	10-20	17	1-3	2,5	ж карб	11-12	11	1-0	1	0,3	
170	78по жур	250-260	252	160-170	162	65-70	67	2-1	1	1-5	3	1-5	4	0,01-0,1	0,05	блм?	11-12	11	1-0	0	0,1	
171	78по жур	250-260	255	160-170	165	65-70	70	2-1	1	1-5	3	1-5	4	0,01-0,1	0,05	блм?	11-12	11	1-0	1	0,1	
172	82 3 Тр	60-80	73	330-345	343	52-68	60	3-4	4	10-35	33	10-35	33	0,1-1,5	1,5	кальц	21-12	21	0-1	0	0,9	
173	82 в 3 Тр	60-80	75	330-345	345	52-68	63	3-4	3	10-35	11	10-35	15	0,1-1,5	0,1	кальц	21-12	12	0-1	0	0,3	
174	82 3 Тр	60-80	70	330-345	340	52-68	60	3-4	2	10-35	7	10-35	7	0,1-1,5	0,1	кальц	21-12	21	0-1	0	0,15	

Параметры единичных трещин и их изменчивость

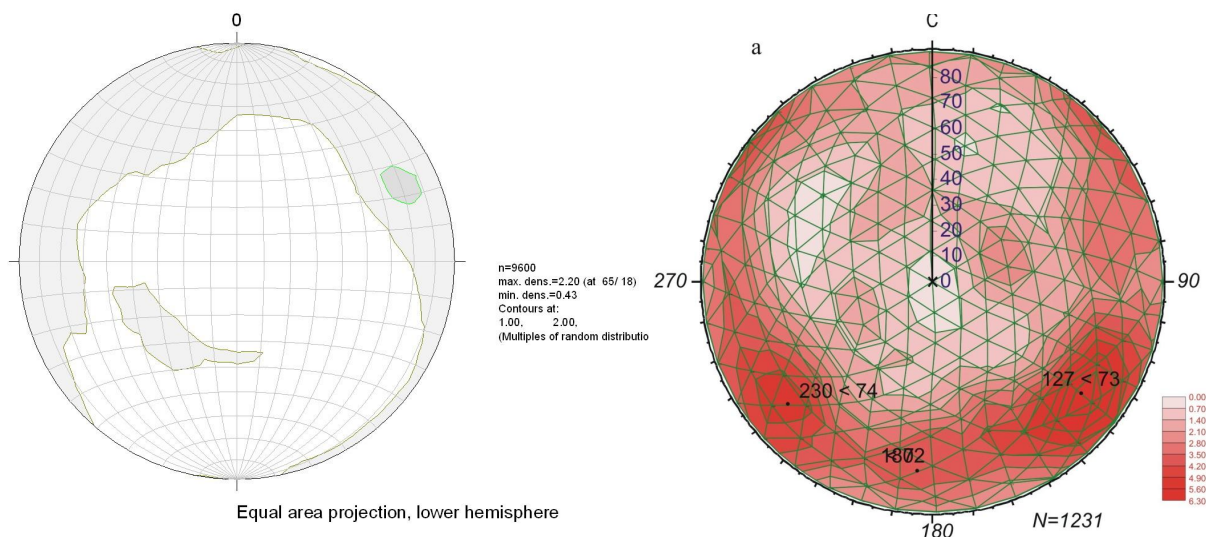
Наименование параметра	Размах
Азимут падения	до 110-115 °
Угол падения	± 60 °
Длина / ширина трещин	от n x 10 см до 500-600 м (в цепочке до n x км)
Раскрытие стенок (берегов)	от n x 0.01 мм до n x 10м
Амплитуда отклонения стенок трещины от аппроксимирующей плоскости	от ± n x мм до ± n x м
Соотношение площади ненарушенной сплошности к общей площади поверхности трещины	0-35 %
Изменение удельного количества (на интервал N x м) пересечений трещин одной системы в перпендикулярном простиранию направлении	n x 10 ⁻¹ – n x 10 ¹ раз

По результатам дифференцированной обработки и анализа трещиноватости различных комплексов, массивов и структур получены следующие выводы и общие закономерности:

1. Трещиноватость массива пород в общем случае представлена комплексом (набором) гетерогенных парагенезисов систем трещиноватости. Распределение отдельных трещин, систем трещиноватости и их парагенезисов в массиве пород носит комбинаторно-наложенный характер.
2. Основными генетическими типами трещин в магматогенных (+метаморфогенных с оговорками) массивах пород являются: а) первично-магматические / контракционные (до 95 %); б) наложенной тектоники; в) разгрузки и выветривания.
3. Количество систем трещин (и их парагенезисов), морфометрические (размеры, форма поверхности) и азимутальные (элементы залегания) параметры, а также распределение в массиве пород (частота проявления) трещин каждой системы определяются несколькими важнейшими факторами (ранжированно):
 - И) «внутренней симметрией / структурой»: формой, размером, геомеханическими параметрами и в меньшей степени – вещественно-минеральным составом геологического тела / структуры;
 - II) «симметрией внешней среды» - региональными полями напряжений;
 - III) положением и рельефом дневной поверхности и временем экспозиции.
4. Фактор «внутренней симметрии» - определяющий, т.к. контролирует парагенезис(-ы) систем прототектонической трещиноватости, в т.ч. их количество, взаимоотношения и морфометрию (размеры, форма поверхности, их изменчивость). Наиболее важными влияющими параметрами являются: форма и размер тела в плане и разрезе, ориентация по отношению к дневной поверхности, внутренняя структура (расслоенность, трахитоидность, др. линейные и планпараллельные структуры).

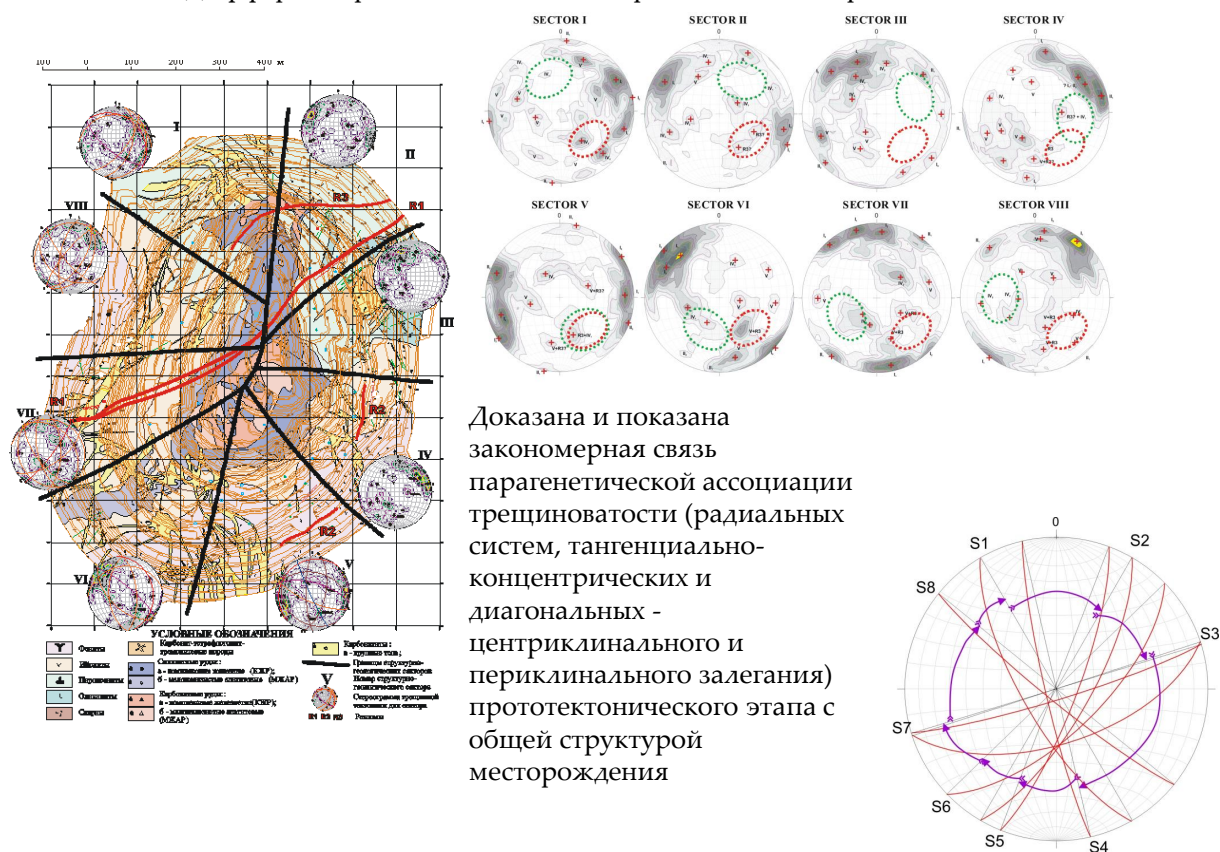
5. Фактор «симметрии внешней среды» отвечает за наложенную тектонику (региональная составляющая). Наложённая тектоника (в случае её проявления) обуславливает как образование новых трещин / дизъюнктивов, так и в большей степени – реактивацию некоторых систем и единичных «первичных» трещин, тем самым модифицируя общую структуру трещиноватости.
6. Фактор «дневной поверхности» определяет в приповерхностном слое увеличение интенсивности (частоты проявления) всех систем, но в особенности – субгоризонтальной. Он проявлен неоднородно для разных систем трещин: у каждой из них изменчивость с глубиной индивидуальная. Для условий Карело-Кольского региона этот фактор наиболее проявлен в верхнем слое коренных пород от 0 до 20-30, в некоторых случаях – до 150-200 м.
7. Выделены и с разной степенью детальности изучены и описаны парагенезисы систем трещиноватости следующих типов «внутренней симметрии / структуры» геологических тел:
 - массив центрального типа (концентрически-зонального строения) сигарообразного, конического и лополитообразного строения;
 - купол (изометричный и эллипсоидный);
 - дайка (вертикальное падение);
 - мощное плитообразное (в т.ч. расслоенное тело) наклонного падения;
 - мощное плитообразное тело (в первом приближении) субгоризонтального положения («рама»);
 - линзовидные бескорневые тела.

для примера – массив центрального типа (сигарообразный)

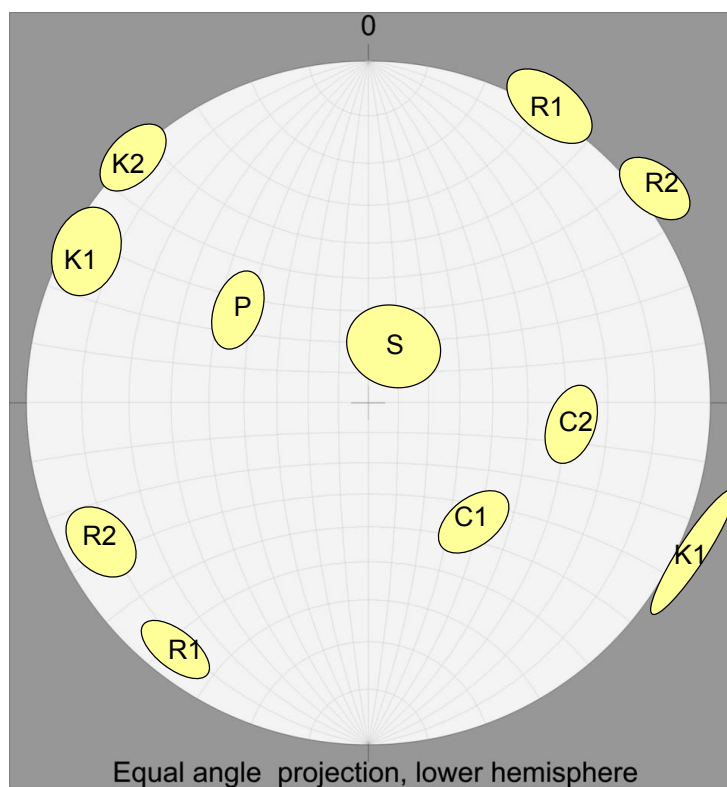


Недифференцированный анализ и обработка систем трещиноватости

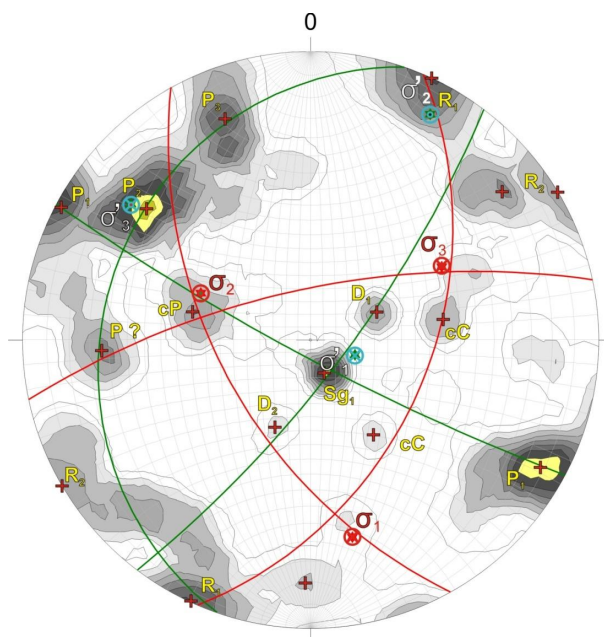
Дифференцированный анализ и обработка систем трещиноватости



Теоретическая модель трещиноватости для района месторождения Олений ручей



Реальная стереограмма систем трещиноватости с реконструкцией 2-х этапов трещинообразования для района месторождения Олений ручей



Вывод 3: морфоструктурный метод и дифференцированный подход к документации и обработке трещиноватости представляет собой достаточно точный и информативный инструментальный изучения внутренней структуры геологических тел и эволюции их напряженно-деформированного состояния

**ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ ВАРИАЦИИ АНИЗОТРОПИИ УПРУГИХ СВОЙСТВ ПОРОД
В ВИХРЕВОЙ СТРУКТУРЕ (на примере Титовского блока, Кольский п-ов)**

В.Л. Ильченко

**SPATIAL VARIATIONS OF ANISOTROPY OF ROCK ELASTIC PROPERTIES
IN A VORTICAL STRUCTURE (on example of the Titovsky block, Kola Peninsula)**

V.L. Il'chenko

Using the analysis of the Titovsky block surface relief (fragment of the Central Kola megablock, Kola Peninsula), genetic signs of vortical structure have been detected. Spatially oriented rock samples have been collected along the sub-latitude profile across the Titovsky block and investigated with the acoustopolariscopic method. The elastic anisotropy factors for P- and S-waves and spatial position of elastic symmetry plane for each sample have been determined. The distribution of elastic anisotropy factors for the rocks along the profile has features of a logarithmic spiral, which is typical of a vortical structure.

Поверхность Титовского блока (Центрально-Кольский мегаблок, западнее Титовской губы, (рис. 1) отличается дугообразностью рельефных линеаментов. Его внутренняя область представляет собой коллаж из крупных глыб (площадь $\approx 0.5\text{--}2\text{ км}^2$). В большинстве случаев границы смежных глыб нерезкие и развёрнуты относительно друг друга. Совокупность форм рельефа блока напоминает закрученную по часовой стрелке раковину аммонита, что предполагает его структурирование в вихревых условиях.

Методика. Акустополаризационным методом [Горбачевич, 1995] изучены 42 образца, собранные вдоль субширотного ($\approx 69^\circ 35'$) профиля длиной 6 км (с шагом 150 м), который является восточным продолжением профиля, охарактеризованного в [Ильченко, 2010]. Полученные показатели анизотропии A_p (для Р-волн) и B (для S-волн) сопоставлены с высотами точек отбора образцов над уровнем моря. Сопоставлены данные о пространственных вариациях вдоль профиля элементов залегания пород с положениями их главной плоскости упругой симметрии (по азимуту и углу падения).

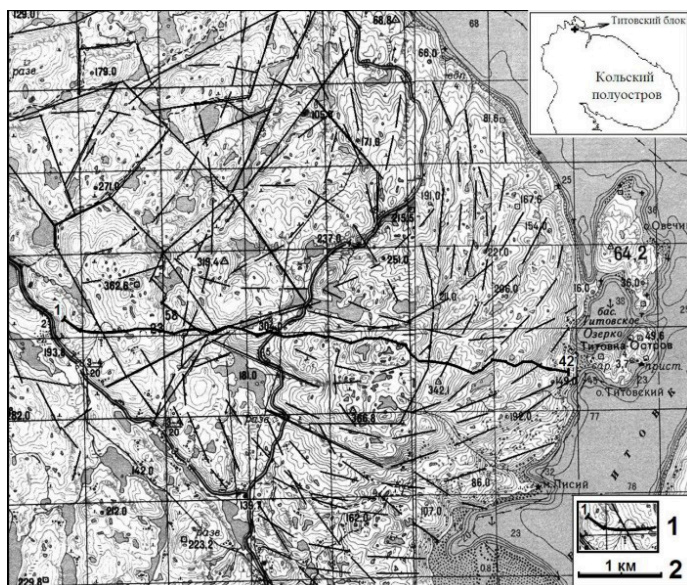


Рис.1. Схема дешифрирования линеаментов на поверхности Титовского блока. Прерывистыми линиями выделены вихреобразующие элементы, сплошными – границы глыб; 1 – профиль, 2 – масштаб.

Fig. 1. Interpretation scheme of lineaments on the surface of the Titovsky block. Dotted lines indicate vortical elements, firm lines – limits of blocks; 1 – profile, 2 – scale.

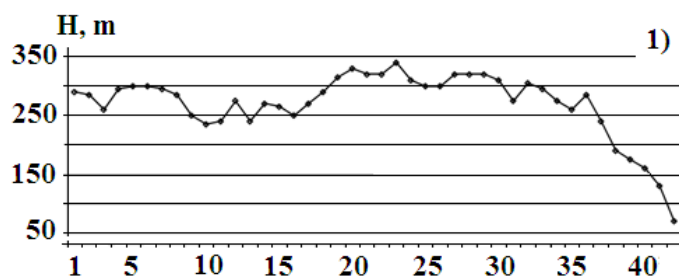


Рис. 2. Горный рельеф вдоль профиля. По горизонтали – номера образцов.

Fig. 2. Mountain relief along the profile. On the horizontal line numbers of samples are indicated.

На графиках выделяются интервалы со схожими тенденциями (к увеличению или уменьшению угловых величин), когда фрагмент кривой распределения структурно-геологических элементов залегания практически повторяет распределение элементов упругой симметрии с «отставанием» на 1 шаг отбора образцов. Кроме того, есть интервалы с почти зеркальным изменением угловых величин вдоль профиля. Похожие эффекты присутствуют на графиках распределения по профилю углов падения. Эффекты «отставания» и «зеркальности» можно объяснить особенностью геодинамического режима, когда Титовский блок был расколот и представлял собой скопление отдельных глыб. Вариации значений элементов залегания главной плоскости упругой симметрии пород вдоль профиля показывают, что ротация глыб происходила не только в горизонтальной плоскости. На том геодинамическом этапе каждый из фрагментов Титовского блока (в пределах границ блока) обладал такой свободой движения, какая возможна в случае, если бы глыбы «плавали» по поверхности заполненного магматическим расплавом резервуара (как колодый лёд в воде).

Выводы. По результатам исследования можно предположить, что значительная часть Титовского блока (возможно, и весь блок) была охвачена процессом, который, не затронув текстур пород, сильно изменил их индивидуальные структурные (отвечающие за упругие свойства и сим-

Обсуждение результатов исследования. Экстремальными значениями Ар и В на профиле выделяются интервалы с высоким уровнем воздействия деструктивных процессов на рельеф (рис. 2). Анизотропия упругих свойств пород отражает меру их дефектности. Образцы из таких зон отличаются заметной тенденцией к «разбеганию» значений Ар и В (Ар растёт, В падает или наоборот (рис. 3)). На графике вариаций показателей анизотропии для поперечных волн В наблюдается интересная картина. Максимальными значениями показателя В отмечены образцы из точек, расстояния между которыми – 9, 11 и 15 шагов отбора последовательно. Расстояние X между этими образцами на профиле увеличивается с запада на восток и может быть описано числовым рядом из n значений, определяемых как $X_n = (X_{(n-1)} + 2^n)$ или $X_n = (X_{(n-1)} - 2^n)$, где $X_0 = 9$ (шагов отбора образцов). Эти уравнения подходят для описания вариаций длины отрезков, отсекаемых логарифмической спиралью на луче из её центра к периферии, [Бронштейн, Семендяев, 1986]. Для показателей Ар картина схожая. Таким образом, вихревая закономерность имеет место в вариациях показателей анизотропии пород вдоль профиля.

Структурно-геологические элементы залегания определяются текстурой пород. В нашем случае геологические элементы залегания и плоскости упругой симметрии пород вдоль профиля в 30 % случаев совпадают по азимуту и примерно в 25 % случаев – по углу падения. Полное совпадение этих элементов (по азимуту и углу падения) наблюдаем менее чем в 10 % случаев (рис. 3).

метрию) особенности. Уничтожение элементов упругой симметрии могло произойти в случае, если бы породы были разогреты до температуры отжига напряжений, а у подошвы блока находились в форме расплава, что могло оказаться подходящим для начала вихревого движения с «разваливанием» блока на глыбы и ротационным изменением их пространственных ориентировок.

Закключение. Поскольку структура Титовского блока (как вихревая) никем ранее не была описана, необходимо высказать предположение о механизме её возникновения. Вытекание воды из ванны обычно сопровождается появлением «воронки» над сточным отверстием. Значительная часть вещества земной мантии пребывает в состоянии расплава (жидкости). В таком же состоянии находится вещество в наиболее горячих точках мантии – плюмах, встречающихся и на границе с литосферой. Присутствие в основании земной коры вещества в форме жидкости позволяет объяснить механизм происхождения коровых вихревых структур по аналогии с завихрением воды над отверстием водостока. Условием возникновения вихревого режима является способность среды легко реагировать на изменение динамических условий, а для сохранения последствий такой реакции (формы) необходимо, чтобы эта среда находилась в твёрдом состоянии. Хрупкие горные породы, нагреваясь, становятся изотропными и пластичными. Если какой-нибудь фрагмент литосферы (геоблок) оказывается на пути плюма, то начинается плавление пород его основания с «разрастанием» плюма вверх. По мере разогревания и под воздействием активных плюмовых флюидов верхняя часть геоблока размягчается до пластичного состояния [Артюшков, 2003]. Вещество в «переходной зоне» от плюма к верхней части геоблока будет находиться, по-видимому, в «переходном» же агрегатном состоянии (не жидкое и не твёрдое). Само наличие плюма даёт устойчивую долговременную положительную аномалию мантийного теплового потока в районе его локализации. Поэтому на границе между мантией и литосферой можно ожидать перенасыщения мантийного расплава газами. В такой ситуации любое геодинамическое событие (например, заложение разлома), приводящее к резкому сбросу давления, инициирует вспенивание расплава (как вскипает шампанское при открывании бутылки). Если такой разлом достаточно больших размеров возникнет в основании охватившего

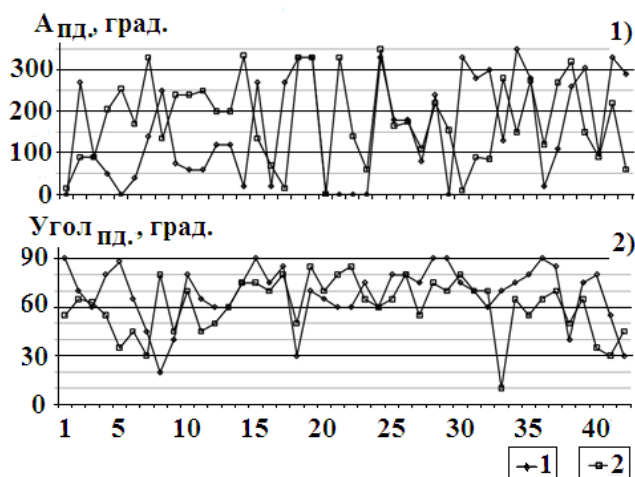


Рис. 3. Сопоставление геолого-структурных элементов залегания пород с положением их главной плоскости упругой симметрии: 1 – азимут падения, 2 – угол падения. Условные обозначения: 1 – геолого-структурные элементы залегания, 2 – положение плоскости упругой симметрии.

Fig. 3. Comparison of geological-structural elements of the rock bedding with the position of their major elastic symmetry plane: 1 – dip direction, 2 – pitch of ore body. Legend: 1 – geological-structural elements of the rock bedding, 2 – position of their major elastic symmetry plane.

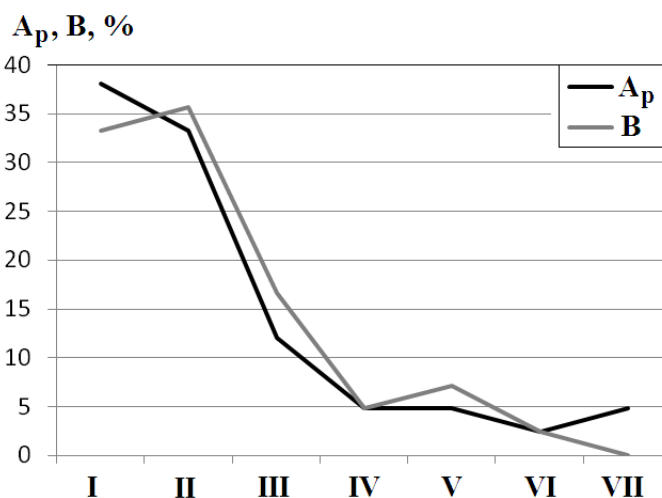


Рис. 4. Спектральное изображение пространственных вариаций пород по профилю. Римскими цифрами (по горизонтали) отмечены линии спектра. Отсутствие каких-либо заметных «пиков» (линия V может не приниматься во внимание) свидетельствует о солитонной природе объекта [Филиппов, 1990].

Fig. 4. Spectral image of special variations of rocks on profile. Roman numerals (across) indicates lines of the spectrum. The absence of any noticeable “peaks” (line V may not be considered) testify to the soliton origin of the object [Philippov, 1990].

литосферный блок плюма, вспененный расплав будет выброшен по разлому на поверхность, а в основании плюма возникнет «пустота», куда устремится расплав из захваченной плюмом нижней части геоблока. Это движение создаст условия для зарождения вихревого гидродинамического режима (аналогично вытеканию воды из ванны). Вихревой характер движения в жидком расплаве распространится через более вязкое вещество «переходной зоны» на вышележащие, разогретые до пластичного состояния, породы. Затем, с оттоком расплава, должно произойти обрушение «кровли» с разваливанием её на глыбы. Движение обрушенной массы (пока сохраняется её пластичность) будет продолжаться по инерции и по мере остывания, сохраняя вихревой характер вплоть до перехода в хрупкое состояние. Кристаллизация вещества массива, сопровождаемая инерционно затухающим движением, соответственным образом отразится в особенностях его структуры и пространственных вариациях физических свойств пород. Всё это приведёт к избирательности процессов физического выветривания с выявлением в рельефе Земли следов древних геодинамических событий.

Кроме того, анализируя этот литосферный «вихрь», можно прийти к выводу, что на заключительной стадии истечения расплава в мантию и при остывании вышележащих пород в «русле» истечения неминуемо должны возникнуть условия, способствующие образованию пустот или разреженных, сильно трещиноватых участков с высокими коллекторскими свойствами. Это – предпосылка для выдвижении гипотезы о возможном заполнении коллекторов рудным веществом, поскольку Природа пустоты не терпит...

За содействие, в выполнении данной работы, автор благодарит сотрудников ГИ КНЦ РАН Н.Е. Козлову, М.В. Ковалевского, Ф.Ф. Горбачевича, Т.В. Ивонину, А.А. Стафоркина и бывшего аспиранта А. Макарова. Работа выполнена при поддержке РФФИ, гранты №№ 07-05-00100а, 10-05-00082а.

Список литературы

1. Артюшков Е.В. Резкое размягчение континентальной литосферы как условие проявления быстрых и крупномасштабных тектонических движений // Геотектоника. 2003. № 2. С. 39-56.
2. Бронштейн И.Н., Семендяев К.А. Справочник по математике для инженеров и учащихся втузов. М.: Наука, 1986. 544 с.
3. Горбачевич Ф.Ф. Акустополарископия горных пород. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1995. 204 с.
4. Ильченко В.Л. О вариациях плотности и анизотропии упругих свойств архейских пород в приповерхностном залегании (на примере Центрально-Кольского мегаблока, Балтийский щит) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2010. № 1. С. 73-79.
5. Филиппов А.Т. Многоликий солитон. М.: Наука, 1990. 288 с.

АЛМАЗООБРАЗОВАНИЕ: НОВЫЕ АСПЕКТЫ

В.К. Каржавин

DIAMOND FORMATION: NEW ASPECTS

V.K. Karzhavin

The article presents results of computer modeling of diamond and carbon formation from carbonates. It is shown that this model can be put into practice with kimberlite pipes formation in the near-surface conditions. High P and T are no decisive parameters in the suggested model. Limit values of P, T and compositions of hydrocarbonaceous fluid phase.

Вопросу возможного механизма алмазообразования посвящено большое количество исследований теоретического и прикладного характера. Например, общепринята мантийная гипотеза: алмазы кимберлитовых трубок образуются из углерода только в условиях чрезвычайно высоких давлений. Основанием утверждения явился ряд теоретических работ [Лейпунский, 1939; Berman et al., 1955; Bundy, 1963]. Используя данные этих работ, можно рассчитать параметры образования алмаза, если за исходное вещество принять графит, а не другие углеродсодержащие вещества. Однако существует мнение, что алмазы в кимберлитовых трубках могли образоваться как на различных глубинах, так и в верхних частях земной коры при взаимодействии с веществом осадочных горных пород [Вдовыкин, 1970]). Причиной этому послужило снижение содержания алмазов с глубиной в трубках взрыва. Кроме того, предполагается, что процесс алмазообразова-

ния в кимберлитовых трубках протекал и при более низких Р и Т в приповерхностных условиях [Каминский, 1984]. Из множества гипотез, касающихся условий алмазообразования, находки алмазов в некимберлитовых (метаморфических) породах предложено рассматривать как возможность их генезиса по иному механизму [Сидоренко и др., 1976; Екимова и др., 1992; Лаврова, 1991]. Зарождение и рост алмазов осуществлялись в условиях сравнительно низких давлений и температур [Екимова и др., 1992; Печников и др., 1993; Лаврова и др., 1999; Шумилова, 2003].

Вероятным источником углерода для алмазов принято считать породы мантии, якобы богатые углеродом [Виноградов и др., 1965; Галимов, 1968]. Кроме того, в образовании алмазов может принимать участие углерод эндогенного и биогенного происхождения, в т.ч. углерод углеводородных соединений. В связи с этим предлагались две принципиально различные точки зрения по вопросу фракционирования изотопов углерода при образовании алмазов. Изотопное фракционирование углерода в процессе образования алмазов в природных условиях не происходит [Виноградов и др., 1967; Кропотова и др., 1970; Лаврова и др., 1999]. Однако при переходе углерода из одного фазового состояния в другое в природных условиях и искусственном алмазообразовании изотопное фракционирование имеет место, поэтому изотопный состав алмаза будет отличаться от исходного углеродсодержащего вещества [Федосеев и др., 1971; Вдовыкин, 1970]. Природные алмазы тяжелее углерода карбонатов окружающих пород. По мнению Э.М. Галимова (1968), вариации изотопного состава углерода алмаза ($\delta^{13}\text{C}$ от +2.7 ‰ до -34.4 ‰) могут объясняться его добавками из внешнего источника. С другой стороны, по отношению изотопов углерода $\text{C}^{12}/\text{C}^{13}$ углерод алмазов соответствует углероду известняков [Соболев, 1960].

Исследователи выделяют три типа кимберлитовых тел: трубки, дайки (жилы) и sillы (рис. 1). К ним необходимо также добавить вулканы, т.к. вулканическая бомба из вулкана Ганунг-Руанг (Целебес) оказалась алмазоносной [Каминский, 1984].

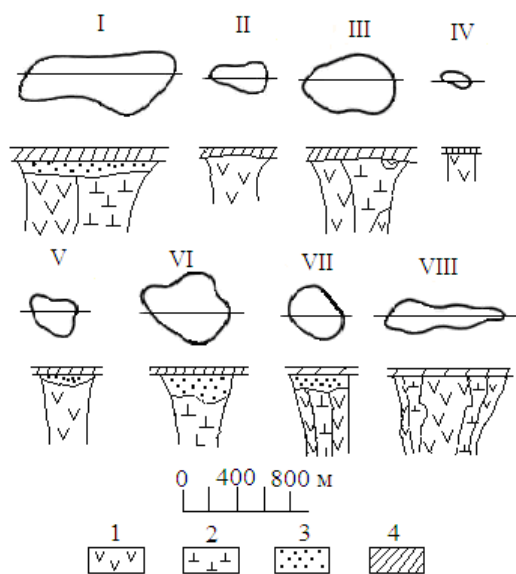


Рис. 1. Морфология и внутреннее строение кимберлитовых трубок [Харьков и др., 1997]. Трубки: I – Пионерская, II – Поморская, III – Ломоносовская, IV – Кольцовская, V – Снегурочка, VI – Архангельская, VII, VIII – Карпинская-1 и 2. 1-2 – породы диатремовой фации первой и второй фаз внедрения соответственно; 3 – образование кратерной фации; 4 – перекрывающие четвертичные и каменноугольные отложения.

Fig. 1. Morphology and structure of kimberlite pipes [Khar'kiv et al., 1997]. Pipes: I – Pionerskaya, II – Pomorskaya, III – Lomonosovskaya, IV – Kol'tsovskaya, V – Snegurochka, VI – Archangel'skaya, VII, VIII – Karpinskaya-1 and 2. 1 and 2 – rocks of diatremefacies of the first and second intrusion phases respectively; 3 – crater facies formation; 4 – overlapping Quaternary and Carboniferous sedimentations.

Месторождения алмазов приурочены к кристаллическим сланцам, гнейсам и метасоматизированным карбонатным породам метаморфического комплекса. [Харьков и др., 1997]. Характерной особенностью состава кимберлитов является постоянное присутствие карбонатов [Петров, 1959]. Имеются данные о генетической связи карбонатов кимберлитовых тел с таковыми из вмещающих пород. Содержание карбонатов с глубиной (700-800 м) увеличивается вдвое, количество алмазов снижается [Лапин, 1984]. Карбонаты находятся в ассоциации с диопсидом, монтичеллитом, флогопитом, серпентином [Лаврова и др., 1999]. В породах кимберлитовых трубок Якутии отмечают появление новых минералов, у которых цементирующая масса представлена серпентином, полиморфным карбонатом, сложными углеродсодержащими соединениями (битуминозное вещество) [Зинчук, 2000]. Водород – основной газообразный компонент флюида почти во всех продуктах вулканической деятельности [Иванкин и др., 1977]. Проведенный детальный анализ и обобщение литературных данных создали основу для решения проблемы алмазообразования с иной позиции.

Предыдущим исследованием условий алмазообразования в карбонат-силикатных породах Хибин установлена возможность образования алмаза и углерода в карбонат-щелочных многокомпонентных системах в неравновесной среде. Процессу алмазообразования в карбонатитовых и метаморфических породах может способствовать наличие в природной среде углерода, восстановительные условия среды при определённых величинах давления и температуры [Каржавин, 2009].

Основанием для рассмотрения отличного пути образования алмазов явилась несколько специфичная форма кимберлитовых трубок, их нахождение среди карбонатных пород и наличие в кимберлитах различных углеводородных соединений. Кроме того, анализ природных углеродных веществ показал наличие впервые обнаруженных природных кубического графита и алмазоподобного углерода [Шумилова, 2003]. В связи с этим нами предпринята оценка алмазообразования при несколько отличных от общепринятых РТ-условий.

Физико-химическое моделирование сложного состава флюида, равновесного с твёрдой фазой, позволяет установить разнообразие факторов, влияющих на процесс образования и эволюцию минералов, минеральных ассоциаций и флюида в природных условиях при различных РТ-параметрах. Численная реализация мультисистем проводится при помощи метода минимизации свободной энергии Гиббса. Исходными данными для модельных исследований использовали результаты химического анализа образцов породы (табл. 1). Каждая из созданных мультисистем содержала 14 независимых компонентов (элементы): Al-Ca-F-Fe-K-Mg-Na-P-S-Si-Ti-C-H-O. Расчётная матрица мультисистемы была составлена из 39 зависимых компонентов минеральных и флюидной фазы, включающей десять газообразных компонентов: H_2O , H_2 , O_2 , CO , CO_2 , H_2S , SO_2 , S_2 , CH_4 , C_2H_6 . Объектами исследований явились химические анализы образцов:

1) Кумдыкольского месторождения и Барчинской алмазоносной зоны Казахстана. Это метасоматически переработанные и перекристаллизованные гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы, в результате чего в природной системе появились мусковит, серицит, хлорит и новообразованные: эпидот, цоизит, сфен, графит, сульфиды. Алмазы – кубические, редко – октаэдрические [Лаврова и др., 1999].

2) Ермаковского кимберлитового поля Терского побережья Белого моря. Трубка взрыва Ермаковская-7, флогопит-оливиновый кимберлит порфировой структуры, оливин частично замещён серпентином. Алмазы - преобладают октаэдрические [Калинкин и др., 1997; Арзамасцев и др., 2009].

За основу минеральных фаз в мультисистемах были использованы результаты изучения состава образцов (силикаты, алюмосиликаты, оксиды, карбонаты, апатиты, сульфиды, галогениды). Характерной особенностью данных образцов является то, что в некоторых из них установлено присутствие алмазов. Данные алмазы найдены в метаморфических породах докембрия, претерпевших метасоматические преобразования в тектонической зоне. Опубликованное содержание алмазов в образцах было учтено (как углерод) в исходных для расчёта данных векторов (табл. 1).

Таблица 1. Данные химического анализа исследуемых образцов

Table 1. Results of the chemical analysis of the studied objects

Оксиды / Oxides	Кумдыколь / Kumdykol'	Барчинское / Barchinskoye		Ермаковская-7 / Yermakovskaya-7	
	37/32	54/43	82/83	77/257	77/145
SiO_2	65.2	59.03	58.73	29.42	27.75
TiO_2	1.06	0.44	0.72	1.41	1.05
Al_2O_3	13.4	11.2	18.96	4.40	4.82
Fe_2O_3	3.20	1.24	1.83	5.94	5.97
FeO	6.21	4.96	3.76	1.59	2.25
MgO	3.46	6.37	2.56	22.31	23.16
CaO	1.93	7.99	1.55	13.29	13.18
Na_2O	1.5	0.23	6.24	0.20	0.15
K_2O	1.45	2.8	2.72	2.79	2.32
P_2O_5	0.18	0.08	0.19	1.61	1.76
CO_2	0.1	3.17	0.24	7.82	8.59
H_2O	2.46	2.33	1.84	1.2	1.11
F	-	-	-	0.21	0.21
S	0.32	0.59	0.22	0.06	0.04
C	0.46	0.41	0.02	-	-
C, караты / carates	152.1	174.5	-	-	-

Теоретические расчёты проводилось для T = 300, 500, 700 и 900 °C, давления в 1000, 5000 и 10000 бар. Сопоставление результатов расчёта и проведённый анализ позволил установить некоторые интересные отличия, которые можно проследить в таблице 2. Результаты расчёта мульти-

Таблица 2. Углеродсодержащие соединения и парциальное давление кислорода в зависимости от величины P и T (образцы 1, 2 – Барчинские с алмазом и без него; 3, 4 – Ермаковские-7 с алмазом и без него; 5 – Кудымкольский с алмазом)

Table 2. Carbon-bearing compounds and partial pressure of oxygen depending on values of P and T (samples 1, 2 – Barchinskiye with and without diamond; 3, 4 – Yermakovskiye-7 with and without diamond; 5 – Kudymkol'sky with diamond)

Состав		300	500	700	900	300	500	700	900	300	500	700	900
		P = 1000 бар				P = 5000 бар				P = 10000 бар			
		Содержание, масс. %											
1	Углерод	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Алмаз	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	CaCO ₃	0.71	-	-	-	0.71	-	-	-	0.71	0.58	-	-
	MgCO ₃	сл.	-	-	-	сл.	-	-	-	сл.	0.01	-	-
	O ₂	3.8e-31	7.1e-24	8.2e-16	1.6e-11	1.9e-33	2.5e-23	3.8e-16	3.2e-11	3.5e-35	5.4e-23	4.6e-16	3.7e-11
	CH ₄	6.6e-05	2.1e-01	3.9e-06	1.8e-07	2.9e-03	1.0e-01	2.6e-04	1.1e-06	4.0e-03	1.7e-02	3.3e-04	3.0e-06
	C2H ₆	1.8e-14	5.8e-07	4.1e-15	2.4e-17	1.2e-10	3.0e-07	8.9e-12	6.4e-16	3.2e-09	1.7e-08	2.2e-11	6.2e-15
2	Углерод	0.227	0.166	0.004	-	0.27	0.21	0.15	0.078	0.22	0.15	0.153	0.13
	Алмаз	0.097	0.076	0.002	-	0.13	0.11	0.08	0.042	0.13	0.09	0.091	0.08
	CaCO ₃	7.51	сл.	-	-	6.41	7.31	-	-	6.57	7.70	-	-
	MgCO ₃	0.26	сл	-	-	0.63	0.05	-	-	0.85	0.69	-	-
	O ₂	2.5e-35	1.8e-24	2.8e-19	2.2e-15	2.5e-35	3.1e-24	1.9e-18	5.9e-15	2.2e-35	2.1e-24	4.7e-18	1.4e-14
	CH ₄	1.1e-03	5.4e-01	3.5e+01	1.6e+01	7.9e-05	1.7e-01	1.2e+01	7.0e+01	1.0e-04	7.6e-02	3.0e-00	3.7e+01
	C ₂ H ₆	2.5e-10	9.3e-06	1.1e-02	4.2e-03	6.2e-12	2.1e-06	2.5e-03	6.2e-02	3.1e-11	7.4e-07	4.7e-04	2.7e-02
3	Углерод	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Алмаз	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	CaCO ₃	16.36	16.60	7.63	1.53	14.41	15.81	15.52	8.36	13.74	14.80	14.82	14.44
	MgCO ₃	2.46	2.26	0.31	0.04	2.62	2.92	2.67	0.57	2.29	3.78	3.68	2.62
	O ₂	1.9e-29	7.5e-18	1.2e-12	2.7e-09	3.5e-30	3.1e-18	8.5e-13	2.1e-08	7.2e-31	6.9e-19	4.0e-13	2.2e-08
	CH ₄	3.1e-05	1.5e-02	6.6e-00	1.9e-00	1.7e-04	4.7e-03	6.4e+01	1.2e+01	1.1e-03	9.3e-03	7.5e-01	3.8e+01
	C ₂ H ₆	1.2e-12	4.3e-08	8.8e-04	2.4e-04	1.9e-11	9.4e-09	3.1e-02	4.3e-03	4.6e-10	3.2e-08	4.7e-02	2.8e-01
4	Углерод	0.08	0.079	0.069	0.104	0.077	0.076	0.071	0.068	0.081	0.072	0.07	0.07
	Алмаз	0.034	0.036	0.033	0.052	0.038	0.039	0.038	0.036	0.049	0.043	0.042	0.041
	CaCO ₃	10.40	16.37	15.00	10.24	9.02	15.17	15.80	14.47	6.65	11.65	13.57	15.16
	MgCO ₃	2.10	3.41	2.10	0.87	1.64	4.43	3.61	2.64	1.10	3.98	5.55	3.80
	O ₂	3.9e-36	7.3e-25	4.8e-19	2.2e-15	1.8e-36	5.5e-25	8.8e-19	9.8e-15	6.7e-37	3.1e-25	2.6e-19	1.4e-14
	CH ₄	3.1e-05	1.5e-02	6.6e-00	1.9e-00	1.7e-04	4.7e-03	6.4e+01	1.2e+01	1.1e-03	9.3e-03	7.5e-01	3.8e+01
	C ₂ H ₆	1.2e-12	4.3e-08	8.8e-04	2.4e-04	1.9e-11	9.4e-09	3.1e-02	4.3e-03	4.6e-10	3.2e-08	4.7e-02	2.8e-01

5	Углерод	2.03	2.03	1.83	1.68	1.95	2.06	1.95	1.86	1.84	1.89	1.89	1.99
	Алмаз	0.87	0-94	0.88	0.83	0.97	1.07	1.03	1.0	1.11	1.14	1.12	1.11
	CaCO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	сл.	1.94	-	-
	MgCO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	сл.	0.08	-	-
	O ₂	5.8e-34	1.0e-24	2.1e-19	8.3e-16	3.1e-33	5.0e-24	9.9e-19	3.7e-15	8.0e-33	6.8e-24	2.3e-18	8.1e-15
	CH ₄	3.1e+02	9.4e-00	7.1e+01	8.3e+01	1.4e+03	2.6e-00	5.2e+01	1.7e+02	2.8e+03	1.8e-00	1.9e+01	1.0e+02
	C ₂ H ₆	3.6e-02	6.5e-04	3.1e-02	7.0e-02	4.7e-01	1.2e-04	2.3e-02	2.3e-01	1.9e-00	8.4e-05	5.8e-03	1.2e-01

систем в указанном интервале температуры и давления позволили заключить, что образование алмаза осуществляется одновременно с появлением свободного углерода при разложении карбонатов по аналогичным механизмам в неравновесных условиях. Содержание углерода превышает количество образующего алмаза в два раза и более. Этот результат соответствует интенсивному разложению карбонатов. При составлении мультисистем в исходные данные для образцов Ермаковская-7 не учитывалось (нет информации) содержание в них алмазов. Анализ результатов численного моделирования позволил установить для обр. 77/145 возможное присутствие алмазов в данной трубке взрыва. Их количество соизмеримо содержанию алмазов в обр. 54/43 Барчинской алмазоносной зоны. Из представленного материала следует, что изменение исходного состава образцов, используемых в расчётах мультисистем (алмазных и без алмазов), вызвало перераспределение концентраций почти всех зависимых компонентов: плагиоклаза, гранатов, оливинов, пироксенов. Более значительные изменения оказались в составе флюидной фазы. Доля углеводородов (метан, этан) во флюиде образцов содержащих алмазы значительно увеличилась. Приведённые результаты физико-химического исследования позволяют прийти к заключению о том, что образование алмазов действительно возможно при низких величинах давления, температуры и восстановительных условиях среды. Характерной особенностью карбонатов (кальцит, магнезит, доломит) является их стабильность в условиях мантии [Кусков, 1978]. Поэтому мы предполагаем, что образование алмазов является результатом воздействия прорвавшейся из глубин расплавленной магмы и флюида на карбонаты верхних горизонтов земной коры и осадочные горные породы.

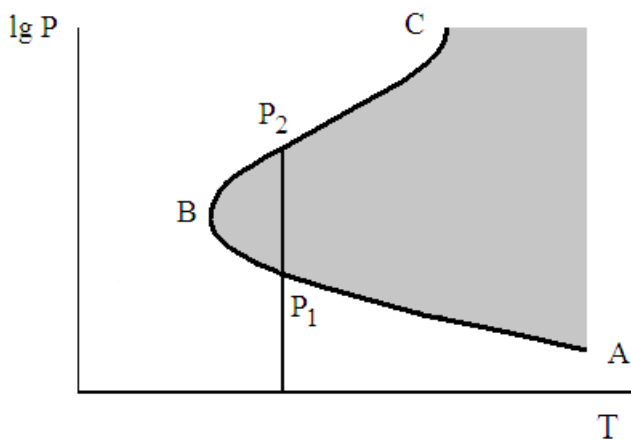


Рис. 2. «Полуостров» взрыва ABC с нижним (AB) и верхним (BC) пределами воспламенения [Семёнов, 2005].

Fig. 2. Explosion peninsula ABC with the lower (AB) and upper (BC) ignitability limits [Semyonov, 2005].

При достижении приповерхностных условий среды водород флюида входит в контакт с кислородом воздушной среды («гремучая смесь») [Семёнов, 2005]. Если параметры температуры и суммарного давления газов (водорода и кислорода) попадают в пределы «полуострова» воспламенения ABC (например, P_1 и P_2), то происходит мгновенная, распространяемая с большой скоростью химическая реакция окисления кислородом воздуха глубинного водорода (рис. 2).

Это цепной процесс¹, который сопровождается взрывом и быстрым, значительным ростом давления в данной природной системе (рис. 3). Взрыв имеет тепловую природу, а выделяющаяся энергия за счёт образующихся молекул воды (экзотермический процесс, более 240 кДж/моль) способствует созданию вторичной активации (развитию цепного процесса). В случае невозможности

быстрого удаления выделенного в результате взрыва тепла во вмещающие породы в образовавшемся объёме происходит прогрессивный авторазогрев до температур значительно выше тысячи градусов. При взаимодействии глубинного водорода с кислородом создаваемые цепным процессом величины давления и температуры в локальном объёме трубки взрыва вполне

¹ Теория и механизм этого процесса разработаны и детально изучены в прошлом веке Н.Н. Семёновым и С.Н. Хиншелевудом – лауреатами Нобелевской премии по химии 1956 г. (Семёнов, 2005).

достаточны для разложения и преобразования карбонатов в алмазы, графит и новообразованные минералы, в которых Fe²⁺ связывается в виде Fe³⁺ и т.д. Это новые кальциевые и магниесодержащие минералы (диопсид, монтичеллит, флогопит, серпентин и др.), компоненты флюида (в т.ч. углеводороды и т.д.), в зависимости от условий среды – алмаз и графит.

Экспериментально установлено, что увеличение концентрации (давления) водорода и кислорода в газовой смеси способствует смещению положения «полуострова» взрыва на графике в область более низких температур [Семёнов, 2005]. Присутствие примесей и других компонентов флюида в смеси водорода и кислорода также вызывает снижение температуры воспламенения за счёт смещения «полуострова» взрыва в область низких температур, при этом увеличивает длительность времени протекания цепного процесса, что может влиять на размеры образующихся алмазов.

При последующем снижении давления (и спада температуры) в трубке взрыва вслед за «прострелом» происходит проваливание вышележащих пород. Образующееся пространство после взрыва будет быстро заполняться магмой, обогащённой флюидом, который представлен летучими компонентами, органическими соединениями и обломками вмещающих пород, новообразованными и стеклообразными (оплавленными высокой температурой при взрыве) минералами.

Описанный процесс образования алмазов и углерода из карбонатов и полученные результаты физико-химического исследования подтверждают наши предыдущие выводы [Каржавин, 2009]. Действительно, такая модель может быть реализована при наличии карбонатных пород в приповерхностных условиях при образовании кимберлитовых трубок, в верхней части которых в результате взрыва образуется кратер. Поэтому глубинные высокобарические условия (сверхвысокие Р и Т) не могут быть определяющими при образовании кимберлитовых трубок, тем более не кимберлитовых Кумдыкольского месторождения и Барчинской алмазоносной зоны Казахстана. Данный процесс возможен только при определённых условиях образования природных месторождений алмаза.

Установленные расчётным путём изменения в составе флюидной фазы за счёт значительного увеличения содержания в ней углеводородов (метан, этан) представляет интерес и позволяет считать этот факт дополнительным поисковым критерием (признаком). Также следует отметить, что работа представляет собой предварительное исследование алмазообразования не общепринятым высокобарическим методом, который с трудом объясняет наличие «пустых» (без алмазов) трубок взрыва.

Список литературы

1. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб: Наука, 2009. 383 с.
2. Вдовыкин Г.П. О происхождении алмазов в метеоритах и кимберлитах // Геохимия. 1970. № 11. С. 1373-1380.
3. Виноградов А.П., Кропотова О.И., Устинов В.И. Возможные источники углерода природных алмазов по изотопным данным C¹²/C¹³ // Геохимия. 1965. № 6. С. 643-651.
4. Виноградов А.П., Кропотова О.И. Об изотопном фракционировании углерода в геологических процессах // Изв. АН СССР, сер. геол. 1967. № 11. С. 3-13.
5. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.
6. Екимова Т.Е., Лаврова Л.Д., Петрова М.А. Включения алмазов в порообразующих минералах метаморфических пород // ДАН СССР. 1992. Т. 332. № 3. С. 366-368.

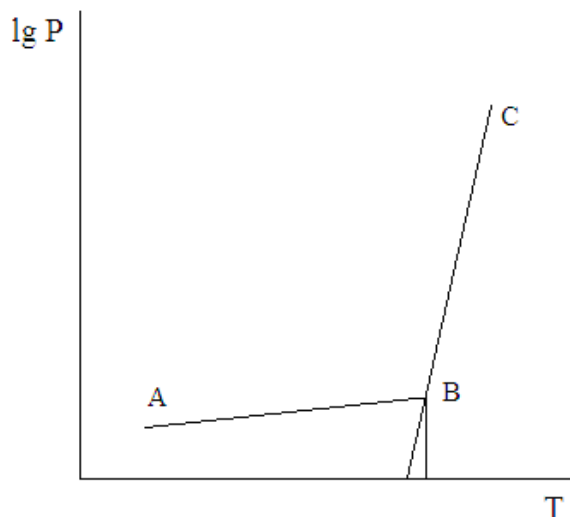


Рис. 3. Зависимость изменения величины давления от температуры.

Fig. 3. Pressure variation dependence of temperature.

7. Зинчук Н.Н. Постмагматические минералы кимберлитов. М.: ООО «Недра-Бизнес-центр», 2000. 538 с.
8. Иванкин П.Ф., Иншин П.В. О взаимосвязи углерода и воды в петрогенезисе // Сов. геология. 1977. № 1. С. 37-40.
9. Каминский Ф.В. Алмазоносность некимберлитовых изверженных пород. М.: Недра, 1984. 173 с.
10. Каржавин В.К. Карбонат-силикатные породы как источник алмазообразования в Хибинах / Труды VI Всероссийской (с межд. уч.) Ферсмановской научн. сессии. Апатиты: К & М, 2009. С. 168-175.
11. Кропотова О.И., Гриненко В.А., Безруков Г.Н. К вопросу о возможных изотопных эффектах при образовании алмазов // Геохимия. 1970. № 10. С. 1279-1287.
12. Кусков О.А. Устойчивость карбонатов мантии Земли // Геохимия. 1978. № 12. С. 1813-1820.
13. Лаврова Л. Д. Новый тип месторождений алмазов // Природа. 1991. № 12. С. 62-68.
14. Лаврова Л.Д., Печников В.А., Плешаков А.М., Надеждина Е.Д., Шуколюков Ю.А. Новый генетический тип алмазных месторождений. М.: Научный мир, 1999. 228 с.
15. Лапин А.В., Маршинцев В.К. Карбонатиты и кимберлитовые карбонатиты // Геол. рудн. месторождений. 1984. № 3. С. 28-43.
16. Лейпунский О.И. Об искусственных алмазах // Успехи химии, 1939. Т. VIII. Вып. 10. С. 1519-1534.
17. Калинин М.М., Поляков И.В. Кимберлиты и родственные породы Терского берега Кольского п-ова // Проблемы золотоносности и алмазоносности севера Европейской части России. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 1997. С. 117-123.
18. Петров В.С. Генетическая связь алмазов с карбонатами кимберлитов // Вест. МГУ. Сер. геол. 1959. Вып. 2. С. 13-20.
19. Печников В.А., Бобров В.А., Подкуйко Ю.А. и др. Изотопный состав алмаза и сопутствующего графита из метаморфических пород Северного Казахстана // Геохимия. 1993. № 1. С. 150-154.
20. Семёнов Н.Н. Избранные труды. Т. 2. Горение и взрыв. М.: Наука, 2005. 704 с.
21. Сидоренко А.В., Розен О.М., Теняков В.А., Сидоренко С.А. Углеродсодержащие метаморфические комплексы докембрия как потенциальный источник алмаза // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230. № 6. С. 1433-1436.
22. Соболев В.С. Условия образования месторождений алмазов // Геология и геофизика. 1960. № 1. С. 7-22.
23. Федосеев Д.В., Галимов Э.М., Варнин В.П., Прохоров В.С., Дерягин Б.В. Фракционирование изотопов углерода при физико-химическом синтезе алмазов // Докл. АН СССР. 1971. Т. 201. № 5. С. 1149-1151.
24. Харьков А.Д. Зинчук Н.Н., Зуев В.М. История алмаза. М.: Недра, 1997. 601 с.
25. Шумилова Т.Г. Минералогия самородного углерода. Екатеринбург: УрО РАН. 2003. 315 с.
26. Berman R., Simon F. О равновесии системы графит-алмаз // Zeitschrift fur Electrochemie. 1955. V. 59. N 5. P. 333- 338.
27. Bundy F.P. Direct conversion of graphite to diamond in static pressure apparatus // Jour. Chem. Phys. 1963. V. 38. № 3. P. 618-623.

МОРФОЛОГИЯ ГЁТИТА И ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ – «ЖЕЛЕЗНОЙ ШЛЯПЫ», СЕРПОВИДНЫЙ ХРЕБЕТ, КЕЙВЫ, КОЛЬСКИЙ П-ОВ

В.В. Коган, С.В. Мудрук, А.В. Волошин, В.В. Балаганский

GOETHITE MORPHOLOGY AND THE FIRST DATA ON MINERALOGY OF THE WEATHERING CRUST – “IRON HAT”, SERPOVIDNY RIDGE, KEIVY, KOLA PENINSULA

V.V. Kogan, S.V. Mudruk, A.V. Voloshin, V.V. Balagansky

The current article highlights the first find of the goethite weathering crust in the western part of the Keivy upland of the Serpovidny ridge, Kola Peninsula, in 2009. First reported are results of mineralogical research of this unique formation in the regional scale, structural-textural analysis, position in the Keivy schist unit. The formation history of the “iron hat” has been suggested. Its comparative analysis with alike formations has been provided.

Первая находка гётитовой коры выветривания («железной шляпы») на Кольском п-ове была сделана в 2009 г. в западной части Кейвской возвышенности хр. Серповидный, в нескольких километрах к юго-западу от г. Песцовая Кейва. Гётитовая кора выветривания была обнаружена среди кварц-двуслюдяных сланцев палеопротерозойской Серповидной структуры. Первоначально её породы были выделены как образования пачек Е и Ж архейской свиты Кейв [Бельков, 1963]. Позднее было показано, что пачки Е и Ж следует коррелировать с вулканогенно-осадочными породами умбинской свиты палеопротерозойской зоны Имандра-Варзуга [Белолипецкий и др., 1980]. В настоящее время авторы выделяют в строении палеопротерозойской Серповидной структуры три толщи [Балаганский и др., 2009]. Вмещающие «железную шляпу» кварц-двуслюдяные сланцы принадлежат южной толще, падающей к ССВ под углом 50-65°.

При детальной геологической и магнитной съёмке центральной части Серповидной структуры южной толще в старой геологоразведочной канаве обнаружены образования, почти нацело сложенные гётитом. Была отобрана коллекция образцов. В известных авторам отчётах о геологоразведочных работах на Серповидной структуре [Ляшенко, Вейхер, 1952; Носиков и др., 1953; Гаскельберг и др., 1978] проявления гётита не упоминаются.

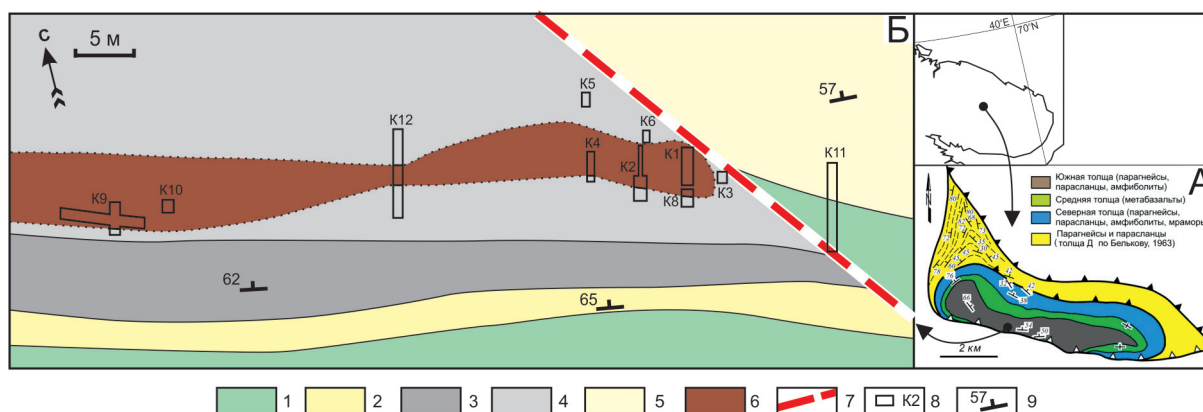


Рис. 1. а – схема геологического строения района хр. Серповидный; б – схема геологического строения участка с корой выветривания – «железной шляпой». 1 – биотитовый гнейс; 2 – амфиболит; 3 – биотитовый сланец; 4 – двуслюдяной сланец; 5 – гранатовый сланец; 6 – кора выветривания – «железная шляпа»; 7 – разлом; 8 – канава; 9 – элементы залегания пород.

Fig. 1. a – scheme of the Serpovidny ridge geological structure; b – scheme of geological structure of the area with the weathering crust – “iron hat”. 1 – biotite gneiss; 2 – amphibolite; 3 – biotite schist; 4 – binary schist; 5 – garnet schist; 6 – weathering crust – “iron hat”; 7 – fault; 8 – ditch; 9 – elements of rock bedding.

Подобные гётитовые образования характерны для зоны окисления рудных тел, т.н. железных шляп [Смирнов, 1951]. Для определения протяжённости гётитовой коры выветривания во время полевых работ 2010 г. пройдены 12 канав (рис. 1б). Необходимость их проходки была обусловлена отсутствием обнажений и выходов коры выветривания на дневную поверхность. Установлено, что зона коры выветривания – «железной шляпы» – имеет субширотное простирание, в целом согласное с простиранием вмещающих сланцев, а её размеры в плане составляют не менее 7 x 80 м. Кора выветривания вскрыта канавами до глубины 3 м, при этом коренные породы, исходные для неё, не вскрыты. Во всех канавах контакт гётитовой коры выветривания с вмещающими кварц-двуслюдяными сланцами практически вертикален (рис. 2). Степень выветрелости сланцев по мере удаления от контакта уменьшается.

Кора выветривания сложена агрегатами гётита различной формы и размера – от небольших угловатых обломков до глыб до 40 см в поперечнике с неровной поверхностью (рис. 3). Поверхность агрегатов глянцевая, блестящая или матовая, бархатистая. Нередко на стенках канав и в образцах наблюдались полости, стенки которых сложены корками сферолитов, образованных волокнами гётита (рис. 3г).

Такое разнообразие форм гётитовых образований требовало их классифицировать по морфологическим признакам. В результате были выделены три основные группы:

1. Плотные агрегаты: а) с корками сферолитов и псевдосталактитами, б) с гладкой поверхностью, в) с неровной поверхностью.
2. Пластинчатые (губчатые) агрегаты: а) с гладкой поверхностью, б) со следами течения раствора и трещинами усыхания.

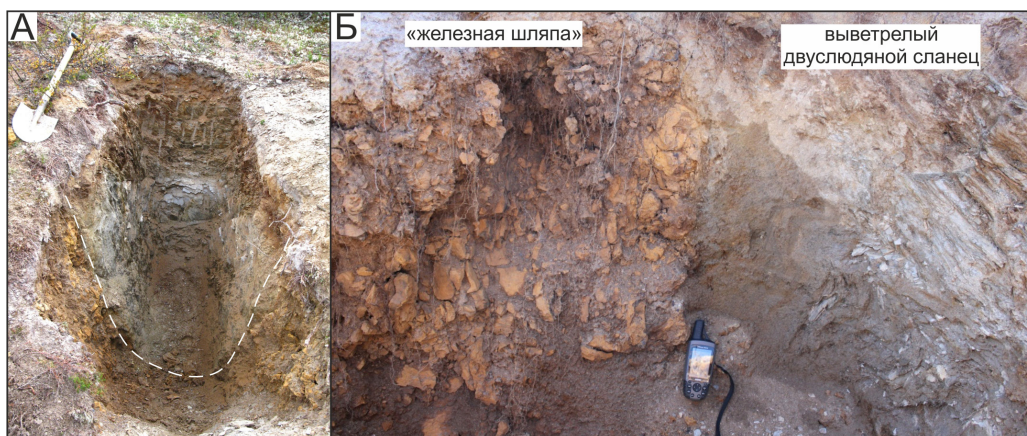


Рис. 2. Канавы, вскрывающие кору выветривания: а – общий вид канавы 2, пунктир – контакт со сланцами; б – контакт «железной шляпы» и кварц-двуслюдяных сланцев, восточная стенка канавы 8 (см. рис. 1).

Fig. 2. Ditches stripping the weathering crust: a – overview of ditch 2, dotted line – contact with schists; b – contact of the “iron hat” and quartz-binary schists, eastern part of wall of ditch 8 (see Fig. 1).

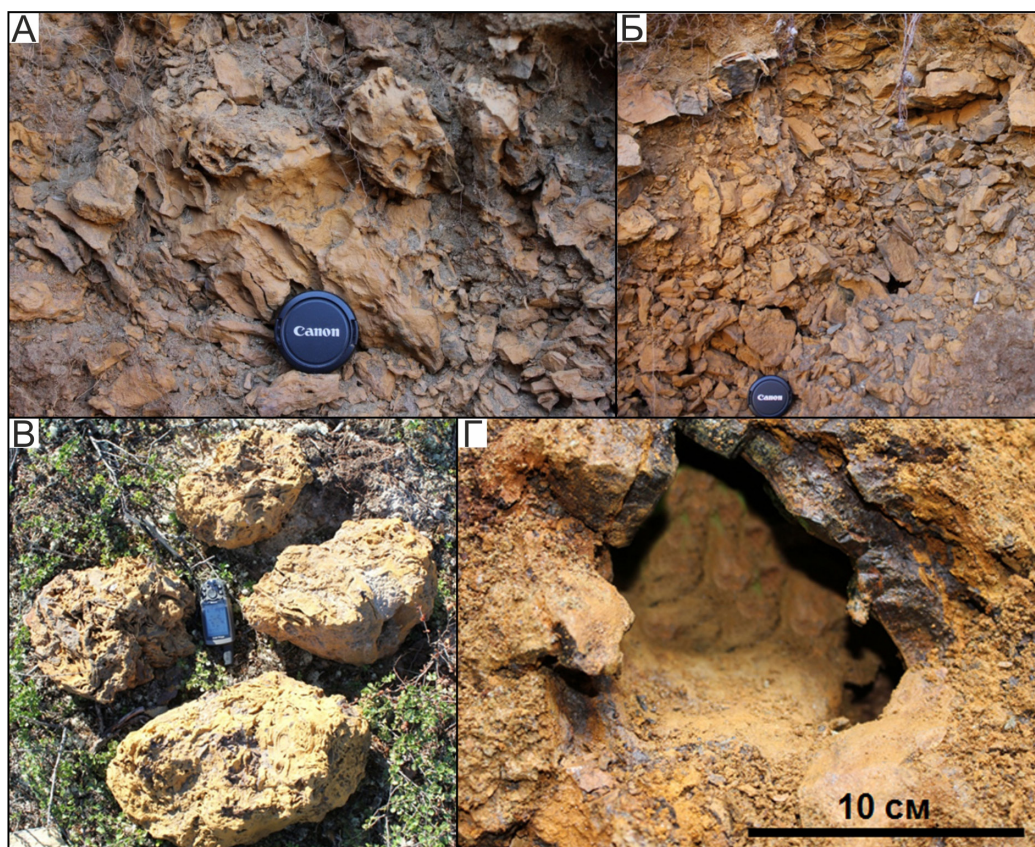


Рис. 3. Особенности строения коры выветривания: а и б – фрагменты стенок канав, в – крупные агрегаты гётита, г – полость со сферолитовой коркой гётита.

Fig. 3. Peculiar features of the weathering crust structure: a and b – fragments of the ditch walls, c – major goethite aggregates, d – cavity with a spherulite crust of goethite.

3. Порошковые и охристые агрегаты.

Гётит преимущественно находится в виде плотных и пластинчатых агрегатов (рис. 4). Плотные агрегаты в основном представлены крупными обломками с массивной текстурой. Пластинчатые (губчатые) (рис. 4в и г) – одиночными пластинами толщиной до 1 см, которые иногда сростаются между собой и образуют сложносоставные агрегаты. Во всех агрегатах гётит хрупкий, непрозрачный и имеет чёрную окраску с коричневатым оттенком.

Среди агрегатов выявлены несколько интересных структур. Первая – корки сферолитов типа «стеклянной головы» на поверхности агрегатов гётита (рис. 5). Сферолиты – это близкие

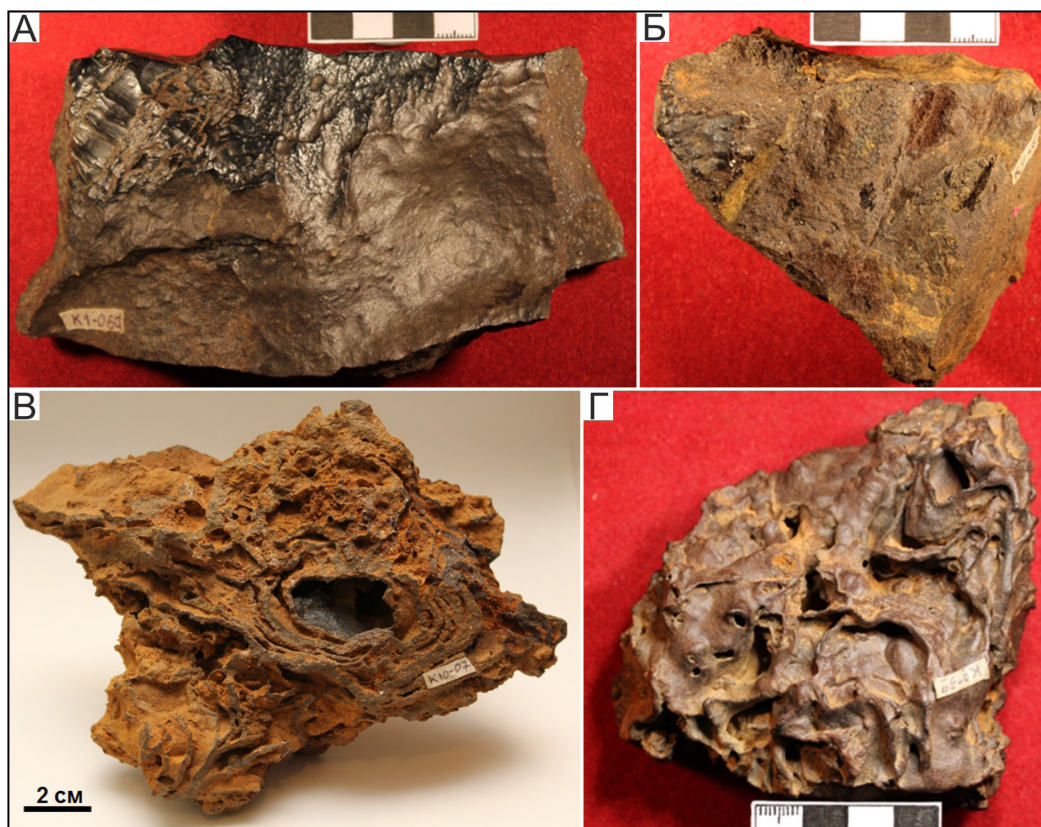


Рис. 4. Агрегаты гётита: а – с гладкой поверхностью, б – с неровной, матовой поверхностью, в и г – губчатые.
 Fig. 4. Goethite aggregates: a – with smooth surface, b – with uneven, matt surface, c and d – sponge ones.

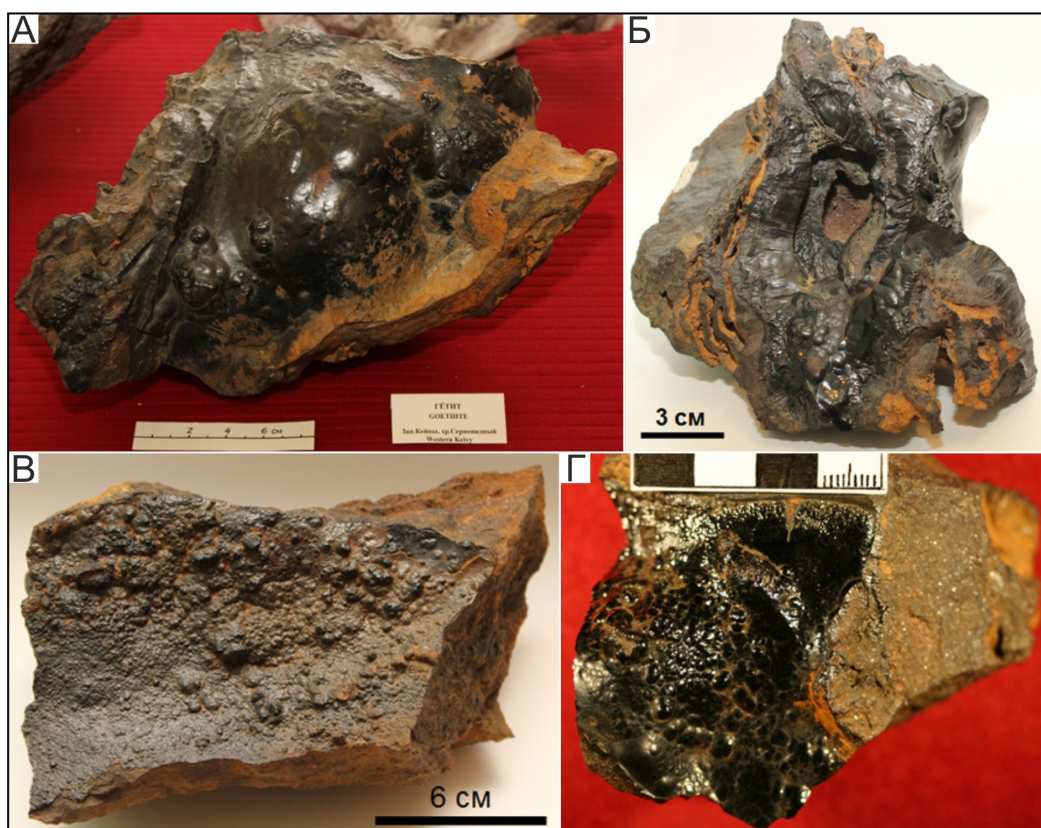


Рис. 5. Плотные агрегаты гётита с корками сферолитов.
 Fig. 5. Tight aggregates of goethite with crusts of spherulites.

к сферическим сложные минеральные индивиды, образованные волокнистыми, игольчатыми, столбчатыми или пластинчатыми индивидами, которые расположены по радиусам вокруг расщеплённого ядра [Григорьев, 1966]. Они обладают радиально-лучистой структурой и, как правило, концентрически-зональной текстурой. В нашем случае сферолиты имеют полусферический вид, т.к. нарастают на плотные гётитовые массы. Сферолиты характеризуются обилием включений и разнонаправленностью гётитовых волокон, т.е. хаотичной ориентировкой игольчатых индивидов гётита. Поэтому данные сферолиты можно отнести к числу неупорядоченных – по Д.П. Григорьеву (1966).

Один из важнейших вопросов – генезис сферолитовых агрегатов. По-видимому, в процессе перекристаллизации компонентов гётита или из-за присутствия в них структурных дефектов происходило расщепление кристаллов с образованием сферолитов. Это особенно характерно для близповерхностных тел [Рундквист, 1958].

Вторая необычная структура – сталактитоподобные образования гётита, именуемые в литературе псевдосталактитами [Слётов, 1976; Годовиков, Степанов, 2002]. Их длина варьирует от первых миллиметров до 3 см (рис. 6). Наиболее длинные псевдосталактиты имеют утолщение у основания. Почти у всех гладкая блестящая поверхность, но наблюдались и сталактиты с тонким сажистым налётом, делавшим поверхность шероховатой.

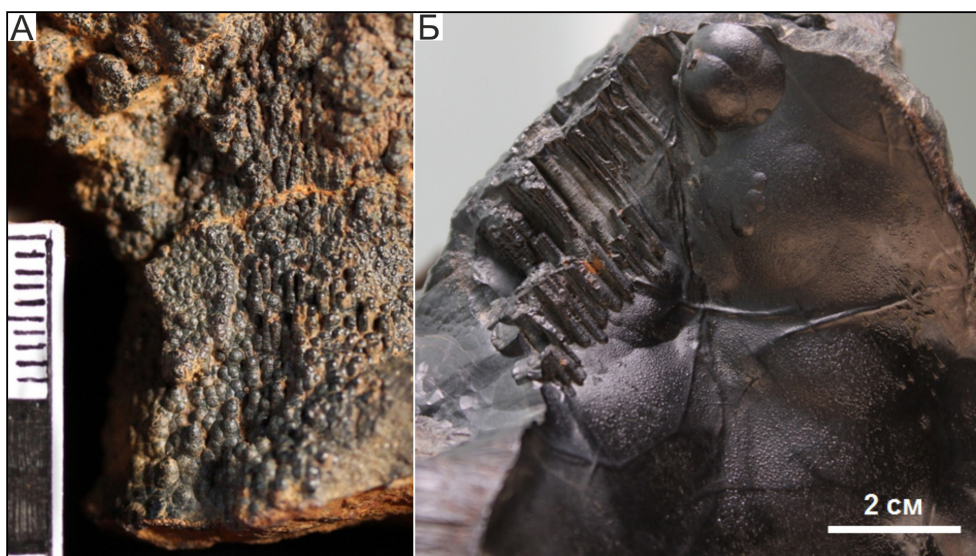


Рис. 6. Псевдосталактиты гётита.

Fig. 6. Pseudo stalactites of goethite.

Отметим неоднократную кристаллизацию гётита в ходе минералообразования. В пустотах между корками разных генераций (до 9 в отдельных образцах, рис. 7) часто встречаются жёлтые охры. Толщина корок непостоянна, что говорит о различной продолжительности и/или различных условиях роста гётита.

Ещё одна интересная особенность «железной шляпы» хр. Серповидный – наличие в ней реликтов кварц-двуслюдяных сланцев (рис. 8а) и агрегатов кварца (рис. 8б, в) в гётитовой массе. Реликты сланцев могут быть как единичными небольшими обломками, так и крупными скоплениями. На рис. 8а показан реликт сланца с ровными границами. Реликты кварца могут образовывать скопления крупных зёрен и мелкозернистые однородные массы.

В таблице приведены первые данные о минеральном составе коры выветривания. Содержание гётита достигает 75 %. Особый интерес вызывает наличие бариевых минералов: барита и (К,Ва) микроклина.

При описании гётитовой коры выветривания хр. Серповидный нельзя не провести аналогию с Бакальскими железорудными месторождениями, в которых сильно распространена зона окисления сидеритовых руд, сложенная бурым железняком [Яницкий, Сергеев, 1962]. Строение «железной шляпы» хр. Серповидный наиболее близко месторождению «Холодный ключ» в западном крыле Петлинской синклинали, локализованному в рифейских доломитах. Здесь руды представлены корой выветривания и лишь на глубоких горизонтах (от 40 м) сохранили реликтовую структуру сидерита [Яницкий, Сергеев, 1962]. Руды содержат прослои сильно выветрелых безрудных сланцев. Вопрос о генезисе описанной коры выветривания и её возрасте остаётся открытым и требует продолжения исследований.



Рис. 7. Полигенеративность гётита (пунктиром показаны границы зон разных генераций).

Fig. 7. Goethite polygenerativity (dotted line indicates margins of different generations).



Рис. 8. Реликты сланцев (а) и кварца (б и в) в гётитовой массе.

Fig. 8. Schist (a) and quartz (b and c) relics in the goethite mass.

Таблица. Минералы коры выветривания – «железной шляпы».

Table. Minerals of the weathering crust – “iron hat”.

Минерал	Формула	Методы исследования			
		XRay	Apl	Leo	MS46
Оксиды и гидроксиды					
Гематит	Fe ₂ O ₃	+	+	+	+
Гётит	FeOOH	+	+	+	
Кварц	SiO ₂		+	+	
Рутил	TiO ₂		+	+	
Силикаты					
Микроклин	(K,Ba)[AlSi ₃ O ₈]			+	
Альмандин	Fe ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃	+	+	+	
Мусковит	KAl ₂ [AlSi ₃ O ₁₀] ₂ [OH] ₂		+	+	
Роговая обманка	Ca ₂ (Mg,Fe,Al) ₅ (Al,Si) ₈ O ₂₂ (OH) ₂	+		+	
Жедрит	Mg ₂ (Mg ₃ Al ₂)[Si ₆ Al ₂ O ₂₂](OH) ₂		+	+	
Циркон	ZrSiO ₄		+	+	
Сульфаты					
Барит	BaSO ₄		+	+	

Примечание. XRay – рентгенофазовый анализ, Apl – поляризационный микроскоп, Axioplan, Leo – сканирующий электронный микроскоп LEO-1450, MS46 – электронный микроскоп Camesa MS-46.

Авторы выражают благодарность Е.А. Селивановой и Е.Э. Савченко за работы по диагностике минералов. Гётитовая кора выветривания открыта при проведении исследований Кейвского террейна, финансируемых РФФИ (грант 09-05-00160а).

Список литературы

1. Балаганский В.В., Раевский А.Б., Мудрук С.В. Палеопротерозойская тектоника сорванного чехла: геологические и геофизические данные по Кейвскому террейну, северо-восток Балтийского щита // Комплексные геолого-геофизические модели древних щитов. Тр. Всерос. (с межд. уч.) научн. конф. ГИ КНЦ РАН. 2009. С. 110–117.
2. Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 238 с.
3. Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 322 с.
4. Гаскельберг Л.А., Лукьянова Н.В., Гаскельберг В.Г. и др. Сводный отчёт о геологическом доизучении Кейвской структуры и составление обновлённой геологической карты масштаба 1:200000; поисково-разведочных и ревизионных работах на слюду-мусковит в Центральном слюдоносном районе, проведённых Кейвской и Восточно-Понойской партиями в 1971–1978 гг. в Ловозёрском районе Мурманской области в пределах листов Q-36-VI, Q-37-I-IV, VII-XI. Апатиты. 1978.
5. Ляшенко Л.Г., Вейхер А.А. Отчёт о поисках карбонатного цементного сырья на территории Ловозёрского района Мурманской области в 1951 г. (Кольская карбонатная поисковая партия). Петрозаводск. 1952.
6. Годовиков А.А., Степанов В.Е. Формы нахождения минералов. М.: Ассоциация Экост, 2002. 64 с.
7. Григорьев Д.П. Генезис минеральных индивидов и агрегатов (онтогенез минералов). М.: Наука, 1966. 302 с.
8. Носиков В.В., Хинейко А.Д. Отчёт о геолого-поисковых работах на кианит, проведённых на Кольском полуострове в 1953 г. в западной части Центральных Кейв Мурманской области Ловозёрского района. Ленинград. 1954.
9. Рундквист Д.В. О некоторых особенностях морфологии и внутреннего строения минеральных агрегатов оловорудных близповерхностных месторождений // Зап. ВМО. 1958. № 4. С. 423–439.
10. Слётов В.А. Морфология сталактитоподобных образований гётита из Бакальского месторождения // Тр. Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана, 1976. № 25. С. 205–211.
11. Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. М. 1951. 334 с.
12. Яницкий А.Л., Сергеев О.П. Бакальские железорудные месторождения и их генезис. М.: Тр. ИГЕМ, 1962. № 73. 112 с.

ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ «СЕРЫХ» ГНЕЙСОВ ПОЛИГОНА ВОЧЕ-ЛАМБИНА

Л.Н. Морозова, Т.Б. Баянова, П.А. Серов

GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND GEOCHRONOLOGY OF “GREY” GNEISSES OF THE VOCHE-LAMBINA GROUND

L.N. Morozova, T.B. Bayanova, P.A. Serov

Estimating the time of formation and further transformation of the ancient continental crust composed of tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) gneisses, which are commonly referred to as “grey” ones, and defining the origin of igneous melts are essential for understanding the early history of the Earth. The Geological Institute KSC RAS researchers made a major contribution to the study of TTG association. Rocks of the latter on the Kola Peninsula have been defined as a formation of primary crust granodiorites-tonalites-plagiogranites, which have been presumed to be the Eoarchaeon. Later-formed granites have been referred to formations of anatectite-granites of mobile zones, paligenetic-metasomatic granites of fixed zones, fault-steady metasomatites and leucocratic granites and alaskites. The current paper solves the problem of defining the age of rocks of the TTG association of the Voche-Lambina ground studied at the “Yuzhny” and “Bazovy” lots and their possible magmatic origin.

Введение. Установление времени образования и последующего преобразования древнейшей континентальной коры, сложенной тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами, часто называемыми «серыми», а также источников родоначальных для этих пород маг-

матических расплавов важно для понимания ранней истории Земли [Ранняя история..., 1980]. Большой вклад в изучение ТТГ ассоциации внесли сотрудники Геологического института КНЦ РАН [Батиева, Бельков, 1968; Гранитоидные ..., 1978; Эндогенные режимы..., 1991; Докембрийская тектоника..., 1992]. Породы ТТГ ассоциации Кольского п-ова были выделены в формацию первичнокоровых гранодиоритов-тоналитов-плагиогранитов, для которых предполагался эоархейский возраст. Более поздние граниты отнесены к формациям анатектит-гранитов подвижных зон, палингенно-метасоматических гранитов стабильных зон, приразломных метасоматитов и лейкократовых гранитов и аляскитов [Гранитоидные..., 1978]. Данная работа решает задачу определения возраста пород ТТГ ассоциации полигона Воче-Ламбина, изученных на участках «Южный» и «Базовый», и их возможных магматических источников.

Геологическая обстановка. Полигон Воче-Ламбина расположен на границе Беломорского и Кольского мегаблоков Балтийского щита [Воче-Ламбинский..., 1991]. В строении полигона выделяют два структурно-вещественных комплекса (нижний, инфракомплекс, и верхний, супракомплекс), неоднократно деформированных, метаморфизованных и мигматизированных в условиях амфиболитовой фации [Воче-Ламбинский..., 1991]. Нижний комплекс мезоархейского возраста сложен породами ТТГ ассоциации с жилами разновозрастных гранитов и пегматитов и дайками базитов. Верхний комплекс неоархейского возраста состоит из четырёх толщ вулканогенно-осадочных образований, слагающих Воче-Ламбинский зеленокаменный пояс. ТТГ гнейсы являются главнейшим компонентом инфракомплекса и слагают до 80 % его площади. Последовательность главных геологических событий в инфракомплексе приведена в таблице.

Таблица. Последовательность геологических событий в инфракомплексе
[Балаганский и др., 1991; с добавлениями].

Table. Sequence of geological events in the infracomplex [Balagansky et al., 1991; added].

Этап	Геологические события и образования	Возраст	Цикл
D ₈	Зоны расланцевания		Палео-протерозойский
D ₆₋₇	Пластический сдвиг (амфиболитовая фация)		
	Микроклиновые граниты, лейкограниты и субщелочные двуполевошпатовые граниты γ_{10}		
	Плагиомикроклиновые граниты γ_9		
D ₅	Расланцевание (амфиболитовая фация)		Неоархейский
	Биотитовые граниты, лейкограниты и субщелочные двуполевошпатовые граниты γ_8	2708 ± 5 млн. лет	
D ₄	Расланцевание, плагиомикроклиновые мигматиты m_7		
	Жилы лейкогранитов γ_{5-6}		
D ₃	Расланцевание, плагиомигматиты m_4 . Сжатые складки F ₃ , линейность		Мезоархейский
	Дайки метагабброидов. Массив горнблендитов (?).		
D ₂	Расланцевание. Сжатые складки F ₂		
	Метагранодиориты γ_3 Тоналитовые гнейсы участка «Базовый»	2814 ± 4 млн. лет. 2807 ± 7 млн. лет [Balashov et al., 1992]	
D ₁	Расланцевание. Плагиоамфиболиты m_2		Мезоархейский
	Тоналит-трондьемитовые гнейсы γ_1 . Амфиболитовый метаморфизм.	2.82-2.9 млрд. лет	

Аналитические методы. Датирование U-Pb методом по циркону и изотопный анализ Sm и Nd проведены в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов Геологического института КНЦ РАН по методикам, описанным в [Баянова, 2004]. Содержания редкоземельных элементов определены нейтронно-активационным методом в Институте литосферы РАН.

Возраст. Время образования ТТГ гнейсов γ_1 ограничено рубежами ~ 2.9 и 2.81 млрд. лет. Нижний рубеж определяется двумя имеющимися значениями Sm-Nd модельного возраста, рассчитанного для деплетированной мантии: 2.88 млрд. лет [Daly et al., 1993] и 2.92 млрд. лет (данная работа). Эти значения модельного возраста свидетельствуют о преобладающем вкладе в рассматриваемые гнейсы позднего мезоархейского ювенильного источника. Верхний рубеж определяется возрастом дайки метагранодиоритов 2.81 млрд. лет (см. ниже), которая прорывает уже расланцованные и мигматизированные ТТГ гнейсы γ_1 .

Важным результатом изучения ТТГ гнейсов γ_1 стало установление в них генерации цирконов, U-Pb возраст которых по результатам датирования пока одной фракции составляет не менее 3.16 млрд. лет, что на 240 млн. лет древнее его Sm-Nd модельного возраста (2.92 млрд. лет).

Поскольку Sm-Nd модельный возраст является максимально возможным возрастом кристаллизации магматической породы [Фор, 1989], мы интерпретируем этот циркон как захваченный из раннего мезоархейского корового источника. Изучение этих древних цирконов продолжается.

Время кристаллизации гранодиоритов γ_3 установлено по U-Pb возрасту цирконов с магматической зональностью, который по верхнему пересечению дискордии с конкордией составил 2814 ± 4 млн. лет (рис. 1). U-Pb возраст магматического циркона метатоналитов γ_3 из метатоналитов участка «Базовый» равен 2809 ± 10 млн. лет [Balashov et al., 1992] и 2807 ± 7 млн. лет – из метатоналитов в гальке из базальных конгломератов супракомплекса [Кислицын и др., 2000]. Также близкими являются значения Sm-Nd модельного возраста метатоналитов γ_3 и метатоналитов участка «Базовый»: 2.85 млрд. лет (данная работа) и 2.81 млрд. лет [Daly et al., 1993] соответственно. Тем самым подтверждено сделанное ранее предположение о том, что метатоналиты участка «Базовый» более молодые по отношению к ТТГ гнейсам γ_1 участка «Южный» [Митрофанов и др., 1991].

Для определения возраста биотитовых гранитов γ_8 , дайки которых секут неоднократно рассланцованные и мигматизированные метатоналиты γ_3 и ТТГ гнейсы γ_1 , выделены и датированы цирконы с магматической зональностью. Их U-Pb возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией составил 2708 ± 5 млн. лет (рис. 2). Sm-Nd модельный возраст циркона из биотитового гранита составил 2.97 млрд. лет. Возраст циркона 2708 ± 5 млн. лет интерпретируется как возраст магматической кристаллизации гранитов γ_8 .

Геохимия. Согласно петрохимической классификации в [Петрографический..., 1995] и соотношению нормативных минералов Ab-An-Or [O'Connor, 1965], гнейсы γ_1 участка «Южный» соответствуют трондjemитам и тоналитам, причём среди них преобладают трондjemиты. По классификации М.И. Дубровского (1987) они относятся к магматическому типу, плутоническому классу, кварцнормативной группе, породам нормальной и низкой щёлочности. По содержанию $Al_2O_3 = 14.5-16\%$ большая часть пород отвечает высокоглинозёмистому типу по [Barker, 1979]. На диаграмме Na-K-Ca [Barker, Arth, 1976] тоналит-трондjemитовые гнейсы располагаются в Na части диаграммы, как и большинство пород ТТГ ассоциации. На диаграмме AFM фигуративные точки их составов располагаются вдоль трондjemитового тренда [Barker, Arth, 1976]. Тоналит-трондjemитовые гнейсы γ_1 относятся к метаглинозёмистым и глинозёмистым гранитоидам [Maniar, Piccoli, 1989]. Характерной особенностью данных пород является низкая магнезиальность ($\# Mg = 19-32$), свойственная ТТГ ассоциации ($\# Mg \leq 50$) [Smithies, 2000]. Тоналит-трондjemитовые

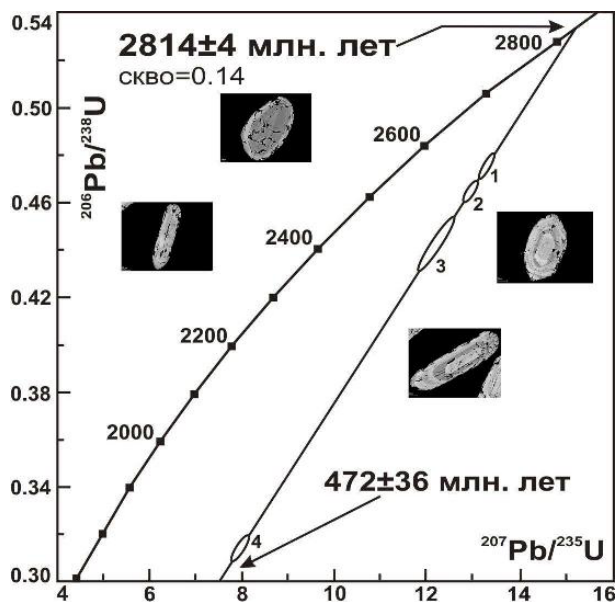


Рис. 1. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из гранодиоритов γ_3 участка «Южный» (обр. ГХ-140-3/95 из колл. Л.Н. Морозовой).

Fig. 1. U-Pb diagram with concordia for the zircon from the granodiorites γ_3 of the "Yuzhny" lot (samp. GX-140-3/95 from L.N. Morozova's collection).

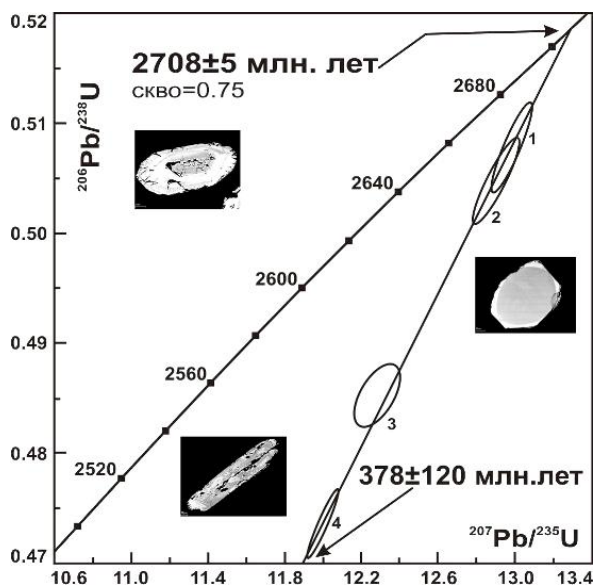


Рис. 2. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из биотитовых гранитов γ_8 участка «Южный» (проба ГХ-135-7/95 из колл. Л.Н. Морозовой).

Fig. 2. U-Pb diagram with concordia for the zircon from the biotite granites γ_8 of the "Yuzhny" lot (testing material GX-135-7/95 from L.N. Morozova's collection).

гнейсы γ_1 имеют резко дифференцированный спектр распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), повышенные отношения $\text{LaN}/\text{YbN}=69-80$ и слабую положительную европиевую аномалию, что в целом свойственно породам ТТГ ассоциации [Martin, 1995]. Мультиэлементные спектры данных пород имеют крутой наклон и характеризуются резко выраженными отрицательными аномалиями по Nb и Ti, типичных для пород ТТГ ассоциации и небольшими положительными аномалиями по Ba, Sr и Zr (рис. 3). На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce et al., 1984] фигуративные точки их составов лежат в поле островодужных гранитоидов. Соотношение ASI ($\text{ASI} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, мол.) в них меньше 1.1, что типично для гранитов I-типа [Chappel, White, 1974].

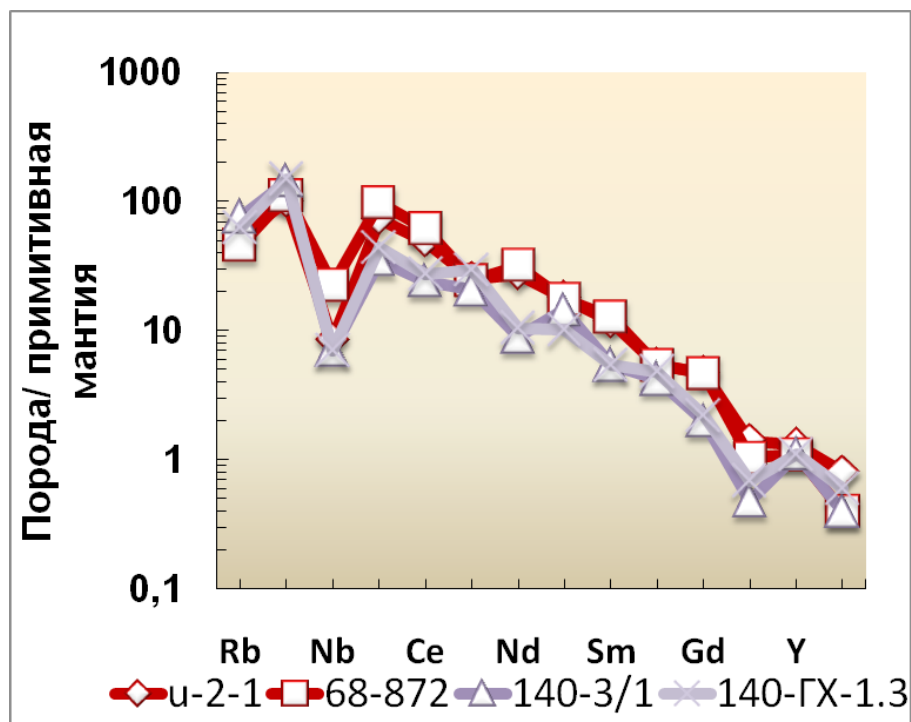


Рис. 3. Нормированные по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] содержания малых элементов в тоналит-трондjemитовых гнейсах γ_1 участка «Южный» (обр. 140-3/1 и 140-ГХ-1/3) и тоналитовых гнейсов участка «Базовый» (обр. u-2-1 и 68-872).

Fig. 3. Ordered along the primitive mantle [Sun, McDonough, 1989] contents of minor elements in the tonalite-trondhjemite gneisses γ_1 of the “Yuzhny” lot (samp. 140-3/1 and 140-ГХ-1/3) and tonalite gneisses of the “Bazovy” lot (samp. u-2-1 and 68-872).

Тоналитогнейсы участка «Базовый» по петрохимическому составу соответствуют кварцевым диоритам, трондjemитам и тоналитам [Петрографический..., 1995] с преобладанием тоналитов, тогда как по соотношению нормативных минералов Ab–An–Or [O'Connor, 1965] эти гранитоиды отвечают только тоналитам. По содержанию $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14.7-17.8\%$ они относятся к высокоглинозёмистому типу [Barker, 1979]. На вариационных диаграммах Харкера наблюдается отрицательная корреляция между содержаниями SiO_2 и концентрациями MgO , CaO , Fe_2O_3 и TiO_2 . На диаграмме АФМ фигуративные точки их составов располагаются вдоль трондjemитового тренда [Barker, Arth, 1976]. Тоналитогнейсы относятся к метаглинозёмистым и глинозёмистым гранитоидам [Maniar, Piccoli, 1989]. Они имеют резко дифференцированный спектр распределения РЗЭ и высокие отношения LaN/YbN (84-226), типичные для пород ТТГ ассоциации. Мультиэлементные спектры имеют крутой наклон и характеризуются резко выраженными отрицательными аномалиями по Nb и Ti, типичными для пород ТТГ ассоциации, а также слабой отрицательной аномалией по Sr и положительной по Ba (рис. 3). На диаграмме Rb–(Y+Nb) [Pearce et al., 1984] точки их составов лежат в поле островодужных пород. По соотношению $\text{ASI} \leq 1.1$ они соответствуют гранитам I-типа [Chappel, White, 1974]. Тоналиты участка «Базовый» в сравнении с тоналит-трондjemитами γ_1 участка «Южный» обеднены крупноионными литофильными элементами (LILE): Ba, Rb и Sr, обогащены LREE (почти в два раза) и высокозарядными несовместимыми элементами (HFSE): Zr, Nb, Y и Ti, а также Cr и Ni, и имеют более высокую магнезиальность ($\# \text{Mg} = 32-41$), повышенные концентрации CaO , Fe_2O_3 , MgO и TiO_2 и меньшие содержания K_2O .

Интерпретация результатов. Считается, что ведущим процессом образования ТТГ пород было дегидратационное плавление архейских толеитов, превращённых в гранатсодержащие амфиболиты или эклогиты [Arth, Hanson, 1975; Martin, 1987; Drummond, Defant, 1990; Rapp, Watson, 1995]. Альтернатива этим мафитовым источникам – мафиты с Sm/Nd отношениями <0.27 , обогащённые рядом литофильных элементов (т.н. ENd-мафиты), представляющие собой амфиболиты и/или гранулиты [Вревский и др., 2010]. Плавление мафитовых источников при высоком давлении (≥ 10 – 12 кбар) может быть реализовано как на мантийных глубинах, так и в нижних частях утолщённой континентальной коры [Barnes et al., 1996; Whalen et al., 2002]. На диаграмме (La/Yb)N–YbN фигуративные точки составов тоналит-трондьемитовых гнейсов γ_1 лежат на тренде составов расплава, полученного частичным плавлением амфиболитов с содержанием граната 20 %. Присутствие ксеногенных цирконов возраста 3.16 млрд. лет рассматривается как результат ассимиляции незначительного объёма более древней сиалической коры. Таким образом, тоналит-трондьемитовые гнейсы γ_1 , являющиеся основой инфракompлекса, произошли не менее чем из двух источников: резко преобладающего по объёму ювенильного источника не древнее 2.9 млрд. лет и незначительного по объёму корового источника с возрастом не моложе 3.2 млрд. лет.

В отличие от тоналит-трондьемитовых гнейсов γ_1 , Sm-Nd модельный возраст тоналито-гнейсов участка «Базовый» (2808 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(2809) = +2.04$, [Daly et al., 1993]) совпадает с возрастом их магматической кристаллизации (2807 ± 10 млн. лет, [Balashov et al., 1992]). Это согласуется с образованием данных пород из базитового источника, который произошёл из деплетированной мантии и практически не содержит древнего корового вещества. Обогащение тоналито-гнейсов участка «Базовый» лёгкими редкими землями и резкое обеднение тяжёлыми лантаноидами, а также высокая степень фракционирования РЗЭ (LaN/YbN = 84–226) могут быть обеспечены плавлением базитового источника с фракционированным распределением РЗЭ типа толеита II по Конди и присутствием в рестите граната и амфибола [Архейские..., 1983].

Sm-Nd модельный возраст метагранодиоритов γ_3 участка «Южный» (2848 млн. лет, данная работа), которые являются одновозрастными с тоналито-гнейсами участка «Базовый», всего на 34 млн. лет (без учёта аналитических погрешностей) превышает возраст магматической кристаллизации пород. Аналогично метатоналитам участка «Базовый», метагранодиориты γ_3 характеризуются положительной величиной $\epsilon_{Nd}(2814)$, равной 3.34, что указывает на образование гранодиоритовых расплавов из мафического источника без участия древнего корового вещества. Согласно экспериментальным данным [Condie, Lo, 1971; Glikson, 1976], образование гранодиоритовых магм предполагает двухстадийную модель в результате частичного плавления кварцевого эклогита.

Для датированного по циркону образца биотитовых гранитов γ_8 рассчитан Sm-Nd модельный возраст $t_{Nd}(DM) = 2971$ млн. лет, который, в отличие от метатоналитов участка «Базовый» и метагранодиоритов γ_3 , превышает возраст магматической кристаллизации на 263 млн. лет (без учёта погрешностей). Этот факт вместе с отрицательной величиной $\epsilon_{Nd}(2708)$, равной -0.72 , указывает на формирование гранитного расплава из корового источника. Величины Sm-Nd модельного возраста гранитов γ_8 и вмещающих их тоналит-трондьемитовых гнейсов γ_1 близки, что предполагает общность их коровых источников, однако, доля корового источника в гранитах γ_8 гораздо более объёмна, чем в тоналит-трондьемитовых гнейсах γ_1 . О преобладании корового источника в гранитах γ_8 также свидетельствуют повышенные содержания K_2O и Rb по сравнению с породами ТТГ ассоциации. На петрохимической диаграмме миналов Ab-An-Or-Qu [Ранне-докембрийские..., 1975] фигуративные точки составов гранитов γ_8 располагаются вдоль тренда корового преобразования тоналитов. Вместе с тем изотопно-геохимические данные позволяют предположить и участие ювенильного источника в образовании гранитов γ_8 , т.к. график распределения в них РЗЭ типичен для магматических пород, имеющих ювенильный источник. Повышенные концентрации Ba в гранитоидах также могут быть связаны с базитовым источником, обогащённым Ba.

Выводы. 1. ТТГ ассоциация инфракompлекса полигона Воче-Ламбина образовалась в период ~ 2.9–2.81 млрд. лет. Наиболее древними среди ТТГ пород являются тоналит-трондьемитовые гнейсы γ_1 участка «Южный», которые занимают не менее 80 % объёма инфракompлекса и образовались до рубежа 2.82 млрд. лет. Более молодые и подчинённые по объёму породы инфракompлекса – метатоналиты участка «Базовый» (2809 ± 10 млн. лет) и метагранодиориты γ_3 участка «Южный» (2814 ± 4 млн. лет).

2. Магматический протолит тоналит-трондьемитовых гнейсов γ_1 участка «Южный» произошёл не менее чем из двух источников: резко преобладающего по объёму ювенильного источника с возрастом не древнее 2.9 млрд. лет и незначительного по объёму корового источника с возрастом не моложе 3.2 млрд. лет. В отличие от них, метатоналиты участка «Базовый» и мета-

гранодиориты γ_3 участка «Южный» произошли только из одного, ювенильного, источника.

3. Возраст магматической кристаллизации гранитов γ_8 составляет 2708 ± 5 млн. лет. Заметный вклад в происхождение этих гранитов внесла переплавленная гранитоидная кора, при этом ощутим и вклад ювенильного базитового источника. Таким образом, зрелая континентальная гранитоидная кора, способная при плавлении давать гранитные расплавы, возникла только к рубежу 2.7 млрд. лет.

Благодарности. Авторы выражают благодарность акад. РАН Ф.П. Митрофанову, д.г.-м.н. В.В. Балаганскому и к.г.-м.н. В.Р. Ветрину за ценные советы и обсуждение полученных данных. Особую признательность выражаем ушедшей из жизни д.г.-м.н. И.Д. Батиевой, которая привила первому автору этой работы любовь к изучению «серых» гнейсов Кольского п-ова.

Список литературы

1. Балаганский В.В., Козлова Н.Е., Королёва Л.Н. Последовательность образования структурных форм в инфракомплексе // Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова // Под ред. Ф.П. Митрофанова, В.И. Пожиленко. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1991. С. 40-44.
2. Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. В кн. Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л. 1968. С. 5-144.
3. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. Санкт-Петербург: Наука, 2004. 174 с.
4. Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова // Под ред. Ф.П. Митрофанова, В.И. Пожиленко. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1991. 196 с.
5. Вревский А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Коваленко А.В. и др. Геологические, петрологические и изотопно-геохимические ограничения геодинамических моделей образования архейских тоналит-трондьемит-гранодиоритовых ассоциаций древних кратонов // Геотектоника. 2010. № 4. С. 1-19.
6. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части балтийского щита. Батиева И.Д., Бельков И.В., Ветрин В.Р., Виноградов А.Н. и др. Л.: Наука, 1978. 284 с.
7. Докембрийская тектоника северо-восточной части балтийского щита // Под ред. Ф.П. Митрофанова. СПб. 1992. 288 с.
8. Дубровский М.И. Петрохимическая классификация алюмосиликатных плутонических пород. Препринт. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1987. 37 с.
9. Кислицын Р.В., Балаганский В.В., Манттари И. Возраст супракомплекса полигона Воче-Ламбина, Кольский полуостров, по результатам U-Pb датирования по циркону // Общие вопросы расчленения докембрия. Материалы III Всероссийского совещания. 13-17 июня 2000 г. Апатиты, 2000. С. 103-106.
10. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
11. Митрофанов Ф.П., Балаганский В.В., Балашов Ю.А., Пожиленко В.И., Предовский А.А. Королёва Л.Н. Элементы геодинамического режима формирования полигона // Воче-Ламбинский архейский геодинамический полигон Кольского полуострова. Под ред. Ф.П. Митрофанова, В.И. Пожиленко. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1991. С. 184-187.
12. Раннедокембрийские гранитоидные формации // Митрофанов Ф.П., Кравцова М.М., Мануйлова М.М., Шемякин В.А. и др. Л.: Наука, 1975. 292 с.
13. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 589 с.
14. Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии (на примере северо-восточной части Балтийского щита) // Под ред. И.Д. Батиевой, А.Н. Виноградова. Л.: Наука, 1991. 198 с.
15. Arth J.G., Hanson G.N. Geochemistry and origin of the Early Precambrian crust of north-eastern Minnesota. // *Geochem. Cosmochem. Acta*. 1975. V. 39. P. 325-362.
16. Balashov Yu.A., Mitrofanov F.P., Balagansky V.V. New geochronological data on Archaean rocks of the Kola Peninsula // *Correlation of Precambrian Formations in the Kola-Karelian region and Finland*. Apatity: KSC RAS, 1992. P. 13-34.
17. Barker F, Arth J. G., Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archaean bimodal trondhjemitebasalt suites // *Geology*. 4. 1976. P. 596-600.
18. Barker F. Trondhjemites: Definitions, environment and hypothesis of origin // *Trondhjemites Dacites and Related Rocks*. F. Barker (ed). Amsterdam: Elsevier, 1979. P. 1-2.
19. Barnes C.G., Petersen S.W., Kistler R.W., Murray R., Kays M.A. Source and tectonic implication of tonalite-trondhjemite magmatism in the Klamath Mountains // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V.123. P. 40-60.
20. Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types // *Pacific Geol.* 1974.V. 8. P. 173-174.

21. Condie K.C., Lo H.H. Trace element geochemistry of the Louis Lake batholith of the early Precambrian age, Wyoming // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 35: 237-246. 1974.
22. Daly J.S., Mitrofanov F.P., Morozova L.N. Late Archaean Sm-Nd model ages from the Voche-Lambina area: implications for the age distribution of Archaean crust in the Kola Peninsula, Russia // *Precambrian Res.* 1993. V. 64. P. 189-195.
23. Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons // *J. Geophys. Res.* 1990. V.95. P. 21503-2152.
24. Glikson A.Y. Trace element geochemistry and origin of the early Precambrian acid igneous series, Barberton Mountain Land, Transvaal // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 1261-1280. 1976.
25. Maniar P. D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoid // *Geological Society of America Bulletin*. V. 101. 1989. P. 635-643.
26. Martin H. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from eastern Finland: Major and trace element geochemistry // *J. Petrol.* 1987. V. 28. P. 921-953.
27. O'Connor J.T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 525-B. 1965 P. 79-84.
28. Pearce J.A., Harris N.B. W., Tindle A.G. et al., 1984 Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. Pt. 4 P.956-983.
29. Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling // *J. Petrol.* 1995. V. 36. P. 891-931.
30. Smithies R.H. The Archean tonalitic trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite // *Earth Planet. Sci. Lett.* 182. 2000. P. 115-125.
31. Whalen J.B., Percival J.A., McNicoll V.J. and Longstaffe F.J. A mainly crustal origin for tonalitic granitoid rocks. Superior Province, Canada: Implication for the Late Archaean tectonomagmatic processes // *J. Petrol.* 43. 2002. P. 1551-1570.

О ПРОБЛЕМАХ И МЕТОДОЛОГИИ ОБНОВЛЕНИЯ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА СУПРАКРУСТАЛЬНЫХ ТОЛЩ

А.А. Предовский

ON PROBLEMS AND METHODOLOGY OF THE SUPRACRUSTAL UNITS FORMATION ANALYSIS

A.A. Predovsky

The article empathizes the role of the formation analysis of supracrustal units as tracers of the "Earth memory" about geological processes and factors that rule these. The author sets forth conceptual pillars of the analysis, difficulties of the approach and steps to be made.

1. В недалёком будущем возникнет задача математического моделирования истории геологического развития Земли. Это необходимо для общей теории планеты, поисков и прогноза месторождений полезных ископаемых, прогноза природных катастроф и выживания человечества. Задача требует новых фактических данных и открытия эмпирических закономерностей в эволюции Земли. Важность последних особо и многократно подчёркивал акад. В.И. Вернадский.
2. Наиболее надёжная и полная информация о геологической истории Земли от первых её эпизодов до настоящего времени записана в стратифере нашей планеты, которая занимает основную часть земной коры и включает в себя все супракрустальные породы и толщи. Последние и являются носителями «памяти» о геологических процессах и факторах, ими управляющих. Об этом в недавних самостоятельных публикациях и совместно с И.В. Чикирёвым писал автор. Формационный анализ супракрустальных толщ коры, образовавшихся на земной поверхности на суше и под водой, – надёжный путь к прочтению всей информации, записанной в строении и составе осадочных и магматических (прежде всего, вулканических) пород этих толщ. Формационный анализ супракрустальных толщ – это способ организации и ранжирования исходного фактического материала в духе представлений основоположника этого направления акад. Н.С. Шатского с учётом иерархических соотношений и эволюционных особенностей изучаемых горных комплексов. По Н.С. Шатскому, геологические формации и их вертикальные (временные) и горизонтальные (зональные) последовательности, во-первых, представляют собой конкретные геологические тела со своими границами, стереоморфологией, объёмом и вещественным составом, а во-вторых – парагенетичны, т.е., в общем случае, включают образования различного генезиса. Кроме того, они – геоисторические образования, «кванты» геологического вещества, внутренне объединённые вре-

менем и местом возникновения. Иначе говоря, формации и их ряды – это страницы и главы в книге геологической истории Земли, её континентов и отдельных регионов.

3. Задача формационного анализа имеет специфические трудности. Во-первых, от наиболее поздних – фанерозойских – к более древним – протерозойским и особенно архейским супракристалльным толщам – возрастает степень их регионального метаморфизма и тектонических деформаций, в связи с чем в общей процедуре для единообразия приходится оперировать не отдельными формациями, а их рядами. В геоисторическом и эволюционном плане это вертикальные ряды формаций, которых, например, для Кольского региона наберётся до двух десятков. Во-вторых, для регионально метаморфизованных толщ приходится применять процедуру распознавания первичной природы метаморфитов с реконструкцией первичной номенклатуры осадочных и вулканических пород. Это неизбежно в связи с тем, что докембрий составляет 6/7 длительности геологической истории Земли, а неметаморфизованные и метаморфизованные геологические формации должны рассматриваться в процедуре формационного анализа в едином ключе. В-третьих, поскольку горные породы – главный источник необходимой информации для формационного анализа, методология подхода и язык должны быть сходны и взаимосвязаны для всех типов используемых горных пород (осадочных, вулканических, плутонических). Это требует применения единых принципов исследования и интерпретации, например, химического состава горных пород разного происхождения, который является одним из главных объектов внимания при обновлении формационного анализа, т.к. он прежде всего обеспечивает переход этого анализа на количественную основу, открывающую путь к математическому моделированию процессов эволюции Земли. В связи с этим неизбежны ревизия и совершенствование, например, классификации осадочных и магматических образований. Такая работа давно начата автором и освещена в ряде публикаций.

4. Нижняя граница стратисферы – это граница с сиалической протокорой, старая проблема которой по-новому решается сегодня на стыке геологии докембрия (где она решалась в 1960 гг. в России, позже – за рубежом), с изотопным датированием «детритовых цирконов» (от 4.4 до ~ 4.0 млрд. лет), протолитов «серых гнейсов» и космогонических концепций о великой метеоритной бомбардировке Земли в эпоху хадея, завершившей аккрецию нашей планеты. После хадея начинается геологическая история Земли, когда базальты раннего архея излились на её поверхность, сложенную сиалической (диоритовой) протокорой. 3.9-4.0 млрд. лет назад, вероятно, и начинается геологическая история.

5. База обновлённого формационного анализа должна включать ряд аспектов, требующих совершенствования существующих представлений. В их числе: а) геотектонический; б) горнопородный; в) связи пороодообразования и возникновения месторождений полезных ископаемых; г) общей эволюции и периодизации геологических процессов.

6. При реализации предлагаемых шагов достижимо построение математических моделей развития для отдельных регионов, континентов и всей Земли, но это потребует развития методов анализа вещества на атомном уровне, что подготовлено достижениями химии и физики. Информационное обеспечение, по-видимому, не вызовет трудностей в связи со стремительным развитием информационных технологий, но потребует новых математических идей для моделирования природных процессов.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СУЛЬФИДНОЙ И ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ЮГО-ВОСТОКЕ МОНЧЕГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (УЧАСТКИ ЮЖНО- СОПЧИНСКИЙ И МОРОШКОВОЕ ОЗЕРО)

Т.В. Рундквист, П.В. Припачкин, Р.А. Гребнев, А.Ю. Севостьянов, Я.А. Мирошникова,
А.М. Гайфутдинова

NEW DATA ON THE SULFIDE AND PGE MINERALIZATION ON THE SE MONCHEGORSK ORE AREA (SOUTH SOPCHA AND MOROSHKOVOYE LAKE SECTIONS)

T.V. Rundkvist, P.V. Pripachkin, R.A. Grebnev, A.Yu. Sevostyanov, Ya.A. Miroshnikova,
A.M. Gayfutdinova

In the eastern part of the South Sopcha massif and by the Moroshkovoye lake in the south-eastern part of the Monchegorsk ore area metapyroxenites and metanorites comprise a series of steeply dipping veins. They are characterized by the plagioclase-pyroxene composition with magnetite and sulfide dissemination. The veins have

many apophyses, their composition varies greatly from completely pyroxene to mostly plagioclase variabilities. Most veins suffered an intensive metamorphism, which produced plagioclase-chlorite-amphibole sections. The morphology and mineral composition of the veins are similar to those of the south-western part of the Nittis-Kumuzhiya-Travyanaya vein field. The latter have rich sulfide ore and, presumably, are also similar to the Sopcha vein field formations. The article shows that the PGE mineralization previously discovered by industrial prospectors is connected with the vein bodies in the southern part of the Sopcha massif. The stuff testing of vein bodies in the western part of the South Sopcha massif revealed the total content of the PGE group and gold being 1.75 g/t. In metapyroxenites the background content also slightly exceeds the norm, but is no more than 0.29 g/t. When analytically proved, high contents of platinoids in the veins of the Moroshkovoye lake to testify to the single vein field of the two sections with sulfide and PGE mineralization.

В 2010 г. в ходе полевых работ авторы исследовали объекты юго-восточной части Мончегорского рудного узла: небольшой детальный участок в пределах Южно-Сопчинского массива (ЮСМ) и правобережье Морошкового озера (МО) (рис. 1). В 2003-2008 гг. ОАО «ГМК Норильский никель» и ООО «Печенгагеология» в Мончегорском р-не проведены оценочные работы ряда платинометалльных месторождений и рудопроявлений. Сделан вывод, что освоение месторождений Вурэчуайвенч, Сопчинского пласта «330» и рудопроявления Южно-Сопчинского позволит рассматривать южную часть Мончегорского р-на как единое рудное поле с крупными запасами комплексных платинометаллических руд [Иванченко, Давыдов, 2009]. Месторождения рифового типа Вурэчуайвенч и Сопчинский пласт «330» в настоящее время изучены достаточно хорошо. Рудопроявления Южно-Сопчинское и близлежащее МО также перспективны в составе данного рудного поля. Однако их геологическое строение и литолого-структурный контроль ЭПГ минерализации пока исследованы не в полном объёме.

На рудопроявлении Южно-Сопчинском ОАО ЦКЭ (2002 г.) и ООО «Печенгагеология» (2008 г.) в интервалах с видимой сульфидной вкрапленностью установлены повышенные содержания ЭПГ: Pt 0.3-1.7 г/т (до 9 г/т), Pd 0.7-4.3 г/т (до 9 г/т) [Иванченко, Давыдов, 2009]. Однако подчёркивалось, что оруденение не имеет чёткого литологического контроля. Повышенные содержания сульфидов отмечены в пегматоидных разностях норитов и габбро-пегматитах, которые образуют линзовидные и амёбообразные тела мощностью до 1 м [В.С. Войтехович и др., 2002].

В ходе полевых работ 2010 г. авторы исследовали взаимоотношения породных разновидностей на детальном участке восточной части ЮСМ. В пределах расчистки и канавы, пройденных ОАО ЦКЭ в 2000-2001 гг., и в многочисленных мелких коренных выходах удалось проследить морфологические особенности жильных тел и вмещающих их пород. В центральной части расчистки находится наиболее крупное обнажение в виде невысокого скального выхода (длина 8 м, ширина до 5 м). Он образован средне-мелкозернистыми метапироксенитами, представляющими собой породу тёмно-серого цвета, массивной текстуры. Первично-магматические минералы (пироксены, плагиоклаз) интенсивно замещены постмагматическими (амфиболы, тальк, хлорит, минералы группы эпидота), реликтовая гипидиоморфнозернистая структура магматической породы во многих случаях видна достаточно отчётливо. От 40 до 60 % объёма породы составляют полные тальк-амфиболовые псевдоморфозы по ромбическому пироксену, имеющие короткопризматическую форму и размер 0.5-5 мм. Межзерновое пространство заполнено тонкозернистым эпидот-хлоритовым агрегатом, среди которого сохранились многочисленные реликтовые

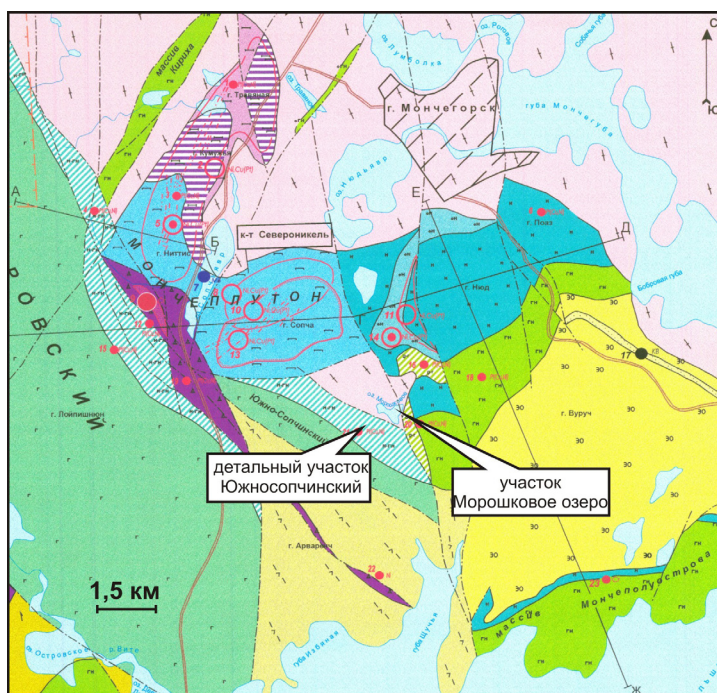


Рис. 1. Схема Мончегорского рудного узла, по В.В. Шолохневу (2001).

Fig. 1. Scheme of the Monchegorsk mineralized node, by V.V. Sholokhnev (2001).

участки бурого основного плагиоклаза. В ряде случаев порода также содержит крупные (до 10 мм) ойкокрystalлы моноклинного пироксена, частично или полностью замещённого амфиболом. На выветрелой поверхности ойкокрystalлы моноклинного пироксена отчётливо выделяются, образуя скопления и неясно выраженные слои. Содержание моноклинного пироксена достигает 25 % объёма породы.

Расслоенность в этих породах, выражающаяся в чередовании слоёв метапироксенитов, содержащих и не содержащих моноклинный пироксен, проявлена слабо. Слои имеют общее северо-западное простирание. Ойкокрystalлы моноклинного пироксена включают мелкие изменённые зёрна ромбического пироксена. Таким образом, породы представляют собой ортопироксеновый кумулат с интеркумулусными плагиоклазом и моноклинным пироксеном. В метапироксенитах присутствуют единичные выделения сульфидов. Сульфидное вещество ассоциирует с шестовидными кристаллами амфибола, заполняя пространство между ними. В южной части детального участка, в зоне тектонической переработки пород, метапироксениты рассланцованы, ещё более интенсивно амфиболизированы, первичная структура породы затухана.

Метапироксениты пересечены плагиоклаз-пироксеновыми жилами. Видимая мощность наиболее крупной жилы в пределах скального выхода достигает 2 м. Мощные жилы имеют северо-западное простирание и крутое падение – от 70° на северо-восток до субвертикального, в целом занимая субсогласное положение по отношению к расслоенности метапироксенитов. В то же время, многочисленные апофизы, отходящие от мощных жил во всех направлениях, имеют сложную, извилистую форму (рис. 2) и в большинстве случаев являются секущими по отношению к вмещающим метапироксенитам.

Минеральный состав жил изменчив – от преимущественно ортопироксенового до амфибол-плагиоклазового. Общим для всех типов жил является присутствие магнетитовой вкрапленности. Наиболее мощные из них в центральной части детального участка сложены

чёрной с зеленоватым оттенком на сколе крупнозернистой массивной породой, где хорошо видны крупные выделения магнетита и более мелкая сульфидная вкрапленность. Содержание магнетита и сульфидов изменчиво – от единичных зёрен до 3 об. %. На выветрелой поверхности жильные породы в ряде случаев приобретают светло-серую окраску и на первый взгляд выглядят как существенно-плагиоклазовые породы (рис. 2).

Микроскопическое изучение установило, что жильный материал состоит из микроигольчатых амфиболовых псевдоморфоз по ортопироксену, заключённых среди тонкозернистого амфибол-хлоритового или соссюритового агрегата, среди которого сохранились реликтовые участки бурого плагиоклаза. Присутствует также сульфидно-оксидная вкрапленность и тонкозернистые выделения гранулированного кварца. Размер псевдоморфно замещённых зёрен ортопироксена достигает 8 мм, форма сечений – овальная, изометрическая или неправильная, со сглаженными извилистыми границами. Во многих случаях хорошо заметна реликтовая система параллельных трещин спайности, свойственная пироксену. Часто наблюдаются реликтовые субграфические структуры, указывающие на то, что зёрна ортопироксена содержали закономерные вросстки моноклинного пироксена. Контакт жилы и вмещающего метапироксенита чётко фиксируется по присутствию в первой оксидной и сульфидной вкрапленности и изменению размера и формы изоморфно замещённых амфиболом зёрен ортопироксена: в метапироксените большинство зёрен имеют размер менее 2 мм и правильную короткопризматическую форму, в жильной породе зёрна достигают размера 8 мм, их форма – изометрическая или неправильная.



Рис. 2. Плагиоклаз-пироксеновая жила на участке Южно-Сопчинском. Светлое – выветрелые с поверхности зёрна пироксена, тёмно-зелёное – участки плагиоклаза, замещённые амфиболами и минералами группы эпидота.

Fig. 2. Plagioclase-pyroxene vein on the South Sopcha section. Light – grains of pyroxene weathered from surface, dark green – section of plagioclase replaced by amphiboles and minerals of the epidote group.

По простиранию участки жил, образованные преимущественно амфиболизированным ортопироксеном, переходят в участки амфибол-кварц-плагиоклазового состава. На поверхности обнажений хорошо видны крупные кристаллы тёмно-зелёной роговой обманки и светлые участки, сложенные кварцем и плагиоклазом (рис. 3).



Рис. 3. Амфибол-кварц-плагиоклазовый участок жилы Южно-Сопчинского рудопоявления. Выделяются крупные удлиненные кристаллы амфибола.

Fig. 3. Amphibole-quartz-plagioclase section of a vein of the South Sopcha ore locality. Big elongated amphibole crystals escaping.

платиновой группы и золота в жилах достигает 1.75 г/т. Во вмещающих метапироксенитах уровень фоновых содержаний также несколько повышен, но не превышает 0.29 г/т.

Во время полевых работ 2010 г. на участке МО исследованы проявления сульфидной минерализации двух типов: 1) в породах (метамафитах) тектонической зоны северо-западного простирания (рис. 4, 5); 2) в жильных телах, морфологически сходных с таковыми ЮСМ (рис. 7). Про-



Рис. 4. Коренное обнажение пород тектонической зоны с сульфидным и платинометальным оруденением на участке Морошковое озеро.

Fig. 4. Outcrop of country tectonic zone rocks with a sulfide and PGE mineralization on the Moroshkovoye lake section.

явление минерализации первого типа было известно ранее – его обнаружил А.А. Ефимов в 2001 г при поисковых работах ОАО «ПАНА» на платиноиды. Данные штучного опробования приведены в табл. 2. Работы А.А. Ефимова и исследования авторов статьи показывают неравномерность развития платинометальной минерализации в пределах тектонической

Микроскопическое изучение показывает, что жильный материал представлен широкотаблитчатыми кристаллами основного плагиоклаза до 5 мм длиной и длиннопризматическими кристаллами тёмно-зелёной роговой обманки. Кристаллы плагиоклаза окружены кварц-полевошпатовым микрографическим агрегатом, тонкопластинчатым хлоритом, амфиболом, магнетитом, образующими между собой незакономерные срастания. Проведённые авторами исследования показывают, что именно жильные тела плагиоклаз-пироксенового состава и их изменённые разности на детальном участке ЮСМ содержат платинометальное оруденение (табл. 1). По данным выполненного авторами штучного опробования, суммарное содержание элементов

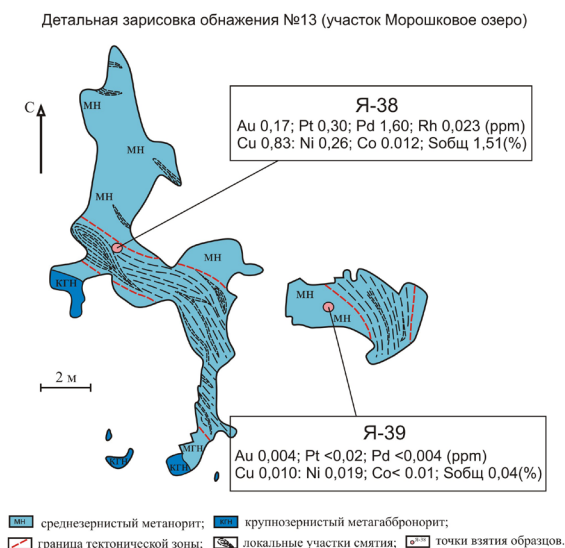


Рис. 5. Схема обнажения коренных пород тектонической зоны (по метамафитам) на участке Морошковое озеро. В легенде даны полевые определения пород. В выносках – результаты штучного опробования 2010 г.

Fig. 5. Scheme of country tectonic zone rocks (by metamafic rocks) on the Moroshkovoye lake. The legend provides field descriptions of the rocks. Text bubbles present results of the stuff testing in 2010.

зоны (табл. 1, 2; рис. 5). Не более 1 км северо-западнее данной точки находится полностью отработанное в 1950-е гг. (извлечено Ni – 290 т, Cu – 90 т) медно-никелевое месторождение «Морошковое озеро». Оно приурочено к тектонической зоне северо-западного направления на контакте норитов массива Нюд-Поаз с архейскими метадiorитами и представлено системой маломощных коротких жил и линз, сложенных сульфидами и/или магнетитом. Длина зоны оруденения – 280 м, максимальная мощность – 6 м, средняя – 1 м. Массивные руды содержали: Ni – 3.88 % (max 7.2 %); Cu – 0.86 %; Co – 0.25 %; вкрапленные руды: Ni – 0.45 %; Cu – 0.15 %; Co – 0.02 % [Г.Ф. Бакаев и др., 1999]. Проявление платинометальной минерализации, обнаруженное А.А. Ефимовым, находится на продолжении той же тектонической зоны.

На удалении от тектонической зоны, в не нарушенных тектоникой метаноритах и метапироксенитах авторами были обнаружены не известные ранее жильные тела плагиоклаз-пироксенового и амфиболового состава с магнетитовой и сульфидной минерализацией (рис. 6, 7). Если высокие содержания ЭПГ в жилах МО будут аналитически подтверждены, можно будет говорить о едином жильном поле с сульфидной и платинометальной минерализацией участков Южно-Согчинского и МО.



Рис. 6. Гнездовая сульфидная вкрапленность в плагиоклаз-пироксеновой жиле на участке Морошковое озеро.

Fig. 6. Nest sulfide dissemination in a plagioclase-pyroxene vein on the Moroshkovoye lake.

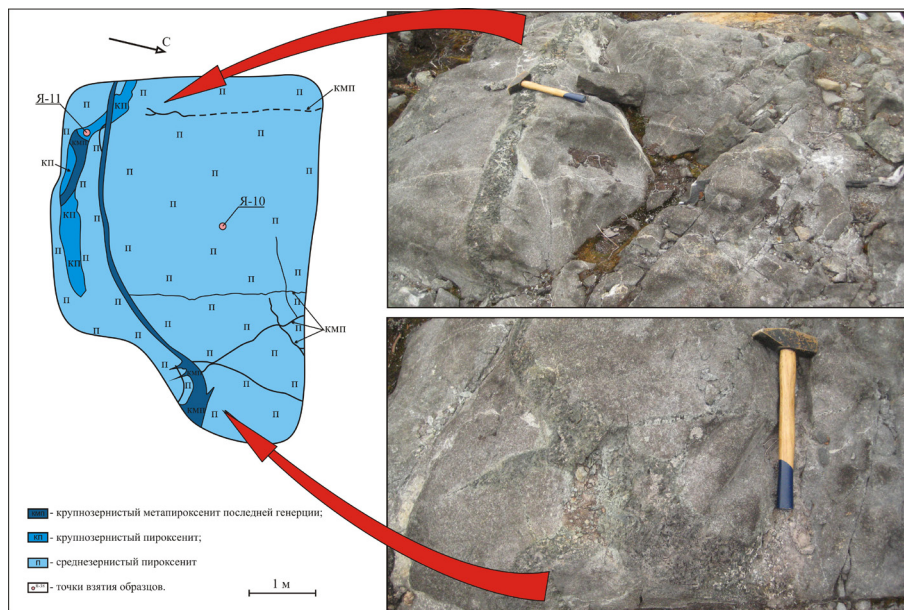


Рис. 7. Схема обнажения метамафитов с плагиоклаз-пироксеновыми жилами на участке Морошковое озеро и фото фрагментов данного обнажения. В легенде даны полевые определения пород.

Fig. 7. Scheme of an outcrop of metamafic rocks with plagioclase-pyroxene veins on the Moroshkovoye lake section and photo of fragments of this outcrop. The legend provides field descriptions of the rocks.

Жильные тела ультраосновного состава обнаружены среди пород Мончегорского р-на ещё в начале 1930-х гг. [Котульский, 1933; Рутштейн, 1933]. Первоначально им не придавалось большого практического значения, но вскоре были открыты богатейшие сульфидные жилы массива Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ). В течение двух десятилетий они были полностью отработаны. Подробная характеристика строения и состава жил дана В.А. Маслениковым и П.В. Лялиным в [Геология и рудные..., 1956]. Жилы были сложены сплошными сульфидными рудами, состоявшими главным образом из пирротина, пентландита, халькопирита и магнетита. Однако жилы рудного поля НКТ сложены не только сульфидным веществом. В.А. Маслеников и П.В. Лялин

[Геология и рудные..., 1956] указывают, что в направлении на юг по простиранию жил в их составе появляются плагиоклаз, роговая обманка, биотит, апатит, и сульфидные жилы переходят в жилы габбро-пегматитов, преобладающими минералами которых являются плагиоклаз (An 65-45) и амфиболлизированные ромбический и моноклинный пироксены. Количественные соотношения между минералами различны, выделяются участки меланократового пегматита и лейкократовые участки, почти нацело сложенные плагиоклазом. В верхней части жил, северной и южной частях НКТ сульфидные жилы по простиранию переходят в магнетитовые. Сопоставляя все имевшиеся в тот период данные, В.А. Маслеников и П.В. Лялин пришли к выводу, что в участках, близких к корням интрузии НКТ (т.е. в её юго-западной части) ультрабазиты пересекаются жилами норитов и габброноритов, которые севернее сменяются жильными породами типа габбро-пегматитов, далее типичными крупнозернистыми пегматитами, последние по простиранию переходят в сульфидные жилы [Геология и рудные..., 1956]. Таким образом, возможно сопоставление жил ЮСМ и МО с жилами юго-западной части НКТ, не содержащими богатой сульфидной руды.

По минералогическому составу жилы ЮСМ и МО также сходны с образованиями Сопчинского жильного поля. Жильные сульфидные тела в массиве Сопча были обнаружены при бурении на глубинах более 400 м. Они состоят из сульфидов, магнетита, карбонатов, хлорита и актинолита. Исследования показали, что жильное поле г. Сопчи сложено крутопадающими на юго-восток (80-90 °) жилами с простиранием 20-30 ° в северо-восточной части и 50-60 ° – в юго-западной. В массиве Сопча установлено 13 жил, связанных с системой зон повышенной трещиноватости и бластомилонитизации, которые часто прослеживаются и при отсутствии сульфидов. Общий объём жильного оруденения в массиве Сопча значительно уступает массиву НКТ. Мощность жил весьма невелика, раздувы и гнёзда основных пегматитов практически отсутствуют [Расслоенные интрузии..., 2004]. По мнению большинства исследователей, крутопадающие жилы сформировались на заключительных стадиях развития Мончегорского комплекса путём заполнения тектонических трещин, образовавшихся после затвердевания интрузии.

С конца 1980-х гг. рудные объекты Мончегорского р-на обследуются на платинометальное оруденение. В сульфидных жилах НКТ и Сопчи установлены минералы платиновых металлов. Обнаруженные в последние годы медно-платиноидные руды массива НКТ связаны с тектоническими минерализованными трещинными зонами, представляющими собою хвосты выщезалегающих сульфидных жил главного рудного поля [Расслоенные интрузии..., 2004].

Таблица 1. Результаты химического анализа представительных проб пород участков Морозковое озеро и Южно-Сопчинского.

Table 1. Results of the chemical analysis of rock samples of the Moroshkovoye lake and South Sopcha sections.

Компоненты, масс. %	Номера проб							
	Я-13	АЮ-5	АЮ-6	Я-6	ЮС-4	ЮС-8	Я-38	Я-39
SiO ₂	51.83	52.48	50.89	56.42	45.99	49.30	50.01	52.07
TiO ₂	0.31	0.20	0.21	1.26	1.63	0.80	0.39	0.48
Al ₂ O ₃	7.14	7.45	6.44	13.21	4.13	6.59	14.83	15.41
Cr ₂ O ₃	0.15	0.21	0.16	0.030	0.06	0.09	0.029	0.046
V ₂ O ₅	0.046	≤0.025	0.048	0.055	0.10	0.06	0.037	0.048
Fe ₂ O ₃	2.32	1.55	1.91	2.13	8.46	3.44	6.31	3.15
FeO	9.29	7.84	10.84	6.37	15.56	13.96	3.94	5.25
MnO	0.15	0.15	0.18	0.13	0.25	0.24	0.10	0.13
MgO	16.87	19.17	18.70	5.05	13.08	13.46	5.93	6.70
CaO	5.20	6.11	4.72	8.10	6.43	5.79	10.88	10.55
Na ₂ O	0.78	0.63	0.49	3.23	0.68	1.32	1.64	2.25
K ₂ O	0.12	0.13	0.082	0.35	0.10	0.14	0.20	0.26
H ₂ O ⁻	0.36	0.28	0.22	0.26	0.18	0.26	0.16	0.24
п.п.п.+ H ₂ O ⁺	3.84	3.27	4.08	2.07	1.16	2.52	2.58	2.74
P ₂ O ₅	≤0.01	≤0.01	≤0.01	0.16	0.03	0.02	0.03	0.03
F	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.008	0.007	н.о.	н.о.
Cl	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.26	0.52	н.о.	н.о.
Cu	0.14	0.021	0.085	0.060	0.24	0.47	0.83	0.010
Ni	0.15	0.053	0.12	0.011	0.17	0.11	0.26	0.019

Co	0.010	0.010	0.011	0.010	0.01	0.01	0.012	≤0.01
CO ₂	0.79	0.26	0.38	0.82	0.96	0.20	≤0.10	0.11
Собщ.	0.12	0.07	0.11	0.07	0.12	0.29	1.51	0.04
Сумма	99.62	99.88	99.68	99.80	99.61	99.60	99.68	99.53
Компоненты, г/т	Я-13	АЮ-5	АЮ-6	Я-6	ЮС-4	ЮС-8	Я-38	Я-39
Pt	0.036	0.022	0.02	≤0.02	0.20	0.14	0.30	≤0.02
Pd	0.26	0.056	0.26	≤0.04	1.48	1.50	1.60	≤0.004
Rh	≤0.004	≤0.004	≤0.004	н.о.	0.004	0.004	0.023	н.о.
Au	0.020	0.009	0.014	0.028	0.069	0.052	0.17	0.004

Примечание. Я-13, АЮ-5, АЮ-6 – метапироксениты мелко-среднезернистые; Я-6, ЮС-4, ЮС-8 – материал плагиоклаз-пироксеновых жил с магнетитом и сульфидами, Я-38, Я-39 – метагабброиды из тектонической зоны. Участок Морошковое озеро: Я-13, Я-6, Я-38, Я-39; участок Южно-Сопчинский: АЮ-5, АЮ-6, ЮС-4, ЮС-8. Анализ выполнен в ХАЛ ГИ КНЦ РАН.

Таблица 2. Содержание благородных металлов в породах тектонической зоны на участке Морошковое озеро, по данным А.А. Ефимова.

Table 2. Contents of precious metals in rocks of the tectonic zone on the Moroshkovoye lake section, by A.A. Efimov's data.

Компоненты,	Содержание, г/т		
	min	max	Среднее (n=16)
Pt	0.02	0.58	0.24
Pd	0.02	2.24	1.18
Rh	0.004	0.16	0.05
Au	0.01	0.072	0.04

По мнению авторов, плагиоклаз-пироксеновые жилы ЮСМ и МО формируют собственное жильное поле, которое является юго-восточным продолжением жильного поля массива Сопча. Однако, в отличие от жил массива Сопча, расположенных на значительной глубине, на изученных авторами участках ЮСМ и МО жильные тела выходят на дневную поверхность. Северо-западное простираение жил указывает на то, что они могут являться частью единого «пучка», веерообразно расходящегося от предполагаемых корней Мончегорской интрузии.

Список литературы

1. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. Л.: Изд-во АН СССР, Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1956. Вып. 3. 328 с.
2. Иванченко В.Н., Давыдов П.С. Основные черты геологического строения месторождений и проявлений МПГ южной части Мончегорского рудного района // Проект Интеррег-Тасис: Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. Сб. матер. проекта. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. Вып. 2. С. 70-78.
3. Котульский В.К. Медно-никелевые руды Монча-тундры // Хибинские Апатиты. Л.: ОНТИ СВНХ, 1933. Ч. 4. С. 164-167.
4. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. Ч. 1, 2. 177 с.
5. Рутштейн С.М. Геологическое строение и оруденение для трёх основных массивов Монча-тундры // Хибинские Апатиты. Л.: ОНТИ СВНХ, 1933. Ч. 6. С. 168-175.

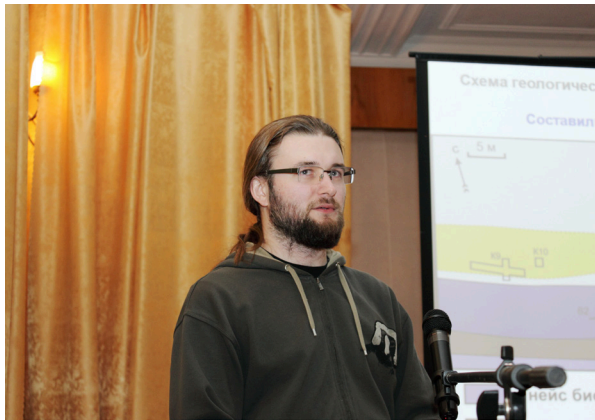
ФОТООТЧЁТ



PHOTOACCOUNT







Содержание

Ко Дню российской науки и 55-летию Кольского отделения РМО.	3
To the Day of Russian Science and 55th anniversary of the Kola Branch of RMS	6
В.Р. Ветрин, И.Л. Каменский, А.Ю. Севостьянов, В.И. Скиба. Поведение изотопных систем U-Pb, Sm-Nd, K-Ar, ⁴ He- ³ He при метаморфизме щелочных гранитов Кейвского блока . . . 8	
V.R. Vetrin, I.L. Kamensky, A.Yu. Sevostyanov, V.I. Skiba. Featuring of U-Pb, Sm-Nd, K-Ar, ⁴He-³He isotope systems in conditions of metamorphism of the Keivy unit alkaline granitoids	
Ю.Л. Войтеховский. О «Топологических аспектах формационного анализа» Ю.В. Казицына . 13	
Yu.L. Voytekhovsky . ON Yu.V. Kazitsyn's "Topological aspects of formation analysis"	
П.М. Горяинов, Г.Ю. Иванюк. Элементы самоорганизации в структурах магнитного поля Земли (о корректности палеомагнитных реконструкций в тектонических моделях)	18
P.M. Goryainov, G.Yu. Ivanyuk. Elements of self-organization in structures of the Earth magnetic field (on the reliability of palaeomagnetic reconstruction in the tectonic models)	
В.Я. Евзеров, С.Б. Николаева. Средневалдайский ледниковый покров в Кольском регионе . . . 26	
V.Ya. Yevzerov, S.B. Nikolaeva. Middle Valdai glaciation in the Kola region	
Д.В. Жиров. Морфоструктурные закономерности трещиноватости	32
D.V. Zhiron. Morphological-structural patterns of jointing	
В.Л. Ильченко. Пространственные вариации анизотропии упругих свойств пород в вихревой структуре (на примере Титовского блока, Кольский п-ов).	41
V.L. Il'chenko. Spatial variations of anisotropy of rock elastic properties in a vortical structure (on example of the Titovsky block, Kola Peninsula)	
В.К. Каржавин. Алмазообразование: новые аспекты	44
V.K. Karzhavin. Diamond formation: new aspects	
В.В. Коган, С.В. Мудрук, А.В. Волошин, В.В. Балаганский. Морфология гётита и первые данные по минералогии коры выветривания – «железной шляпы», Серповидный хребет, Кейвы, Кольский п-ов	50
V.V. Kogan, S.V. Mudruk, A.V. Voloshin, V.V. Balagansky. Goethite morphology and the first data on mineralogy of the weathering crust – "iron hat", Serpovidny ridge, Keivy, Kola Peninsula	
Л.Н. Морозова, Т.Б. Баянова, П.А. Серов. Геология, геохимия и геохронология «серых» гнейсов полигона Воче-Ламбина	56
L.N. Morozova, T.B. Bayanova, P.A. Serov. Geology, geochemistry and geochronology of "grey" gneisses of the Voche-Lambina ground	
А.А. Предовский. О проблемах и методологии обновления формационного анализа супракрустных толщ	62
A.A. Predovsky. On problems and methodology of the supracrustal units formation analysis	
Т.В. Рундквист, П.В. Припачкин, Р.А. Гребнев, А.Ю. Севостьянов, Я.А. Мирошникова, А.М. Гайфутдинова. Новые данные о сульфидной и платинометальной минерализации на юго-востоке Мончегорского рудного района (участки Южно-Сопчинский и Морoshkovое озеро)	63
T.V. Rundkvist, P.V. Pripachkin, R.A. Grebnev, A.Yu. Sevostyanov, Ya.A. Miroshnikova, A.M. Gayfutdinova. New data on the sulfide and pge mineralization on the south-eastern part of the Monchegorsk ore area (South Sopcha and Moroshkovoye lake sections)	
Фотоотчёт	70
Photoaccount	

Материалы Научной сессии, посвящённой Дню российской науки
и 55-летию Кольского отделения РМО.
Апатиты, 8 февраля 2011 г.

Рекомендовано к печати Учёным советом Геологического института КНЦ РАН

Научное некоммерческое издание

Учреждение Российской академии наук
Геологический институт КНЦ РАН

Российское минералогическое общество
Кольское отделение

Отпечатано в типографии «К & М»
184209 г. Апатиты, ул. Ферсмана, 17а
тел./ факс: (81555) 77329

Тираж 100 экз.