

*Материалы научной сессии,
посвящённой Дню российской науки
Апатиты, 8 февраля 2010 г.*

*Учреждение Российской академии наук
Геологический институт КНЦ РАН*

*Учреждение Российской академии наук
Кольский научный центр РАН*

*Российское минералогическое общество
Кольское отделение*



*Материалы научной сессии,
посвящённой Дню российской науки
8 февраля 2010 г.*

УДК 548.0

Материалы научной сессии, посвящённой Дню российской науки. Геологический институт КНЦ РАН, Кольское отделение РМО, 8 февраля 2010 г. / Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: К & М, 2010. 122 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 2010 г. Представляет интерес для геологов широкого профиля.

Электронная версия: <http://geoksc.apatity.ru/print/ds2010.pdf>

Научный редактор: проф., д.г.-м.н. Ю.Л. Войтеховский

Литературный редактор: Т.А. Багринцева

Компьютерный дизайн: А.А. Тележкин

© Коллектив авторов, 2010

© Учреждение Российской академии наук Геологический институт Кольского научного центра РАН, 2010

© Учреждение Российской академии наук Кольский научный центр РАН, 2010

© Российское минералогическое общество, Кольское отделение, 2010

ISBN 978-5-91137-125-8

Materials of the Scientific Session dedicated to the Day of Russian Science. Geological Institute KSC RAS, Kola Branch of Russian Mineralogical Society, February 8, 2010 / Edit. Yu.L. Voytekhovsky. Apatity: K & M, 2010. 122 p.

The Volume contains the materials on geological history of the Kola Peninsula from the Precambrian to the New Times, evolution of layered intrusives according to isotope-geochemical and geochronological data, perspectivity of the Barents Sea basin for oil and gas, gold mineralogy in volcanogenic complexes of the Kola Peninsula and Northern Karelia, theoretical issues of mineralogy. The Volume presents materials of the Conference dedicated to the Day of Russian Science of February 8, 2010. Intended for broad sections of geologists.

See on-line: <http://geoksc.apatity.ru/print/ds2010.pdf>

Scientific Editor: Prof., Dr. Yury L. Voytekhovsky

Literary Editor: T.A. Bagrintseva

Computer Design: A.A. Telezhkin

© Authors, 2010

© Institution of Russian Academy of Sciences Geological Institute of Kola Science Centre RAS, 2010

© Institution of Russian Academy of Sciences Kola Science Centre RAS, 2010

© Kola Branch of Russian Mineralogical Society, 2010

Глубокоуважаемые коллеги,

Поздравляю вас с Днём российской науки и объявляю научную сессию Геологического института КНЦ РАН, посвящённую этому замечательному событию, открытой! Позвольте напомнить, что некогда День науки праздновался в третье воскресенье апреля в знак того, что в период 18-25 апреля 1918 г. составлен ленинский «Набросок плана научно-технических работ». Указом Президента РФ от 7 июня 1999 г. праздник перемещён на 8 февраля – в этот день в 1724 г. по распоряжению Петра I Указом правительствующего Сената основана Российская академия наук. До сих пор многие отмечают его «по старому стилю». Но мы привыкли праздновать в апреле День геолога. Поэтому предлагаю и впредь отмечать День российской науки именно 8 февраля, открывая им ежегодную программу научных мероприятий Института.

В этом году Кольскому научному центру РАН исполняется 80 лет, что добавляет торжественности и ответственности нашим мероприятиям. Разделяя со всей Российской Академией наук проблемы затянувшегося перестроечного периода, мы встречаем юбилей на марше и запланировали целый ряд Всероссийских (с международным участием) конференций: «Геотуризм: устойчивое развитие и перспективы приграничного сотрудничества» (4-5 апреля), «VII Ферсмановская научная сессия» (2-5 мая), «Уникальные геологические объекты Кольского п-ова: Хибины» (20-23 июня), «Уникальные геологические объекты Кольского п-ова: Мончегорский рудный район» (10-14 августа), «Золото Кольского п-ова и сопредельных регионов» (26-29 сентября) и «Математические исследования в естественных науках» (24-27 октября).

В программе сегодняшней научной сессии – 12 докладов*, охватывающих основные направления исследований Института в рамках плановых НИР, программ фундаментальных исследований Президиума РАН и Отделения наук о Земле РАН. В них рассматриваются: геологическое развитие Кольского региона от докембрия до новейшего времени, эволюция расслоенных интрузивов по изотопно-геохимическим и геохронологическим данным, перспективы нефтегазоносности бассейна Баренцева моря, минералогия золота в вулканогенных комплексах Кольского п-ова и Северной Карелии, теоретические проблемы минералогии... В числе докладчиков – научные лидеры Института и молодые сотрудники, что очень радует, давая надежду на преемственность поколений и устойчивое развитие Института. Все доклады будут опубликованы в Трудах научной сессии.

В наш адрес пришли поздравления от Академика-секретаря и директоров многих институтов ОНЗ РАН, Председателя и директоров институтов КНЦ РАН, Президента Российского минералогического общества, Кольского отделения Российского ботанического общества, а также многочисленных коллег из институтов РАН и отделений РМО. Нас поздравляют коллеги из Геологической службы Финляндии (офисы в Эспоо, Рованиеми, Куопио), Университетов Хельсинки и Дели, а также Института геологии Академии геологических наук Китая. Высоко оценивают наш вклад в развитие горнорудной отрасли региона губернатор Мурманской области и мэр г. Апатиты. С удовольствием передаю вам пожелания крепкого здоровья, экономического благополучия и выдающихся научных достижений!

Директор Геологического института КНЦ РАН
Председатель Кольского отделения РМО
Проф., д.г.-м.н.

Ю.Л. Войтеховский

8 февраля 2010 г.



* Доклад А.У. Корчагина и др. «Проект Фёдорова тундра: вторая очередь разведочных работ» не публикуется по соображениям коммерческой тайны.

Dear colleagues,

I congratulate you with the Day of Russian Science and declare the Geological Institute KSC RAS Scientific Session dedicated to this remarkable event open! Let me remind you that the Day of Science used to be on the third Sunday of April in memory of Lenin's "Sketch of the scientific-technical works plan" made on April 18-25, 1918. By Decree of President of Russian Federation of June 7, 1999, the holiday was shifted on February 8. On this day of 1724 the Russian Academy of Sciences was established by Order of Peter the Great and Decree of Senate. Up to now many people celebrate the holiday in "Old Style". However, we are used to celebrating the Geologist's Day in April, that's why I propose celebrating the Day of Russian Science on February 8, thus opening the annual programme of scientific events of the Institute.

This year the Kola Science Centre RAS celebrates its 80th anniversary, which provides our happenings with extra solemnity and responsibility. Sharing problems of the dragging on perestroika with the Russian Academy of Sciences, we are marching the jubilee with a set of All-Russian (with international participation) conferences to follow: "Geotourism: Sustainable Development and Perspectives of Cross-Border Cooperation" (April 4-5), VII Fersman Scientific Session (May 2-5), "Unique Geological Objects of the Kola Peninsula: Khibiny" (June 20-23), "Unique Geological Objects of the Kola Peninsula: Monchegorsk Ore Area" (August 10-14), "Gold of the Kola Peninsula and Adjacent Regions" (September 26-29) and "Mathematical Research in Natural Sciences" (October 24-27).

The programme of the current Scientific Session includes 12 reports* embracing major fields of the Institute research in the framework of the planned scientific-research works, programmes of basic research of the Presidium RAS and Department of Earth Sciences RAS. The reports highlight geological genesis of the Kola region from the Precambrian to our days, evolution of layered intrusions according to the isotope-geochemical and geochronological data, perspective of the Barents Sea basin for oil and gas, gold mineralogy in volcanogenic complexes of the Kola Peninsula and Northern Karelia, theoretical issues of mineralogy... The Session reporters are scientific leaders and young researchers of the Institute. The latter is particularly rejoicing, giving hope on continuity of research and sustainable development of the Institute. All reports shall be published in the Papers of the Scientific Session.

Our Institute received congratulations from Secretary Academician and directors of most institutes of Department of Earth Sciences, Chairman and directors of KSC RAS institutes, President of Russian Mineralogical Society, Kola Branch of the Russian Botanical Society and numerous colleagues from institutions of the Russian Academy of Sciences and departments of Russian Mineralogical Society. Our colleagues from the Geological Survey of Finland (offices in the Espoo, Rovaniemi, Kuopio cities), Universities of Helsinki and Delhi and Institute of Geology of the Academy of Geological Sciences of China also sent us their congratulations. Governor of the Murmansk region and Mayor of Apatity highly appreciate our contribution to the development of the regional mining industry. I have a pleasure to wish you strong health, economical stability and prominent scientific achievements!

Director of Institution of Russian Academy of Sciences
Geological Institute of Kola Science Centre, RAS
Chairman of Kola Branch of Russian Mineralogical Society
Dr., Prof.

February 8, 2010



Yury L. Voytekhovskiy

* Report of A.U. Korzhagin "The Fedorova Tundra project: the second line of prospecting works" is out of the press due to the commercial interest.

КОНТРАСТНОСТЬ ГЕОХИМИИ МАГМАТИЧЕСКИХ И ВТОРИЧНЫХ ЦИРКОНОВ В ГРАНИТОИДАХ ФАНЕРОЗОЯ-ХАДЕЯ

Ю.А. Балашов¹, С.Г. Скублов²

¹Геологический институт Кольского научного центра РАН

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Условия генерации и преобразования древнейших детритовых цирконов самого раннего (хадейского) геологического этапа становления и развития мантии и коры Земли (слайды 1, 2) до сих пор однозначно не расшифрованы, единственный путь решения проблемы – сопоставление геохимических характеристик соответствующих цирконов с цирконами гранитоидов архея-фанерозоя с целью выявить геохимические аналогии. Прежде всего, это касается РЗЭ и ряда редких и рассеянных элементов, которые обнаруживаются при использовании методов SIMS и лазерной абляции ICP-MS. Для древнейших детритовых цирконов Австралии (3) авторами (Wilde et al., 2001) отмечена вероятность присутствия двух возрастных популяций. Подобная раздвоенность установлена нами для цирконов Понойских щелочных гранитов Кейв (4), среди которых выделяются магматические (2666 млн лет) и поздние метаморфические популяции (1802 млн лет). Аналогичное разделение установлено между магматическими и «гидротермальными» разностями для многостадийного гранитного массива Богги Плейн (Австралия, 410 млн лет; Hoskin, 2005) (5). Отмеченное разделение популяций цирконов соответствует давно установленной систематике фациального разнообразия регионального метаморфизма (6).

Детализация распределения РЗЭ в цирконах регулируется двумя факторами: изоморфными ограничениями размерности ионного радиуса Zr и присутствием двух валентных состояний Ce и Eu в исходных расплавах (растворах), соотношение Ce^{+4}/Ce^{+3} и Eu^{+3}/Eu^{+2} , контролируемое петрохимическими параметрами P-T-fO₂ (7-9). Аномалии Ce и Eu в земных цирконах (10-13) игнорировались во всех опубликованных за последние 20-40 лет работах. Но исследование динамики фракционирования РЗЭ в цирконах Поноя (14) показало, что именно Ce – наиболее стабильный элемент этого минерала. С другой стороны, постоянный дефицит Eu явно указывает на его избирательное извлечение, не согласующееся с Ce, т.к. накопление Eu сопряжено с изоморфным захватом в структуры плагиоклазов, КПШ, а в щелочных породах – в минералы с большими ионными радиусами (Ba, Sr) как следствие захвата Eu^{+2} . В большинстве случаев подобная аномалия Eu относится к ранним процессам генерации кислых расплавов, свойственным дифференциации мафических систем в коре. Возвращаясь к Ce в цирконах, следует ожидать присутствие обеих его форм в отмеченных аномалиях, что нетрудно проверить (15, 16). Важнейший результат – резкое преобладание Ce^{+4} в магматических цирконах и столь же резкое снижение отношения Ce^{+4}/Ce^{+3} во всех типах вторичных цирконов. Это оказалось справедливым и для хадейских цирконов.

Анализ распространённости других редких и второстепенных элементов в молодых и хадейских цирконах (17) позволил установить сходство отношения Th/U для магматических разностей и – в первую очередь – различие между вторичными цирконами, контрастное относительно гранитоидов Богги Плейн.

Литература

- Арзамасцева Л.В. Редкие элементы в минералах Хибинского массива как индикаторы эволюции процессов минералообразования: результаты исследования методом LA-ICP-MS // Геохимия магматических пород. Тр. XXI Всерос. семинара и школы щелочного магматизма Земли. Апатиты. 2003. С. 21-22.
- Балашов Ю.А. Развитие гетерогенности литосферы: геохимическое обоснование // Петрология. 2009. Т. 17. № 1. С. 97-107.
- Балашов Ю.А., Глазнев В.Н. Циклы щелочного магматизма // Геохимия. 2006. № 3. С. 309-321.
- Беляев О.А., Загородный В.Г., Петров В.П., Волошина З.М. Фации регионального метаморфизма Кольского полуострова. Л.: Наука, 1977. 88 с.
- Балашов Ю.А., Скублов С.Г. Уникальные индикаторные возможности церия в цирконах разного генезиса // Физико-химические факторы петро- и рудогенеза: новые рубежи // Мат. конф., посв. 110-летию со дня рожд. акад. Д.С. Коржинского. ИГЕМ РАН, Москва, 7-9 окт. 2009 г. М.: Изд-во ИГЕМ РАН, 2009. С. 67-70.
- Балашов Ю.А., Скублов С.Г. Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов // Геохимия. 2010 (в печати).
- Балашов Ю.А., Туранская Н.В. О лантановом максимуме РЗЭ в лампрофиллите // Геохимия. 1960. № 7. С. 618-623.
- Ветрин В.Р., Родионов Н.В. Геология и геохронология неоархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский п-ов // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 578-600.

Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Салтыкова А.К., Пушкарев Ю.Д., Овчинникова Н.О., Бабушкина М.С., Ащепков И.В. Термальная и химическая неоднородность верхней мантии Байкало-Монгольского региона // Петрология. 2007. Т. 15. № 1. С. 61-92.

Balashov Yu. A., Tugarinov A.I. Abundance of rare-earth elements in the Earth's crust: Evidence for origin of granites and recent sedimentary rocks // *Geochem. J.* 1976. V 10. P 103-106.

Caro G., Bourdon B., Birck J.-L., Moorbath S. ^{146}Sm - ^{142}Nd evidence from Isua metamorphosed sediments for early differentiation of the Earth's mantle // *Nature*. 2003. V 423. P 428-432.

Hoskin P.W.O., Black L.P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon // *J. Metamorphic Geol.* 2000. V 18. P 423-439.

Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2005. V 69. N 3. P 637-648.

Peck W.H., Valley J.W., Wilde S.A., Graham C.M. Oxygen isotope ratios and rare earth elements in 3.3 to 4.4 Ga zircons: ion microprobe evidence for high $\delta^{18}\text{O}$ continental crust and oceans in the Early Archean // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2001. V 65. N 22. P 4215-4229.

OTShannon R D. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides // *Acta Cryst.* 1976. V 32. P 751-767.

Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H., Graham C.M. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago // *Nature*. 2001. V 409. P 175-178.

Whitehouse M.J., Kamber D.S. On the overabundance of light rare earth elements in terrestrial zircons and its implication for Earth's earliest magmatic differentiation // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2002. V 204. P 333-346.

Wyche S., Nelson D.R., Riganti A. 4350-3130 Ma detrital zircons in the Southern Cross Granite-Greenstone Terrane, Western Australia: implications for the early evolution of the Yilgarn Craton // *Australian J. Earth Sci.* 2004. V 51. P 31-45.

CONTRAST GEOCHEMISTRY OF IGNEOUS AND SECONDARY ZIRCONS IN THE PHANEROZOIC-HADEAN GRANITES

Yu.A. Balashov¹, S.G. Skublov²

¹ Geological Institute of Kola Science Centre RAS

² Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS

Since formation and transformation settings for the oldest detrital zircons of the earliest (Hadean) geological stage of the Earth's mantle and crust formation and evolution (Slides 1, 2) have not yet been unambiguously interpreted, it is only useful to compare geochemical features of the zircons with those of the Archaean-Phanerozoic granitoids to reveal geochemical similarities. This mainly concerns REE and some trace and microelements that can be detected by SIMS and ICP-MS laser ablation methods. Wilde et al. (2001) suggest presence of two generations for the oldest detrital zircons from Australia (3). Such dualism is established for the zircons of the Ponoy alkaline granites that occur in the Keivy structure (4), among which igneous (2666 Ma) and later metamorphic (1802 Ma) populations can be distinguished. The same is known for the igneous and hydrothermal zircons of the Boggy Plain polystage granite complex (Australia, 410 Ma - Hoskin, 2005) (5). The distinction between zircon populations corresponds with the approved classification of regional metamorphic facies diversity (6).

The explicit REE distribution in zircons is regulated by two factors, i.e. isomorphic constraints of zirconium ionic radius and two possible valences of Ce and Eu in the parental melts (liquids), where the $\text{Ce}^{+4}/\text{Ce}^{+3}$ and $\text{Eu}^{+3}/\text{Eu}^{+2}$ ratios are controlled by such petrochemical parameters as pressure, temperature and oxygen fugacity (7-9). However, the Ce and Eu anomalies typical of the terrestrial zircons (10-13) have been completely ignored in the researches published during the last 20-40 years. Nevertheless, the examination of the REE fractionation dynamics in the Ponoy zircons (14) has testified to cerium being the more stable element in the mineral. In contrast, certain deficiency of Eu clearly indicates its preferential extraction inconsistent with Ce, since Eu accumulation associates with isomorphic entrapment into the structures of plagioclases, K-feldspars, and, in alkaline rocks, into the minerals with larger ionic radii (Ba, Sr) as a result of Eu^{+2} entrapment. A similar Eu anomaly in most cases refers to the early processes of felsic melt generation that are intrinsic to the differentiation from mafic systems in the crust. Back to Ce in zircons, we should probably find its two forms in the above anomalies (15, 16). The fact that Ce^{+4} sharply predominates in igneous zircons and the $\text{Ce}^{+4}/\text{Ce}^{+3}$ ratio equally drops in all types of secondary zircons is the essential result of the present investigation that can also be applicable to the Hadean zircons.

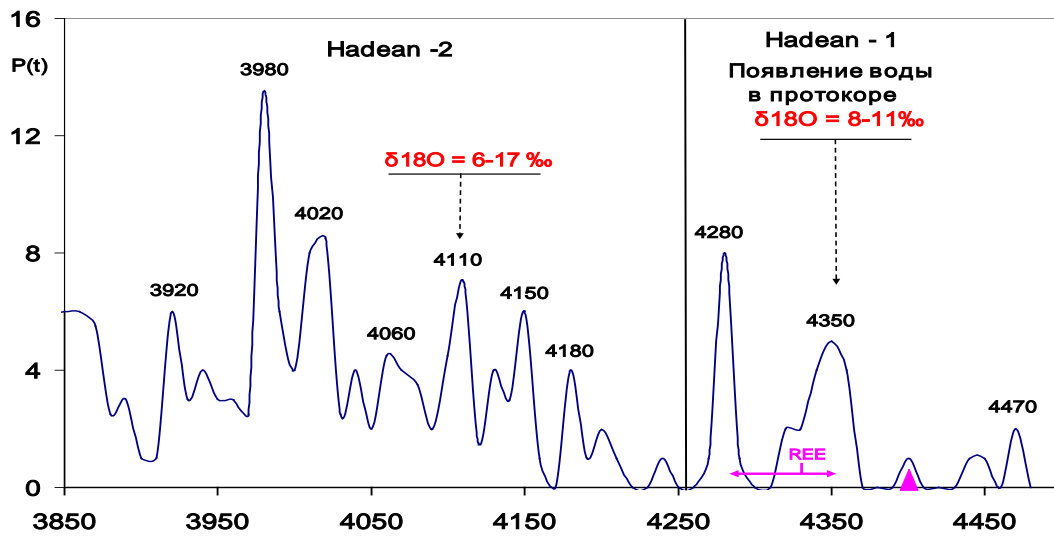
The analysis of abundance of other rare and minor elements in young and Hadean zircons (17) has enabled to establish similar Th/U ratios in the igneous popularities that, however, vary in the secondary zircons, particularly in those of the Boggy Plain granitoids.

References

- Arzamastseva L.V.* Rare earth elements in the minerals of the Khibiny intrusion as indicators of the evolving mineral formation processes: LA-ICP-MS results // *Geochemistry of igneous rocks. Proc. XXI All-Russ. seminar and school of the Earth alkaline magmatism. Apatity, 2003.* P 21-22.
- Balashov Yu.A.* The heterogeneous evolution of the lithosphere: geochemical substantiation // *Petrology. 2009.* V 17. N 1. P 97-107.
- Balashov Yu.A., Glaznev V.N.* Cycles of alkaline magmatism // *Geochemistry. 2006.* N 3. P 309-321.
- Belyaev O.A., Zagorodny V.G., Petrov V.P., Voloshina Z.M.* Regional metamorphic facies of the Kola Peninsula. L.: Nauka, 1977. 88 p.
- Balashov Yu.A., Skublov S.G.* Unique Ce properties in zircons of different genesis // *Physicochemical factors of petro- and ore-genesis: new limits // Proc. Conf. dedicated to the 110th anniversary of Acad. D.S. Korzhinsky. IGEM RAS. Moscow, Oct. 7-9, 2009. M.: Publ. by IGEM RAS. P 67-70.*
- Balashov Yu.A., Skublov S.G.* Contrast geochemistry of igneous and secondary zircons // *Geochemistry. 2010 (in print).*
- Balashov Yu.A., Turanskaya N.V.* On the La maximum in lamprophyllite // *Geochemistry. 1960.* N 7. P 618-623.
- Vetrin V.R., Rodionov N.V.* Geology and geochronology of the Neoarchean anorogenic magmatism of the Keivy structure (Kola Peninsula) // *Petrology. 2009.* V 17. N 6. P 578-600.
- Glebovitsky V.A., Nikitina L.P., Saltykova A.K., Pushkarev Yu.D., Ovchinnikova N.O., Babushkina M.S., Aschepkov I.V.* Thermal and chemical heterogeneity of the upper mantle of the Baikal-Mongolian region // *Petrology. 2007.* V 17, N 1. P 61-92.
- Balashov Yu.A., Tugarinov A.I.* Abundance of rare-earth elements in the Earth's crust: Evidence for origin of granites and recent sedimentary rocks // *Geochem. J. 1976.* V 10. P 103-106.
- Caro G., Bourdon B., Birck J.-L., Moorbath S.* ¹⁴⁶Sm-¹⁴²Nd evidence from Isua metamorphosed sediments for early differentiation of the Earth's mantle // *Nature. 2003.* V 423. P 428-432.
- Hoskin P.W.O., Black L.P.* Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon // *J. Metamorphic Geol. 2000.* V 18. P 423-439.
- Hoskin P.W.O.* Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta. 2005.* V 69. N 3. P 637-648.
- Peck W.H., Valley J.W., Wilde S.A., Graham C.M.* Oxygen isotope ratios and rare earth elements in 3.3 to 4.4 Ga zircons: ion microprobe evidence for high $\delta^{18}\text{O}$ continental crust and oceans in the Early Archean // *Geochim. Cosmochim. Acta. 2001.* V 65. N 22. P 4215-4229.
- Shannon R D.* Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides // *Acta Cryst. 1976.* V 32. P 751-767.
- Wilde S.A., Valley J.W., Peck W.H., Graham C.M.* Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago // *Nature. 2001.* V 409. P 175-178.
- Whitehouse M.J., Kamber D.S.* On the overabundance of light rare earth elements in terrestrial zircons and its implication for Earth's earliest magmatic differentiation // *Earth and Planet. Sci. Lett. 2002.* V 204. P 333-346.
- Wyche S., Nelson D.R., Riganti A.* 4350-3130 Ma detrital zircons in the Southern Cross Granite-Greenstone Terrane, Western Australia: implications for the early evolution of the Yilgarn Craton // *Australian J. Earth Sci. 2004.* V 51. P 31-45.

Что такое Hadean ?

Геохронологическая шкала хадея (Балашов, 2009)



Наиболее древние датировки: по $^{146}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$ хронометру = 4460 ± 115 млн лет для пород Гренландии (Caro et al., 2003) и по Pb-Pb методу = 4445-4469 млн лет для лерцолитовых ксенолитов Сибири (Глебовицкий и др., 2007).

Слайд 1.

Районы хадейского магматизма в Австралии

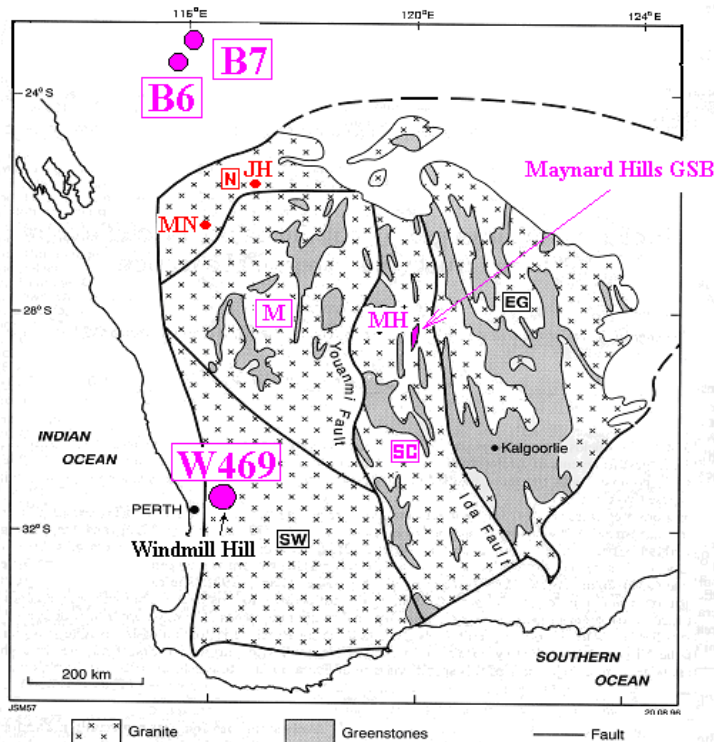
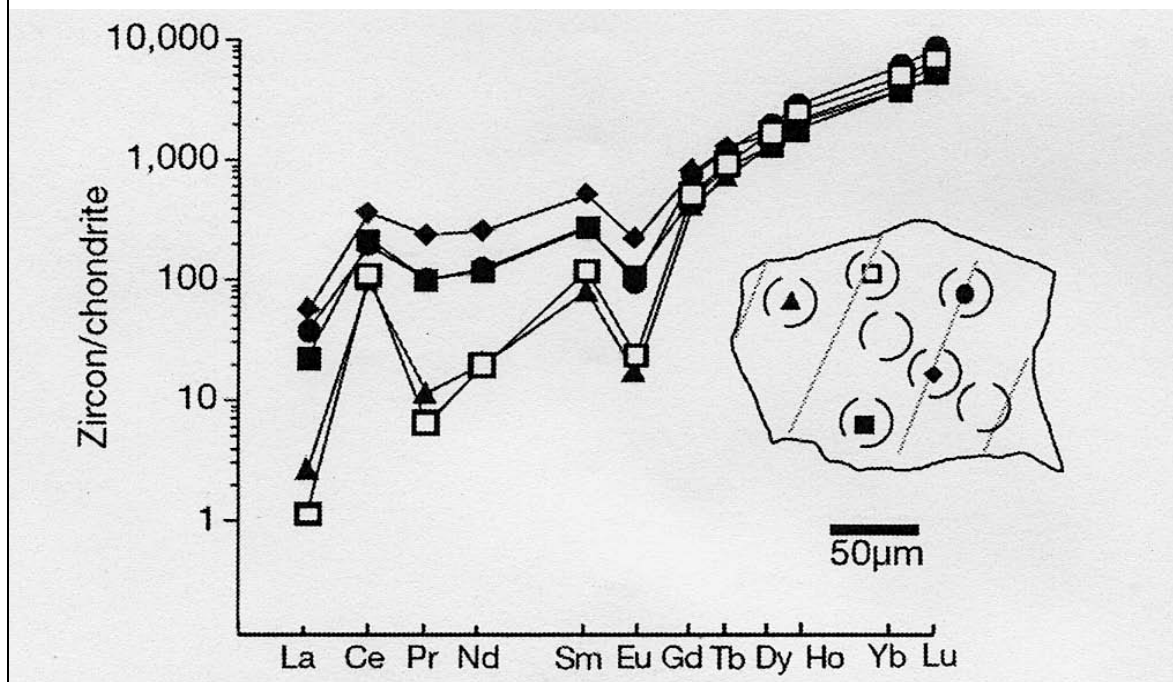


Fig. 1. Location of the main granite and greenstone components of the Archean Yilgarn Craton. Faults mark major terrane boundaries. EG = Eastern Goldfields superterrane; SC = Southern Cross superterrane; and N = Narryer terrane, M = Murchison terrane, and SW = southwest composite terrane that together comprise the West Yilgarn superterrane.

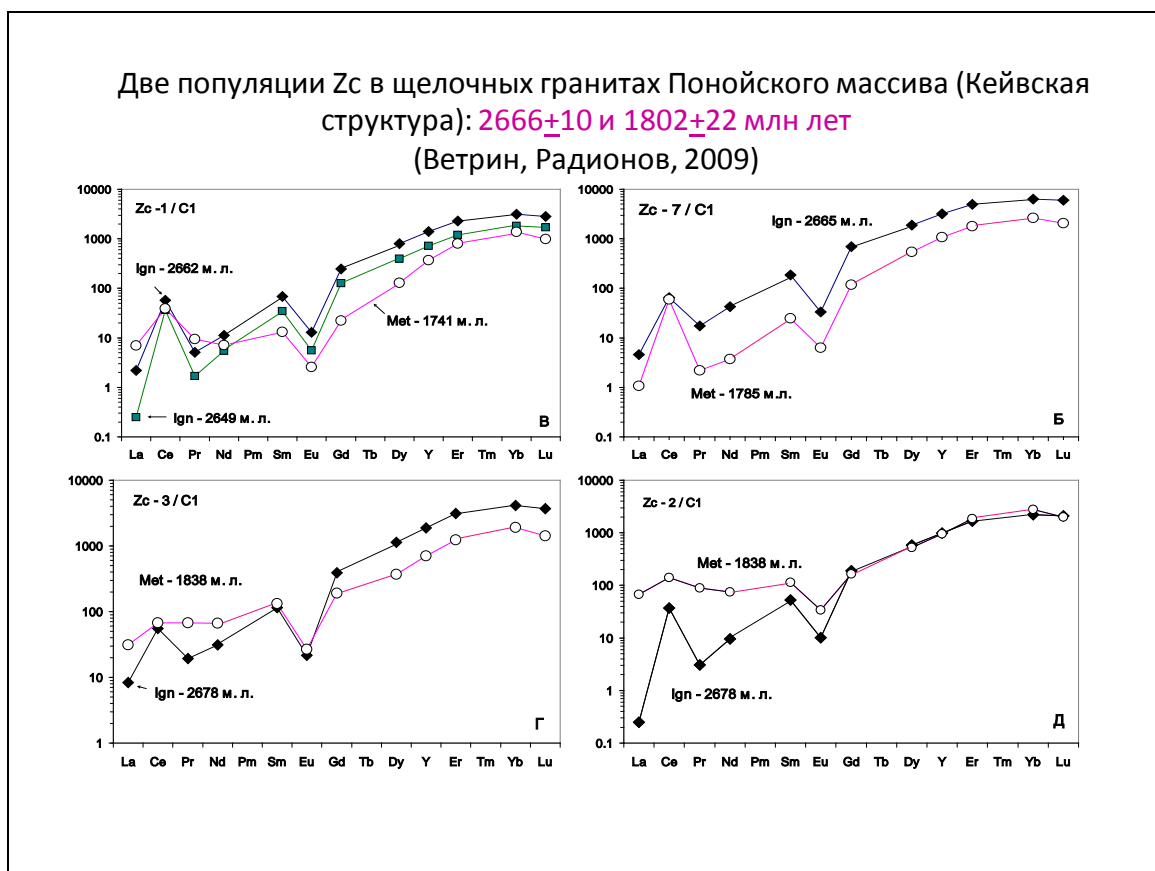
Слайд 2.

Древнейший детритовый циркон хадея:
 4404₊₈ – 4350₊₈ – 4283₊₈ млн лет
 (Wilde et al., 2001)



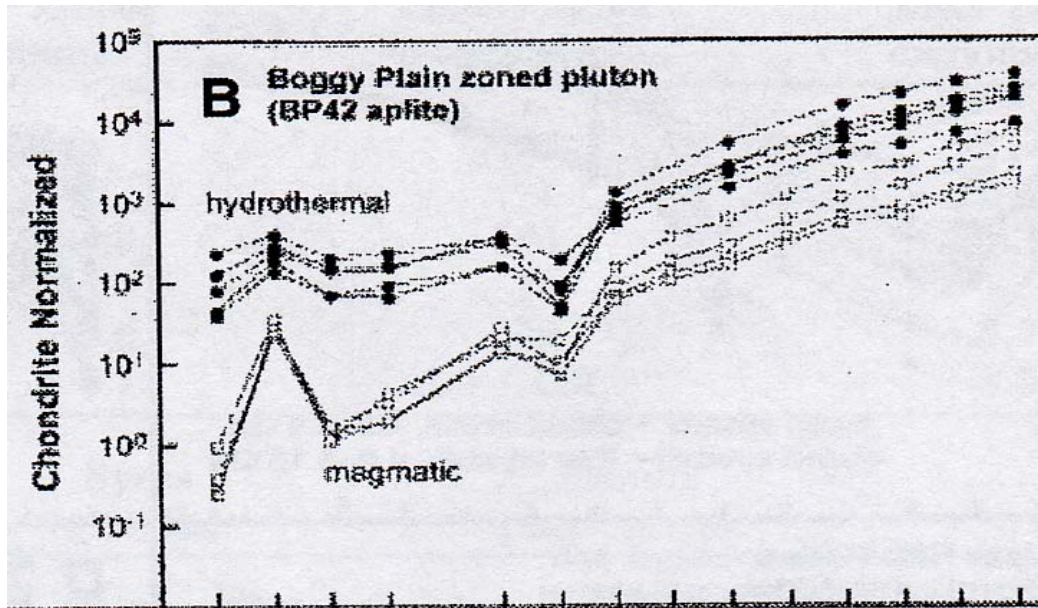
Слайд 3.

Две популяции Zr в щелочных гранитах Понойского массива (Кейвская структура): 2666₊₁₀ и 1802₊₂₂ млн лет
 (Ветрин, Радионов, 2009)



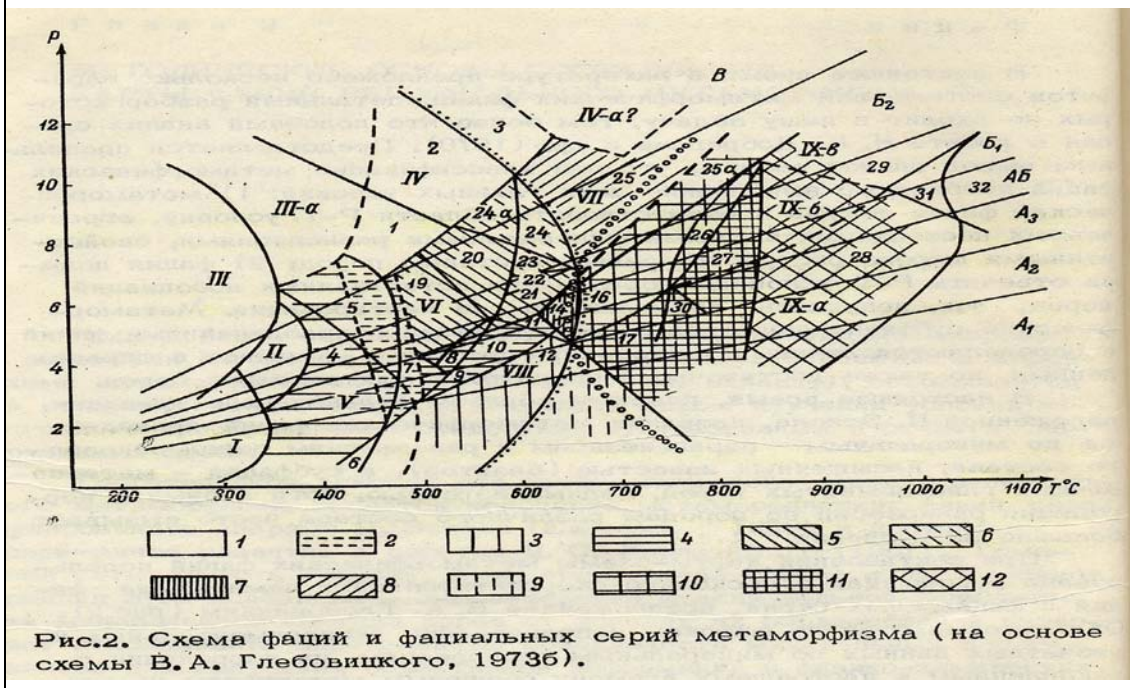
Слайд 4.

Две популяции цирконов гранитоидного массива Богги Плейн, Австралия
(410±5 млн лет) (Hoskin, Black, 2000; Hoskin, 2005)



Слайд 5.

12 фаций регионального метаморфизма (Беляев и др., 1977)



Слайд 6.

Ионные радиусы РЗЭ в 8-й координации (Shannon, 1976) и валентные формы

1) Оптимальна **возможность изоморфного замещения** в цирконах только для **Ce⁺⁴** и **самых тяжёлых РЗЭ** (ионные радиусы **Zr⁺⁴-0.84** и **Ce⁺⁴- 0.97**) сравнительно с Ce⁺³ и др. лантаноидами и Y (La⁺³= 1.16, **Ce⁺³=1.143**, Pr⁺³ =1.26, Nd⁺³=1.109, Sm⁺³= 1.079, **Eu⁺³ =1.004**, **Eu⁺²= 1.25**, Gd⁺³=1.053, Tb⁺³ = 1.04, Dy⁺³=1.027, Y⁺³= 1.019, Ho⁺³=1.015, Er⁺³=1.004, Tm⁺³= 0.994 **Yb⁺³=0.985**, **Lu⁺³=0.977**).

2) Напротив, размерность катионов (K⁺¹ = 1.51; Na⁺¹ = 1.18; Ca⁺² = 1.12; Ba⁺² =1.38; Sr⁺² = 1.26) в плагиоклазах, КПШ и акцессорных минералах Ba и Sr согласуется с условиями изоморфного накопления для Eu⁺²(1.25 Å) и La⁺³(1.16 Å) (Балашов, 1964; Арзамасцева, 2003).

3) **Полузабытая закономерность**: в расплавах и растворах всегда присутствуют по две валентные формы, соотношения которых Ce⁺⁴ /Ce⁺³ и Eu⁺³ /Eu⁺² определяются **петрохимическими параметрами P-T-fO₂** (Балашов, 1976 и др.)

Слайд 7.

Древнейшие (> 4 Ga) цирконы Луны (Whitehouse, Kamber, 2002)

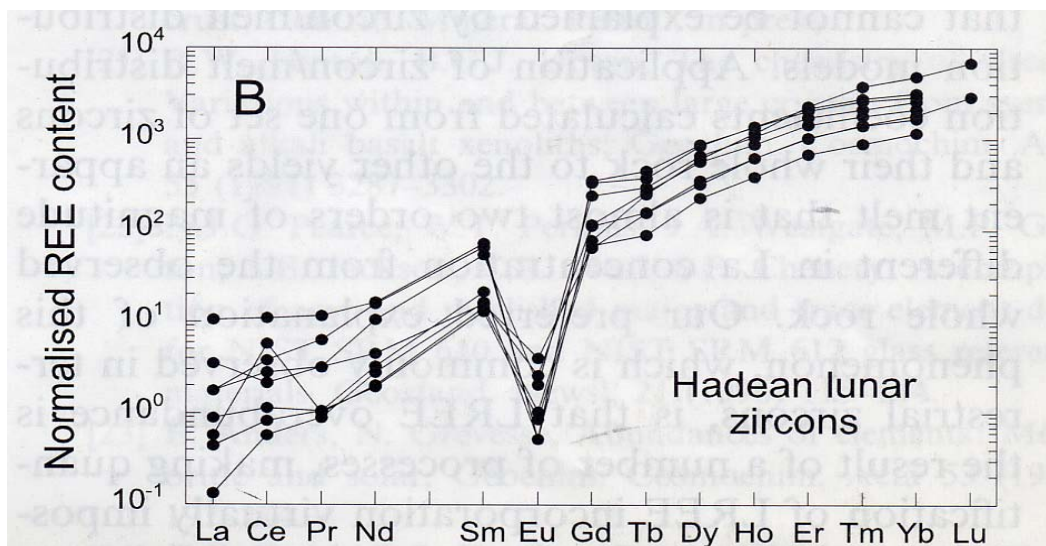
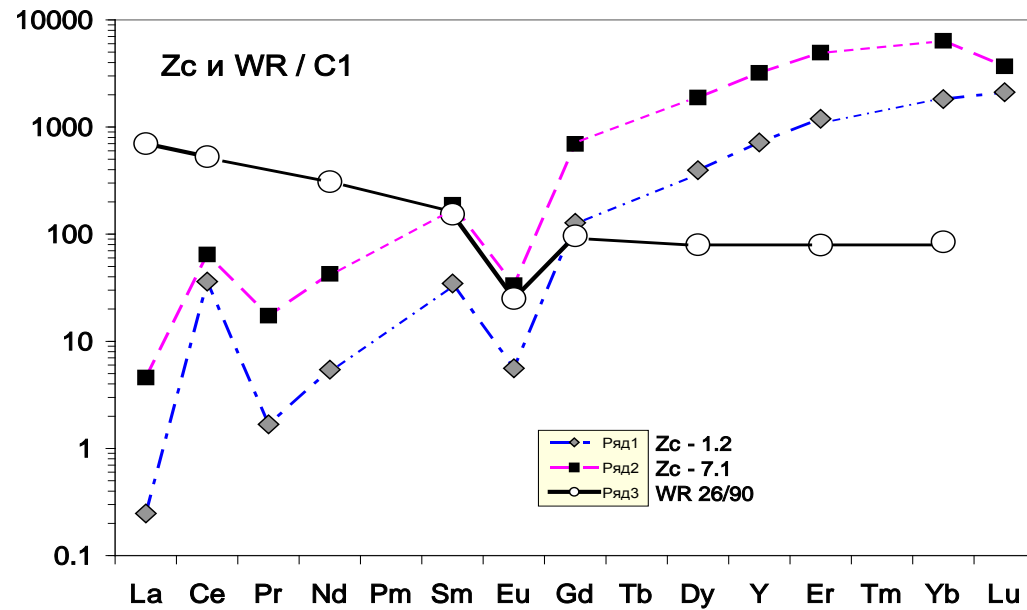


Fig. 8. (A) Chondrite-normalised REE patterns of Hadean terrestrial zircons [10,38,39] compared with (B) zircons from > 4 Ga lunar highland fragments [39–41]. Aberrant Lu data of [41] omitted.

Слайд 8.

Аномалия Се отсутствует в соотношении РЗЭ исходной породы в отличие от Eu.
 Это указывает на различие факторов их фракционирования: для Se^{+4} – кристаллохимия Zc, для Eu - извлечение из расплавов Eu^{+2} плагиоклазами и КПШ*



Слайд 9.

Избирательная экстракция Eu^{+2} анортозитами, предшествующими щелочным гранитам Поной (Балашов, Глазнев, 2006)

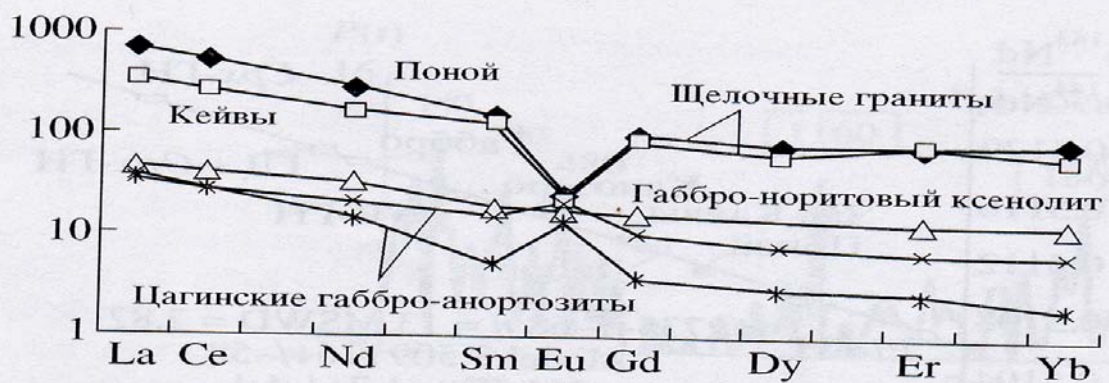
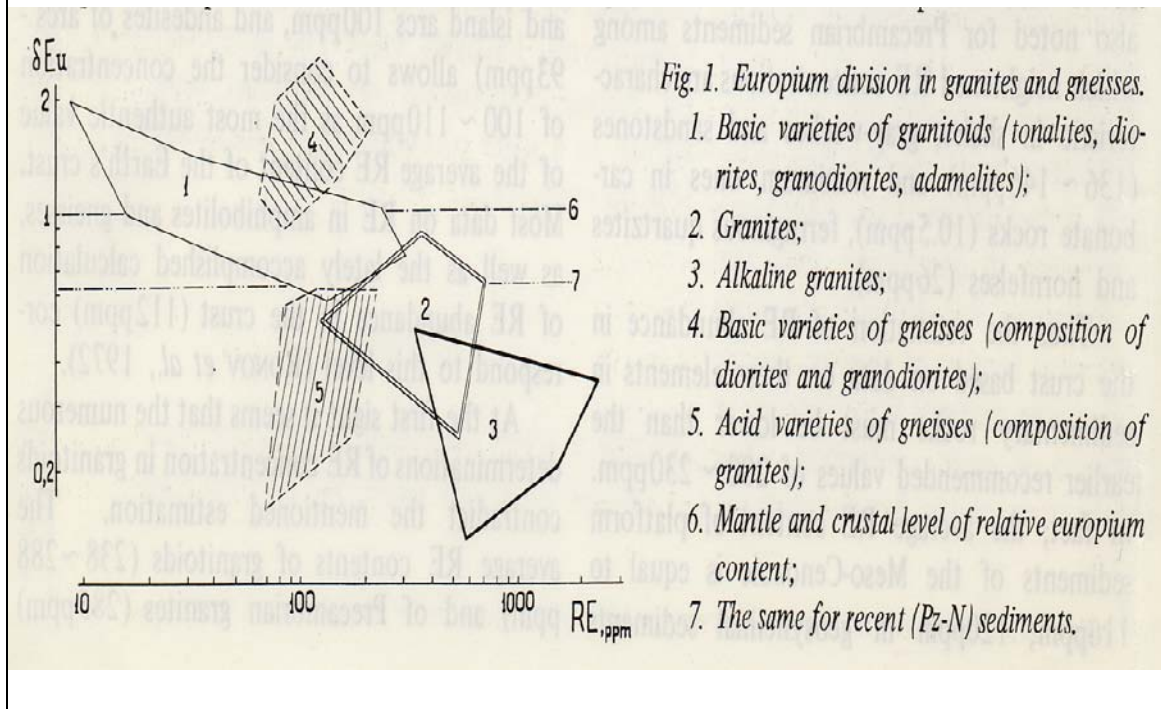


Рис. 4. Комплементарное разделение РЗЭ между ранними габбро-анортозитами и поздними щелочными гранитами относительно среднего содержания РЗЭ в габбронорите. Анализ РЗЭ для Поной и габбронорита по [37], для Кейв [39], для габброанортозитов – масс-спектральный анализ с изотопным разбавлением (ГИ КНЦ РАН, аналитик Шарков И.В.).

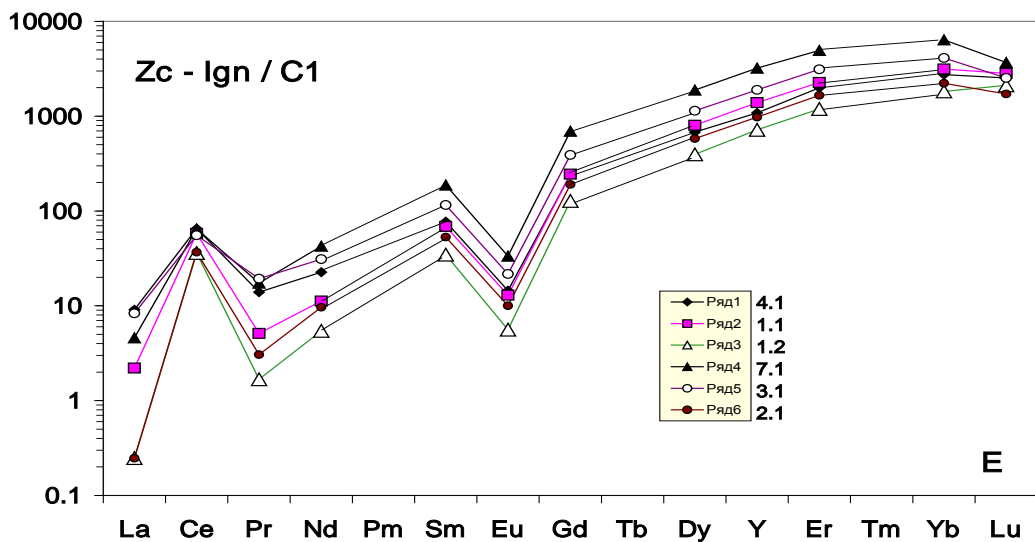
Слайд 10.

Различие Eu/Eu^* в гранитоидах (Balashov, Tugarinov, 1976)

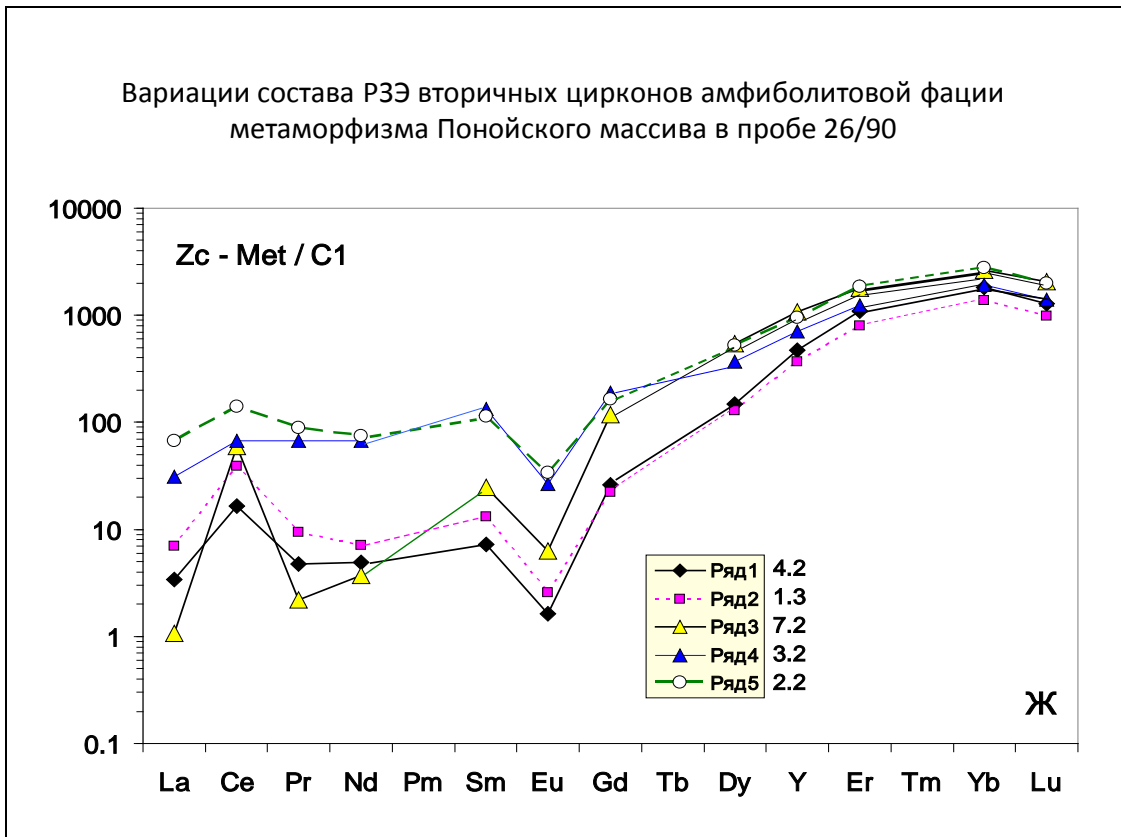


Слайд 11.

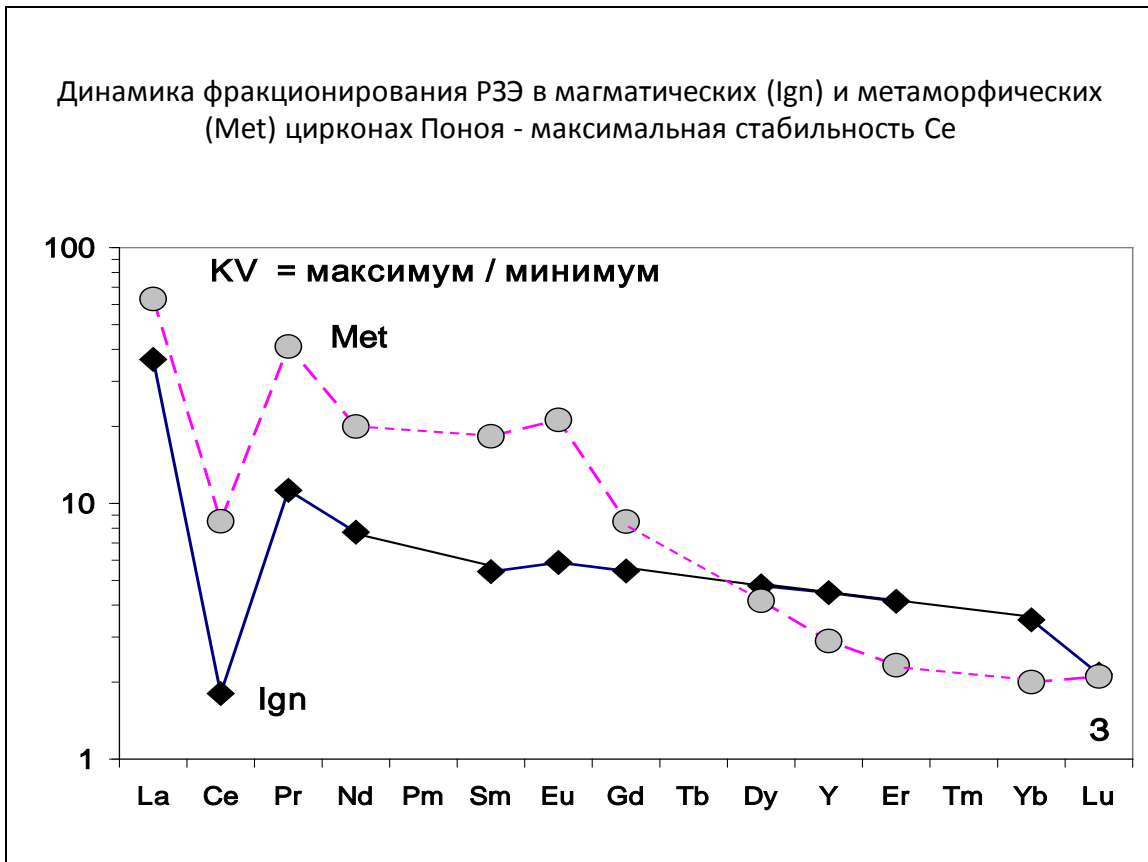
Соотношения РЗЭ в магматических цирконах Понойского массива не зависят от вариаций их концентрации в минерале из единой пробы 26/90



Слайд 12.

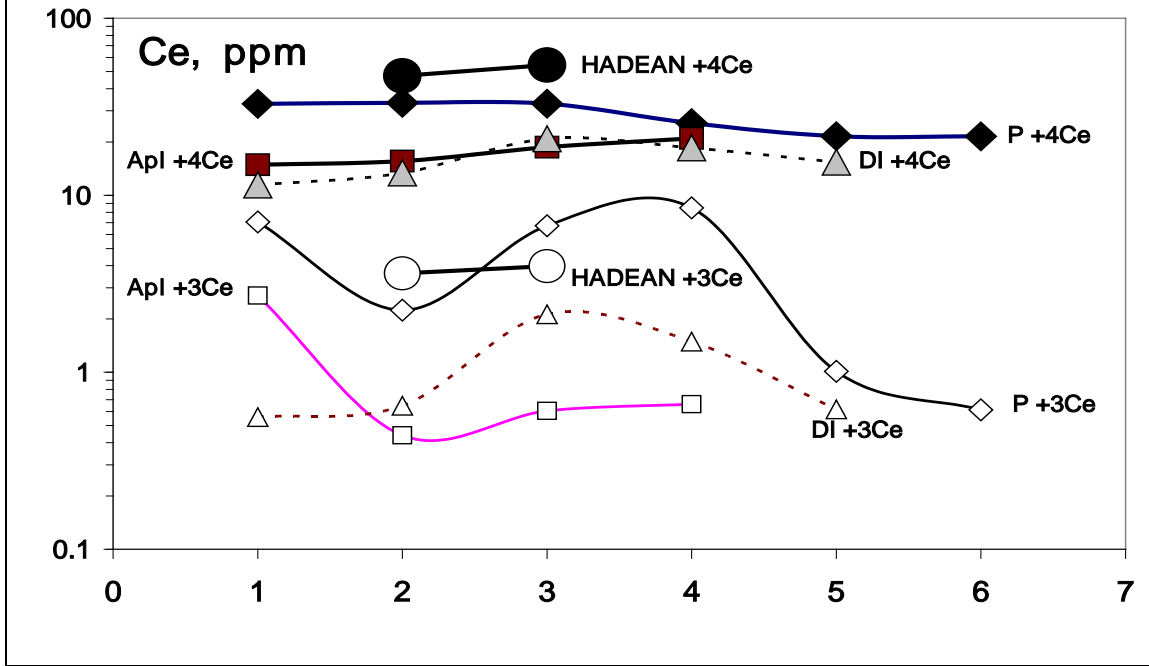


Слайд 13.

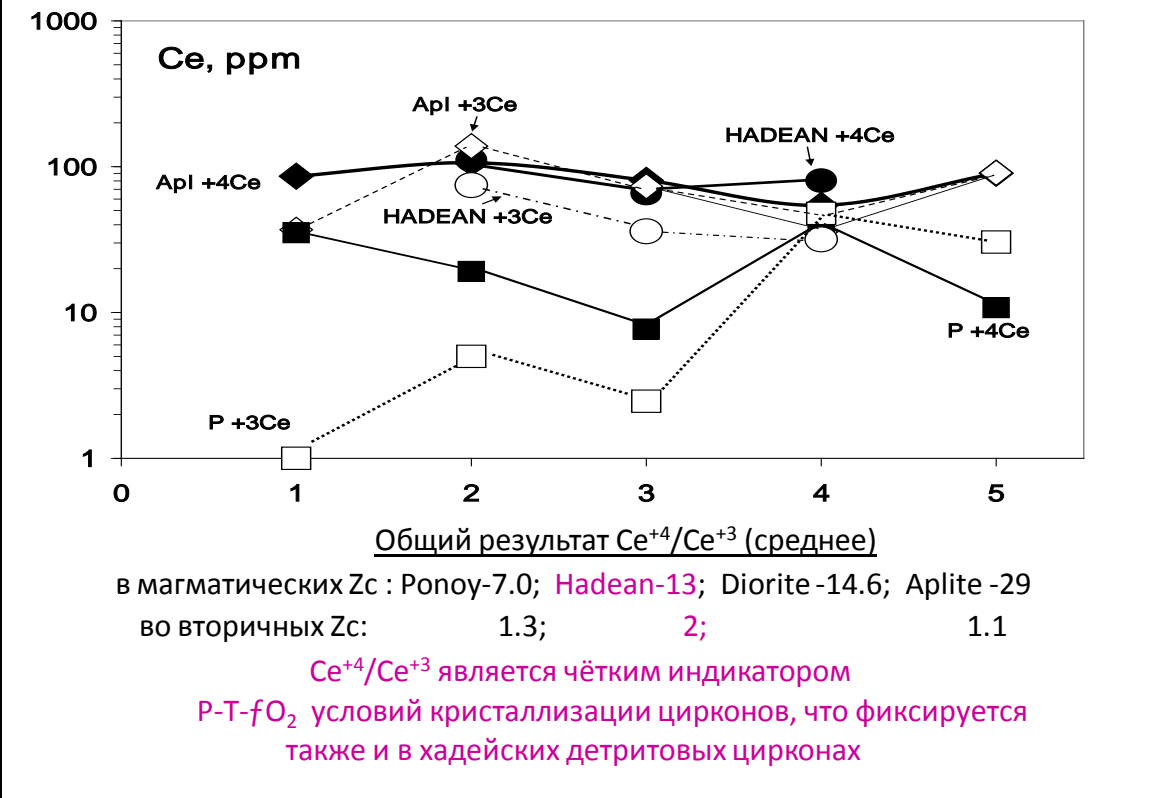


Слайд 14.

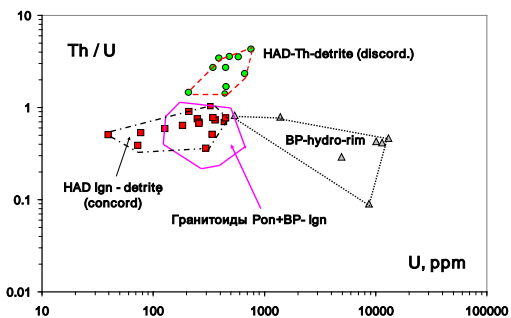
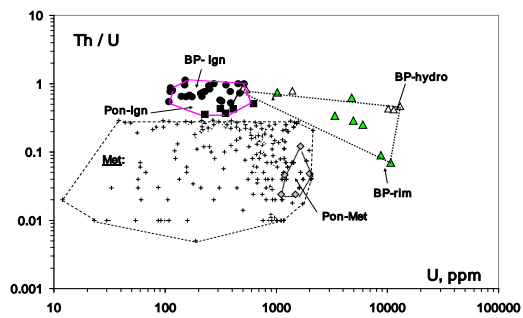
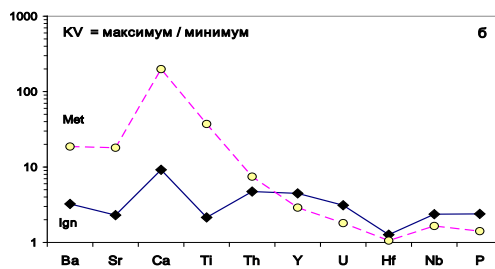
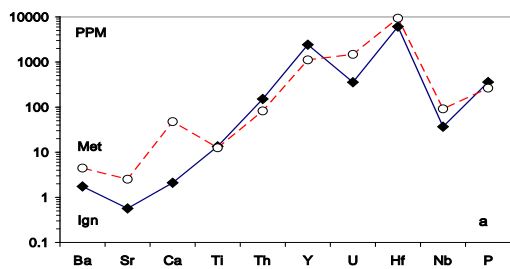
Определение концентрации Ce^{+4} и Ce^{+3} в цирконах
 Ce^{+3} = нормированному (по C1) $Ce^* = 0.5 \times (La+Pr)$;
 $Ce^{+4} = Ce$ (ppm) - Ce^* (ppm)



Соотношение Ce^{+4}/Ce^{+3} во вторичных цирконах



Группа редких элементов и изотопов (Th, U, $\delta^{18}O$, Pb, Hf, Sr, Ba, Nb, P и др.)



Слайд 17.

НЕОАРХЕЙСКИЙ АНОРОГЕННЫЙ МАГМАТИЗМ КЕЙВСКОЙ СТРУКТУРЫ: ВОЗРАСТ, ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОГЕНЕЗИС

В.Р. Ветрин

Геологический институт Кольского научного центра РАН

Кольский п-ов – уникальная провинция: щелочной магматизм проявлялся здесь неоднократно от позднего архея до палеозоя с главными возрастными этапами в 2.7-2.6; 1.9-1.7 и 0.4-0.36 млрд лет назад. Наиболее древние породы субщелочного и щелочного состава, формировавшиеся в геодинамическом режиме неоархейской протоплатформы, образуют ряд массивов в пределах Кейвской структуры, где площадь ареала анорогенных магматических производных – более 6000 км². В восточной, наиболее сохранившейся части ареала центральное положение занимают габбро-лабрадориты, с которыми пространственно ассоциируют субщелочные породы вулканоплутонической ассоциации латитов-монцитонитов-гранитов. Промежуточные части ареала сложены микроклин-плагиоклазовыми гранитами, слагающими эллипсоидный массив северо-западного простирания, с периферии окаймлённый телами субщелочных и щелочных гранитов. В этой же последовательности уменьшается относительный возраст формирования пород (слайды 1, 2). Определение возраста цирконов из гранитоидов произведено на ионном микросонде SHRIMP-II в Санкт-Петербурге. Все точки состава цирконов из гранитоидов и метаэффузивных пород вулканоплутонической ассоциации латитов-монцитонитов-гранитов аппроксимируются дискордией с верхним пересечением в 2674±6 млн лет (3), отвечающем времени магматической кристаллизации гранитоидов. Близкий возраст (2659-2663 млн лет; Баянова, 2004) определён методом изотопного разбавления по цирконам из габбро-лабрадоритов, по времени формирования предшествующих внедрению эффузивных пород и гранитоидов. Время завершения анорогенного магматизма Кейв определяется возрастом щелочных гранитов 2674±4 млн лет (4). Это свидетельствует об относительно кратковременном внедрении анорогенных магматических комплексов Кейв, не превышавшем 10 млн лет. Определение истинной длительности периода лимитируется, главным образом, погрешностями частных определений возраста цирконов. На большинстве петро- и геохимических диаграмм точки составов пород вулканоплутонической ассоциации латитов-монцитонитов-гранитов, субщелочных и щелочных гранитов образуют непрерывный тренд (5-10), что может свидетельствовать об их происхождении при дифференциации единого источника. Изучение Sm-Nd и U-Pb изотопных систем для всех комплексов анорогенных гранитоидов (11-14) выявило два этапа перестройки системы: в палеопротерозое (1.8-1.7 млрд лет) и палеозое (0.5-0.35 млрд лет). По «каноническим» соотношениям редких элементов (Zr/Nb, La/Yb, Nb/U), точки составов всех гранитоидов Кейвской структуры располагаются в области «коровых» пород (15). Это позволяет предположить, что они образовались в результате плавления различных частей земной коры при внедрении основных пород, сформировавшихся при дифференциации вещества мантийного астенолита, поднявшегося к основанию земной коры (16). Главные выводы:

1. длительность анорогенного неоархейского магматизма Кейв не превышала 10 млн лет;
2. образование субщелочных и щелочных комплексов происходило в результате парциального плавления пород нижней коры и последующей дифференциации расплавов в верхней коре;
3. в палеопротерозое породы региона испытали метаморфизм и частичное плавление, обусловившие открытие Sm-Nd изотопной системы и образование эпигенетических пегматитов в периферических частях массивов щелочных гранитов.

Литература

- Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
- Ветрин В.Р., Родионов Н.В. Геология и геохронология неоархейского анорогенного магматизма Кейвской структуры, Кольский п-ов // Петрология. 2009. № 12. С. 578-600.
- Ветрин В.Р., Каменский И.Л., Баянова Т.Б. и др. Меланократовые включения и петрогенезис щелочных гранитов Понойского массива (Кольский п-ов) // Геохимия. 1999. № 11. С. 1178-1190.

NEOARCHAEAN ANOROGENIC MAGMATISM OF THE KEIVY STRUCTURE: AGE, GEOCHEMISTRY AND PETROGENESIS

V.R. Vetrin

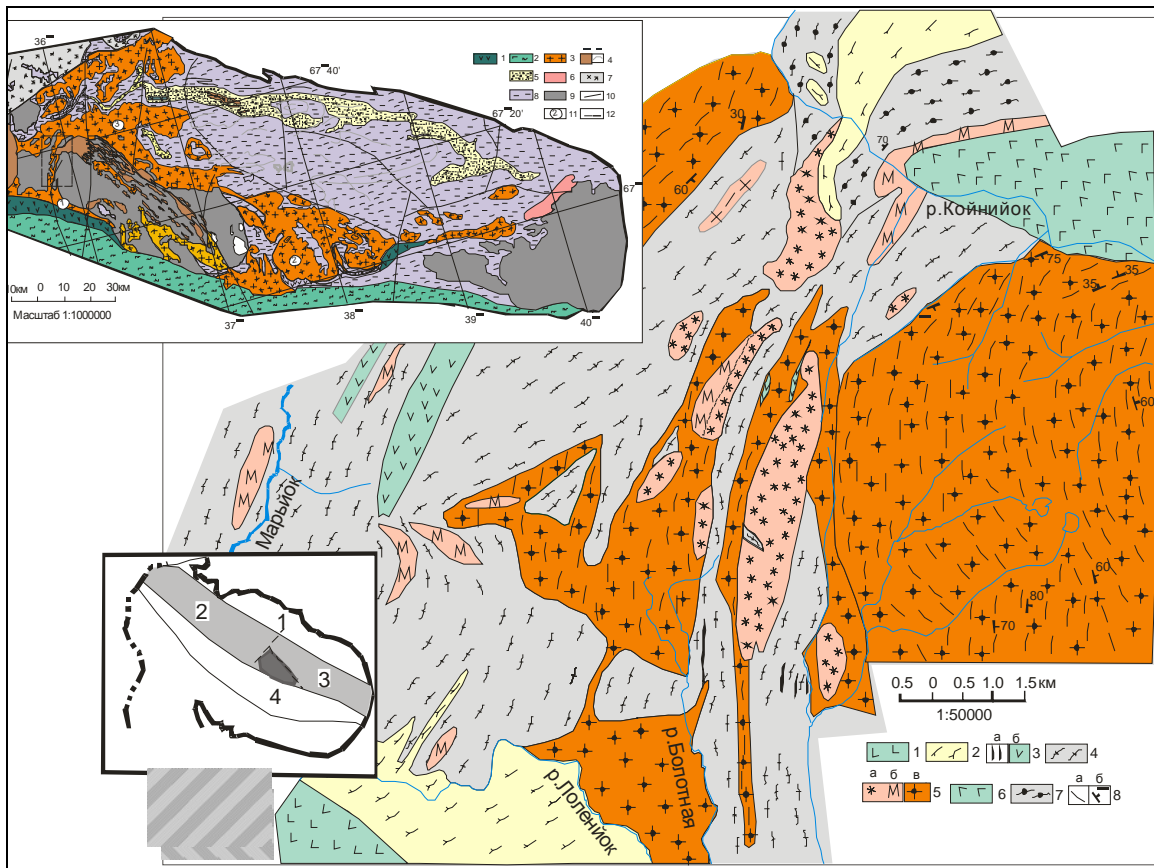
Geological Institute of Kola Science Centre RAS

The Kola Peninsula is a unique province, where alkaline magmatism took place many times from the Late Archaean till Palaeozoic with the main episodes of 2.7-2.6; 1.9-1.7 and 0.4-0.36 Ga. The oldest alkaline and subalkaline rocks, which accumulated under the geodynamic conditions of the Neoarchaeon protoplatform, form a series of intrusions within the Keivy structure. The area of anorogenic igneous products distribution is 6000 km². In the eastern better preserved part of the area, the centre is occupied with gabbro-labradorite bodies spatially associating with subalkaline rocks of the latite-monzonite-granite volcano-plutonic assemblage. The interstitial parts of the area are composed of microcline-plagioclase granites to form an ellipsoid northwest-striking intrusion fringed by subalkaline and alkaline granite bodies. The relative age of the rock formation decreases in the same order (Slides 1, 2). The zircon age of the granitoid rocks was determined on ion microprobe SHRIMP-II in Saint-Petersburg. All the compositional points of the zircons from the granitoids and metaeffusive rocks of the latite-monzonite-granite volcano-plutonic assemblage are approximated by a discordia to the upper intersection at 2674±6 Ma (3) and correspond with the time of the igneous crystallization of granitoids. The similar age (2659-2663 Ma - Bayanova, 2004) is determined by the isotope dilution method on zircons from the gabbro-labradorites, which preceded the emplacement of the effusive rocks and granitoids in terms of formational sequence. The completion time of the anorogenic magmatism in the Keivy structure is defined by the age of the alkaline granites - 2674±4 Ma (4). The given data indicate a relatively short emplacement period for the anorogenic igneous complexes of the Keivy structure that did not evidently exceed 10 Ma and the determination of its actual duration is mainly limited by the errors of particular zircon age measurements. In most petro- and geochemical diagrams the compositional points of the latite-monzonite-granite volcano-plutonic assemblage, subalkaline and alkaline granites form a continuous trend (5-10) that may possibly imply their origin at the differentiation of a single source. The Sm-Nd and U-Pb isotope study of the anorogenic granitoid complexes under discussion (11-14) revealed 2 stages of the system resetting, i.e. in the Palaeoproterozoic (1.8-1.7 Ma) and in the Palaeozoic (0.5-0.35 Ma). In terms of "canonic" rare element ratios (Zr/Nb, La/Yb, Nb/U), the compositional points of the Keivy granitoids lie in the field of the crustal rocks (15) to suggest their origin as a result of melting of the different Earth crust parts at the emplacement of the major rocks arisen from the differentiation of the mantle asthenolite ascended to the basement of the Earth crust (16). Main conclusions are to follow:

1. Neoarchaeon anorogenic magmatism in the Keivy structure lasted less than 10 Ma;
2. subalkaline and alkaline complexes apparently formed as a result of partial melting of the lower crust rocks and subsequent melt differentiation in the upper crust;
3. in the Palaeoproterozoic, regional rocks underwent metamorphism and partial melting that caused opening of the Sm-Nd isotope system and formation of epigenetic pegmatites in the peripheric parts of the alkaline granite intrusions.

References

- Bayanova T.B. The age of the reference geological complexes of the Kola region and duration of igneous processes. St.P.: Nauka, 2004. 174 p.
- Vetrin V.R., Rodiono N.V. Geology and geochronology of the Neoarchaeon anorogenic magmatism of the Keivy structure (Kola Peninsula) // Petrology. 2009. N 12. P 578-600.
- Vetrin V.R., Kamensky I.L., Bayanova T.B., et al. The melanocratic inclusions and petrogenesis of the Ponoy alkaline granite intrusion (Kola Peninsula) // Geochemistry. 1999. N 11. P 1178-1190.



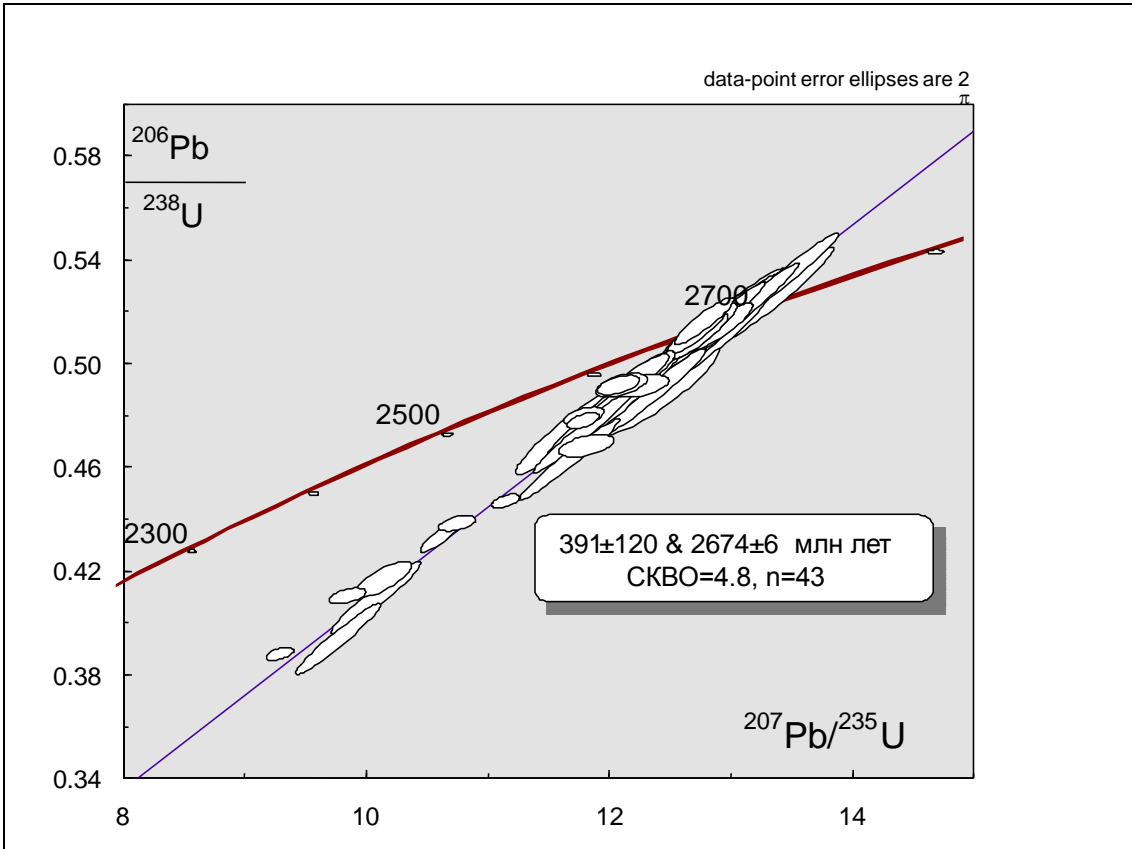
Слайд 1.

Таблица 1. Состав, возраст и фациальные условия образования анорогенных пород Кейвской структуры

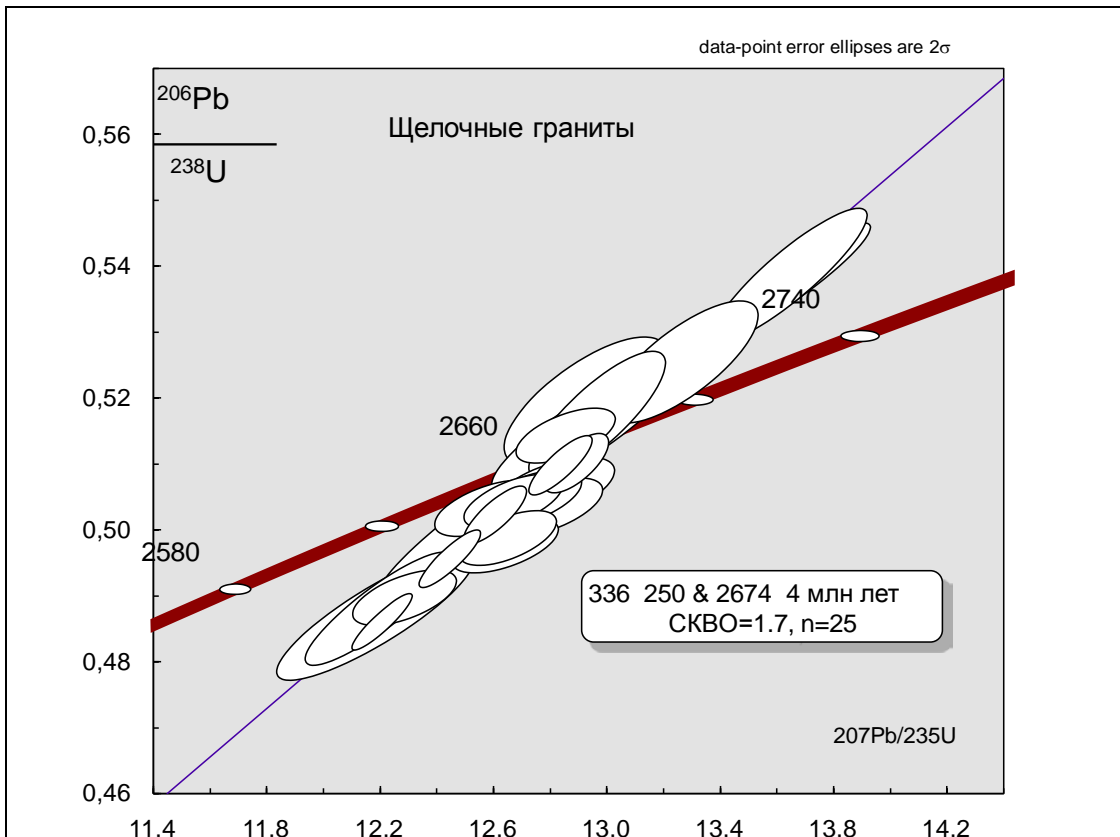
Этап	Комплекс, ассоциация	Породы	Возраст, млн лет	Фаши глубинности
Ранний	Габбро-лабрадорит ов	Оливиниты, клинопироксениты, габбронориты, габбролабрадориты, ультрабазиты	2668±10 Цагинский 2659±3 массив 2660±10 (U-Pb) 2663±7 Медв.-Щучьеозерский массив (Баянова, 2004)	Абиссальная
	Латит ов-	Андезитбазальты, латиты, кв. латиты, трахириодациты	2671±6 (U-Pb)*	Приповерхностная
	МОНЦОНИТ ов-	Монцониты, кв. монцониты, кв. диориты, кв. сиениты	2667±10 (U-Pb)* 2677±5	Гипабиссальная
	гранит ов	Граниты, субщелочные граниты, кв. сиениты	2671±20 (U-Pb)*	Абиссальная
	Ми-Пл гранит ов	Граниты, субщелочные граниты	2667±8 (*)	Абиссальная
Поздний	Офитовых габбро, габбродиабазов	Габбро, габбродиабазы, габбронориты, диабазы, плагиовестериты, диориты	2740±59 (Sm-Nd)**	Гипабиссальная
	Субщелочных гранит ов	Субщелочные граниты, граниты	2673±10 (U-Pb)*	Мезоабиссальная
	Щелочных гранит ов	Щелочные граниты, субщелочные граниты и лейкограниты	2674±10 2666±10 (U-Pb)*	Гипабиссальная

* Данные из работы: Ветрин, Родионов, 2009
 ** Данные из работы: Ветрин и др., 1999

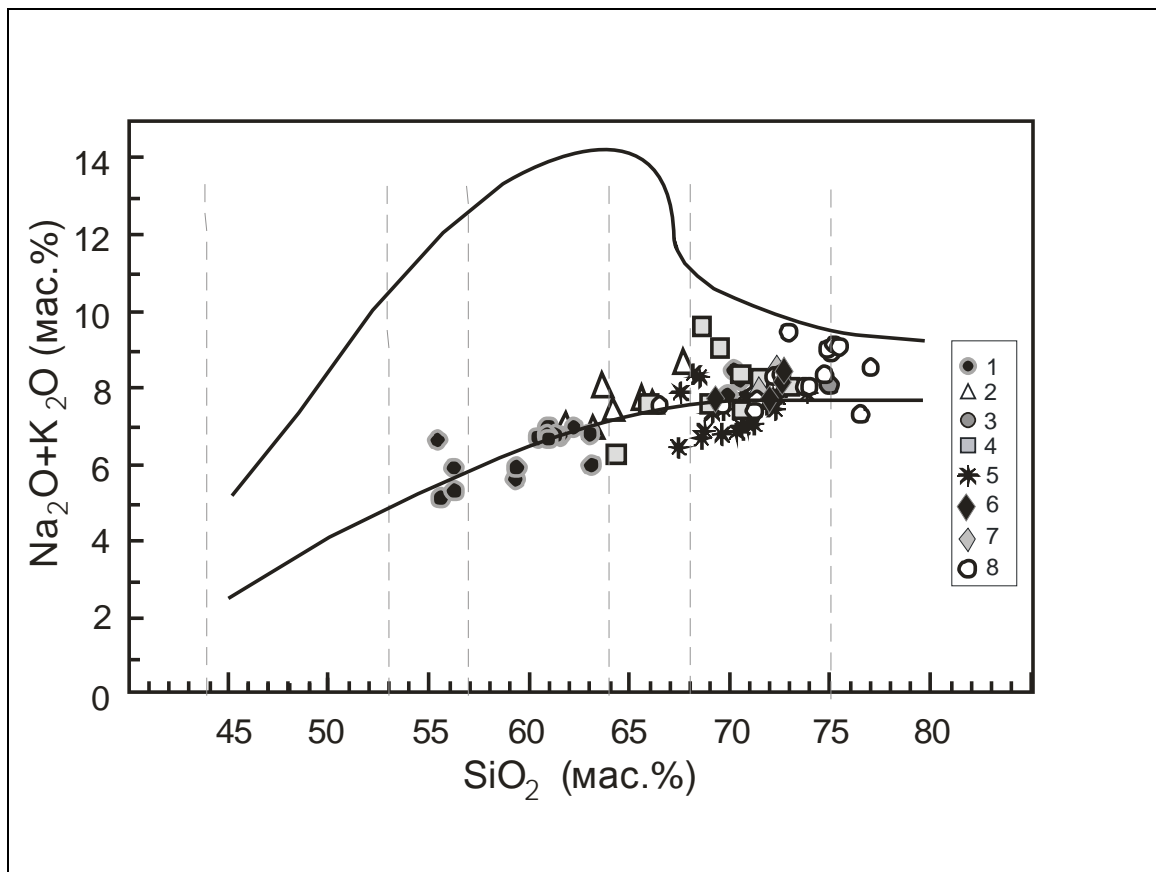
Слайд 2.



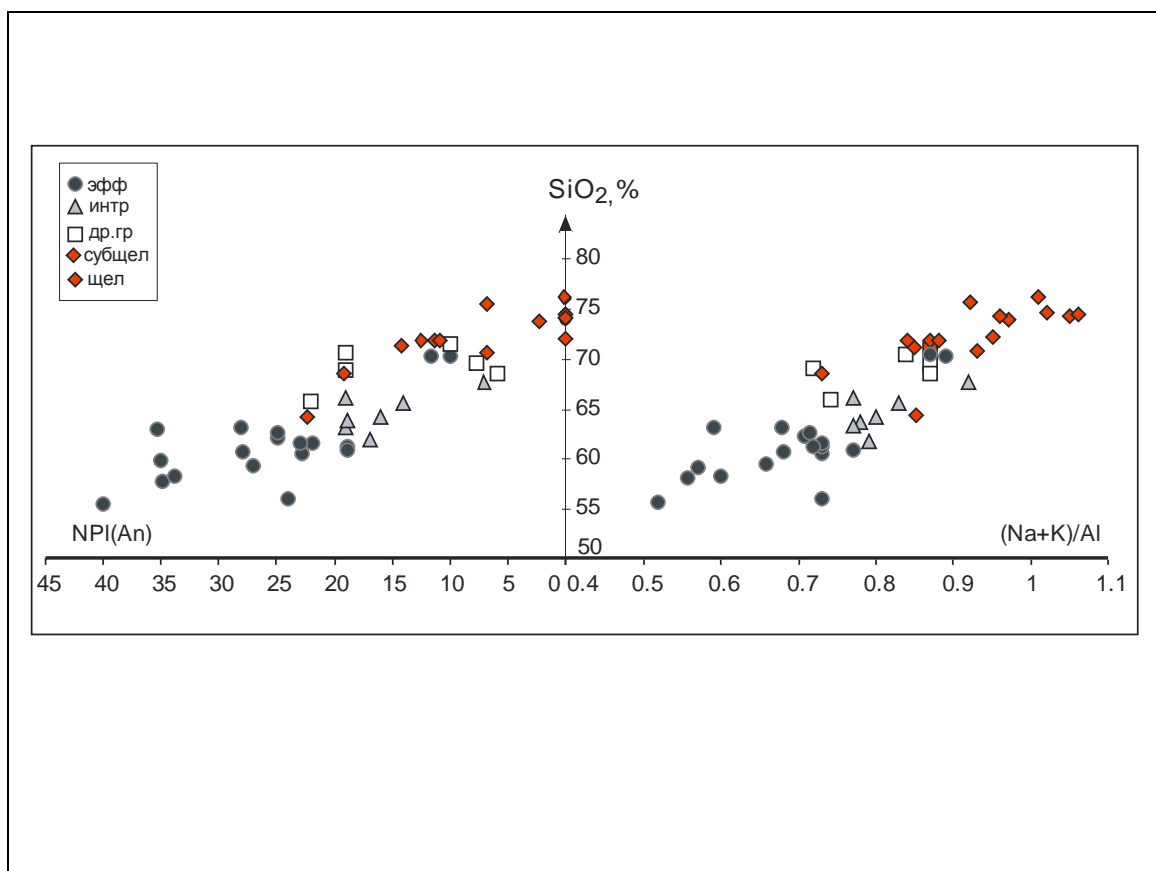
Слайд 3.



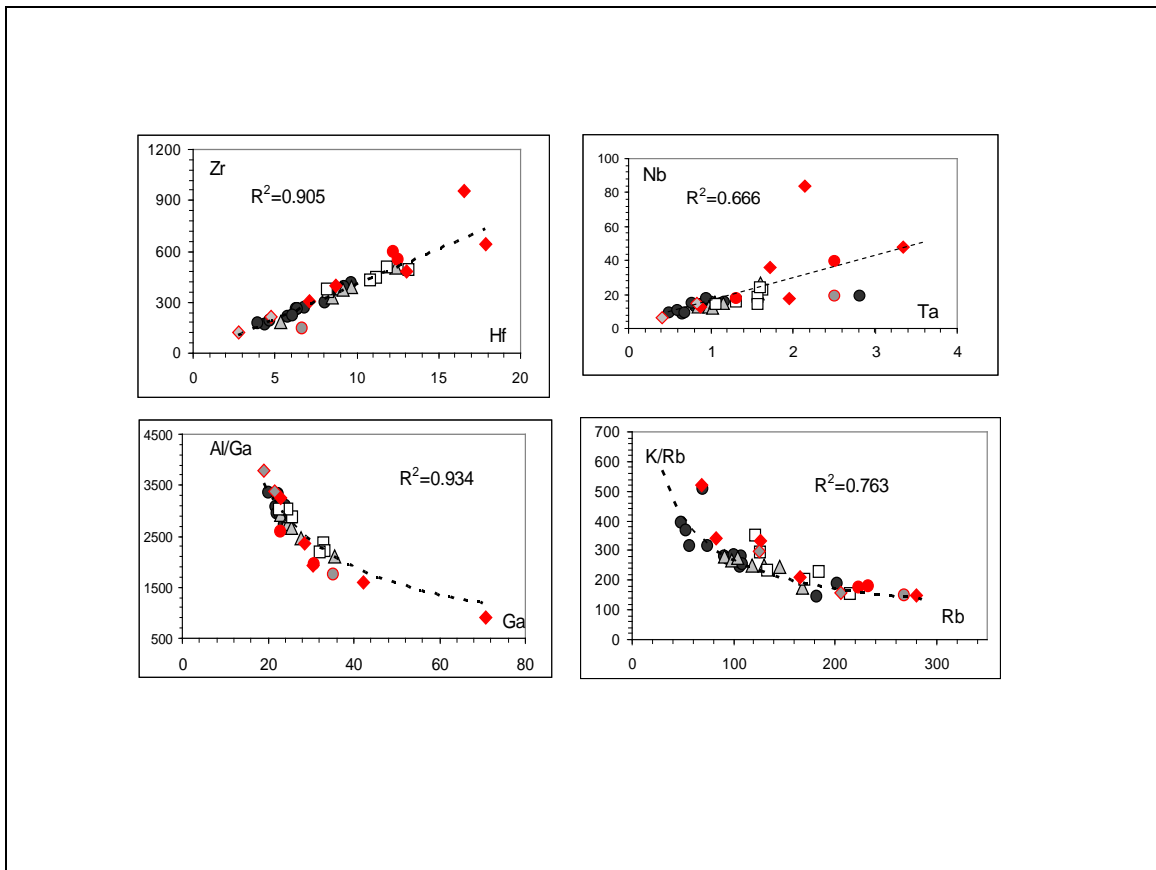
Слайд 4.



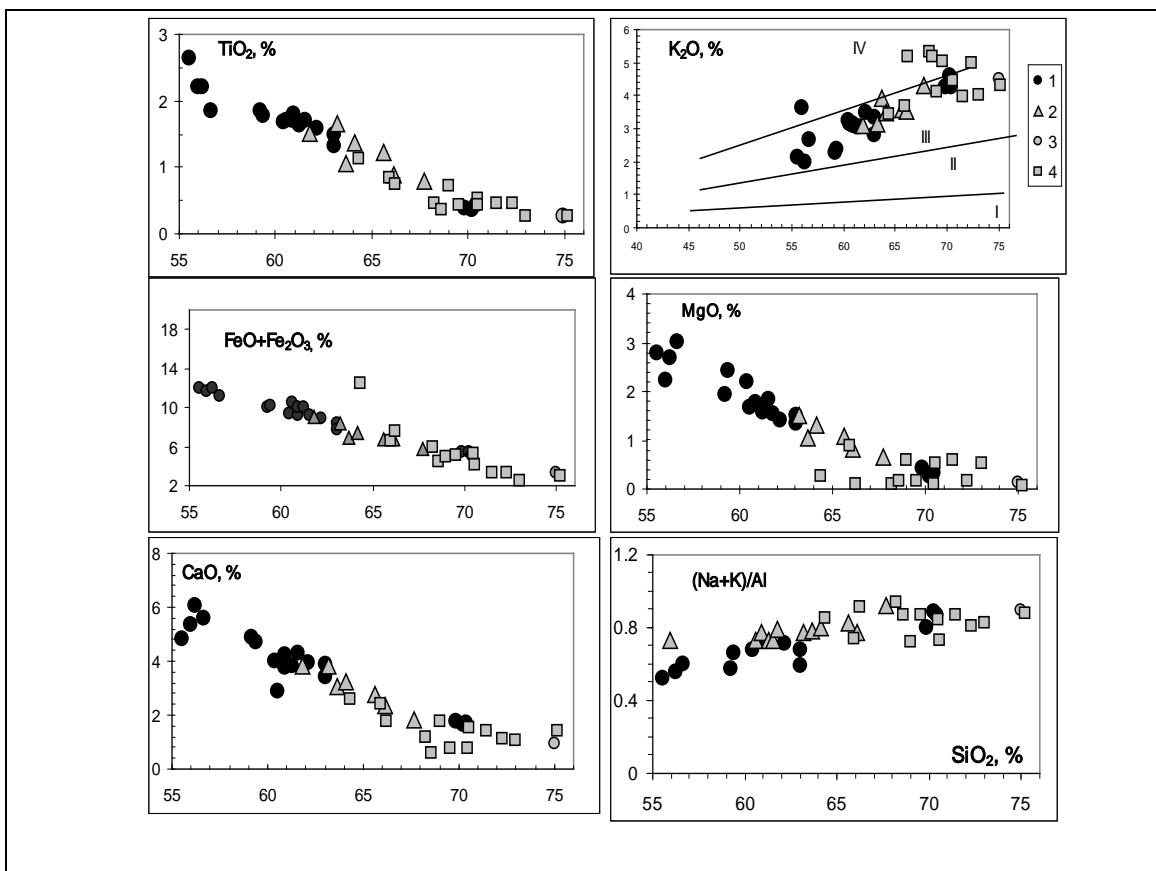
Слайд 5.



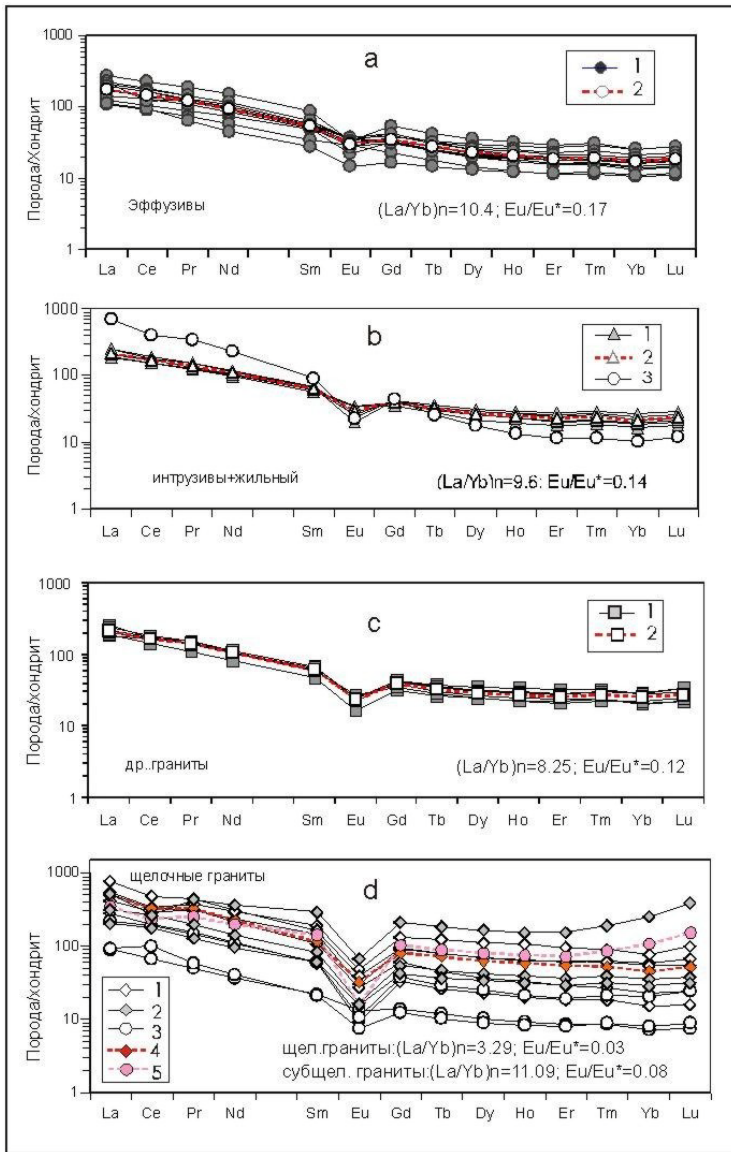
Слайд 6.



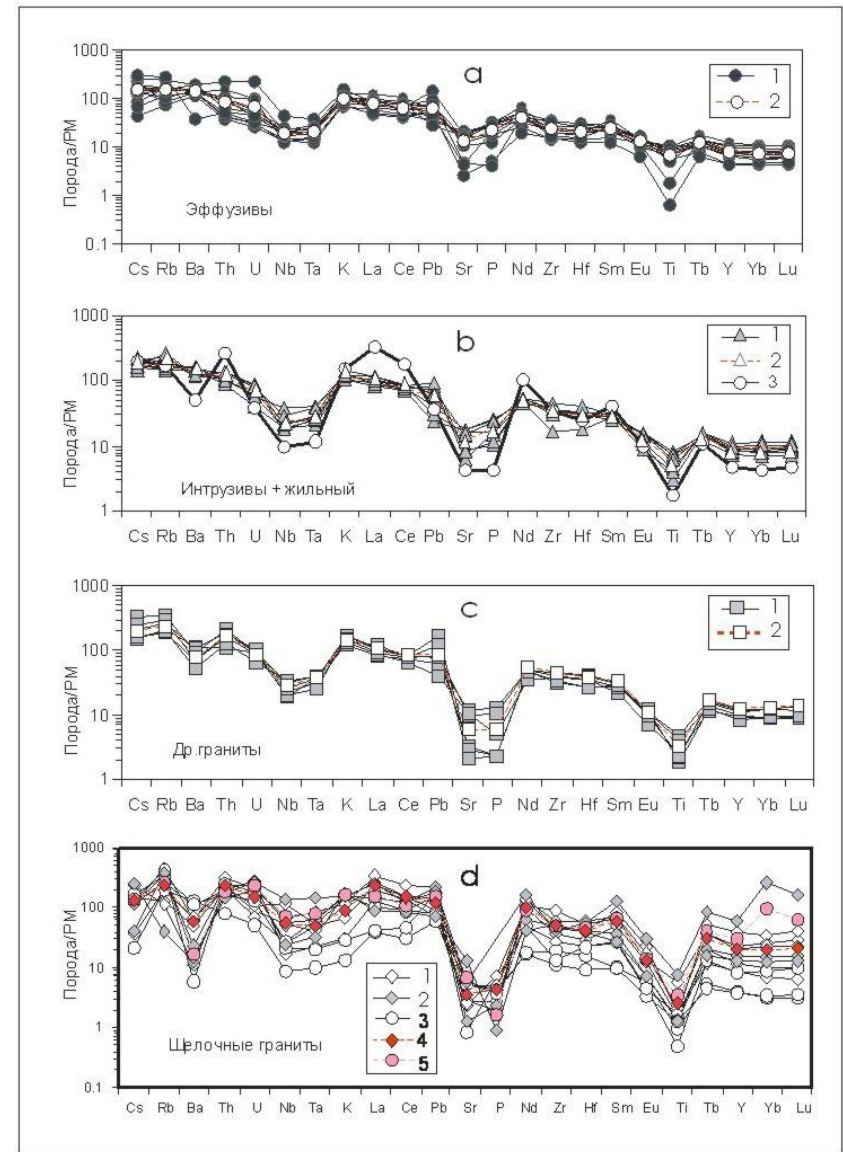
Слайд 7.



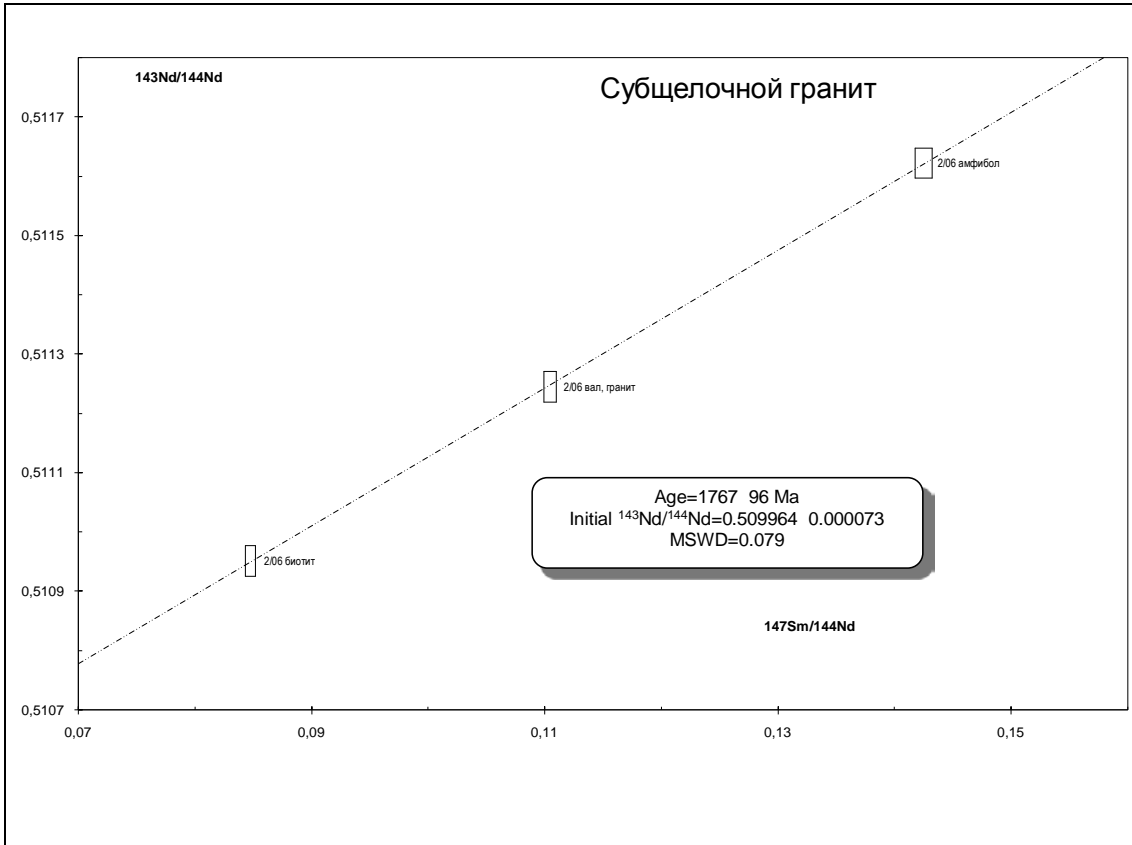
Слайд 8.



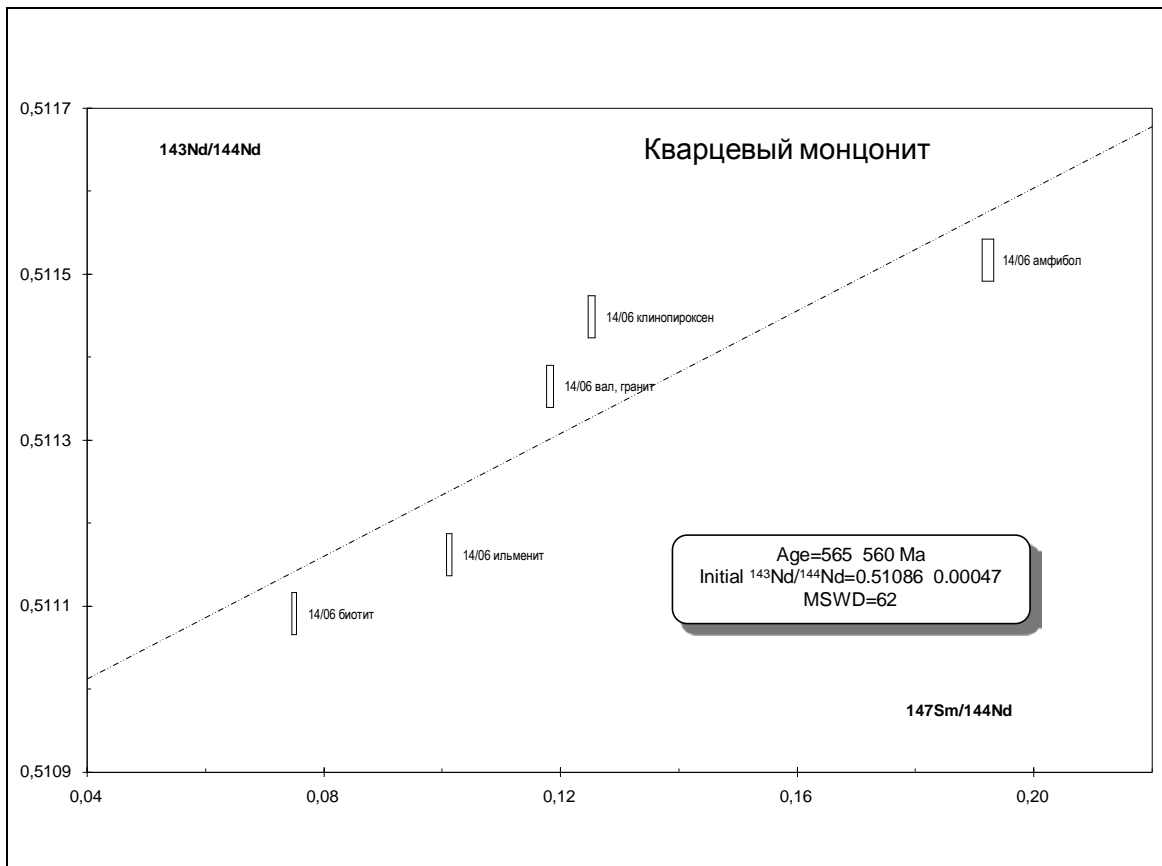
Слайд 9.



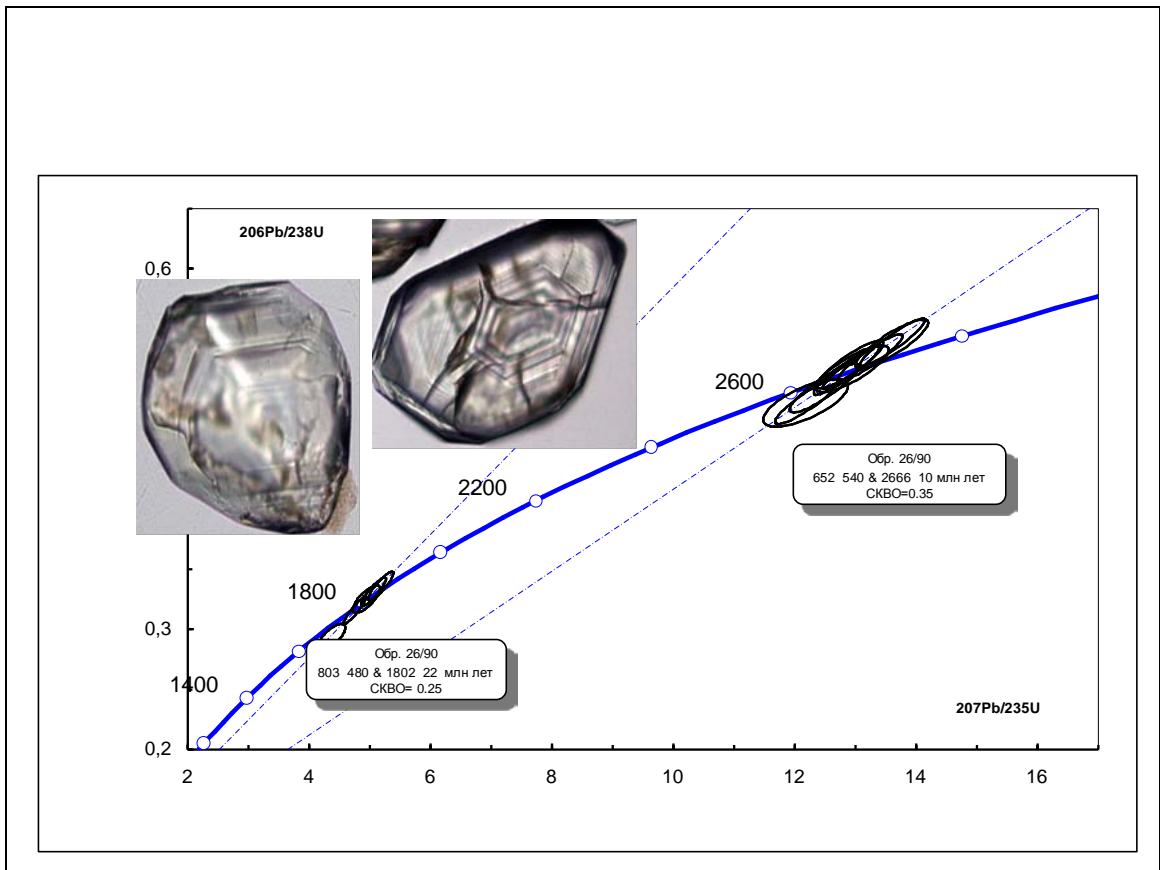
Слайд 10.



Слайд 11.

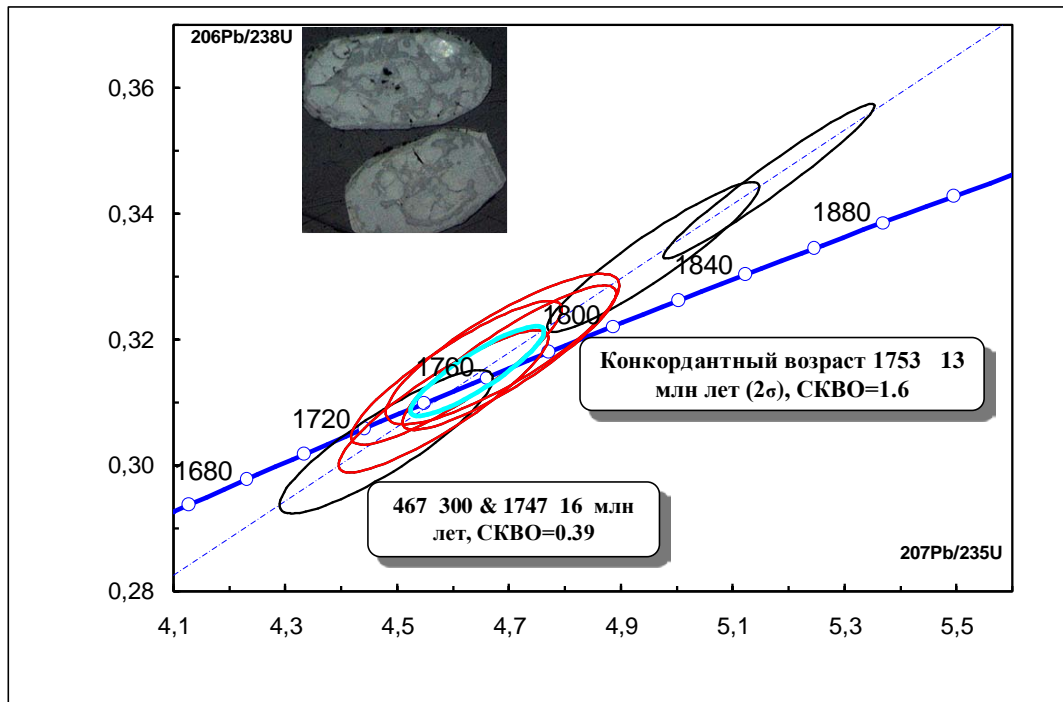


Слайд 12.

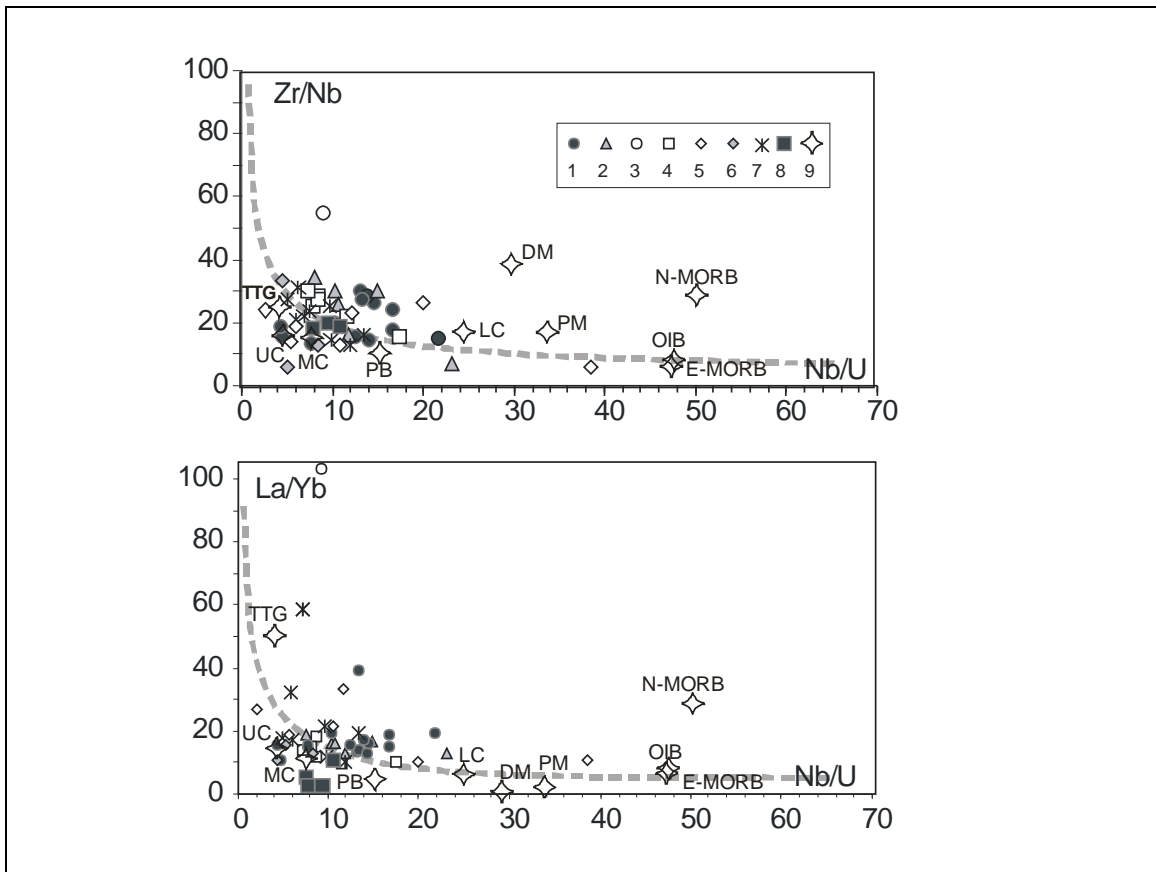


Слайд 13.

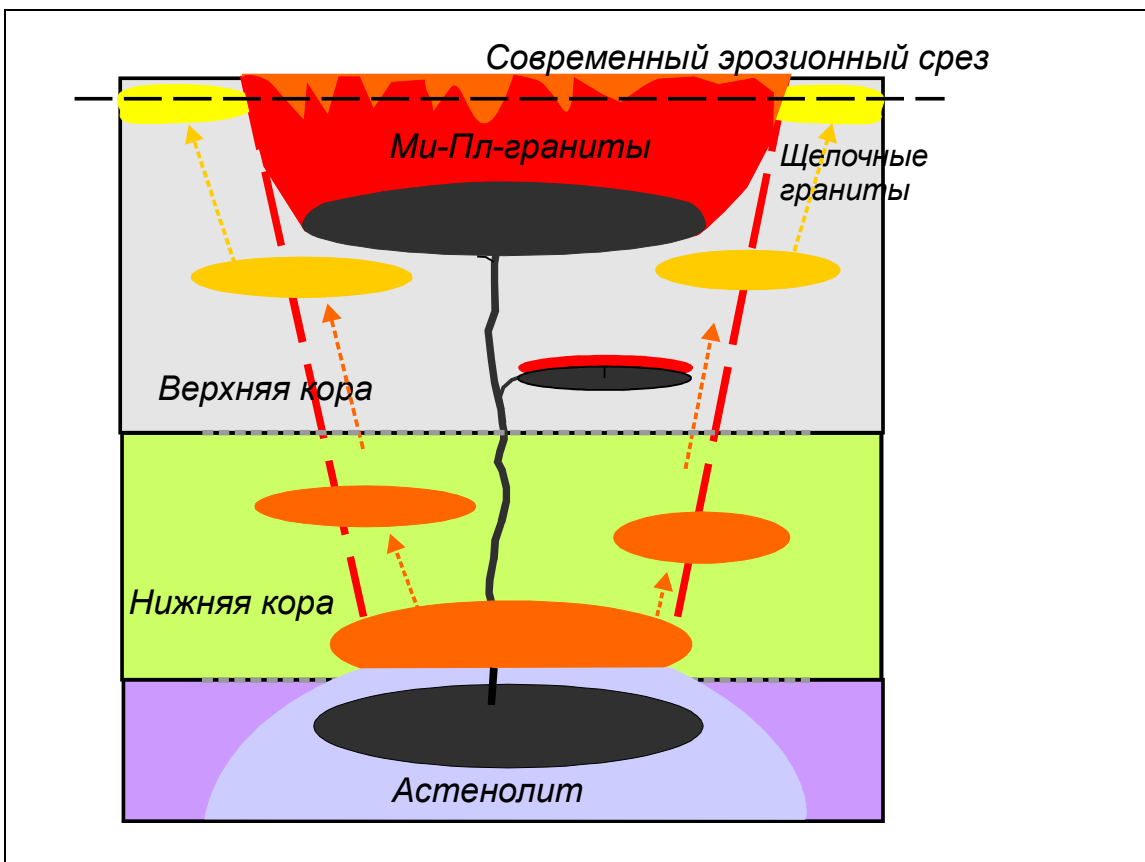
Диаграмма с конкордией для цирконов из приконтактной части Западно-Кейвского массива



Слайд 14.



Слайд 15.



Слайд 16.

ПРИНЦИП ФЛУКТУИРУЮЩЕЙ ДИССИММЕТРИИ

Ю.Л. Войтеховский

Геологический институт Кольского научного центра РАН
Кольское отделение Российского минералогического общества

Доклад посвящён принципу диссимметрии, сформулированному П. Кюри более 100 лет назад, но до сих пор критически осмысливаемому в естественных науках (слайд 1). К несомненным заслугам П. Кюри принадлежит перечисление всех предельных точечных групп симметрии, среди прочего характеризующих все среды природного минералообразования (2). Особенность применения принципа диссимметрии в минералогии состоит в обязательном учёте взаимной ориентировки элементов симметрии среды и растущего кристалла. В терминах абстрактных групп принцип верен только в двух предельных случаях: когда точечная группа растущего кристалла примитивна или предельная группа среды максимальна (3). С этой оговоркой, принцип диссимметрии состоит в нахождении максимальной подгруппы точечных групп кристалла и среды (4).

Диссимметричные формы кристаллов (без употребления этого термина) можно найти в весьма старых научных трудах (5). Наиболее активно принцип диссимметрии использовал в минералогии И.И. Шафрановский (6). В последнее время к нему вновь обратился В.С. Урусов, сформулировавший «принцип минимальной диссимметризации» и проиллюстрировавший его на кубическом кристалле в поле однородного растяжения с предельной точечной группой симметрии покоящегося цилиндра (7).

Ранее автором предложено определение реальной кристаллографической простой формы как полиэдра, ограниченного хотя бы некоторыми гранями идеальной кристаллографической простой формы, находящимися на произвольном расстоянии от начала координат. Реальные кристаллографические простые формы и их комбинации позволяют моделировать природные плоскогранные формы кристаллов, образовавшихся в более сложных ситуациях, чем те, которые характеризуются предельными группами симметрии Кюри, например, в условиях различных скоростей роста граней при торможении некоторых из них. Методами компьютерного генерирования на сегодня перечислены комбинаторные многообразия целого ряда кристаллографических простых форм. Так, для ромбододекаэдра их существует 625, из которых 34 полногранных (т.е. 12-гранных) (8). Они характеризуют кристаллы, образовавшиеся в слабо анизотропных полях. По-видимому, такие кристаллы одновременно должны характеризоваться и минимальной диссимметризацией.

По результатам изучения морфологического разнообразия кристаллов альмандина на месторождениях Западных Кейв, Кольский п-ов (гг. Круглая, Макзапахк, Тахлинтуайв) (9), установлены специфические особенности распространения форм (10). Сформулирован следующий «принцип флуктуирующей диссимметрии», интегрирующий «принцип минимальной диссимметризации» В.С. Урусова на крупные блоки земной коры (месторождения). *В природных процессах каждый минеральный индивид стремится приобрести форму, отвечающую максимально возможной подгруппе присущей ему точечной группы симметрии (т.г.с.), вкладываемой при этом в характеристическую предельную (по Кюри) т.г.с. среды. Вариации локальных условий минералообразования обуславливают симметричное (а в пределах данной т.г.с. – комбинаторно-геометрическое) разнообразие индивидов данного минерального вида, характеризующее месторождение в целом. Положение частотного максимума в упорядоченном по т.г.с. ряду форм, теоретически разрешённых для данного минерального вида, может флуктуировать, статистически характеризуя преобладающую интенсивность и/или длительность диссимметризирующего процесса. Наиболее диссимметричные формы должны быть редки (единичные кристаллы) как хвосты статистических распределений. Но они отражают экстремальные проявления процесса и тем интересны для реконструкции условий природного минералообразования.*

PRINCIPLE OF FLUCTUATING DISSYMMETRY

Yu.L. Voytekhovsky

Geological Institute of Kola Science Centre RAS
Kola Branch of Russian Mineralogical Society

The presentation is devoted to the dissymmetry principle formulated by P. Curie over 100 years ago that has still been critically interpreted in natural sciences (Slide 1). It is obviously valuable that the principle lists all the limiting point symmetry groups to among other things typify all the settings of natural mineral formation process (2). When applied in mineralogy, the Curie dissymmetry principle certainly allows for the mutual symmetry element orientation of a setting and growing crystal. In terms of abstract groups, the principle is correct only in two extreme cases, i.e. when the point group of a growing crystal is primitive, or the limiting group of a setting is maximal (3). With this reservation, the dissymmetry principle consists in finding a maximal subgroup of point groups of a crystal and a setting (4).

The dissymmetric crystal form (with no using this term) can be found in quite old scientific works (5). The dissymmetry principle was most actively applied in mineralogy by I.I. Shafranovsky (6). Recently, it was again referred to by V.S. Urusov to formulate the minimal dissymmetrization principle and illustrate this by the example of a cubic crystal in the field of uniform extension with a limiting point symmetry group of a cylinder at rest (7).

Earlier, the author suggested a definition of a real crystallographic simple form as a polyhedron limited by at least some faces with an ideal crystallographic simple form that may locate at any distance from the origin of coordinates. Real crystallographic simple forms and combinations allow modeling natural table-cut crystal forms appeared in more complicated settings than those that are characterized by the Curie limiting symmetry groups, for example, under the conditions of different face growth rates at slowing-down some of them. The computer generating methods have listed combinatorial manifolds of a whole range of crystallographic simple forms. Thus, there are 625 such forms for a rhombic dodecahedron, 34 of which are holohedral (i.e. dodecahedral forms) (8). These typify the crystals formed in weakly anisotropic fields. Apparently, such crystals should also simultaneously be characterized by minimal dissymmetrization.

Studying morphological almandine crystal manifold at the Western Keivy deposit, Kola Peninsula (Mts. Kruglaya, Makzapahk, Takhlintuaiv) (9) resulted in establishing specific features of the form distribution (10). The following fluctuating dissymmetry principle that integrates the V.S. Urusov minimal dissymmetrization principle into large blocks of the Earth crust (deposits) is elaborated. *In natural processes every mineral individual tends to take a form that corresponds to a maximum possible subgroup of the intrinsic point symmetry group (PSG) embedded in the characteristic limiting (after Curie) PSG of the setting. The variations of the local mineral formation settings cause a symmetry (or, within this PSG, combinatorial geometrical) individual manifold of this mineral species that characterizes the deposit in whole. The position of the frequency peak in the PSG-ordered series of forms that are theoretically authorized for this mineral species may fluctuate to statistically typify the predominant intensity and/or duration of the dissymmetrizing process. The most dissymmetric forms should be rare (single crystals) as tails of statistical distributions. But these reflect extreme manifestations of the process, being thus valuable for the reconstruction of the natural mineral formation settings.*

Принцип Кюри

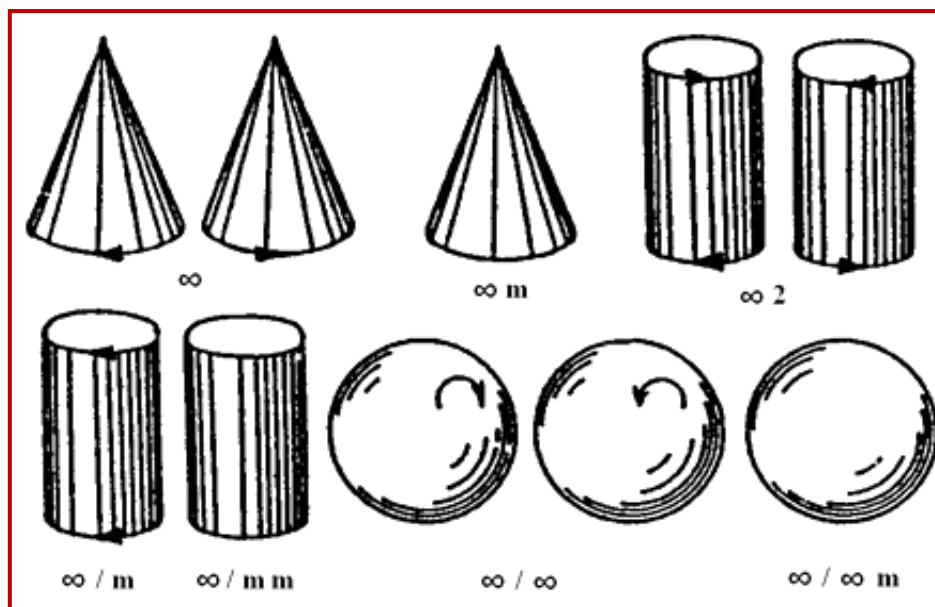
“Характеристическая симметрия некоторого явления есть максимальная симметрия, совместимая с существованием явления. Явление может существовать в среде, обладающей своей характеристической симметрией или симметрией одной из подгрупп её характеристической симметрии. Иными словами, некоторые элементы симметрии могут существовать с некоторыми явлениями, но это не обязательно. Необходимо, чтобы некоторые элементы симметрии отсутствовали. Это и есть та диссимметрия, которая создаёт явление...



Когда некоторые причины производят некоторые действия, элементы симметрии причин должны обнаруживаться в этих произведенных действиях. Когда некоторые действия проявляют некоторую диссимметрию, то эта диссимметрия должна обнаруживаться и в причинах, их порождающих” [Избр. труды. М.-Л.: Наука, 1966, с. 101-102].

Слайд 1.

Геометрическая интерпретация предельных т.г.с. Кюри



Слайд 2.

Теоретико-групповое описание

$$G_p = G_n \cap G_c$$

Предельные случаи

$$G_n = 1 \Rightarrow G_p = 1 ; G_c = \infty/\infty m \Rightarrow G_p = G_n$$

С учётом ориентации кристалла в среде

$$G_p = G_n^* \cap G_c^* \subseteq G_n \cap G_c$$

Слайд 3

Точечные группы симметрии	Предельные группы симметрии Кюри						
	∞	∞/m	∞/m	$\infty/2$	$\infty/m/m$	∞/∞	$\infty/\infty/m$
1	+	+	+	+	+	+	+
2	+	+	+	+	+	+	+
3	+	+	+	+	+	+	+
4	+	+	+	+	+	+	+
6	+	+	+	+	+	+	+
-1		+			+		+
-4		+			+		+
-3		+			+		+
6/m		+			+		+
4/m		+			+		+
3/m		+			+		+
2/m		+			+		+
m		+	+		+		+
mm2			+		+		+
3m			+		+		+
-42m					+		+
-3m					+		+
222				+	+	+	+
32				+	+	+	+
422				+	+	+	+
622				+	+	+	+
4mm			+		+		+
6mm			+		+		+
mmm					+		+
-6m2					+		+
4/mmm					+		+
6/mmm					+		+
23						+	+
432						+	+
m-3							+
-43m							+
m-3m							+
Итого:	5	13	10	9	27	11	32

Вложение 32 т.г.с. в
предельные т.г.с. Кюри

Слайд 4.

Фиксация диссимметричных кристаллографических форм

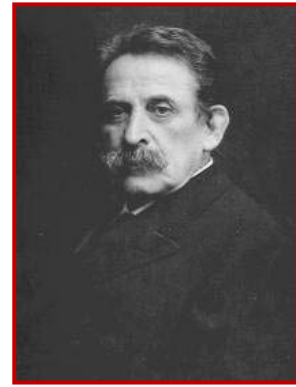


Fig. 230

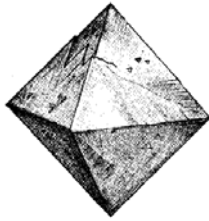


Fig. 229

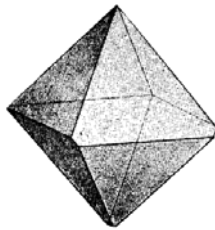


Fig. 135

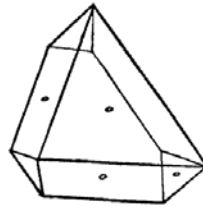


Fig. 1

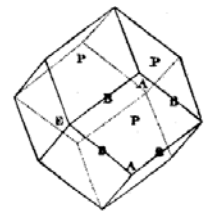
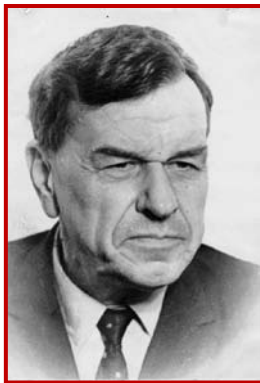


Fig. 42



Природные алмазы (вверху) и гранаты (справа)
V. Goldschmidt. Atlas der Krystallformen, 1918

Слайд 5.



Анализ диссимметричных кристаллографических форм по Кюри

И.И. Шафрановский

Лекции по кристалломорфологии

1968. С. 147-148

“Если грани формы присутствуют лишь частично и развиты неодинаково, приходится отмечать ложное развитие простой реальной формы... Почти все комбинации граней на природных неидеализированных кристаллических многогранниках могут быть расчленены на ложные формы”.

Слайд 6.

Принцип минимальной диссимметризации В.С. Урсова

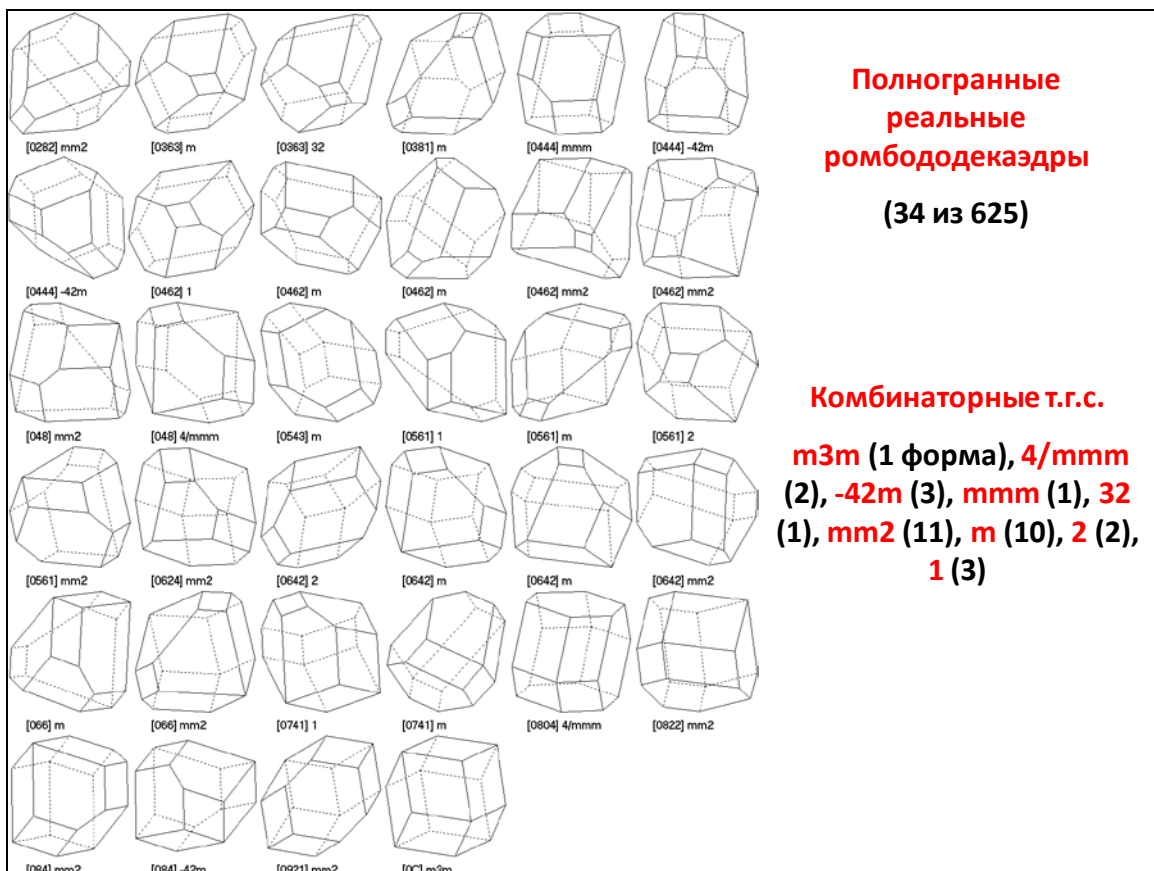
“Когда несколько различных явлений природы накладываются друг на друга, образуя одну систему, диссимметрии их складываются таким образом, чтобы сохранить максимальное количество тех элементов симметрии и/или тех частей пространства, которые являются общими для каждого явления, взятого отдельно”.

Пример - однородное растяжение кубического кристалла:

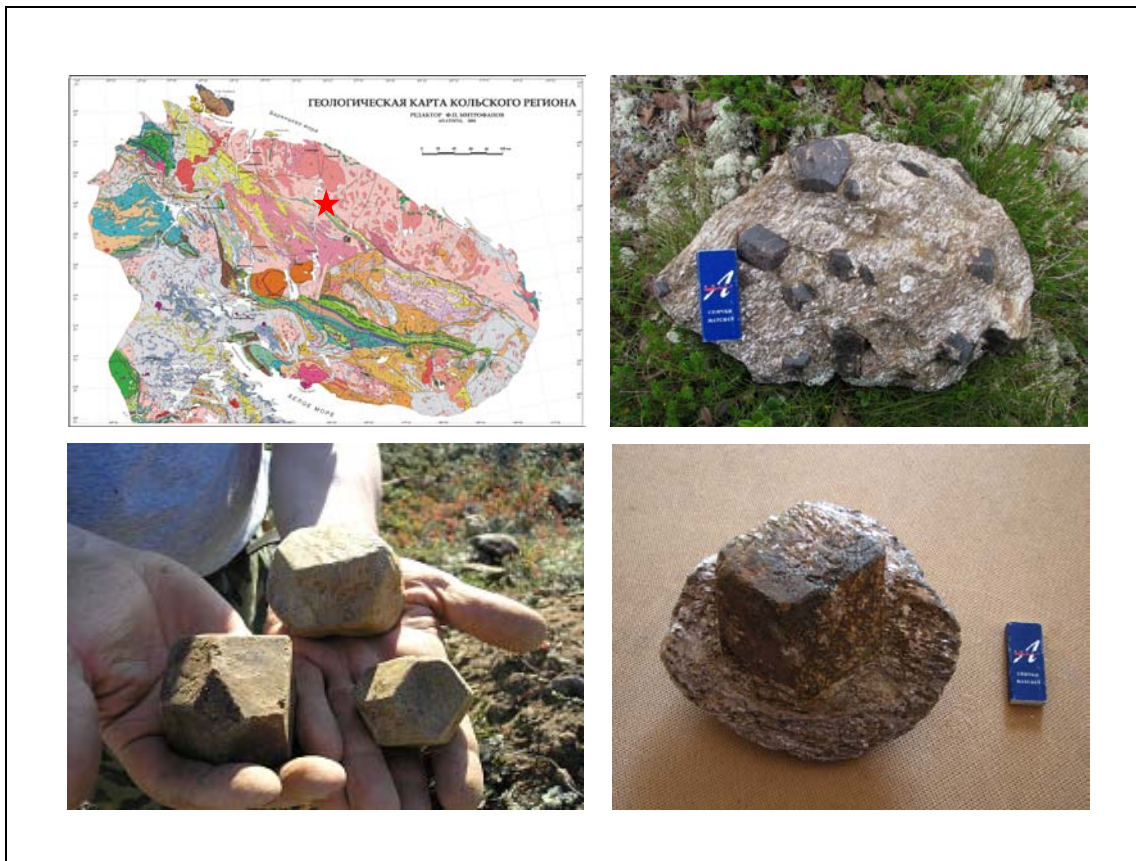
$$m\bar{3}m \cap \infty/m\bar{m} = \{4/m\bar{m}m, -3m, m\bar{m}m, 2/m, 1\}$$

[Смирновский сборник – 2007. М.: Фонд им. акад. В.И. Смирнова, 2007. С. 18.]

Слайд 7.



Слайд 8.



Слайд 9.

На гг. Круглая (127), Тахлинтуайв (91) и Макзапахк (52) от 85 до 95 % кристаллов имеют комбинаторные т.г.с.:

$m3m$, $4/mmm$ (2 формы), **mmm** и **$mm2$** (№№ 20, 26, 30, 31, 33).

Формы **$-42m$, 32 , m , 2 , 1** достоверно не установлены.

На гг. Круглая и Тахлинтуайв преобладают формы **$4/mmm$** , **mmm** и **$mm2$** . На г. Макзапахк преобладают кристаллы **$m3m$** . На г. Круглая они редки, на г. Тахлинтуайв практически отсутствуют.

Слайд 10.

**РАССЛОЕННАЯ И КРАЕВАЯ СЕРИИ ПЛАТИНОНОСНОГО МАССИВА ФЁДОРОВОЙ ТУНДРЫ
(КОЛЬСКИЙ П-ОВ): ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ, ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
И ЭПГ-МИНЕРАЛИЗАЦИЯ**

Грошев Н.Ю., Корчагин А.У., Митрофанов Ф.П., Субботин В.В.

Геологический институт Кольского научного центра РАН

Интрузивный массив Фёдоровой тундры (**слайд 1**) характеризуется длительной и сложной тектоно-магматической историей развития в интервале 2526-2485 млн лет (**2-6**), в результате которой в нём сформировались расслоенная (РС) и краевая серии пород (КС), различающиеся по способу дифференциации расплавов и характеру платинометальной минерализации.

РС образована кумулятивными породами и по типам кумулатов может быть разделена на верхнюю базитовую (ВБЗ), нижнюю базитовую (НБЗ) (**1**) и ультрамафитовую (УЗ) зоны. УЗ присутствует в массиве в виде реликтов. Последние представляют собой, главным образом, обломки ортопироксеновых, оливин-ортопироксеновых и оливиновых кумулатов в породах КС (**7**). Кроме этого, на участке Б. Ихтегипакх установлен «стратиграфический» контакт между УЗ и НБЗ (**7-9**). В НБЗ преимущественно развиты плагиоклазовые и плагиоклаз-клинопироксен-ортопироксеновые кумулаты в грубом чередовании (**8**); в ВБЗ – плагиоклазовые кумулаты. В НБЗ и ВБЗ присутствует незначительное по объёму количество оливиновых кумулатов (**1**). К двум из них приурочена малосульфидная (0.02-0.3 мас. % S) платинометальная минерализация типа рифа (Н- и С-рифы) с арсенидной минеральной ассоциацией МПМ (**10, 11, 2**).

КС сложена «некумулятивными» породами и подразделяется на раннюю и позднюю. Ранняя КС сложена пироксеновыми диоритами и представляет собой зону гибридного взаимодействия между породами рамы и магмой (**7, 12**). Поздняя КС сложена преимущественно структурными такситами с вариациями минерального состава от меланоритов до лейкогабброноритов (**13, 14**), содержит обломки кумулатов ультрамафитовой серии и занимает секущее положение по отношению к РС и ранней КС (**9**). С породами КС связана малосульфидная (1-2 мас. % S) платинометальная минерализация с сульфидно-вистмутто-теллуридной минеральной ассоциацией МПМ контактового типа (**3, 4**).

**LAYERED AND MARGINAL SERIES OF THE FEDOROVA TUNDRA PGE-BEARING INTRUSION
(KOLA PENINSULA): PRINCIPLES OF IDENTIFICATION, GEOLOGICAL AND PETROLOGICAL DESCRIPTION
AND PGE-MINERALIZATION**

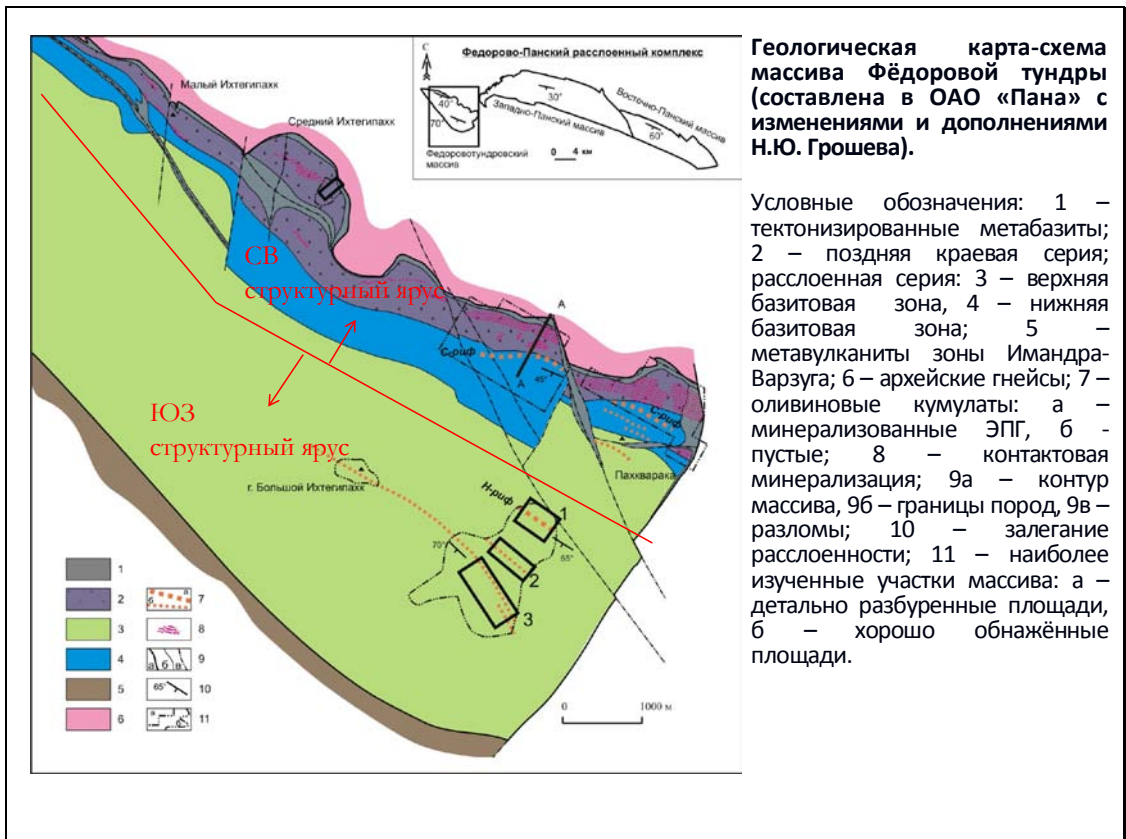
N.Yu. Groshev, A.U. Korchagin, F.P. Mitrofanov, V.V.Subbotin

Geological Institute of Kola Science Centre RAS

The Fedorova Tundra intrusion (**Slide 1**) has a long and complicated tectonomagmatic history of 2.526-2.485 Ma (**2-6**), when the Layered (LS) and Marginal Series (MS) occurred, differing in a style of melt differentiation and specificity of PGE mineralization.

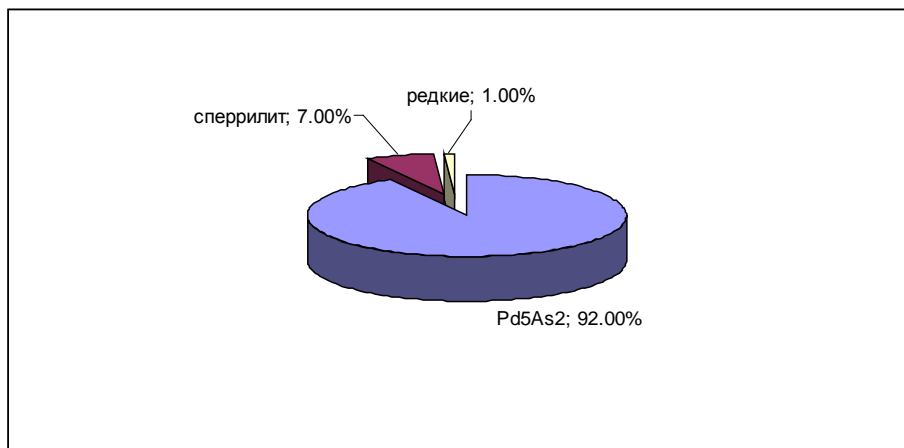
LS is composed of cumulative rocks and, in terms of cumulate types, can be divided into the Upper Mafic Zone (UMZ), the Lower Mafic Zone (LMZ) (**1**) and the Ultramafic Zone (UZ). The latter is present in the intrusion as relics, which are mainly fragments of orthopyroxene, olivine-orthopyroxene, and olivine cumulates in the rocks of the MS (**7**). Besides, a stratigraphic contact is established between UZ and LMZ at the Bolshoy Ikhtegipakh sector (**7-9**). Dominant in LMZ are plagioclase and plagioclase-clinopyroxene-orthopyroxene roughly alternating cumulates (**8**). Dominant in UMZ are plagioclase cumulates. Both LMZ and UMZ contain insignificant amounts of olivine cumulates (**1**). Two of these olivine cumulate units associate with extremely low-sulphide (0.02 – 0.3 wt. % S) PGE-bearing reef-type mineralization (N and S Reefs) with arsenide PGM assemblage (**10, 11, 2**).

MS is made up of non-cumulative rocks and divided into the Early (ES) and Late Series (LS). ES consists of pyroxene diorites and represents a zone of hybrid interaction between the country rocks and magma (**7, 12**). LS is mainly composed of structural taxites varying in composition from melanocratic norite to leucocratic gabbronorite (**13, 14**), contains fragments of UZ cumulates and takes a cross-cutting position regarding LS and ES (**9**). The MS associates with low-sulphide (1 – 2 wt. % S) PGE-bearing contact-type mineralization with sulphide-Bi-telluride PGM assemblage (**3, 4**).



Слайд 1.

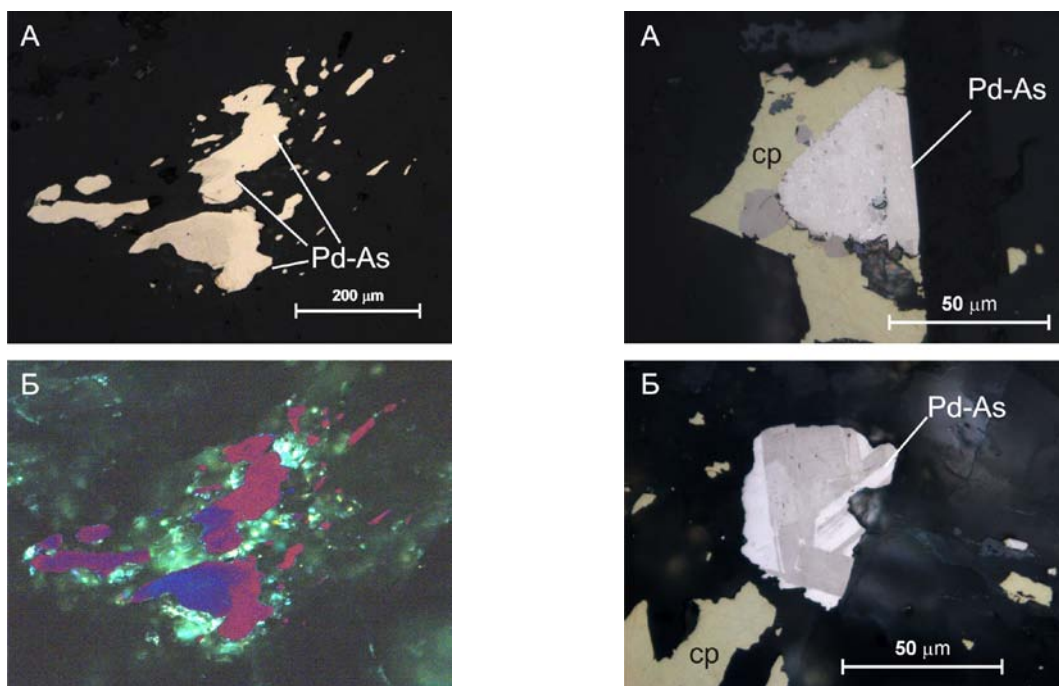
Минеральный состав оруденения С-рифа



Относительная распространённость МПМ в об. %. Диагностировано 770 зёрен.

Слайд 2.

Арсениды Pd



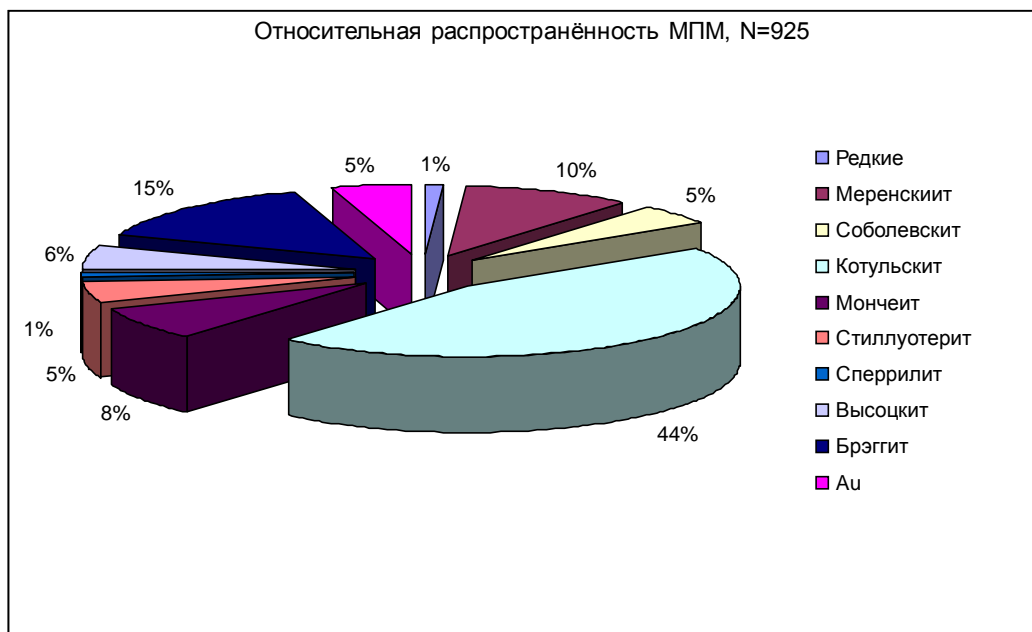
Слайд 3.

Минералы и минеральные фазы	Главные	Второстепенные	Редкие
Золото (Au,Ag,Pd)		×	
Платина (Pt,Cu,Pd)			×
Изоферроплатина (Pt,Pd)Fe			×
Палладий (Pd,Hg)			×
Серебро (Ag,Au)			×
Рустенбергит Pt,Sn			×
Паоловит Pd,Sn			×
Атолит (Pd,Pt)Sn			×
Палларстания Pd,(Sn,As) ₂			×
Брэггит (Pt,Pd,Ni)S	×		
Высоцкий (Pd,Pt,Ni)S		×	
Ирарсит (Ir,Ru,Rh,Pt)AsS			×
Холмсаурит (Rh,Pt,Pd)AsS			×
Сперриит PtAs ₂		×	
Спинулит PdAs ₂		×	
Палладарсенид Pd ₂ As ₃			×
Мельшиковит Pd,Ni,As ₂			×
Вицентит (Pd,Pt)(As,Sb,Te)			×
Палладобисмутарсенид Pd ₂ (As,Bi)			×
Мерлит Pd ₂ (Sb,As) ₂			×
Мончет (Pt,Pd)(Te,Bi) ₂		×	
Кейлонит Pd ₂ Te			×
Котульскит Pd(Te,Bi)	×		
Меренскит (Pd,Pt)(Te,Bi) ₂	×		
Собольевскит PdBi		×	
Майснерит (Pd,Pt)BiTe			×
Темагамит Pd,HgTe			×
Телургит (Pd,Ag) ₂ Te			×
Солчент Ag,Pd,Te ₂			×
Без названия (Fe,Pt)S			×
Без названия (Pd,Ag) ₂ S			×
Без названия (Pd,Hg,Fe)(As,Sn)			×
Без названия Pd ₂ (Te,Sn)			×
Без названия Pd ₂ (Te,Bi)			×
Без названия (Pd,Pt)(Bi,Te,S)			×
Без названия Pd ₂ (Bi,Te)			×
Без названия Pd ₂ Ge ₂			×

Минеральный состав оруденения контактового типа, данные по уч. Б. Ихтегипахк

Слайд 4.

Минеральный состав оруденения контактового типа

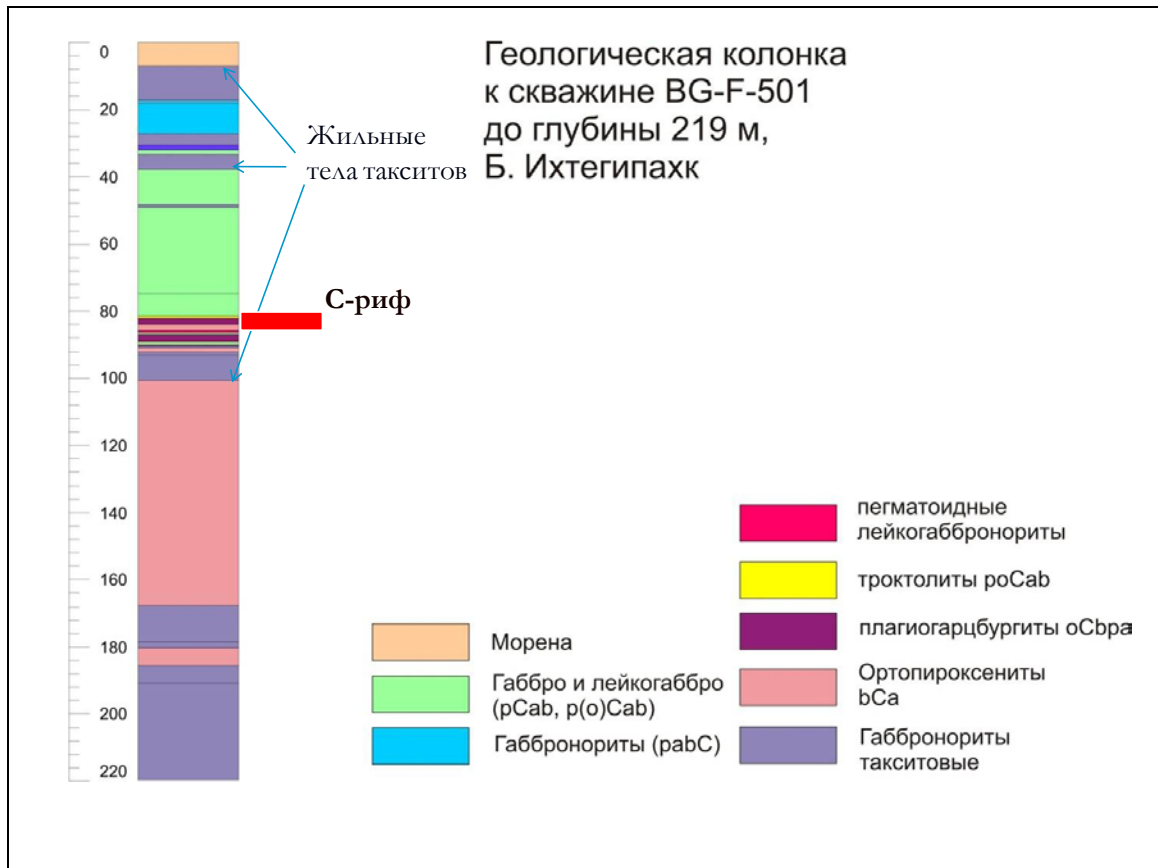


Слайд 5.

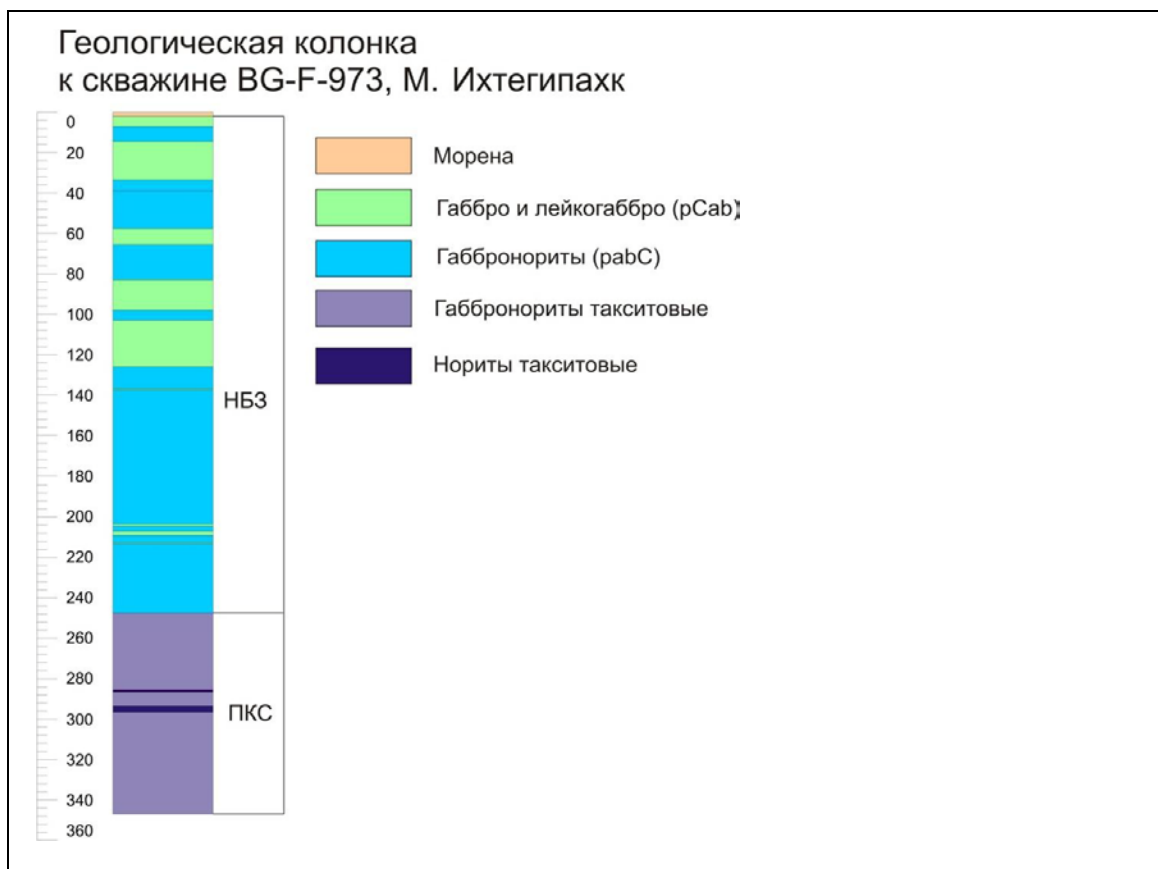
Возраст пород ФТМ, классический U-Pb метод по цирконам

№№ п/п	Номер пробы	Привязка к разрезу	Порода	Абсолютный возраст, млн. лет	Источник
1	43-3G	Верхняя базитовая зона, ГПН-3а	оливиновый лейкогаббронорит	2507 ± 11	Грошев и др., 2008
2	F-4	Нижняя базитовая зона	"лейкогаббро"	2516 ± 7	Ниткина, 2006
3	F-10B	Нижняя базитовая зона, С-риф	"лейкогаббро"	2518 ± 9	Грошев и др., 2008
4	F-10D	Нижняя базитовая зона, С-риф	оливиновый лейкогаббронорит	2515 ± 12	Грошев и др., 2008
5	F-2	Поздняя краевая серия, верхняя часть	такситовый габбронорит	2485 ± 9	Ниткина, 2006
6	F-3	Ультрамафитовая зона (ксенолит из верхней части ПКС)	плагиоклазовый ортопироксенит	2526 ± 6	Ниткина, 2006
7	48-2G	Поздняя краевая серия, нижняя часть	такситовый меланогаббронорит	2493 ± 8	Грошев и др., 2008
8	F-6	Ранняя краевая серия	пироксеновый диорит	2820 ± 20, 2773 ± 8	Ниткина и др., 2005

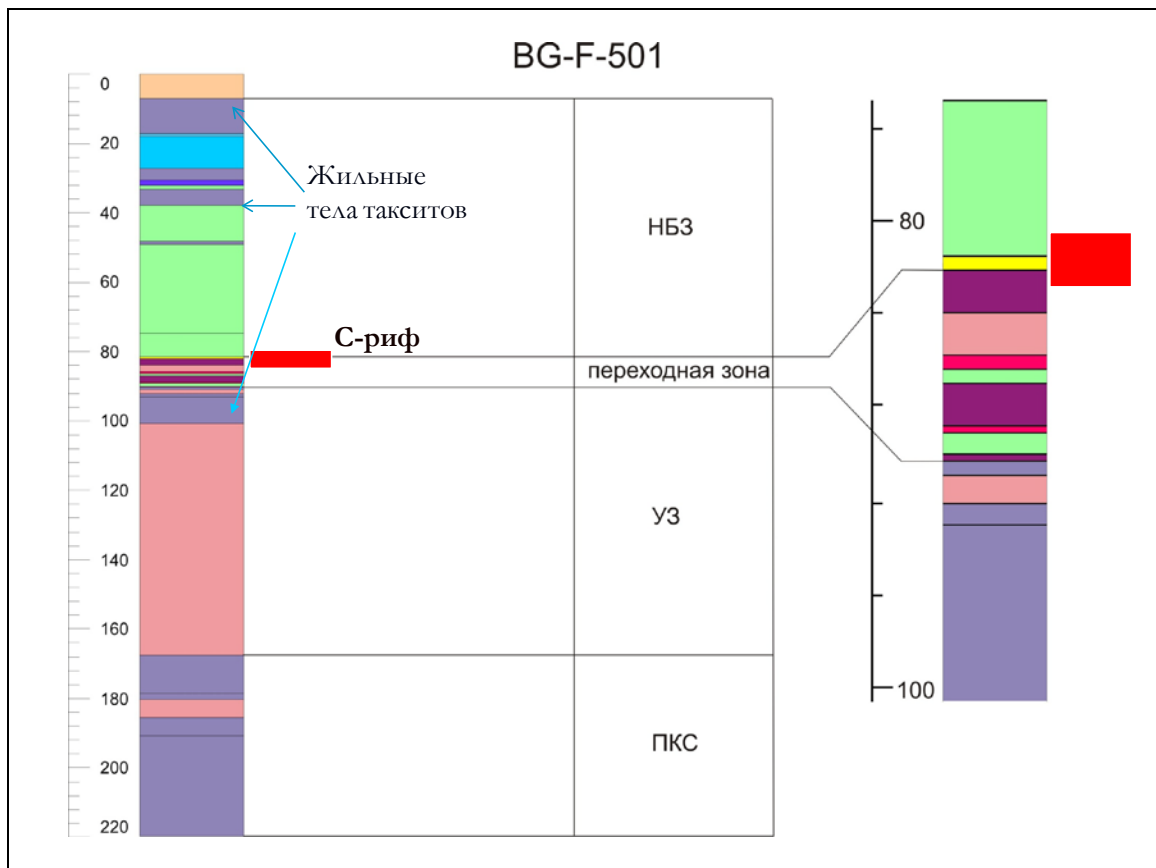
Слайд 6.



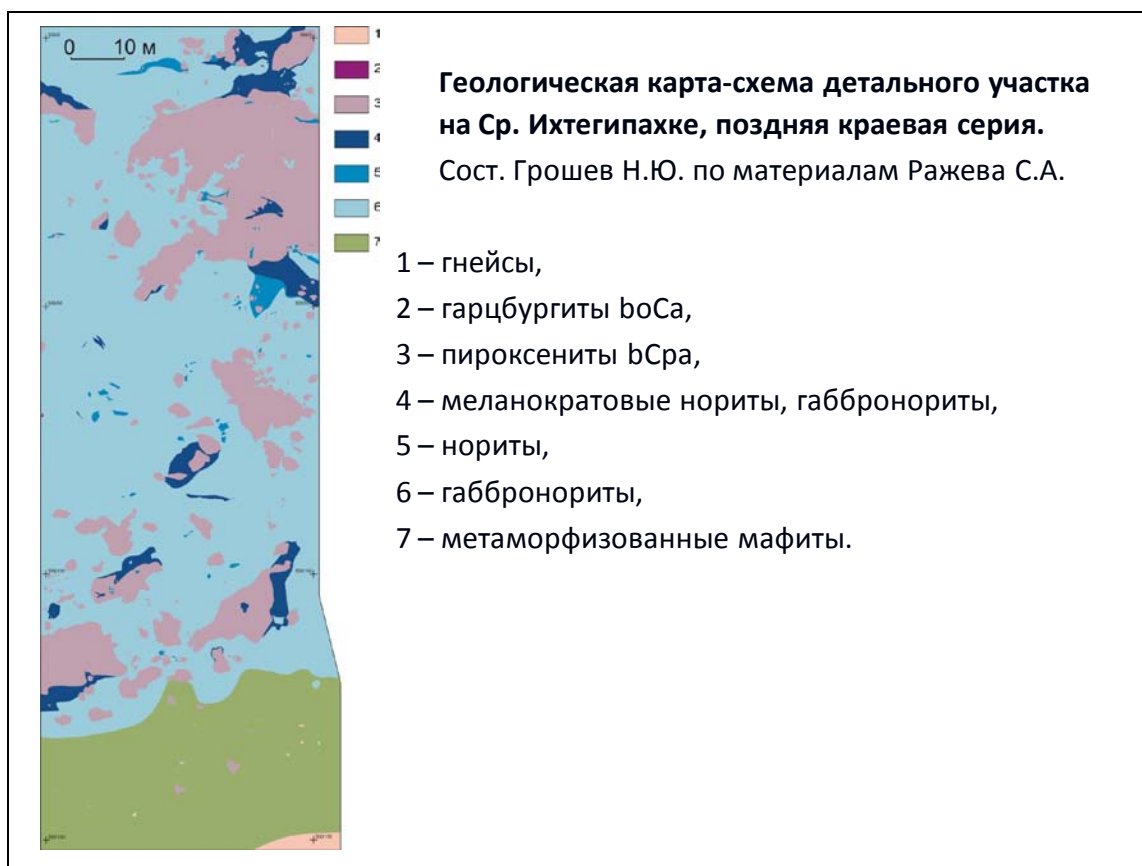
Слайд 7.



Слайд 8.



Слайд 9.



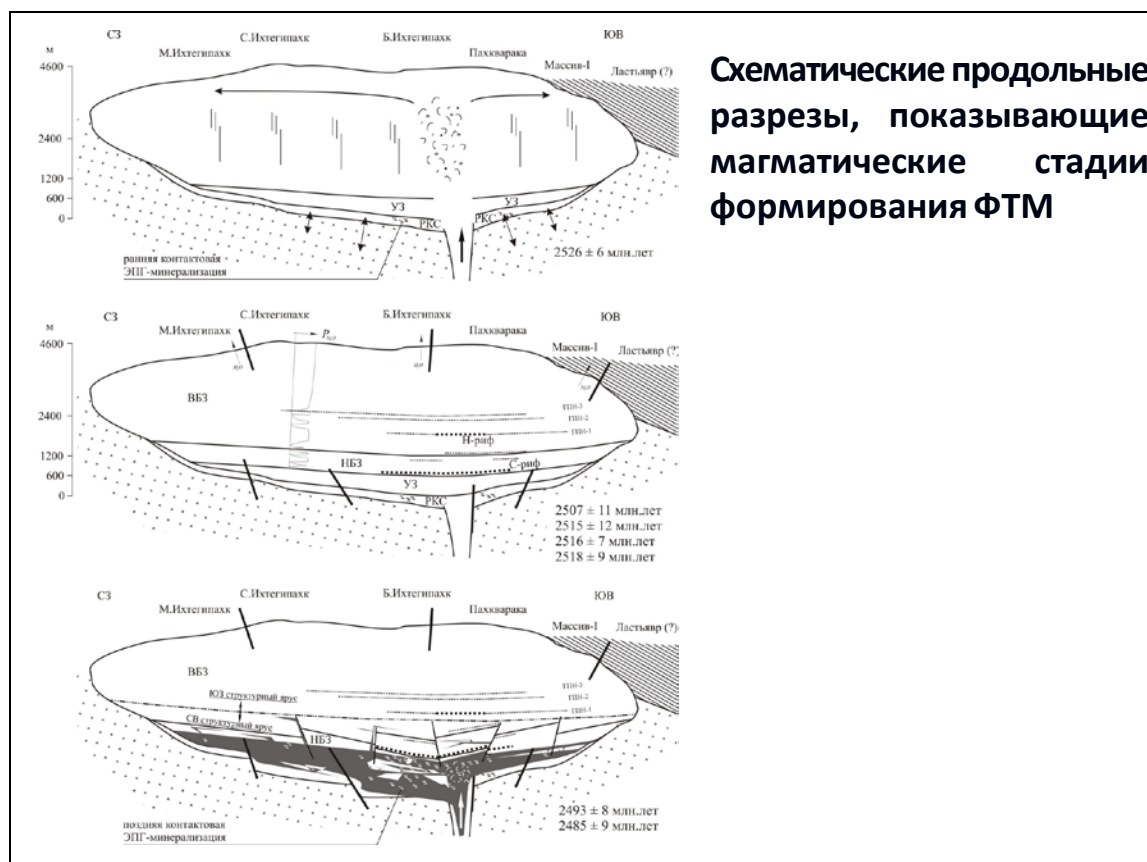
Слайд 10.

Минеральный состав платинометалльного оруденения С-рифа

Минеральный состав платинометалльного оруденения С-рифа

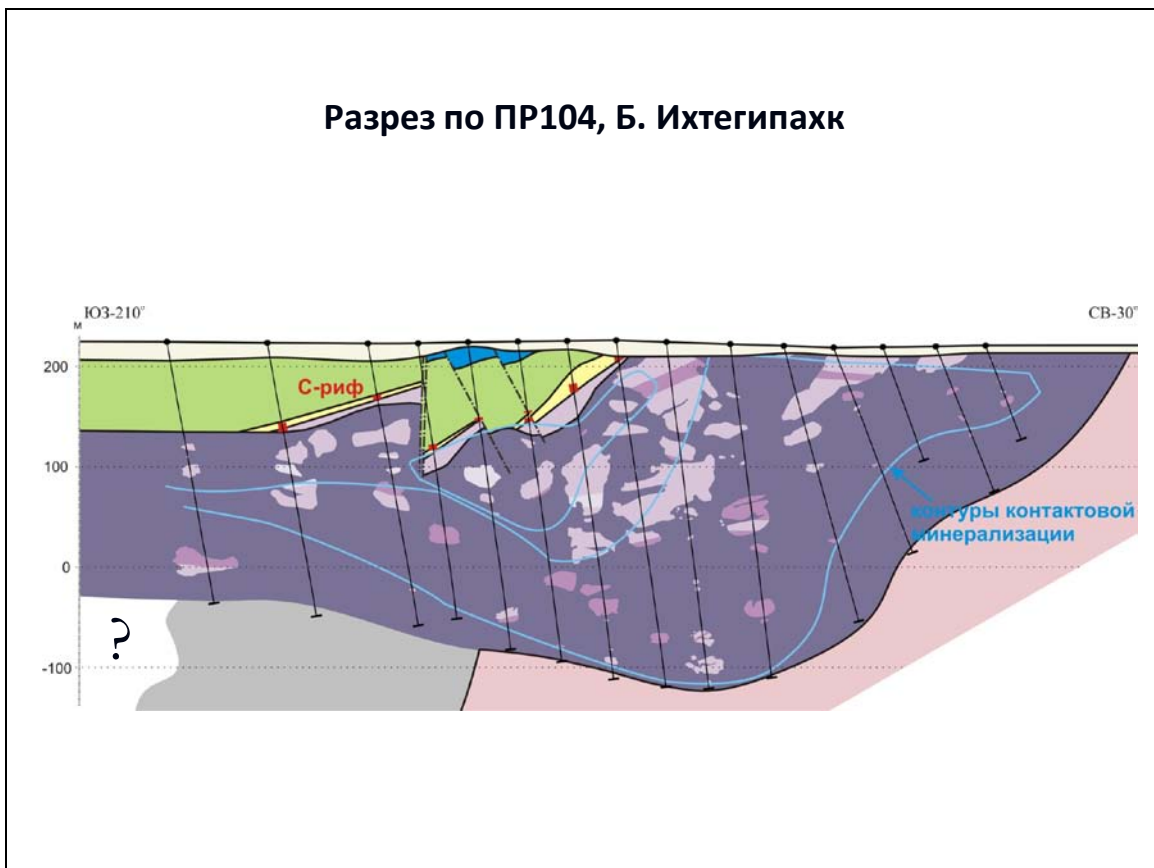
Минералы и минеральные фазы	Главные	Редкие
Золото (Au,Ag,Pd)		×
Изоферроплагина (Pt,Pd) ₃ Fe		×
Брэггит (Pt,Pd,Ni)S		×
Высоцкит (Pd,Pt,Ni)S		×
Холлингуортит (Rh,Pt,Pd)AsS		×
Сперрилит PtAs ₂	×	
Мончент (Pt,Pd)(Te,Bi) ₂		×
Кейтконнит Pd _{3-x} Te		×
Котульскит Pd(Te,Bi)		×
Сопчент Ag ₄ Pd ₃ Te ₄		×
Без названия Pd ₅ As ₂	×	

Слайд 11.

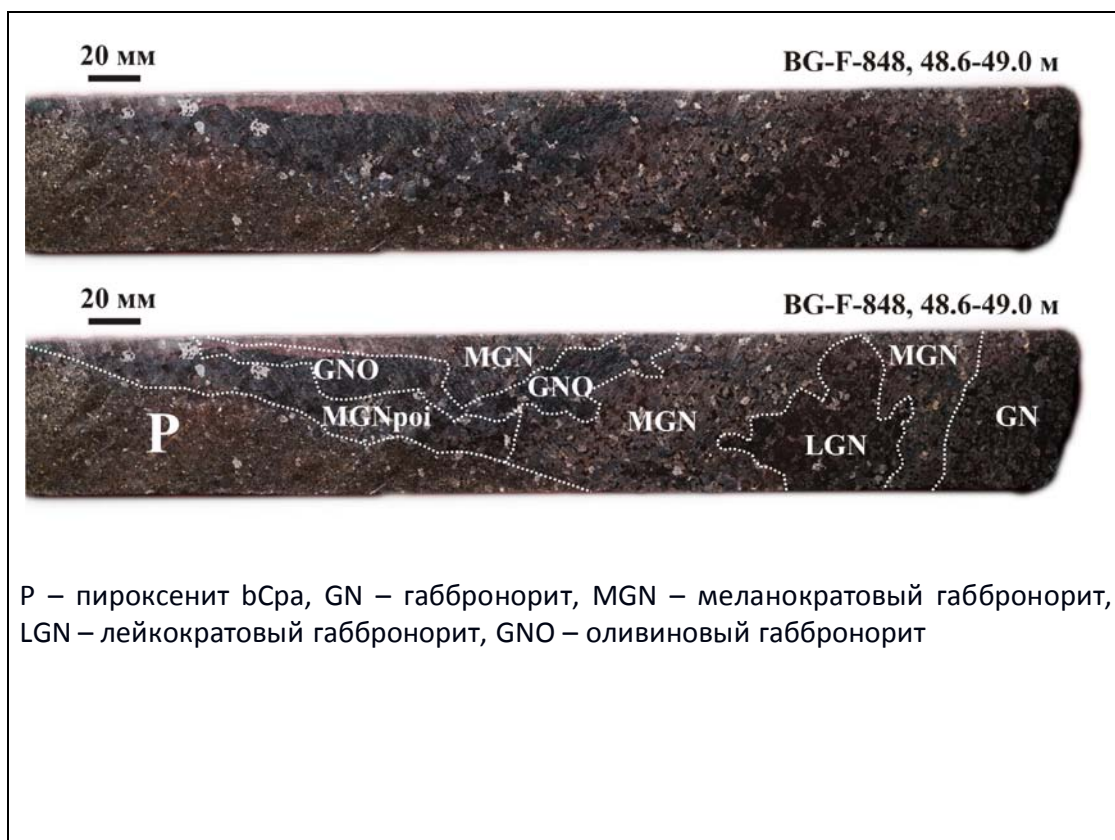


Слайд 12.

Разрез по ПР104, Б. Ихтегипахк



Слайд 13.



Слайд 14.

ФАЦИИ ГЛЯЦИОЭВСТАТИЧЕСКИХ ТРАНСГРЕССИЙ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

В.Я. Евзеров

Геологический институт Кольского научного центра РАН

В Кольском регионе, включающем территорию Мурманской обл. и прилегающие шельфы Баренцева и Белого морей, обнаружены отложения трёх гляциоэвстатических трансгрессий. Они имели место в периоды микулинского межледниковья (Понойские слои), раннего валдая (Стрельнинские слои) и конца позднего плейстоцена – голоцена (**слайды 1-8**).

В основании разреза микулинской (бореальной, эемской) трансгрессии залегают ледниково-морские осадки: морской диамиктон, представленный несортированным пылеватым песком с галькой и валунами, и слоистые или однородные глины, содержащие в небольшом количестве холодноводные фораминиферы. Относительно глубоководные отложения – глины и суглинки. В них содержится богатая диатомовая флора с преобладанием планктонных видов, характерных для морей с нормальной солёностью, с океаническими формами; в небольшом количестве встречаются фораминиферы и раковины морских моллюсков. Основная часть разрезов Понойских слоёв представлена песчано-галечными, песчаными и супесчаными осадками, детритовыми песками, скоплениями ракушняка, образовавших литорали и сублиторали. В них установлен бореальный, более богатый, чем современный, комплекс моллюсков и фораминифер (**9-11**).

Стрельнинские слои образованы песчано-галечными, песчаными и супесчаными осадками, накопившимися в пределах литорали и сублиторали. Они не повсеместно и в небольшом количестве содержат раковины морских моллюсков. Состав Стрельнинского комплекса фораминифер уступает Понойскому по разнообразию видов и количеству особей. В основании всех разрезов этой трансгрессии отсутствуют ледниково-морские осадки (**12-15**).

В основании разрезов плейстоцен-голоценовой трансгрессии широко распространены ледниково-морские глины. На них с размывом ложатся песчано-галечные и песчаные осадки литорали и сублиторали, в которых обнаружены раковины преимущественно бореальных морских моллюсков, иногда образующих крупные скопления (банки) (**13, 14**).

Фациальный анализ отложений гляциоэвстатических трансгрессий позволяет заключить, что в начальные этапы микулинской и плейстоцен-голоценовой трансгрессий морские воды проникали в область распространения деградировавших ледниковых покровов, их климатические оптимумы отвечали межледниковьям. Стрельнинская трансгрессия развивалась в менее благоприятной межстадиальной климатической обстановке, но, тем не менее, оккупировала свободное от ледника побережье (**15**).

Литература

Корсакова О.П., Колька В.В. Плейстоценовые осадки на северо-востоке Кольского п-ова (корреляция геологических и геохронологических данных по разрезу в вершине Святоносского залива Баренцева моря) // Тез. докл. науч. конф. «Россия в МПГ – первые результаты». Сочи, 3-9 окт. 2007 г. Сочи, 2007. С. 94.

Bard E., Hamelin B., Arnold M., Montaggioni L., Cabioch G., Faure G., Rougerie F. Deglacial sea level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge // *Nature*. 1996. N 382. P 241-244.

Grøsfjeld K., Funder S., Seidenkratz M.-S., Glaister C. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia // *Boreas*. 2006. V 35. P 493-520.

Shackleton N.J. Oxygen isotopes, ice volume and sea level // *Quat. Sci. Rev.* 1997. N 6. P 183-190.

GLACIOEUSTATIC TRANSGRESSION FACIES OF THE KOLA REGION

V.Ya. Yevzerov

Geological Institute of Kola Science Centre RAS

The Kola region comprises the territory of the Murmansk region and adjacent shelf of the Barents and White Seas, where the sediments of three glacioeustatic transgressions have been found. They took place in the Mikulian (the Ponoy layers), the Early Valdai (the Strel'nya layers), and the Late Pleistocene-Holocene interglacial periods (**Slides 1-8**).

The bottom of the Mikulian (Boreal, Eemian) transgression sequence is composed of glacial-marine sediments, the marine diamicton represented by a) non-graded dust sand with pebbles and boulders and b) laminated or homogenous clays containing some cold-water foraminifers. Clays and clay loams are relatively abyssal deposits. These include rich diatomaceous flora dominated by plankton species typical of the ocean-like seas with normal salinity. Minor are foraminifers and seashells. The Ponoy layers are mainly composed of pebbled sands, sands, sandy loams, detrital sands and shell deposits accumulated in the littoral and sublittoral zones. These sediments are found to contain the Boreal better enriched range of shells and foraminifers (**9-11**).

The Strel'nya layers are made up of pebbled sands, sands and sandy loams accumulated in the littoral and sublittoral zones. These sediments locally contain some seashells. The Strel'nya complex of foraminifers is not so diversified and includes not so many species, as the Ponoy. The bottom of this transgression sequence lacks any glacial-marine sediments (**12-15**).

Glacial-marine clays are quite common in the bottom of the Pleistocene-Holocene transgression sequence. These erosively overlay the littoral and sublittoral pebbled sands and sands with Boreal seashells dominating, being sometimes accumulated in banks (**13, 14**).

The facial analysis of the glacioeustatic transgression sediments allows to conclude that at early stages of the Mikulian and Pleistocene-Holocene transgressions the sea waters penetrated into the degraded ice sheet area with their climatic optima corresponding to interglacial periods. The Strel'nya transgression evolved under less favorable interstadial climatic conditions, but still occupied the ice-free seashore (**15**).

References

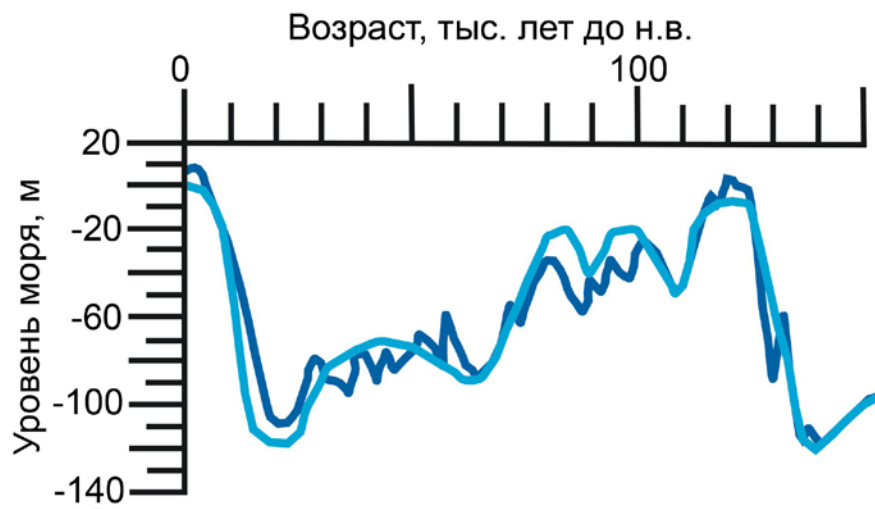
Korsakova O.P., Kolka V.V. Pleistocene sediments on the North-West Kola Peninsula (correlation of geological and geochronological data by section of the top Svyatonosky Gulf of the Barents Sea) // Thes. Sci. Conf. "Russia in International Polar Year – new results". Sochi, Oct. 3-9, 2007, Sochi, 2007. P 94.

Bard E., Hamelin B., Arnold M., Montaggioni L., Cabioch G., Faure G., Rougerie F. Deglacial sea level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge // *Nature*. 1996. N 382. P 241-244.

Grøsfjeld K., Funder S., Seidenkratz M.-S., Glaister C. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia // *Boreas*. 2006. V 35. P 493-520.

Shackleton N.J. Oxygen isotopes, ice volume and sea level // *Quat. Sci. Rev.* 1997. N 6. P 183-190.

Изменение уровня Мирового океана (Bard et al., 1996; Shackleton, 1987)



Слайд 1.

Микулинская (эемская) трансгрессия (Grøsfjeld et al., 2006)

Трансгрессия	133 – 129.8 ка
Регрессия	129.8 – 119.5 ка

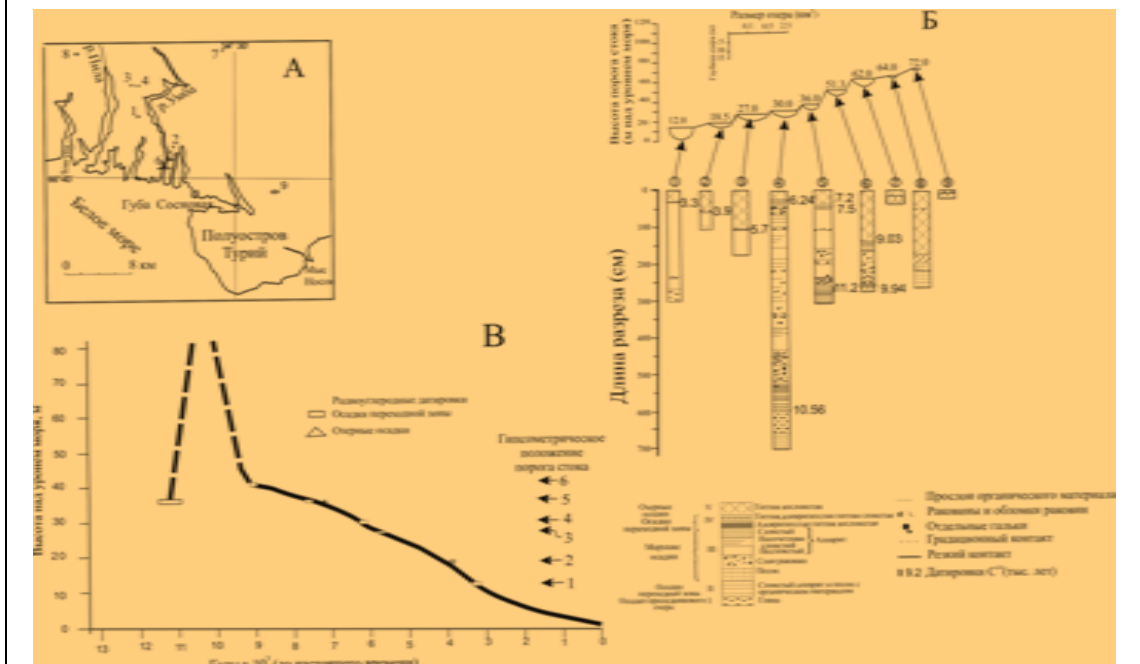
Слайд 2.

Расположение участков детальных работ и отдельных геоморфологических профилей



Слайд 3.

Результаты изучения отложений изолировавшихся от моря озёрных котловин в р-не пос. Умба



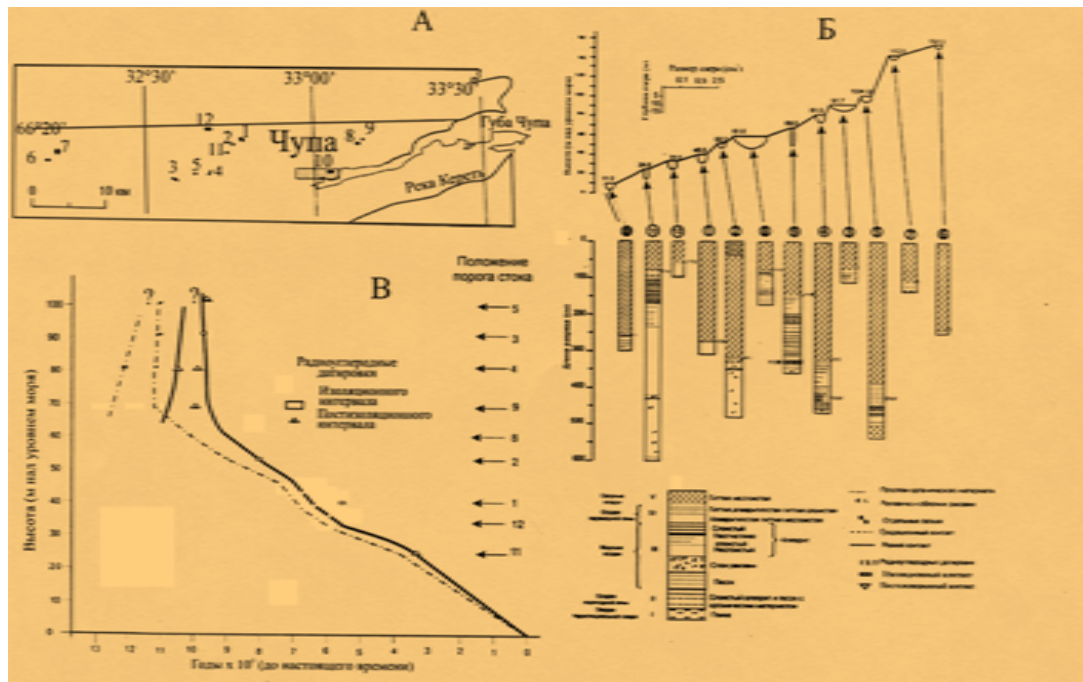
Слайд 4.

Радиоуглеродные и календарные датировки проб из донных осадков озёрных котловин в р-не пос. Умба

№ образца	Лабораторный №	Высота порога стока, (м. над уровнем моря)		Координаты озера	Глубина отбора (м от поверхности воды)	Возраст C14, годы до настоящего времени	Календарный возраст, годы до настоящего времени		Датировка какой интервал соответствует
		1а (68,3%) интервал, лет до нашего времени [начало-конец] Среднее значение	2а (95,4%) интервал, лет до нашего времени [начало-конец] Среднее значение						
U1a	Beta-104751	41	6,5	66°41'46" 34°03'09"	9,11-9,19	9940±100	[11240 - 11603] 11451	[11195 - 11811] 11639	календарно календарно
U1b	Beta-104752	41	6,5		8,10-8,20	9030±120	[8663 - 11806] 9252	[7618 - 13177] 10397	календарно календарно
U2	Beta-109612	27	7,0	66°41'05" 34°19'20"	8,20-8,185	5690±80	[6400 - 6617] 6563	[6313 - 6654] 6483	календарно календарно
U3/1	Beta-109613	30	7,5	66°42'52" 34°13'20"	13,53-13,48	10560±100	[12395 - 12752] 12557	[12163 - 12812] 12352	календарно календарно
U3/2	Beta-106548	30	7,5		7,84-7,74	6240±140	[6965 - 7292] 7124	[6797 - 7425] 6967	календарно календарно
U4/1	Beta-109614	36	5,3	66°42'57" 34°13'08"	8,81-8,71	11230±340	[12846 BP-13433 BP] 13139	[12395 - 13826] 12226	календарно календарно
U4/2	Beta-109614	36	5,3	-	6,05-5,95	7210±70	[7959 - 8154] 8094	[7880 - 8177] 7969	посткалендарно календарно
U4/3	Beta-116492	36	5,3	-	6,25-6,15	7540±80	[8214 - 8416] 8229	[8180 - 8514] 8342	календарно календарно
U5	Beta-109616	12	6,0	66°40'40" 34°19'02"	6,30-6,32	3300±70	[3449 - 3614] 3567	[3385 - 3689] 3537	посткалендарно календарно
U6	Beta-109617	18,5	5,0	66°40'24" 34°19'09"	5,73-5,69	3910±70	[4238 - 4430] 4334	[4103 - 4524] 4229	календарно календарно

Слайд 5.

Результаты изучения отложений изолировавшихся от моря озёрных котловин в р-не пос. Чупа



Слайд 6.

Радиоуглеродный и календарный возраст проб из донных осадков озёрных котловин в р-не пос. Чупа

№ образца	Лабораторный №	Высота порога стока озера (м. над у.м.)	Глубина озера, м	Координаты озера	Глубина отбора проб (м от поверхности воды)	Возраст C14, годы до настоящего времени	Календарный возраст, годы до наст. времени		Датированный интервал соответствует событию
							1σ (68,3%) интервал, лет до нашего времени [начало-конец] Среднее значение	2σ (95,4%) интервал, лет до нашего времени [начало-конец] Среднее значение	
Ch 1	Wk-15426	40	4.0	66°20'19" 32°43'47"	5.10-5.14	5592±47	[6316 - 6405] 6369	[6294 - 6465] 6417	ископаемое
Ch 2	Wk-15427	53	2.0	66°17'20" 32°46'40"	4.18-4.23	8104±47	[8996 - 9113] 9077	[8790 - 9252] 9021	ископаемое
Ch 3		91.3		66°16'01" 32°35'15"	8.18-8.23	9690±180	[10747 - 11247] 10997	[10514 - 11695] 11175	ископаемое
Ch 4/1	Wk-15428	81.5	4.0	66°16'36" 32°41'28"	8.30-8.37	10400±105	[12085 - 12577] 12325	[11834 - 12698] 12267	постгляциальная
Ch 4/2	Wk-15429 IGSB-1000	81.5	4.0	66°16'36" 32°41'28"	7.16-7.21	9812±57 9750±230	[11192 - 11257 BP] 11225 [10717 - 11597] 11256	[11134 - 11344 BP] 11239 [10501 - 11980] 11249	постгляциальная (?)
Ch 5	Wk-15430	104	4.0	66°16'17" 32°38'40"	7.74-7.69	9655±53	[10834 - 11185] 10957	[10784 - 11201] 11029	постгляциальная
Ch 8/2	Wk-15431	61	7.0	66°17'44" 33°08'29"	8.81-8.86	9045±55	[10186 - 10244] 10215	[9937 - 10372] 10195	ископаемое
Ch 9/1	IGSB-994	69		66°18'05" 33°09'57"	13.73-13.86	11080±300	[12793 - 13300 BP] 13046	[12240 - 13654] 12921	ископаемое
Ch 9/2	IGSB-992	69		66°18'05" 33°09'57"	11.91-11.96	9990±270	[11176 - 12052] 11614	[10720 - 12589] 11643	постгляциальная
Ch 11	Wk-15432	24	6.0	66°18'09" 32°46'40"	6.73-6.79	3411±40	[3588 - 3702] 3625	[3563 - 3826] 3723	постгляциальная
Ch 12	Wk-15433	33	4.0	66°20'19" 32°43'47"	4.52-4.58	5553±45	[6301 - 6396] 6354	[6282 - 6435] 6329	ископаемое

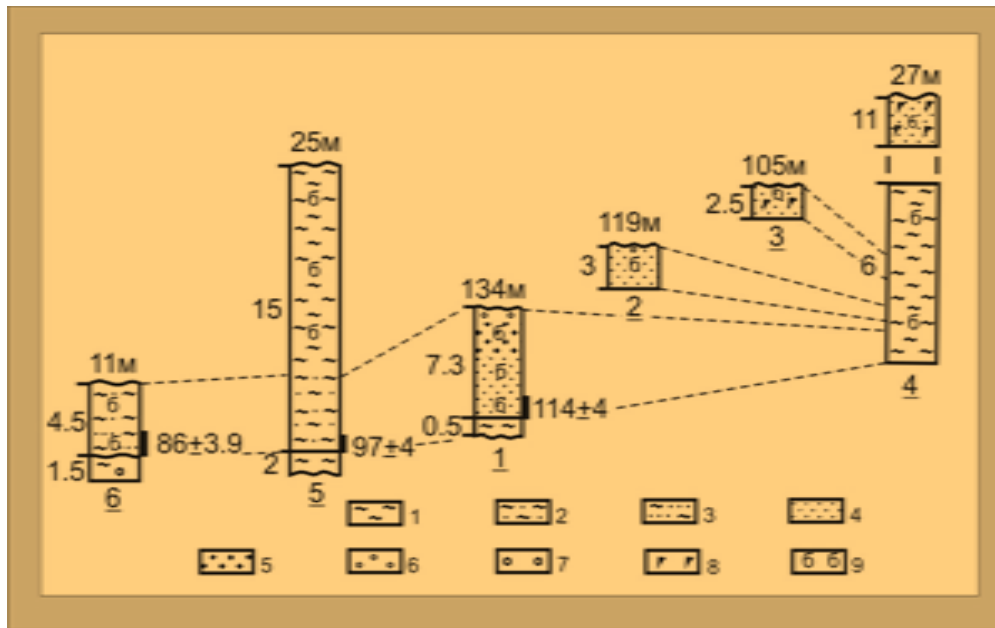
Слайд 7.

Расположение исследованных разрезов Понойских (цифры подчёркнуты) и Стрельнинских слоёв



Слайд 8.

Сопоставление разрезов Понойских слоёв

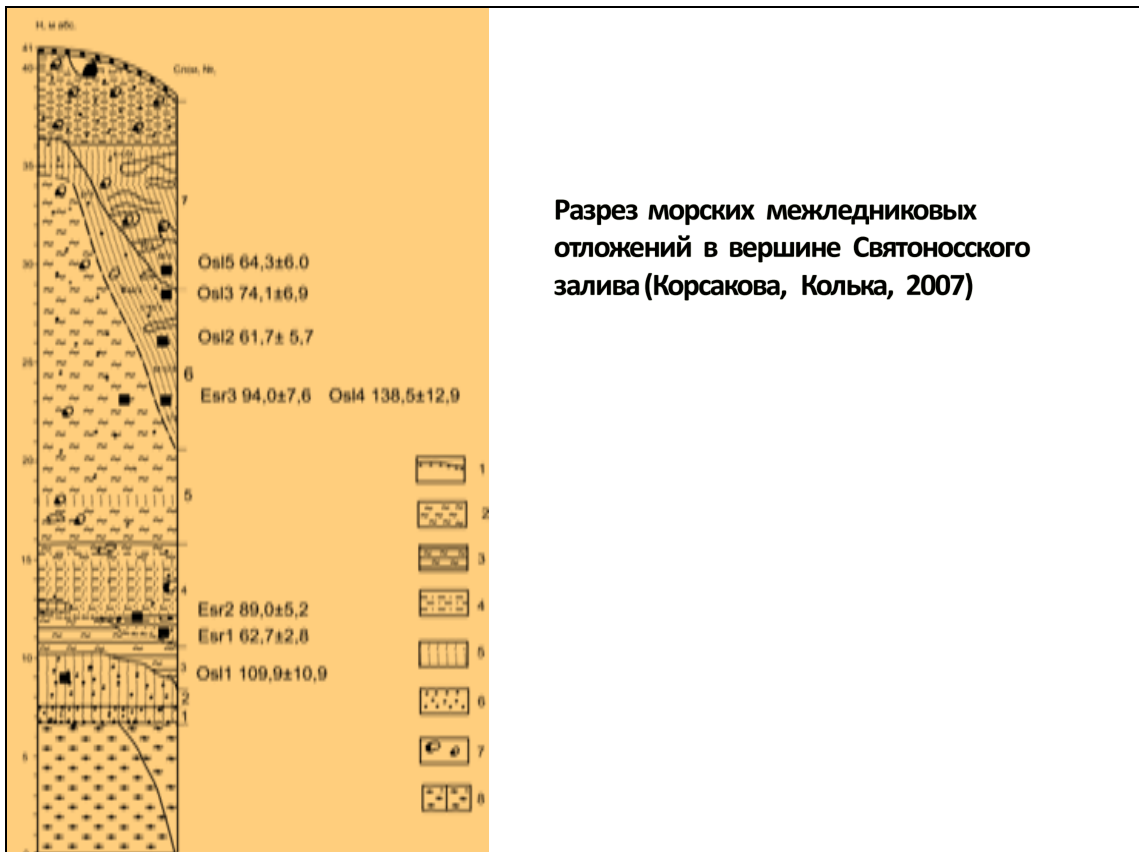


Слайд 9.

Общий вид разреза в вершине Святоносского залива (фото В.В. Кольки)



Слайд 10.



Слайд 11.



Слайд 12.

Пески регрессивного этапа развития водоёма



Слайд 13.

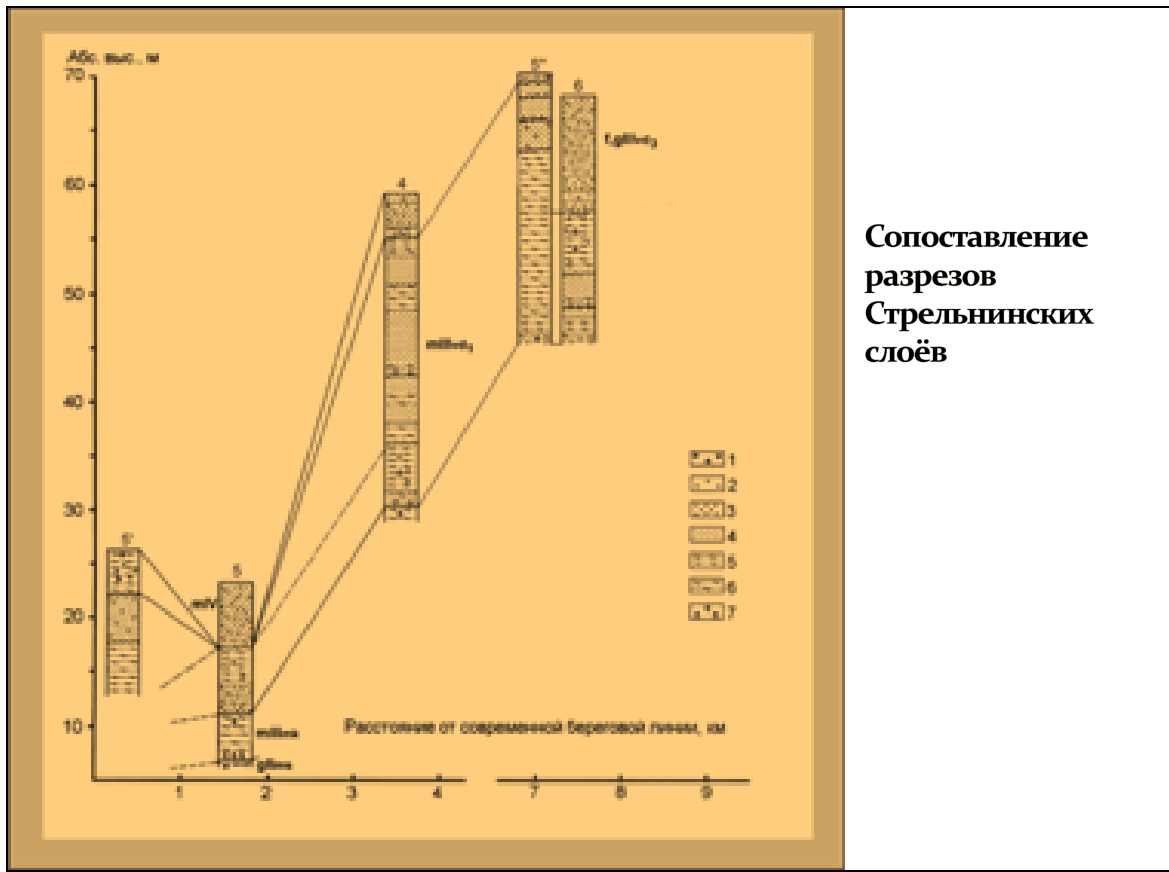
Вероятные обстановки начального этапа развития трансгрессий:

Понойской и голоценовой
(фото Г.А. Тарасова)

Стрельнинской
(фото В.Ю. Калачёва)



Слайд 14.



**Сопоставление
разрезов
Стрельнинских
слоёв**

Слайд 15.

ИЗМЕРЕНИЕ АЗИМУТАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК В НЕДНОРОДНОМ МАГНИТНОМ ПОЛЕ

Д.В. Жиров¹, С.А. Климов¹, В.О. Румянцев²

¹Геологический институт Кольского научного центра РАН

²Муниципальное образовательное учреждение Дом детского творчества им. акад. А.Е. Ферсмана

Одним из главных инструментов в полевой геологии является горный компас (**слайд 1**), который в обычных условиях обеспечивает точность замера азимутальных характеристик до 1-2°. Но нередко ситуации, затрудняющие его применение из-за намалий и неоднородностей магнитного поля (**2-3**) различной масштабности и уровня (**4**). Эти аномалии, как правило, приурочены к массовым скоплениям и залежам ферромагнетиков: магнетита, гематита, ильменита титаномагнетита, пирротина и др. Таким образом, для горнорудных районов и провинций с соответствующей металлогенической специализацией, к которым относится и Кольский регион, актуальна проблема получения достоверных азимутальных характеристик в полевых условиях (**5**). Примером может служить карьер рудника Железный, эксплуатирующий Ковдорское апатит-магнетитовое месторождение (**6**). Здесь отмечается весьма контрастно-неоднородное магнитное поле (**7**), обуславливающее девиацию в пределах всего спектра возможных вариаций ($\pm 180^\circ$). Существующие альтернативные способы измерения (**8**) существенно проигрывают горному компасу по удобству использования, эргономики, скорости измерения и числа операций, необходимых для измерительного цикла (**9**).

Структурные исследования в условиях контрастно-неоднородного магнитного поля рудника Железный обусловило необходимость поиска и практической проработки методов и технологий измерения азимутальных характеристик с помощью подручных средств, в том числе с использованием горного компаса. В основу всех тестированных способов измерения азимутальных характеристик (**10**) был положен принцип определения в точке замера магнитного (результатирующего за счёт магнитного склонения и девиации) и истинного азимута на хорошо заметный ориентир с заранее измеренными GPS координатами, удалённый на расстояние более 1 км, в результате чего для данной точки вычислялась суммарная поправка – разница с учётом знака. Лучшие результаты (точность цикла измерения до $\pm 3-4^\circ$ при его продолжительности от 30-50 сек. до 1.5-2.0 мин.) были обеспечены при использовании следующего комплекта измерительных приборов: буссоль + GPS приёмник + горный компас. При этом магнитный азимут на ориентир снимался отсчётом по буссоли, а истинный азимут рассчитывался GPS-приёмником, позволяющим определить таковой между двумя произвольными точками. Отметим, что в современных GPS-приёмниках бытового класса предусмотрены три способа определения истинного азимута: в движении, с применением процедуры калибровки электронного компаса в стационарном состоянии и между точками. Первые два способа оказались неприемлемыми по условиям применения (необходимость движения во время замера) или по точности (более 5°). Третий способ при достаточно большом разnose точек обеспечивает точность определения истинного азимута до 1° и менее.

В результате детальной проработки литературных и Интернет-источников по современным техническим средствам и методам измерений разработана концепция более удобного и совершенного измерительного прибора (**11**). С применением доступных в свободной продаже датчиков и устройств на основе карманного персонального компьютера можно собрать горно-геологический процессор, обеспечивающий расширенный спектр измерительных возможностей (**12-14**), в т.ч. в условиях контрастно-неоднородного магнитного поля. Расчётная стоимость прототипа прибора в зависимости от полноты комплектации и пользовательских возможностей – от 30-35 до 120-130 тыс. руб.

Исследования поддержаны грантами НШ-1413.2006.5 и РФФИ 09-05-12064_офи_м.

MEASUREMENT OF AZIMUTH CHARACTERISTICS IN A HETEROGENOUS MAGNETIC FIELD

D.V. Zhironov¹, S.A. Klimov¹, V.O. Rumyantsev²

¹Geological Institute of Kola Science Centre RAS

²Municipal educational institution Acad. A.E. Fersman's Palace of Children Activities

One of the main tools in field geology is a surveyor's compass (Slide 1), which ensures a precision of 1-2° when measuring azimuth characteristics. But there are situations when it is difficult to use it due to anomalies and heterogeneities of a magnetic field (2-3) of different size and level (4). As a rule, these anomalies are confined to mass accumulations and occurrences of ferromagnetic: magnetite, hematite, ilmenite, titanomagnetite, pyrrhotite, etc. Thus, for mining regions and provinces with metallogenic specialization, to which Kola region undoubtedly belongs, the problem of obtaining reliable azimuth characteristics in field conditions is vital (5). The Zhelezny mine exploiting the apatite-magnetite deposit can serve as an example (6). Rather a contrast-heterogeneous magnetic field is within the mine (7). It causes deviation within the entire spectrum of possible variations ($\pm 180^\circ$). The current alternative methods of measurements (8) are worse than a surveyor's compass from the viewpoint of the use convenience, ergonomics, measurement rate and number of operations required for the measurement cycle (9).

Conducting structural investigations in the contrast-heterogeneous magnetic field of the Zhelezny mine motivated the search and practical test of methods and technologies for measurement of azimuthal characteristics with improvised means including a surveyor's compass. The principle of determining of magnetic (resulting at the cost of magnetic declination and deviation) and true azimuths at a measuring point was used as the basis for all tested measurement methods (10). We used a well-visible reference point with premeasured GPS coordinates removed at a distance exceeding 1 km. As a result, we calculated a total correction – a difference with regard to the sign. The best results (precision of the measurement cycle to $\pm 3-4^\circ$ with its duration from 30-50 s. to 1.5-2.0 min.) were obtained with the following set of measuring instruments: a box compass, GPS receiver and a surveyor's compass. A magnetic azimuth was taken with the box compass and a true azimuth was derived with the GPS receiver option that allowed taking it between two arbitrary measuring points. It should be noted that modern GPS receivers of domestic class provide for three methods of taking a true azimuth: in motion, with calibration of an electron compass in the stationary state and between two measuring points. But the first two methods appeared to be unacceptable due to the use conditions (a necessity to move during measuring) or measurement precision (more than 5°). The latter method with rather a great spacing of measuring points provides for the precision of taking a true azimuth to 1° and less.

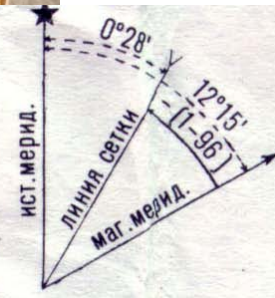
A detailed study of literary and Internet sources on modern technical facilities and measurement methods resulted in developing a concept of a more convenient and sophisticated measuring device (11). Using transducers available on sale and a device on the basis of a pocket PC, one can design a mining-geological processor providing for an expanded spectrum of measuring possibilities (12-14), including those in conditions of contrast-heterogeneous magnetic field. An estimated cost of a device prototype is 120-130 ths rbl. depending on packaging completeness and user's possibilities.

The work was supported financially by grants НШ-1413.2006.5 and RFBR 09-05-12064_офи_м.

Горный компас и поправки (склонение) к магнитному азимуту



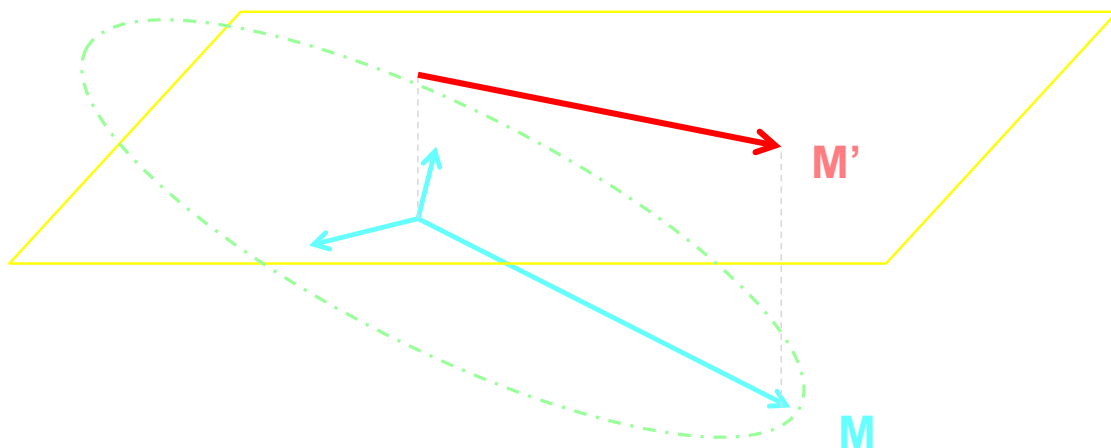
Склонение на 1985г. восточное $12^{\circ}15'$ (2-04). Среднее сближение меридианов восточное $0^{\circ}28'$ (0-08). При прикладывании буссоли (компаса) к вертикальным линиям координатной сетки среднее отклонение магнитной стрелки восточное $11^{\circ}47'$ (1-96). Годовое изменение склонения восточное $0^{\circ}05'$ (0-01). Поправка в дирекционный угол при переходе к магнитному азимуту минус (1-96).
Примечание. В скобках показаны деления угломера (одно деление угломера=3,6').



Слайд 1.

Упрощённая схема измерения горным компасом магнитного азимута M' , являющегося проекцией на горизонтальную плоскость результирующего (склонение и девиация) вектора M

$$M = \text{склонение} \pm \text{девиация}$$



Слайд 2.

Факторы влияния на измерение магнитного азимута

- собственное магнитное поле Земли;
- геомагнитные бури (взаимодействие ионосферы и солнечного ветра);
- поля естественных магнитных аномалий;
- техногенные электромагнитные поля и их источники.

Слайд 3.

Особенности магнитного поля:

- неоднородное в пространстве
- непостоянное во времени

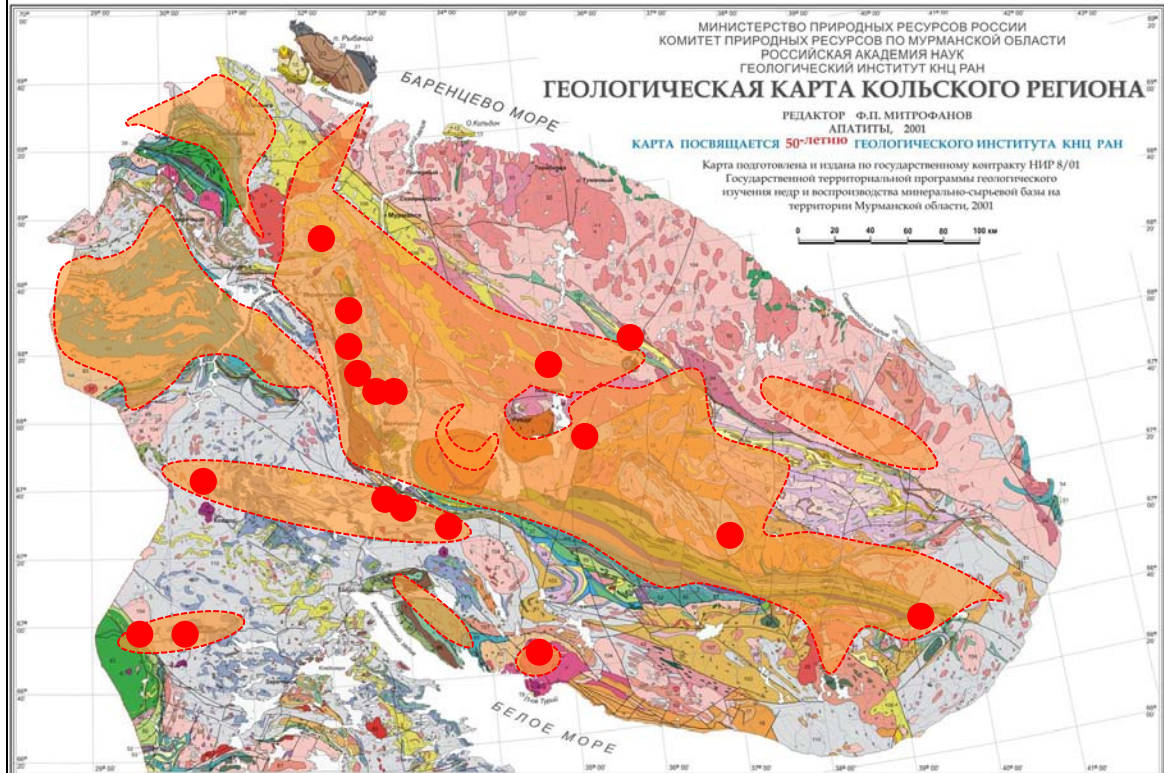


Уровни неоднородности ЭМП в пространстве:

- **региональный (склонение);**
- **локальный** (залежи природных ферромагнетиков: магнетита, гематита, ильменита, титаномагнетита, пирротина и др.);
- **непосредственный контакт с объектом измерения** (скопления и повышенные концентрации зёрен ферромагнетиков).

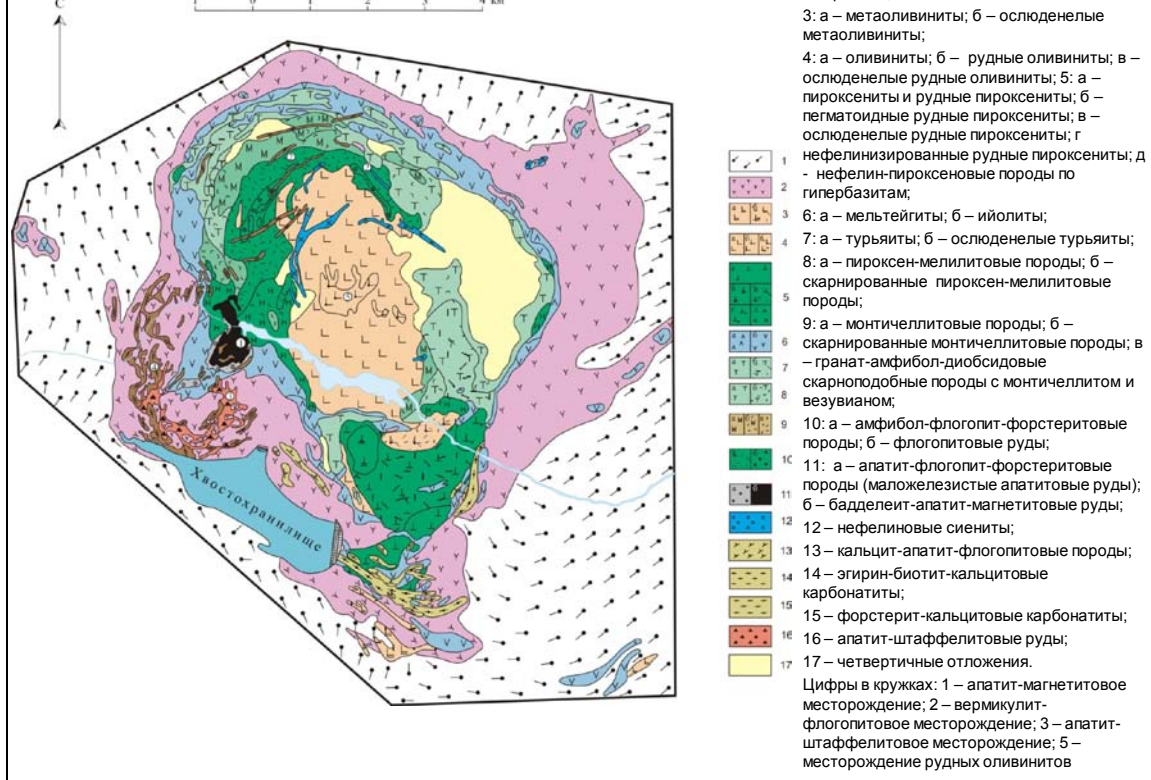
Слайд 4.

Районы с вероятным проявлением неоднородного магнитного поля (оранжевый цвет) и места проявления существенной девиации (красные кружки)



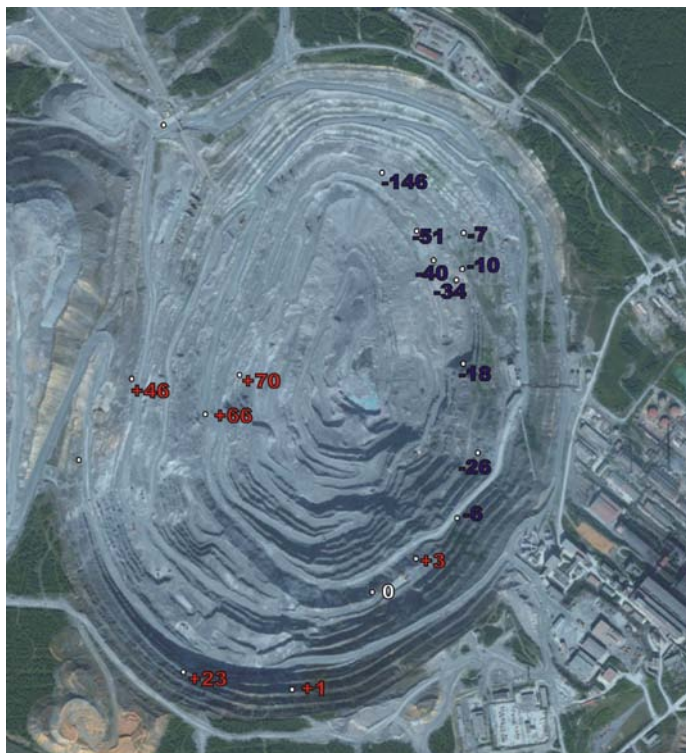
Слайд 5.

**Общие черты геологического строения
Ковдорского щелочно-ультраосновного массива**



Слайд 6.

Поправки к магнитному азимуту (результатирующему за счёт девиации и склонения) в пределах рудника Железный по результатам измерений полевого сезона 2009 г.



Слайд 7.

Пути решения – история вопроса

ФГУП ВИОГЕМ:
ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ПО ОСУШЕНИЮ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ, ЗАЩИТЕ ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ ОТ
ОБВОДНЕНИЯ, СПЕЦИАЛЬНЫМ ГОРНЫМ РАБОТАМ,
ГЕОМЕХАНИКЕ, ГЕОФИЗИКЕ,
ГЕОЛОГИИ И МАРКШЕЙДЕРСКОМУ ДЕЛУ

1970-2010 гг.

ЭВОЛЮЦИЯ МЕТОДОВ:

- маркшейдерский (геодезический) – триангуляция от опорных пунктов;
- «трещиномер» – на основе гирокомпыаса;
- цифровая тахеометрия («Тримбл» и т.п.).

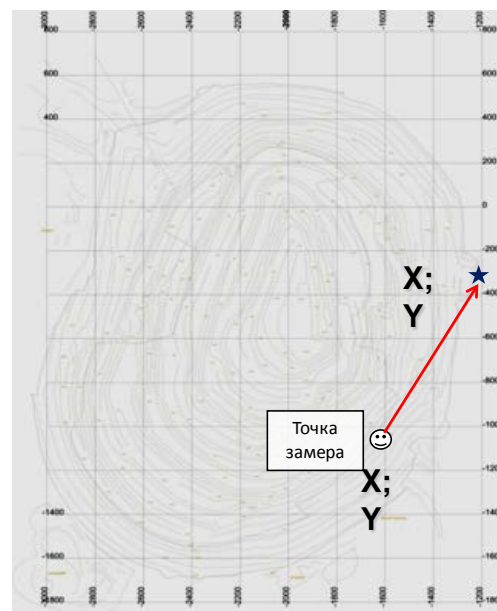
Слайд 8.

Предельные требования к измерениям:

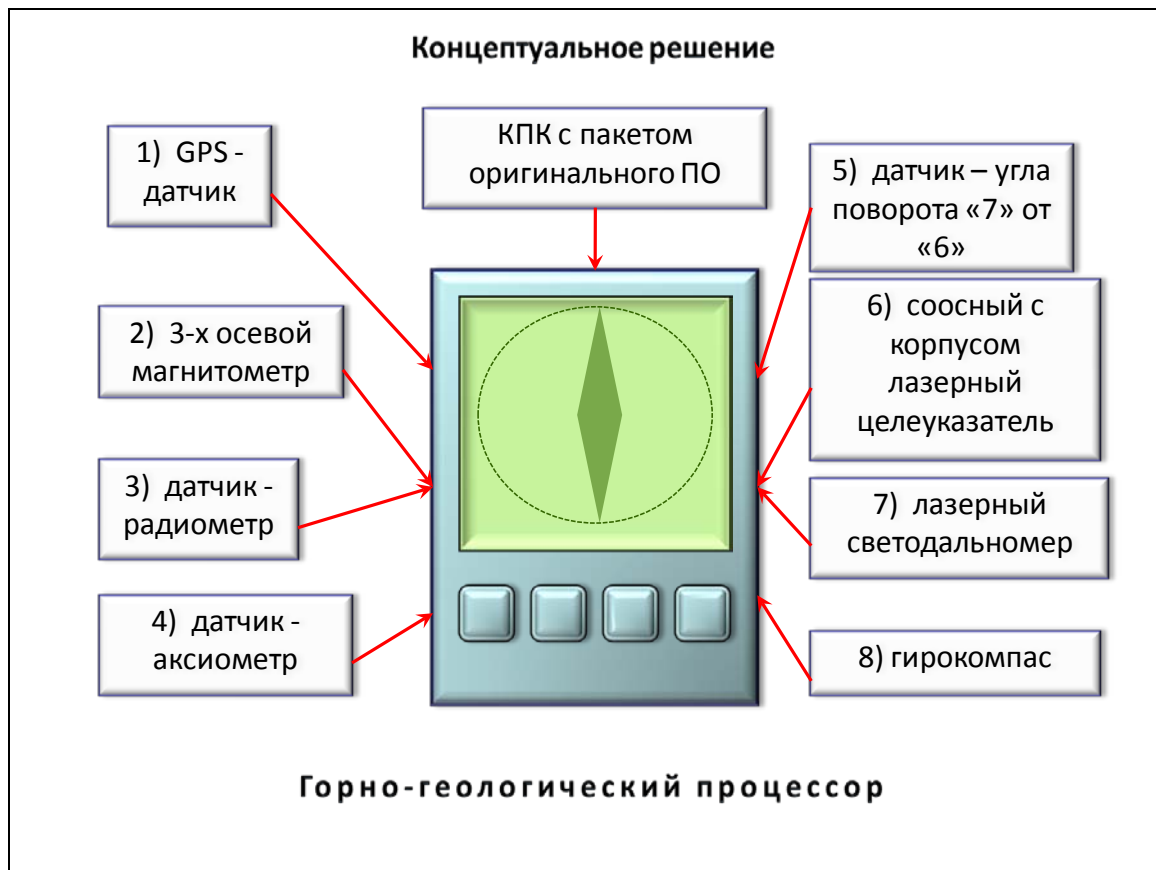
- длительность цикла измерения – 1-2 мин (максимум), 30 сек. (оптимум);
- вес единицы оборудования: не более 1 кг. Вес комплекта оборудования: не более 1 кг;
- точность измерения азимутальных характеристик: $\pm 5^\circ$ (максимум), и $\pm 3^\circ$ (оптимум);
- размер / эргономичность оборудования – использование на ладони руки;
- цена комплекта оборудования: не более 30-35 тыс. руб.

Слайд 9.

Протестированные способы определения истинного азимута на ориентир: а) по ориентированной по странам света карте; б) по формулам на основе местных координат ориентира и точки замера; в) с использованием координат GPS и опции GPS приёмника «определение истинного азимута между двумя произвольными точками замеров», рисунок тот же, что и в варианте (б).



Слайд 10.



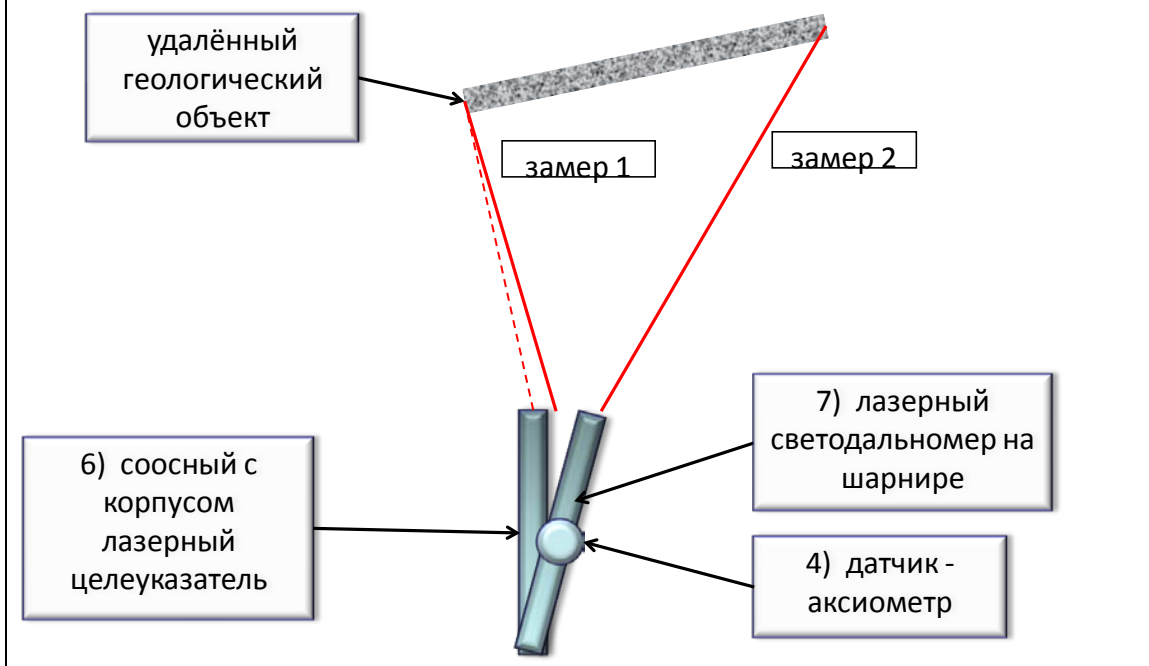
Слайд 11.

Горно-геологический процессор – потенциальные возможности:

- выполнение (на поверхности) комплекса или отдельных наборов измерений (3-х компонентов МП, радиация, магнитный, истинный азимут, угол наклона, расстояние до объекта, линейные параметры объекта и др.) в автоматическом или ручном режиме с записью параметров в ГИС БД (режимы «точка» и «трек»);
- выполнение (на поверхности, в подземных выработках, в закрытых помещениях) измерений азимутальных характеристик в условиях любых неоднородностей и вариаций магнитного поля;
- дистанционное измерение расстояний до объекта и его линейных параметров (длина, высота и др. сечения в т.ч. в любой наклонной плоскости по отношению к оператору);
- магнитная и радиометрическая съёмка в условных и стандартизированных (откалиброванных) параметрах;
- измерение любых угловых и азимутальных характеристик в любой плоскости и проекции, в т.ч. дистанционно;
- построение локальных 3D моделей объектов наблюдений – выпуклых / вогнутых поверхностей, горных выработок;
- контроль неоднородностей и вариаций магнитного поля;
- получение упорядоченных и согласованных по нескольким измеряемым параметрам ГИС совместимых данных и слоёв (магнитного поля и его компонентов, радиометрия, азимутальных и линейных параметров).

Слайд 12.

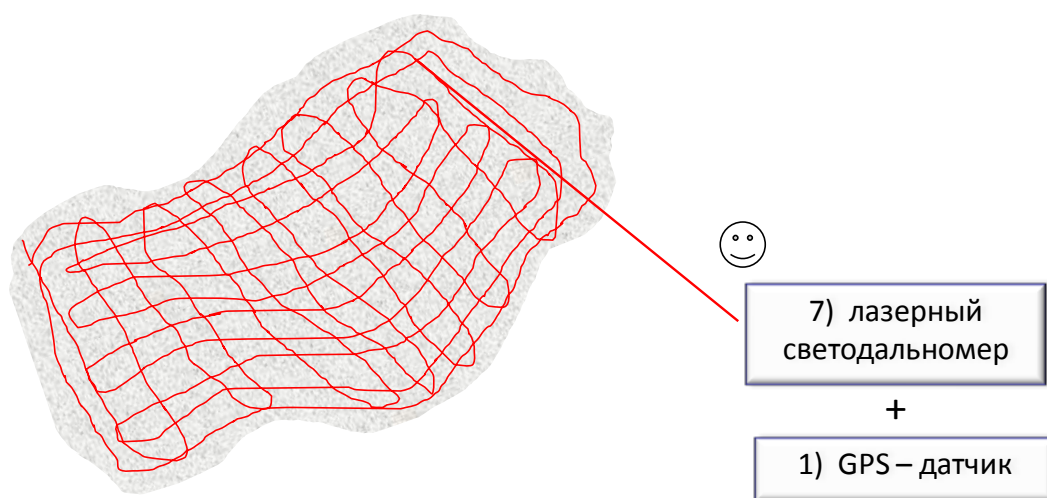
Горно-геологический процессор – измерение расстояний до объекта и дистанционное измерение линейных параметров объекта:



Слайд 13.

Горно-геологический процессор – построение локальных 3D моделей:

ручное «сканирование» поверхности/выработки по произвольной траектории лазерным светодальномером



Слайд 14.

МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ГРАНИТОИДЫ (САНУКИТОИДЫ) КОЛЬСКОГО П-ОВА: СОСТАВ, ВОЗРАСТ, ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Н.М. Кудряшов

Геологический институт Кольского научного центра РАН

Высокомагнезиальные гранитоиды (санукитоиды) неархейского возраста широко распространены в зеленокаменных поясах на всех докембрийских кратонах. Термин «санукитоид» был впервые введён в геологическую литературу канадскими геологами С.-Б. Шири и Г.-Н. Хенсоном в 1984 г. Название гранитоиды получили благодаря их геохимическому сходству с санукитами – высокомагнезиальными андезитами Японии, которые считаются прямыми выплавками из мантийных перидотитов. Санукитоиды сочетают характеристики мантийных и коровых пород (слайд 1). Специфика их происхождения вызывает особый интерес, обусловленный в первую очередь возможностью исследования корово-мантийных процессов на ранних этапах эволюции Земли. Кроме того, с архейскими санукитоидами парагенетически связана золоторудная минерализация. В зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья они слагают Поросозёрский (ПМ) и Колмозёрский (КМ) массивы, расположенные в юго-восточной части пояса на границах с Центрально-Кольским и Мурманским доменами (2).

ПМ является полифазным плутоном – первая фаза представлена дифференцированной серией: габбро-диорит, кварцевый монцодиорит, гранодиорит, плагиогранит. Вторая фаза сложена лейкогранитами и их жильными дериватами, третья – жильными лампрофирами, четвёртая – пегматитами (3). Породы главной фазы имеют типичные магматические структуры с широким развитием амфибола (4). Для химического состава типичны высокие $mg\# = 0.5-0.6$ и щёлочность $Na_2O+K_2O=5-8\%$, лампрофировые породы содержат $SiO_2=52-62\%$, $Na_2O+K_2O=5.1-7.7\%$, $mg\#=0.56-0.58$. (5, 6).

Для геохронологического изучения U-Pb методом по циркону были отобраны пробы из кварцевого монцодиорита (KV-47 ПМ) и гранодиоритов (KV-37 ПМ, KV-62 КМ). Акцессорный циркон в пробах кварцевого монцодиорита и гранодиорита ПМ представлен прозрачными и полупрозрачными зёрнами коричневого цвета, дипирамидально-призматического габитуса. В иммерсионной жидкости внутреннее строение проявлено отчётливой тонкой ростовой зональностью (7). Возраст циркона для кварцевого монцодиорита по верхнему пересечению с конкордией 2734 ± 4 млн лет, для гранодиорита 2733 ± 6 млн лет. Возраст циркона из гранодиорита КМ - 2736 ± 8 млн лет (8-10).

Акцессорные цирконы из лампрофировой дайки, по составу отвечающей одиниту, включают две популяции. Первая представлена прозрачными короткопризматическими кристаллами гиацинтового типа с тонкой осцилляционной зональностью и отвечает кристаллизации циркона из расплава. Вторая представлена метамиктными тёмно-коричневыми призматическими зёрнами с высокими содержаниями урана (11, 12). Её образование, вероятно, связано с метасоматическим изменением пород. Признаки процесса выражены в структурах брекчирования даек с развитием в них карбонатных прожилков с наблюдаемыми здесь кристаллами циркона (13).

Возраст циркона первой популяции по верхнему пересечению с конкордией составил 2680 ± 10 млн лет и отвечает времени кристаллизации лампрофиров. Для второй популяции циркона сильно дискордантный возраст равен 2629 ± 8 млн лет и рассматривается как время метасоматической проработки лампрофиров (14, 15).

Санукитоиды ПМ и КМ характеризуются обогащением LREE ($La=30-35$ ppm, $Ce=53-60$ ppm, $La_n/Yb_n=16-32$) и имеют хорошо выраженные Nb-Ta и Ti отрицательные аномалии. Спектры распределения REE в санукитоидах Кольского п-ова подобны спектрам в санукитоидах Канады, Карелии и Финляндии (16, 17). Sm-Nd изотопные характеристики для ПМ и КМ характеризуются положительными значениями $\epsilon_{Nd}=+0.30\pm 0.98$, отражающими мантийный источник их формирования. Для даек лампрофиров с $\epsilon_{Nd} = -0.27$ предполагается вовлечение корового материала (18).

Выводы

- санукитоидный магматизм на Кольском п-ове связан с формированием дифференцированных Поросозёрского и Колмозёрского массивов, породы которых характеризуются повышенной магнезиальностью, щёлочностью, имеют широкий спектр составов от габбродиоритов до гранитов и по геохимическим характеристикам отвечают неархейским гранитоидам санукитоидной серии;
- U-Pb возраст циркона из гранодиоритов Поросозёрского массива составляет 2733 ± 6 млн лет, кварцевых монцодиоритов 2734 ± 4 млн лет, возраст гранодиоритов Колмозёрского массива 2736 ± 8 млн лет. Возраст магматического циркона из лампрофировой дайки 2680 ± 10 млн лет, более позднего циркона, связанного, вероятно, с метасоматической проработкой пород 2629 ± 8 млн лет;

- формирование архейской ассоциации санукитоидов Поросозёрского и Колмозёрского массивов происходило на протяжении 50–60 млн лет, началось с кристаллизации главных фаз массивов на рубеже 2735 млн лет с последующим внедрением лампрофировых даек с возрастом 2680+/-10 млн лет;
- распределение редкоземельных элементов в санукитоидах Поросозёрского и Колмозёрского массивов характеризуется обогащением литофильными и лёгкими редкоземельными элементами, Sm-Nd изотопные характеристики для санукитоидов этих массивов имеют положительные значения $\varepsilon_{Nd}=+0.30+0.98$ и свидетельствуют об их мантийном происхождении;
- Поросозёрский и Колмозёрский санукитоидные массивы близки по возрастным и изотопно-геохимическим характеристикам неархейским санукитоидным комплексам Канады (провинция Сьюперитор), Западной Карелии и Восточной Финляндии.

Литература

Даркшевич О.Я., Шлайфштейн Б.А., Антонюк Е.С. Новые данные по позднеархейскому магматизму шовных зон Кольского п-ова // Геология докембрия Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1984. С. 40-57.

Дубровский М.И. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций гранитоидов. Л.: Наука, 1987. 256 с.

Петровский М.Н. Геология и петрология Поросозерского гранитоидного массива, Кольский п-ов: Автореф. дисс. уч. ст. к.г.-м.н. Апатиты: Изд-во ГИ КНЦ РАН, 2002. 26 с.

Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P. et al. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // *Lithos*. 2005. N 79. P 107-128.

Shirey S.B., Hanson G.N. Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites // *Nature*. 1984. V 310. P 222-224.

Tatsumi V., Ishizaka K. Origin of high-magnesian andesites of the Setouchi volcanic belt, southwest Japan. I. Petrographical and chemical characteristics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V 60. P 293-304.

MAGNESIAN GRANITOIDS (SANUKITOIDS) OF THE KOLA PENINSULA: COMPOSITION, AGE, ISOTOPIC-GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS

N.M. Kudryashov

Geological Institute of Kola Science Centre RAS

Neoarchaeon high-Mg granitoids (sanukitoids) are widespread within the greenstone belts at all Precambrian cratons. The term “sanukitoid” was coined by Canadian geologists S.B. Shirey and G.N. Hanson in 1984. These granitoids got their name due to the geochemical similarity to sanukites – high-Mg andesites from Japan that are considered to be direct melts from mantle peridotites. Sanukitoids combine features of both mantle and crustal rocks (**Slides 1**). The specificity of their origin is of particular interest which is primarily caused by a possibility to study crustal-mantle processes at the early stages of the Earth’s evolution. On the other hand, gold mineralization is paragenetically related to the Archaean sanukitoids. Within the Kolmozero-Voron’ya greenstone belt these formations constitute two big massifs – Porosozero and Kolmozero that are located in the SE belt at the boundaries with Central-Kola and Murmansk domains (**2**).

The Porosozero massif is a polyphase pluton. The first phase is represented by a differentiated series: gabbro-diorite, quartz monzodiorite, granodiorite and plagiogranite. The second phase is composed of leucogranite and its veined derivatives, the third one – veined lamprophyre and the fourth one – pegmatite (**3**). Rocks of the massif main phase have typical magmatic textures with a wide distribution of amphibole (**4**). The chemical composition is characterized by high values of mg#=(0.5-0.6) and high alkalinity (Na₂O+K₂O=5-8 %). The lamprophyre rocks contain SiO₂=52-62 %, Na₂O+K₂O=5.1-7.7 %, mg#=0.56-0.58 (**5, 6**).

For geochronological studies by the zircon U-Pb method, we used samples of quartz monzodiorite (KV-47) and granodiorite (KV-37) from the Porosozero massif and granodiorite (KV-62) from the Kolmozero massif. Accessory zircon in the samples of quartz monzodiorite and granodiorite from the Porosozero massif is represented by transparent and semitransparent brown grains of dipyramidal-prismatic habitus. In the immersion liquid the internal structure is exhibited by thin zonality of the crystal growth (**7**). The zircon age of quartz monzodiorite by the upper intersection with the concordia is 2734±4 Ma, of granodiorite – 2733±6 Ma. The zircon age of granodiorite from the Kolmozero massif is 2736±8 Ma (**8-10**).

Accessory zircon from the lamprophyre dyke that is compositionally similar to odinite includes two different populations. The first one is represented by transparent short-prismatic crystals of the hyacinth type with thin oscillation zonality that agrees with zircon crystallization from the melt. The second population is

represented by metamict dark-brown prismatic grains with the uranium high content (11, 12). The generation of this zircon population is probably related to metasomatic alteration of rocks. The signs of such alteration are expressed in the structures of dyke brecciation with development of carbonate veinlets with zircon crystals in them (13).

According to the upper intersection with the concordia, zircon of the first population yielded an age of 2680 ± 10 Ma that agrees with the lamprophyre crystallization time. Zircon of the second population yielded a highly discordant age of 2629 ± 8 Ma, which is interpreted as the time of metasomatic alteration of lamprophyre (14, 15).

Sanukitoids from the Porosozero and Kolmozero massifs are rich in LREE (La= 30-35 ppm, Ce=53-60 ppm, $La_n/Yb_n=16-32$) and have conspicuous negative anomalies of Nb-Ta and Ti. The REE spectra in sanukitoids from the Kola Peninsula are similar to those in the sanukitoid intrusions in Canada, Karelia and Finland (16, 17). Sm-Nd isotope characteristics for the rocks from the Porosozero and Kolmozero massifs show positive values of $\epsilon_{Nd} = +0.30 \pm 0.98$, which reflect the mantle source of their formation. For the lamprophyre dykes ϵ_{Nd} with the value equal to -0.27 suggests the involvement of some crustal material (18).

Conclusions

- sanukitoid magmatism on the Kola Peninsula is related to generation of the differentiated Porosozero and Kolmozero massifs, which rocks are characterized by high values of mg# and high alkalinity, range in composition from gabbrodiorite to granite and geochemically correspond to Neoarchean granitoids of the sanukitoid series;
- the U-Pb zircon age of granodiorite from the Porosozero massif is 2733 ± 6 Ma, quartz monzodiorite - 2734 ± 4 Ma, granodiorite from the Kolmozero massif - 2736 ± 8 Ma. The age of magmatic zircon from the lamprophyre dyke is 2680 ± 10 Ma, younger zircon that is related to the rock metasomatic alteration yielded an age of 2629 ± 8 Ma;
- generation of the Archaean sanukitoid association from the Porosozero and Kolmozero massifs lasted over 50-60 Ma. It began with crystallization of the massif main phases 2735 Ma ago with the subsequent intrusion of the lamprophyre dykes dated at 2680 ± 10 Ma;
- REE distribution in sanukitoid from the Porosozero and Kolmozero massifs is characterized by enrichment in lithophile and LREE. Sm-Nd isotope characteristics for sanukitoid from these massifs show positive values of $\epsilon_{Nd} = +0.30 \pm 0.98$ and point to their mantle origin;
- the Porosozero and Kolmozero sanukitoid massifs are similar in their age and isotope-geochemical characteristics to the Neoarchean sanukitoid complexes in Canada (Superior province), Western Karelia and eastern Finland.

References

- Darkshevich O.Ya., Shlaimshstein B.A., Antonyuk E.S.* New data on the Late Archaean shear zone magmatism of the Kola Peninsula // Precambrian Geology of the Kola Peninsula. Apatity: Publ. by KB AS USSR, 1984. P 40-57.
- Dubrovsky M.I.* The paragenetic analysis of granitoid mineral assemblages. L.: Nauka, 1987. 256 p.
- Petrovsky M.N.* Geology and petrology of the Porosozero granitoid intrusion of the Kola Peninsula // Abstr. Cand. Thes. Apatity: Publ. by GI KSC RAS, 2002. 26 p.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Rollinson H.R., Chekulaev V.P. et al.* The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // Lithos. 2005. N 79. P 107-128.
- Shirey S.B., Hanson G.N.* Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites // Nature. 1984. V 310. P 222-224.
- Tatsumi V., Ishizaka K.* Origin of high-magnesian andesites of the Setouchi volcanic belt, southwest Japan. I. Petrographical and chemical characteristics // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. V 60. P 293-304.

Геохимические характеристики

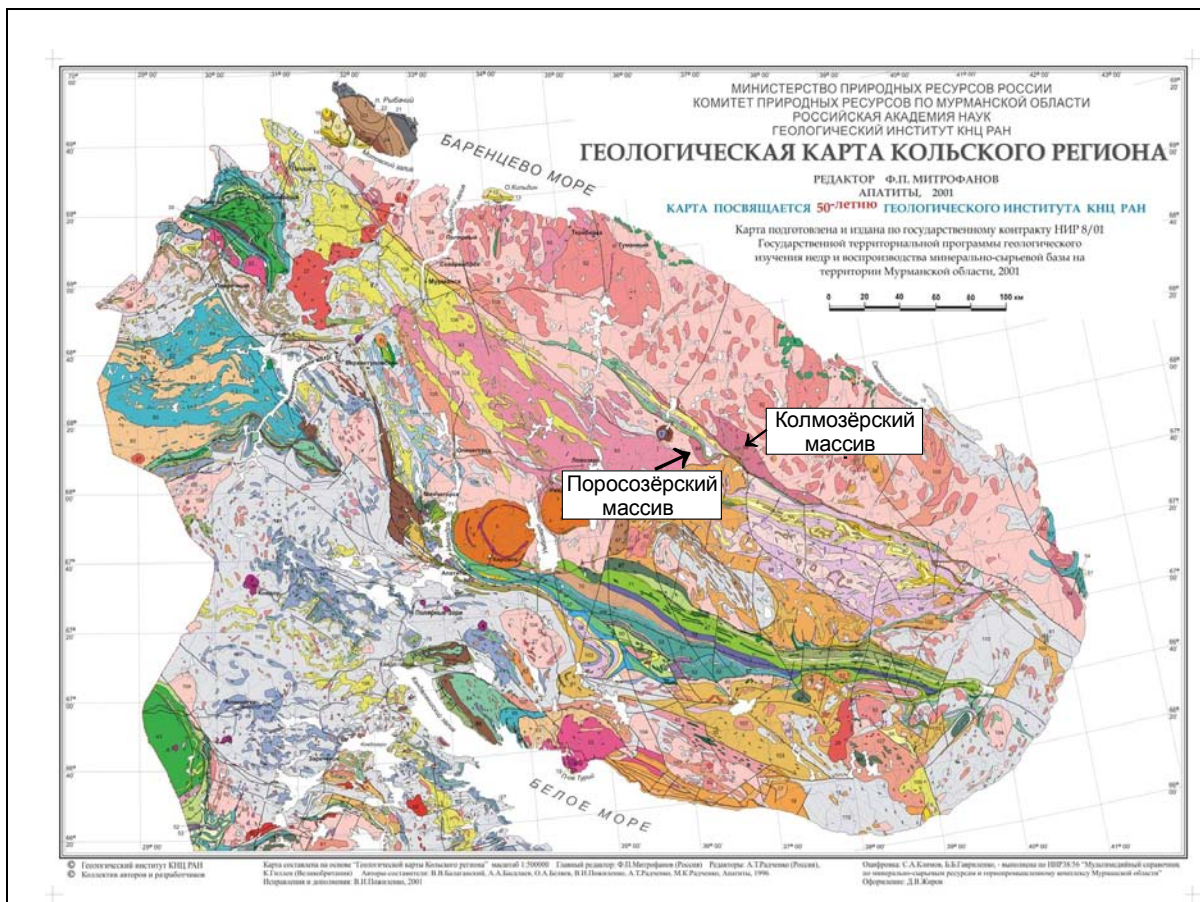
Признаки мантийного происхождения

- Высокая магнезиальность $mg\# > 0.5$
- Высокие концентрации Cr, Ni, Co

Признак корового происхождения

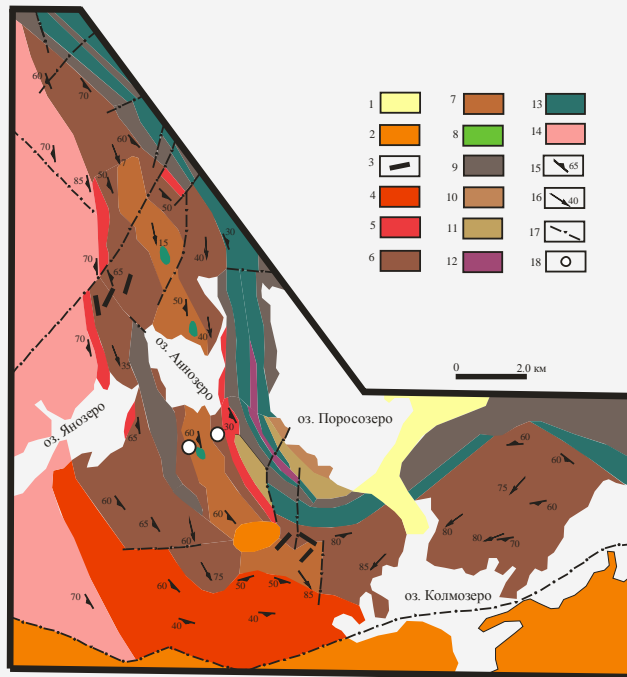
- Обогащённость Rb, Sr, Ba, P, LREE

Слайд 1.



Слайд 2.

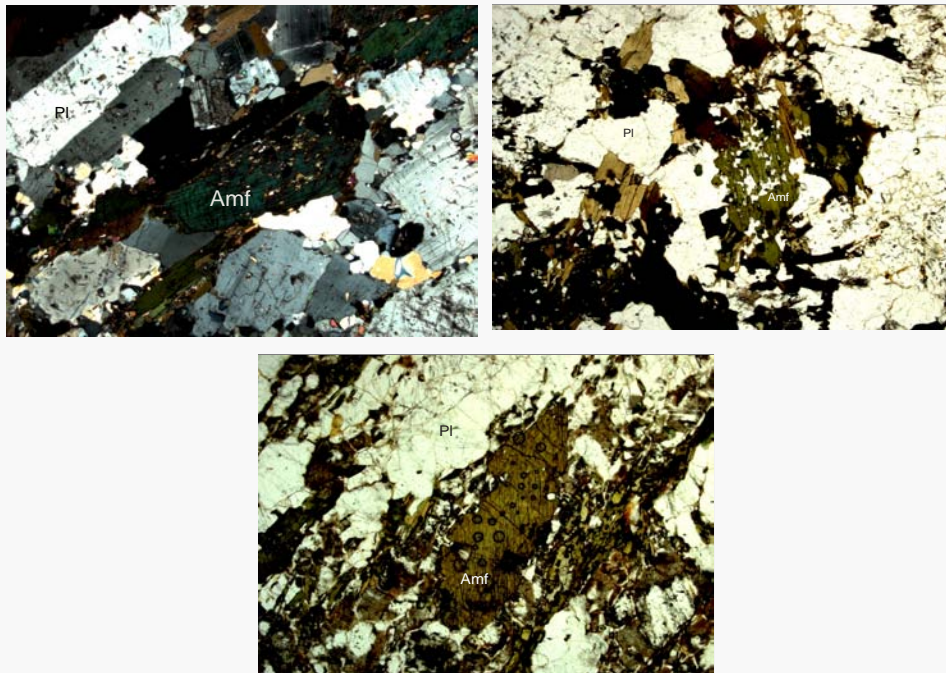
Геологическая схема Поросозёрского массива (сост. М.Н. Петровским с использованием материалов О.Я. Даркшевича и др., 1982)



- 1 - четвертичные отложения;
- 2 - щелочные граниты Западно-Кейвского массива; 3 - дайки лампрофиров;
- 4 - граниты 2-й фазы; 5 - граниты 1-й фазы; 6 - гранодиориты; 7 - кварцевые монцодиориты; 8 - габбро-диориты; 9 - глинозёмистые гнейсы и сланцы; 10 - биотит-мусковитовые сланцы; 11 - ритмично слоистые сланцы; 12 - конгломерато-брекчии «олистромы»; 13 - амфиболиты; 14 - мигматизированные тоналито-гнейсы ЦКБ; 15 - элементы залегания; 16 - минеральная линейность; 17 разрывные нарушения; 18 – места отбора геохронологических проб.

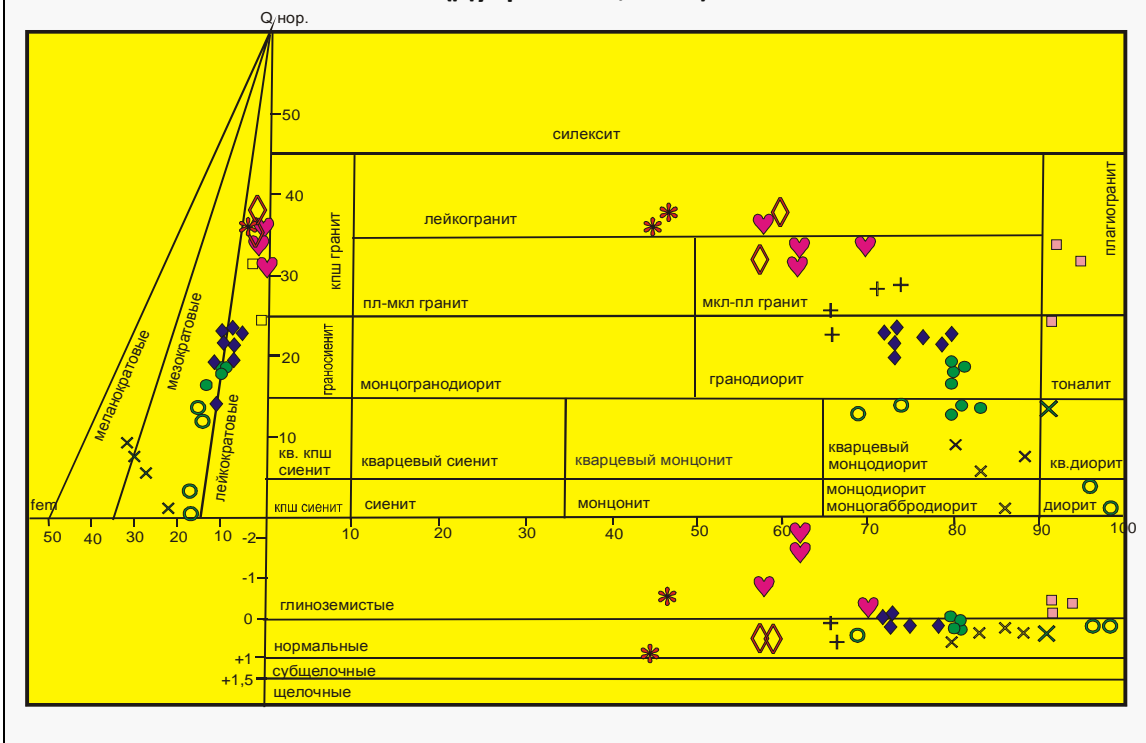
Слайд 3.

Структуры монцодиорита, диорита и лампрофира в Поросозёрском массиве



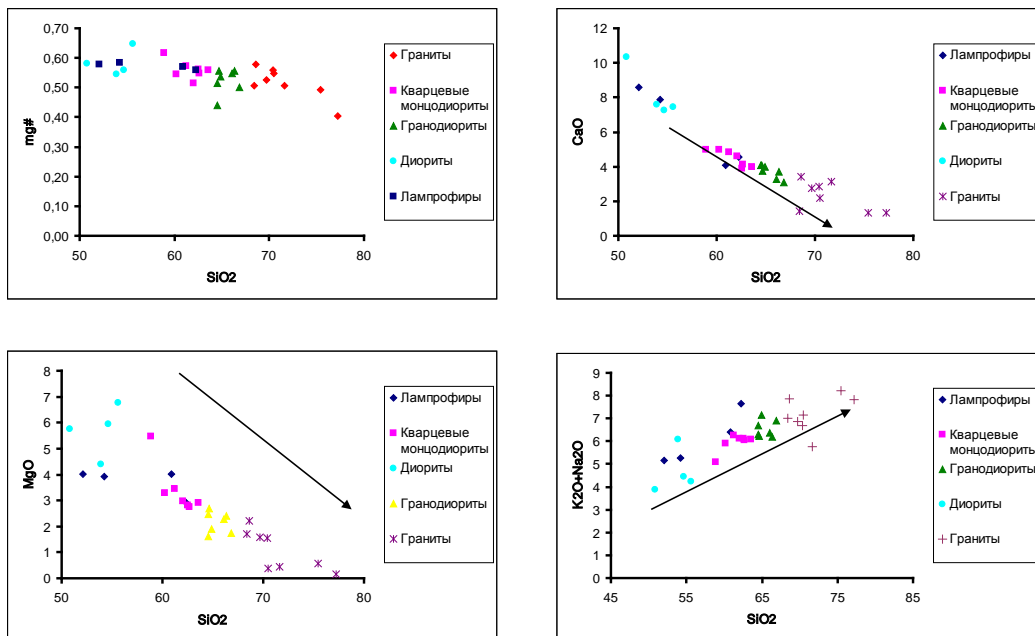
Слайд 4.

Положение фигуративных точек пород Поросозёрского массива на классификационной диаграмме для кварцнормативных пород (Дубровский, 2002)



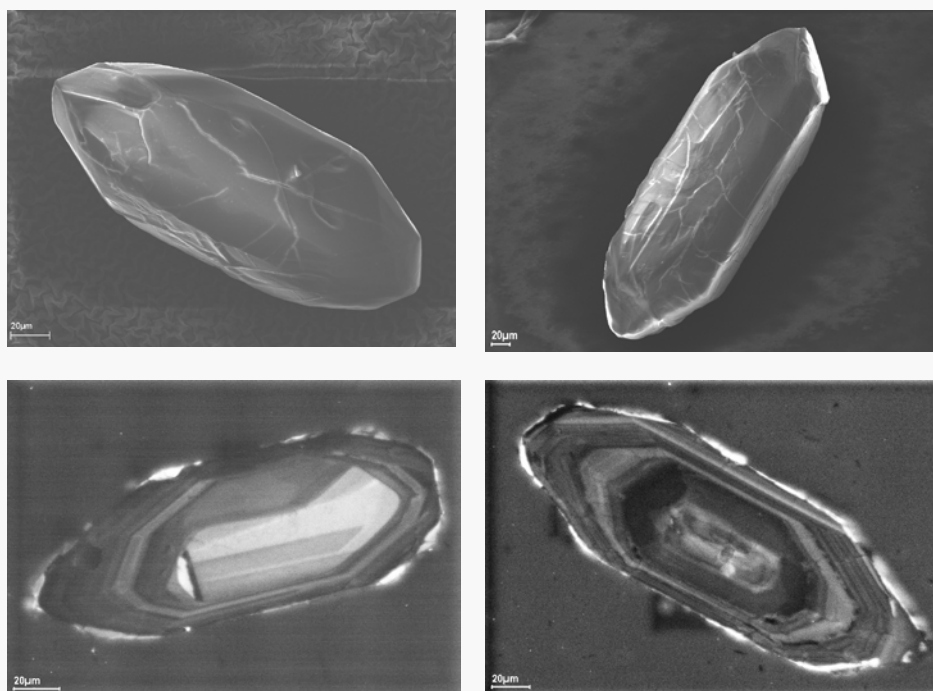
Слайд 5.

Диаграммы парных вариаций SiO₂-петрогенные оксиды (мас. %) для санукитоидов Поросозёрского массива



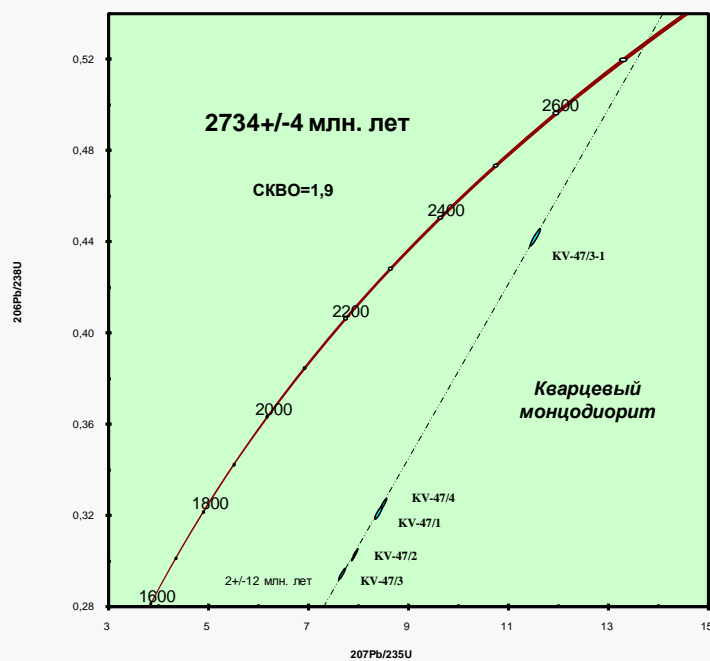
Слайд 6.

Морфологические типы циркона из гранодиоритов и кварцевых монцодиоритов



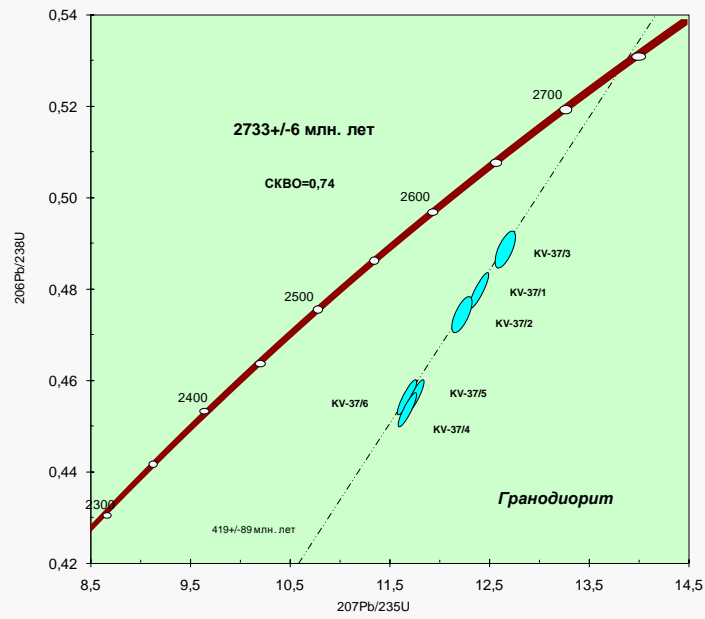
Слайд 7.

Диаграмма с конкордией для кварцевого монцодиорита Поросозёрского массива



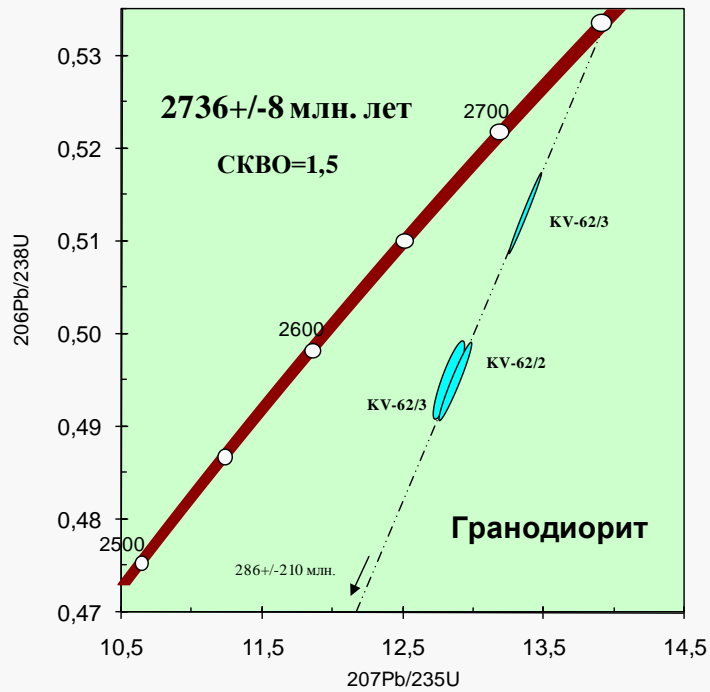
Слайд 8.

Диаграмма с конкордией для гранодиоритов Поросозёрского массива



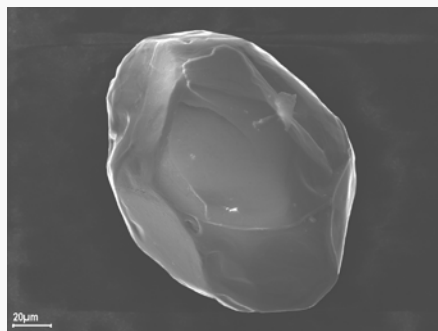
Слайд 9.

Диаграмма с конкордией для гранодиоритов Колмозёрского массива

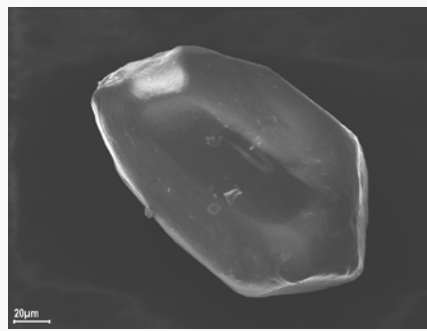


Слайд 10.

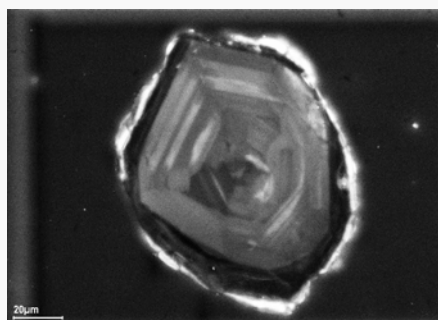
**Морфологические типы магматического циркона из лампрофиров
Поросозёрского массива**



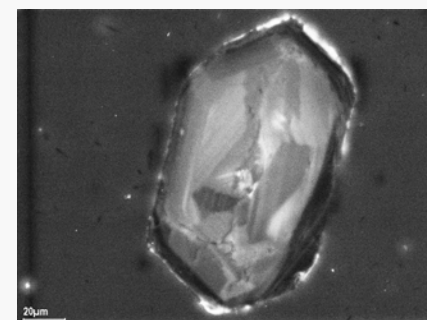
Pb: 100-145 ppm



U: 170-225 ppm

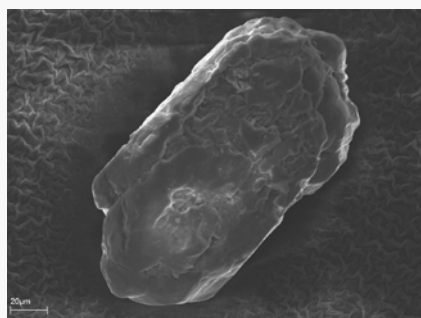


Th/U*=0.61-0.65

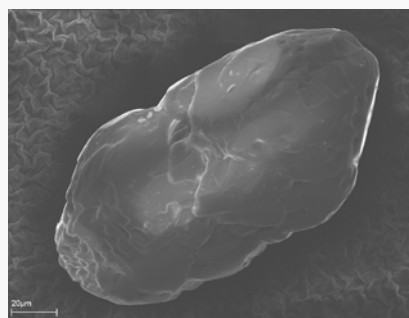


Слайд 11.

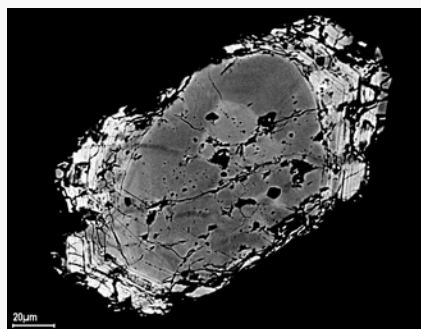
**Морфологические типы метасоматического циркона из лампрофиров
Поросозёрского массива**



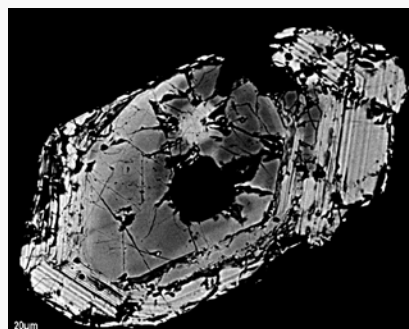
Pb: 115-200 ppm



U: 220-360 ppm

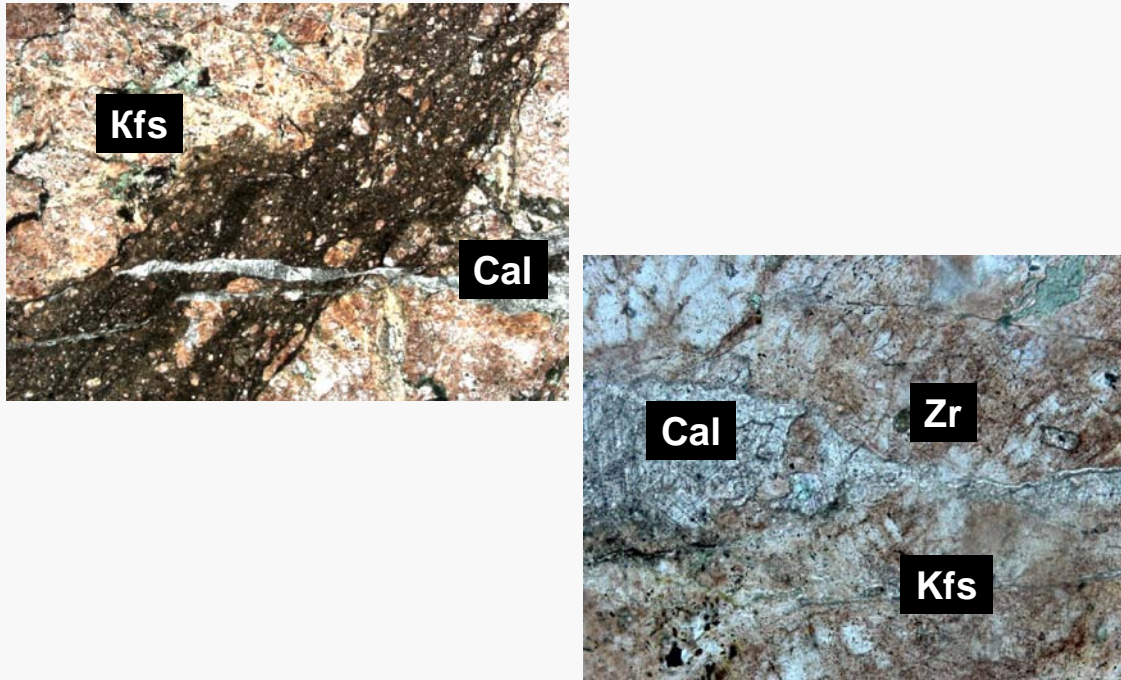


Th/U*=0.39-0.40



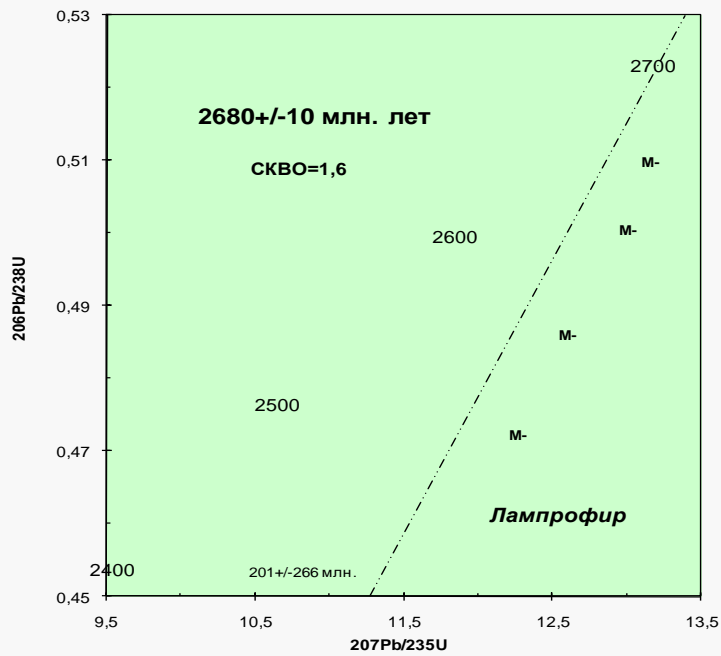
Слайд 12.

Структуры брекчирования в лампрофировой дайке



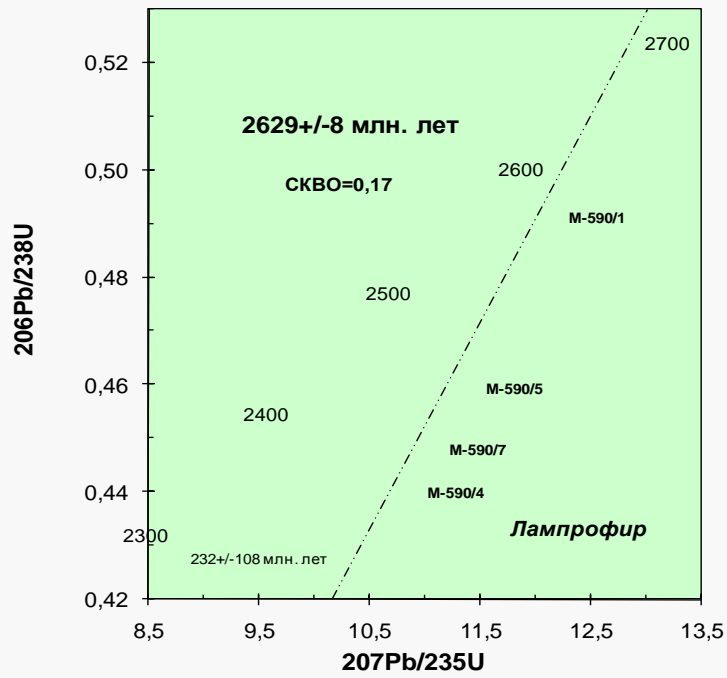
Слайд 13.

Диаграмма с конкордией для лампрофиров Поросозёрского массива



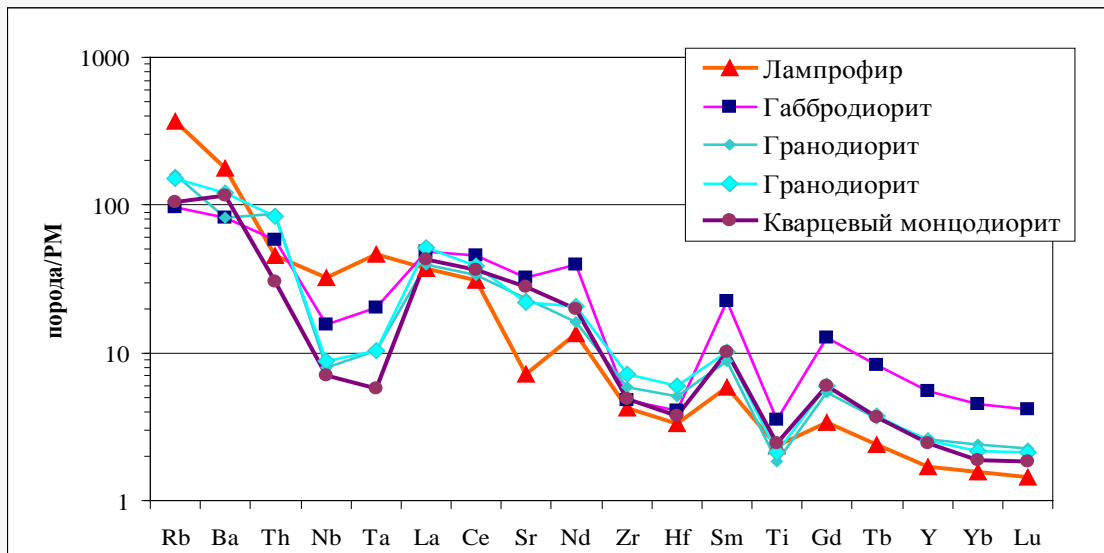
Слайд 14.

Диаграмма с конкордией для лампрофиров Поросозёрского массива



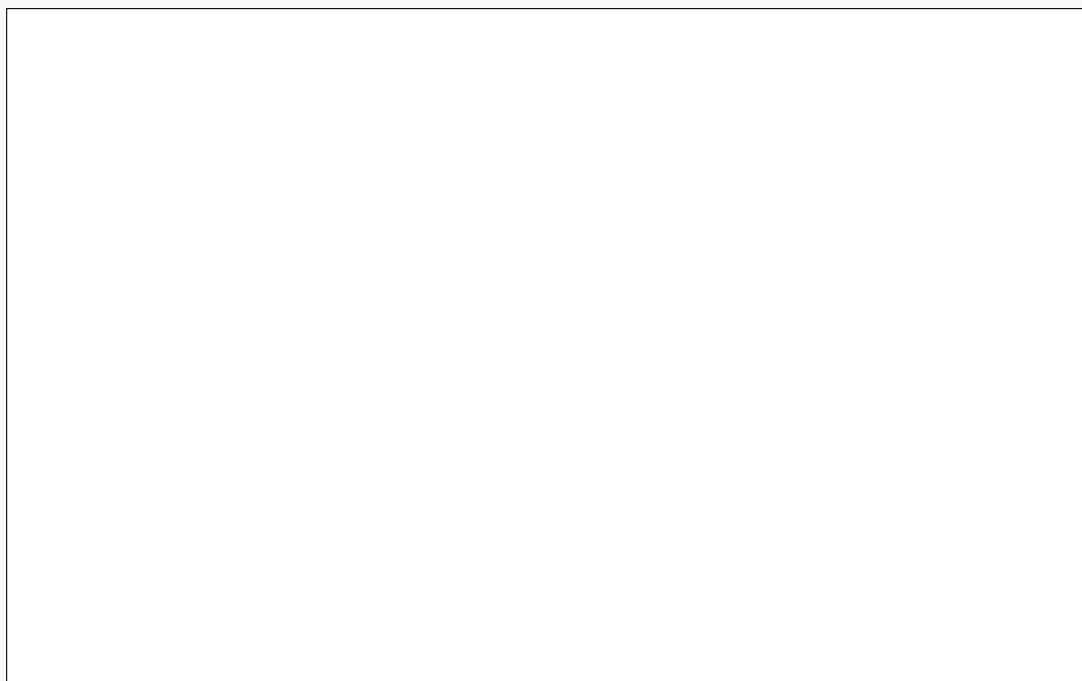
Слайд 15.

Спайдер-диаграмма пород Поросозёрского и Колмозёрского массивов



Слайд 16.

Распределение хондритнормализованных REE в санукитоидах зеленокаменных поясов Карелии, Канады и Кольского п-ова



Слайд 17.

Sm-Nd изотопные данные для санукитоидов Поросозёрского и Колмозёрского массивов

■ Sm (ppm)	Nd (ppm)	ϵ_{Nd}	T(DM)
<i>гранодиориты, кварцевые монцодиориты</i>			
■ 4.195	22.794	+0.56	2996
■ 4.972	29.662	+0.30	2990
■ 5.101	28.964	+0.45	2993
<i>диориты</i>			
■ 3.234	17.250	+0.98	3180
■ 6.097	32.352	+0.81	3177
<i>лампрофиры</i>			
■ 3.320	18.263	-0.27	3007

Слайд 18.

ГЕОЛОГО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ (U-Pb, Sm-Nd) ОБОСНОВАНИЕ ЭТАПОВ ФОРМИРОВАНИЯ ФЁДОРОВО-ПАНСКОГО ИНТРУЗИВА

Е.А. Ниткина, Ф.П. Митрофанов

Геологический институт Кольского научного центра РАН

Фёдорово-Панский платинометальный базит-гипербазитовый интрузив изучен двумя изотопными методами: U-Pb – по цирконам и бадделеитам, Sm-Nd – по пороодообразующим минералам. Он является одним из раннепротерозойских расслоенных интрузивов Кольского (Северного) пояса, залегающих на между нижнепротерозойскими вулканогенно-осадочными породами зоны Имандра-Варзуга и архейскими гнейсами фундамента. Интрузив состоит из Фёдоровского, Ластьяврского, Западно-Панского и Восточно-Панского блоков (с запада на восток). Наиболее высокие концентрации благородных металлов установлены в Фёдоровском и Западно-Панском блоках (слайды 1, 2). Цель исследований: 1) определить этапы формирования ассоциаций (серий) пород Фёдорово-Панского интрузива, 2) установить возраст рудных фаз (месторождений и рудопроявлений).

Обобщённый геологический разрез Западно-Панского блока, изученный по признаку присутствия тех или иных минералов в качестве кумулюсных фаз, представлен следующими зонами и сериями пород (снизу вверх, Корчагин и др., 2009): нижняя краевая зона (НКЗ); норитовая зона (НЗ); габброноритовая зона (ГНЗ); верхняя подзона ГНЗ; нижний расслоенный горизонт (НРГ); верхний расслоенный горизонт (ВРГ). В составе Фёдоровского блока, представляющего собой самостоятельную магматическую камеру (Schissel et al., 2002; Корчагин и др., 2009), где установлено Фёдоровское месторождение, наблюдается стратификация (снизу вверх): краевая зона; такситовая зона (ТЗ) оруденелых сульфидных габброноритов с большим количеством ксенолитов пород ранней фазы – ортопироксенитов и норитов, сцементированных породами второй фазы – габброноритами, для которых характерно промышленное сульфидное рассеянное оруденение (нестратиформный базальный тип минерализации); НЗ; ГНЗ и Габбровая зона (ГЗ) (3).

Изотопное U-Pb и Sm-Nd датирование Фёдоровского блока выполнено для пород ТЗ и ГЗ, стратиформного и нестратиформного рудных тел (4-12). Для Западно-Панского блока датирование выполнено для пород НЗ и ГЗ, НРГ и ВРГ (13-27). Данные подтверждают геолого-петрологические выводы о длительности и многофазности формирования Фёдорово-Панского интрузива (28-30). Установлены этапы формирования массива: 2526-2516 млн лет (Ниткина, 2006) – пироксениты и габбро Фёдоровской магматической камеры; 2515-2518-2507 млн лет (Ниткина и др., 2007; Грошев и др., 2009) – платиноносные габбро рифового рудного тела Фёдоровского месторождения; 2505-2498-2496-2485 млн лет (Баянова, 2004; Ниткина, 2006) – габбронориты и габбро главной фазы магматической камеры Западно-Панского блока, рассеянное платинометальное оруденение и относительно богатое Cu-Ni сульфидное оруденение в базальных частях месторождения Малая Пана и Фёдоровского месторождения; 2470 млн лет (Баянова, 2004) – пегматоидные габбро-анортозиты и связанные с их флюидами богатые платинометальные руды НРГ месторождения Малая Пана; 2447 млн лет (Баянова, 2004) – анортозитовые инъекции и локальные линзовидные скопления богатых Pt-Pd проявлений ВРГ.

Проведено сравнение многочисленных данных, полученных двумя изотопными методами (U-Pb и Sm-Nd) для однотипных рудоносных и безрудных породных ассоциаций для платинометальных месторождений. Особое значение имеет то, что изохронные Sm-Nd возрастные и геолого-петрологические характеристики получены по породам и слагающим их пороодообразующим минералам. В слабометаморфизованных базитах изохроны, построенные по магматическим пороодообразующим минералам (Sm-Nd метод), а также по магматическим акцессорным цирконам и бадделеитам (U-Pb метод), в пределах ошибок согласуются. И более простой Sm-Nd метод, кроме петрологических выводов, может использоваться для ориентировочного определения возраста кристаллизации пород. Кроме того, впервые выполнена попытка датирования рудного процесса путём изотопного Sm-Nd анализа сульфидных минералов (Серов, Екимова, 2009). Все полученные изотопные возрастные измерения (более 40) определяют временной интервал формирования рудоносного Фёдорово-Панского массива в 80-50 млн лет и многофазность его строения. Эти важнейшие характеристики являются новыми в понимании плюмовых ультрабазит-базитовых магматических процессов начала раннего протерозоя Канадского и Балтийского щитов.

В современной геологической литературе бытует мнение, что плюмовый магматизм – короткий (первые млн лет) геологический процесс. Оно базируется на единичных определениях возраста разными изотопными методами крупных магматических комплексов (Бушвельд, Стиллуотер, Пенникат, траппов Сибири и др.), что противоречит известным геолого-петрологическим данным о многофазном процессе формирования этих тел нередко разными геохимическими типами мантийных магм. Исследования

авторов подтверждают неправомерность такого подхода и необходимость многоразового изотопного датирования разных породных и рудных серий сложных геологических объектов.

Литература

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.

Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. Двухфазный механизм формирования платинометального базитового Фёдорово-Тундровского массива, Кольский п-ов // Докл. АН. 2009. Т. 427. № 5. С. 669-673.

Митрофанов Ф.П. Геодинамика и металлогения Кольского региона // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Матер. 14 межд. конф. Петрозаводск, 27-31 окт., 2008 г. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2008. С. 53-57.

Ниткина Е.А. Изотопное U-Pb датирование циркона из пород платиноносного расслоенного Фёдорово-Панского интрузива (Кольский п-ов) // Докл. АН. 2006. Т. 408. № 1. С. 87-91.

Ниткина Е.А., Баянова Т.Б., Апанасевич Е.А., Жавков В.А. Сравнение изотопных U-Pb данных для рудовмещающих пород стратиформного и нестратиформного типа Фёдоровского месторождения (Кольский п-ов) // Тр. Всерос. (с межд. уч.) науч. конф., посв. 90-летию со дня рожд. акад. А.В. Сидоренко и д.г.-м.н. И.В. Белькова. Апатиты, 4-6 июня 2007 г. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2007. С. 242-244.

Серов П.А. Возрастные рубежи формирования платинометального оруденения Фёдорово-Панского расслоенного интрузива по Sm-Nd и Rb-Sr изотопным характеристикам // Автореф. дисс. уч. ст. к.г.-м.н. Воронеж: ВГУ, 2008. 23 с.

Серов П.А., Екимова Н.А. Возможности Sm-Nd датирования рудных процессов с использованием сульфидов // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 3. С. 456-460.

Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U. Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Fedorov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia // Economic Geology. 2002. V 97. P 657-1677.

GEOLOGICAL AND GEOCHRONOLOGICAL (U-Pb, Sm-Nd) SUBSTANTIATION OF FORMATION STAGES OF THE FEDOROVO-PANSKY INTRUSION

E.A. Nitkina, F.P. Mitrofanov,

Geological Institute of Kola Science Centre RAS

The Fedorovo-Pansky PGE-bearing mafic layered complex (intrusion) has been studied by the two separate isotope methods of U-Pb analysis on zircons and baddeleyites and Sm-Nd one on rock-forming minerals. The Fedorovo-Pansky complex is one of the Early Proterozoic mafic-ultramafic layered intrusions of the Kola (Northern) Belt that occurs at the boundary between the Lower Proterozoic volcano-sedimentary rocks of the Imandra-Varzuga zone and the gneisses of the Archaean basement. The intrusion includes the Fedorov, the Last'yavr, the West-Pana, and the East-Pana Blocks (from west to east). The maximum concentration of precious metals is established for the Fedorov and the West-Pana Blocks (**Slides 1, 2**). The investigation is aimed at 1) revealing formation stages for the rock assemblages (series) of the Fedorovo-Pansky intrusion and 2) defining the age of different ore phases (deposits and prospects).

The general geological cross-section of the West-Pana intrusion in terms of cumulus phase present can be represented from bottom up as follows (Korchagin et al., 2009): the Lower Marginal Zone (LMZ); Norite Zone (NZ); Gabbronorite Zone (GNZ); Upper Subzone of GNZ; Lower Layered Horizon (LLZ); and Upper Layered Horizon (ULH). The Fedorov Block, which is considered to have formed as an individual magma chamber (Schissel et al., 2002; Korchagin et al., 2009), contains the Fedorov deposit. It includes from bottom up the Marginal Zone, Taxitic Zone (TZ) of gabbronorites with sulphide mineralization and abundant xenoliths of the older orthopyroxenite and norite cemented (earlier phase) by the younger gabbronorite (later phase) with economic disseminated sulphide mineralization (non-stratiform basal type); NZ; GNZ and Gabbro Zone (GZ) (**3**).

The isotope U-Pb and Sm-Nd dating of the Fedorov Block was carried out on the rocks of the TZ and GZ, stratiform and non-stratiform ore bodied (**4-12**). The isotope U-Pb and Sm-Nd dating of the West-Pana Block was performed on the rocks of the NZ and GZ, and the LLH and ULH (**13-27**). The data confirm geological and petrological implications for the duration and polyphase formational history of the Fedorovo-Pansky intrusion (**28-30**). The stages to follow have been established for the generation of the intrusion: 2526-2516 Ma (Nitkina,

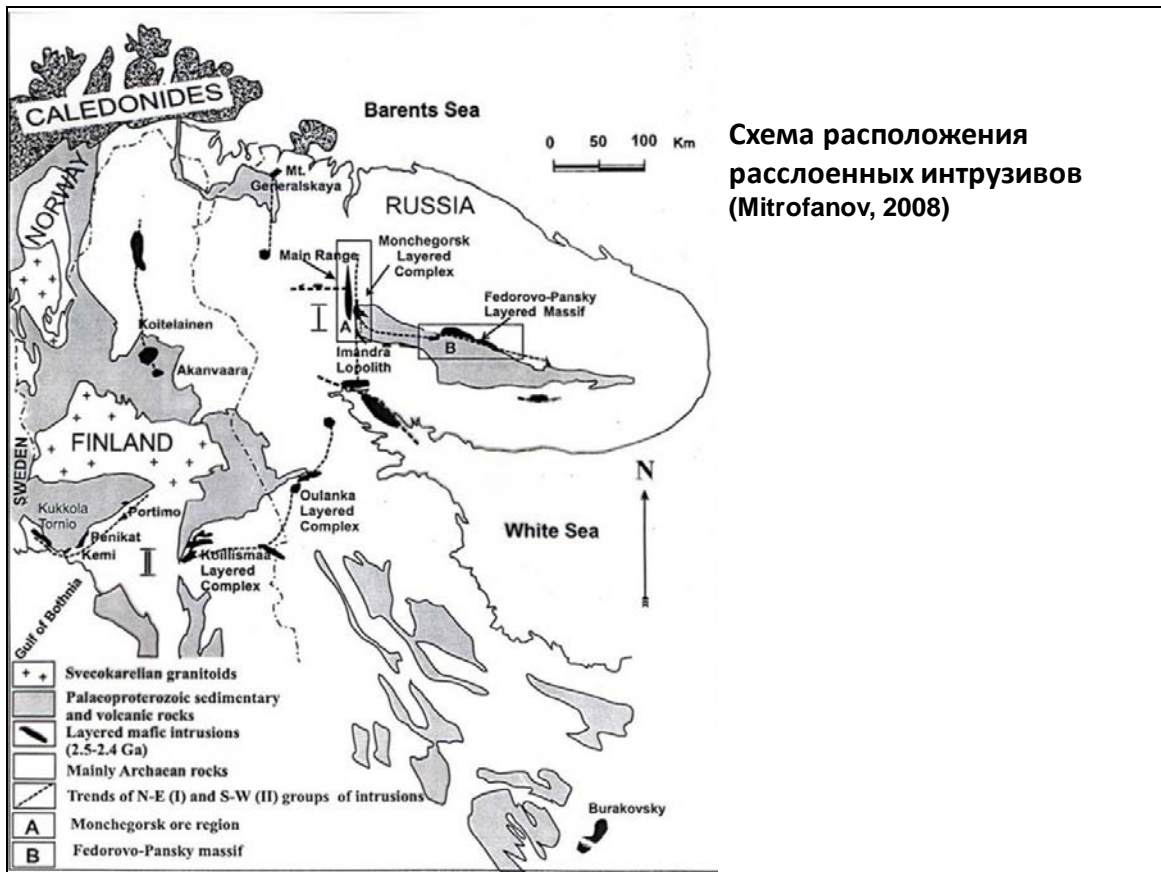
2006) – pyroxenite and gabbro of the Fedorov magma chamber; 2515-2518-2507 Ma (Nitkina et al., 2007; Groshev et al., 2009) – PGE-bearing gabbro of the Reef (Fedorov deposit); 2505- 2498- 2496-2485 Ma (Bayanova, 2004; Nitkina, 2006) – gabbronorite and gabbro of the West-Pana magma chamber, and disseminated Pt mineralization and rich Cu-Ni sulphide ore in the basal part of the Malaya Pana and Fedorov deposit; 2470 Ma (Bayanova, 2004) – pegmatoid gabbro-anorthosite and probably fluid-related rich Pt ore of the LLH of the Malaya Pana deposit; 2447 Ma (Bayanova, 2004) – anorthositic injections and probably local lens-like accumulations of rich Pt-Pd prospects of the ULH.

The correlation of a huge body of data have been obtained by different isotope systematics (isotope U-Pb and Sm-Nd methods) for the ore-bearing and barren rock assemblages of the PGE deposits. Significantly, Sm-Nd age isochrons and geological and petrological features have been received both for WR and associated rock-forming minerals. It is shown that the isochrons plotted for the slightly metamorphosed mafic rocks on igneous rock-forming minerals (Sm-Nd method) and igneous accessory zircons and baddeleyites (U-Pb method) are consistent within error, and that the easier Sm-Nd method, except for petrological implications, can be used to roughly define the age of the rock crystallization. Besides, Serov, Yekimova (2009) first attempted at dating the ore-forming process with isotope Sm-Nd method on sulphide minerals. All isotope age measurements (over 40 in total) suggest a vast time interval for the formation of the ore-bearing Fedorov-Pansky intrusion (80-50 Ma) and polyphase style of its structure. These important findings provide a key to interpreting plume-related mafic-ultramafic igneous processes typical of the beginning of the Early Proterozoic activity on the Canadian and Baltic Shields.

It is common with the modern geological publications to state that the plume-related magmatism is a short-term (a few Ma) geological process. The statement is based on single age determinations obtained by different isotope methods available for the large igneous complexes (Bushveld, Stillwater, Penikat, Siberian traps, etc.) that contradict with the published geological and petrological data on the polyphase generation of these bodies often from geochemically different types of mantle magma. The investigation corroborates the inefficiency of this approach. It is necessary to carry out numerous isotope measurements of different rock and ore series in such complicated geological complexes.

References

- Bayanova T.B.* The age of reference geological complexes of the Kola Peninsula and duration of magmatic events. St.P.: Nauka, 2004. 174 p.
- Groshev N.Yu., Nitkina, E.A., Mitrofanov, F.P.* Two-phase formational mechanism for the Fedorova Tundra PGE-bearing mafic intrusion, Kola Peninsula // Doklady of the Academy of Sciences. 2009. V 427. N 5. P 669-673.
- Mitrofanov F.P.* Geodynamics and metallogeny of the Kola region // The relationship between the subsurface and deep-seated structures of the Earth crust. Proc. XIV Int. Conf. Petrozavodsk, Oct. 27-31, 2008. Petrozavodsk: Publ. by Karelian Science Centre RAS, 2008. P 53-57.
- Nitkina E.A.* U-Pb isotope zircon dating for the rocks of the Fedorova Tundra Pt-bearing layered intrusion (Kola Peninsula) // Doklady of the Academy of Sciences. 2006. V 408. N 1. P 87-91.
- Nitkina E.A., Bayanova T.B., Apanasevich E.A., Zhavkov V.A.* The comparison of the U-Pb isotope data for the Fedorovo stratiform and non-stratiform type ore deposit (Kola Peninsula) // Proc. All-Russian (with int. part.) Sci. Conf. dedicated to the 90th anniversary of Acad. A.V. Sidorenko and Dr. I.V. Bel'kov. Apatity, June 4-6, 2007. Apatity: Publ. by KSC RAS, 2007. P 242-244.
- Serov P.A.* Age limits for the formation of the Fedorovo-Pansky PGE-bearing layered intrusion on the basis of Sm-Nd and Rb-Sr isotope characteristics // Abstr. Cand. Thes. Voronezh: VSU, 2008. 23 p.
- Serov P.A., Ekimova N.A.* Potential of the Sm-Nd dating of ore processes using sulphides // Bulletin of MSTU, 2009. V 12. N 3. P 456-460.
- Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U.* Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Fedorov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia // Economic Geology. 2002. V 97. P 657-1677.

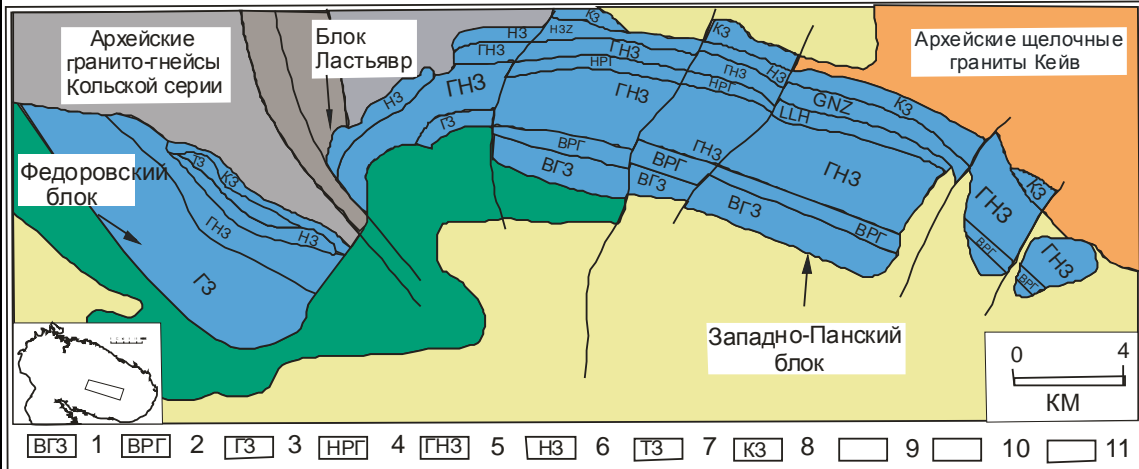


Слайд 1.



Слайд 2.

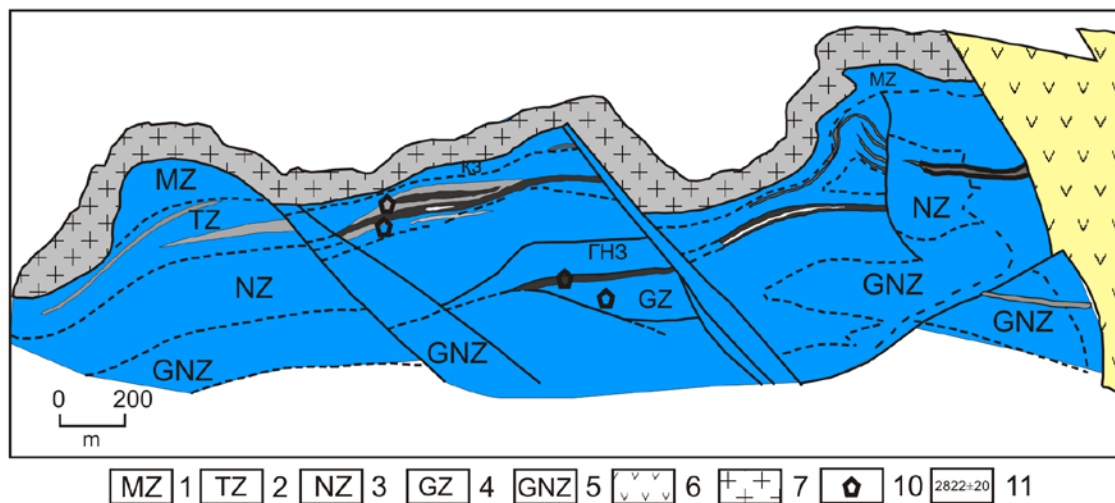
Геологическая схема Фёдорово-Панского массива (Schissel et al., 2002)



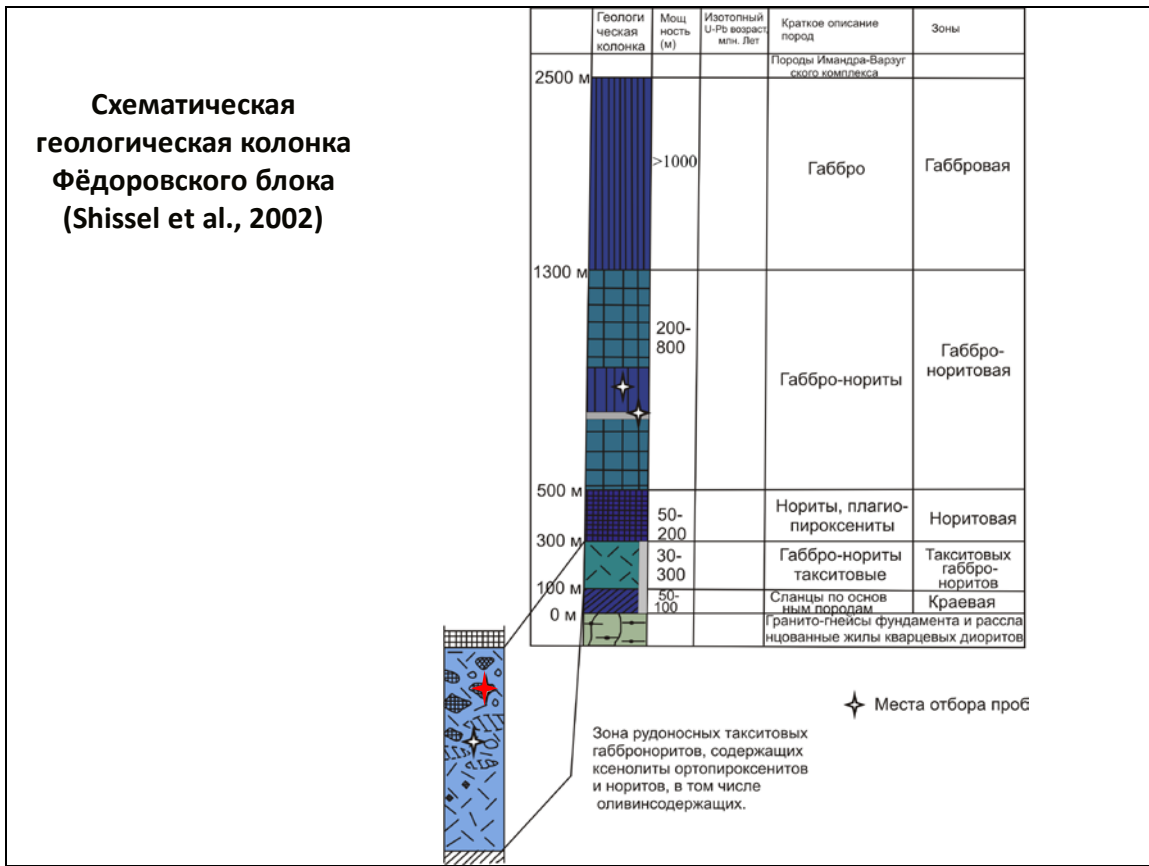
1. Верхняя габброноритовая зона.
2. Верхний расслоенный горизонт.
3. Зона габбро.
4. Нижний расслоенный горизонт.
5. Главная габброноритовая зона.
6. Зона норитов.
7. Такситовая габброноритовая зона.
8. Краевая зона.
9. Ледниковые отложения.
10. Вулканические породы структуры Имандра-Варзуга.
11. Архейские граниты/гнейсы.

Слайд 3.

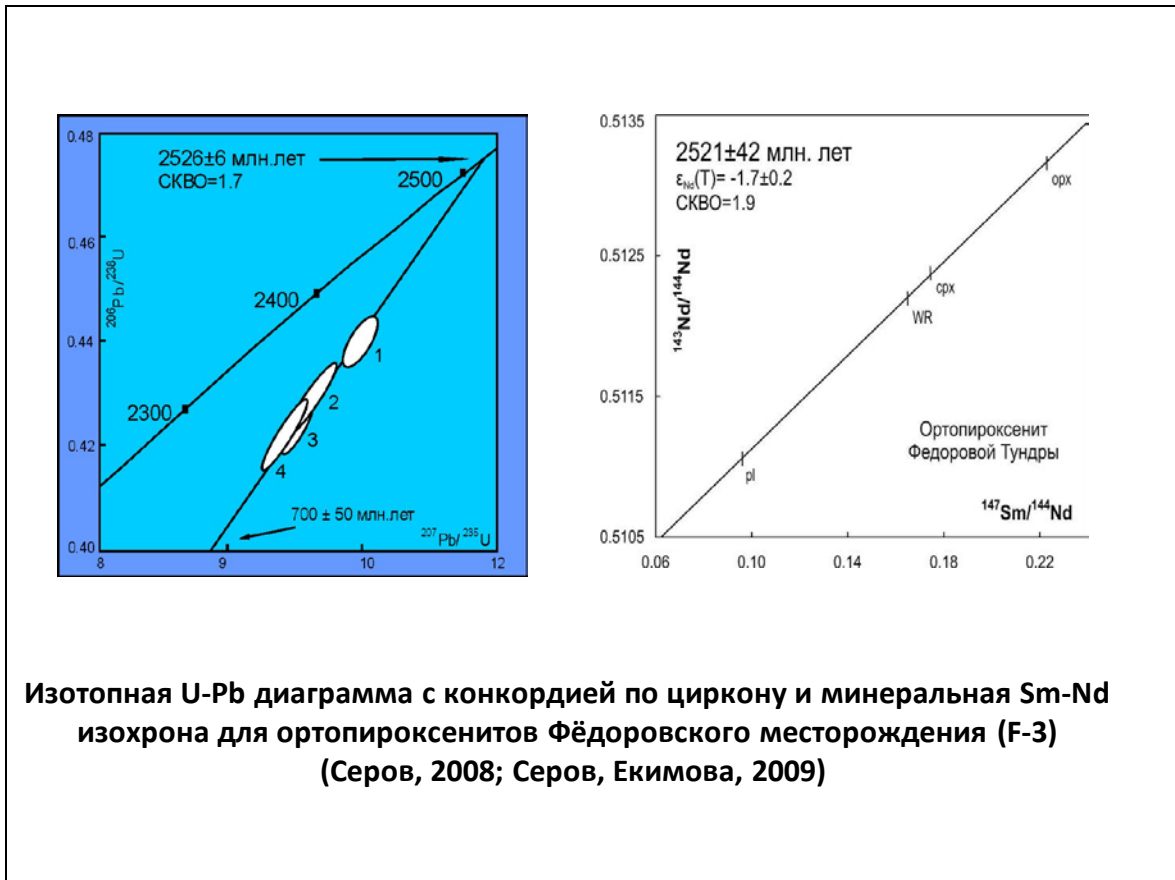
Геологическая схема Фёдоровского блока (Schissel et al., 2002)



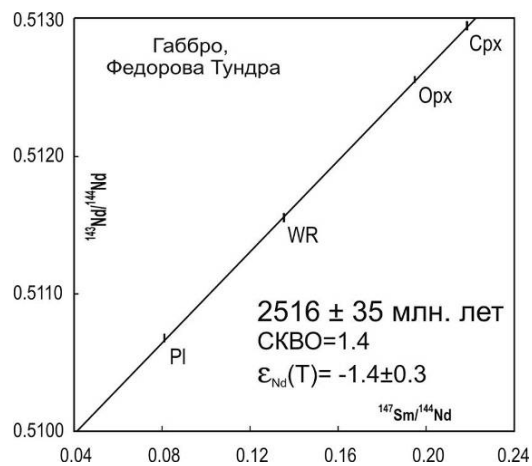
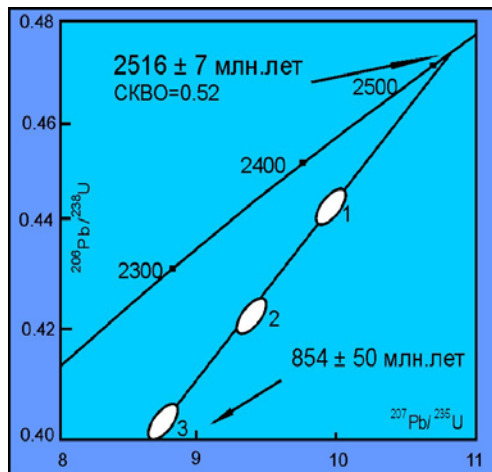
Слайд 4.



Слайд 5.

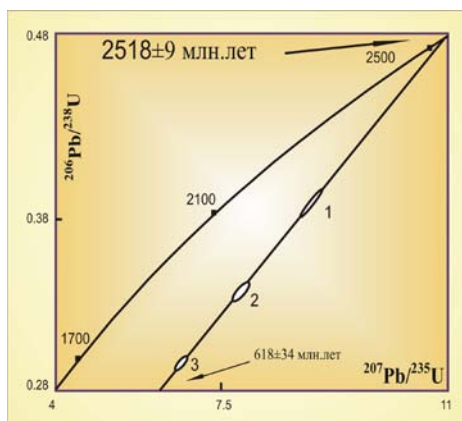


Слайд 6.

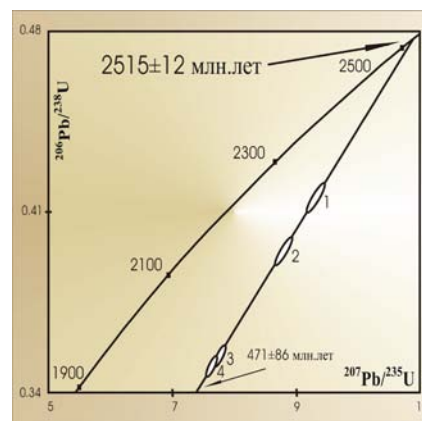


**Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией по циркону и минеральная Sm-Nd изохрона для габбро Фёдоровского месторождения (F-4).
(Серов, 2008; Серов, Екимова, 2009)**

Слайд 7.

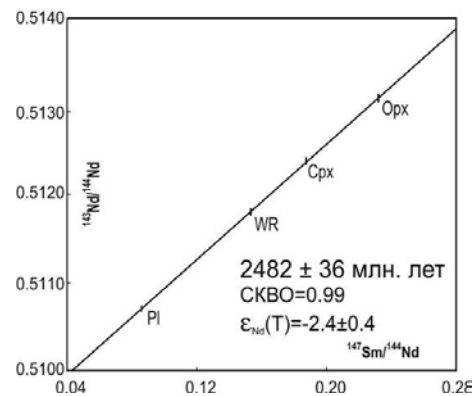
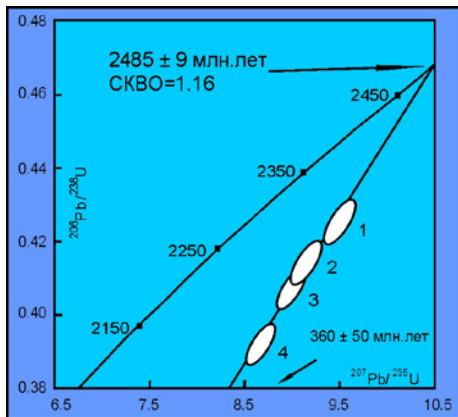


Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из рудного габбро (F10-B) Фёдоровского месторождения.



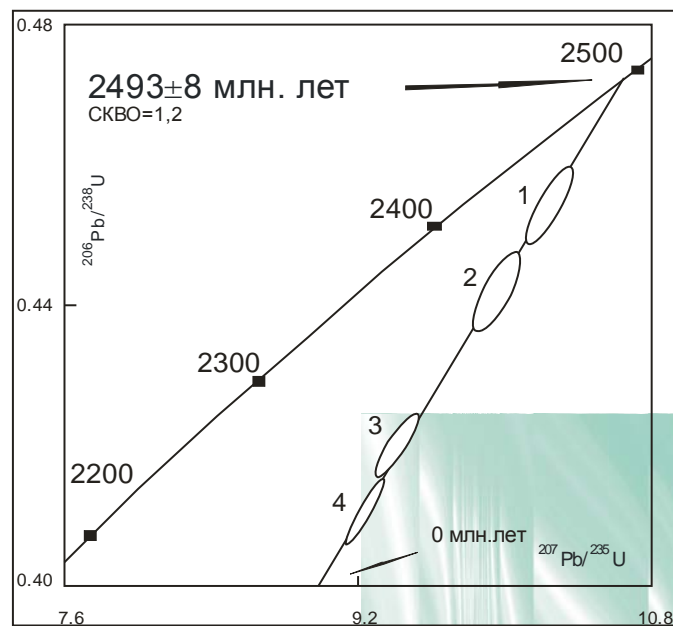
Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из рудного габбро с оливином (F10-D) Фёдоровского месторождения.

Слайд 9.



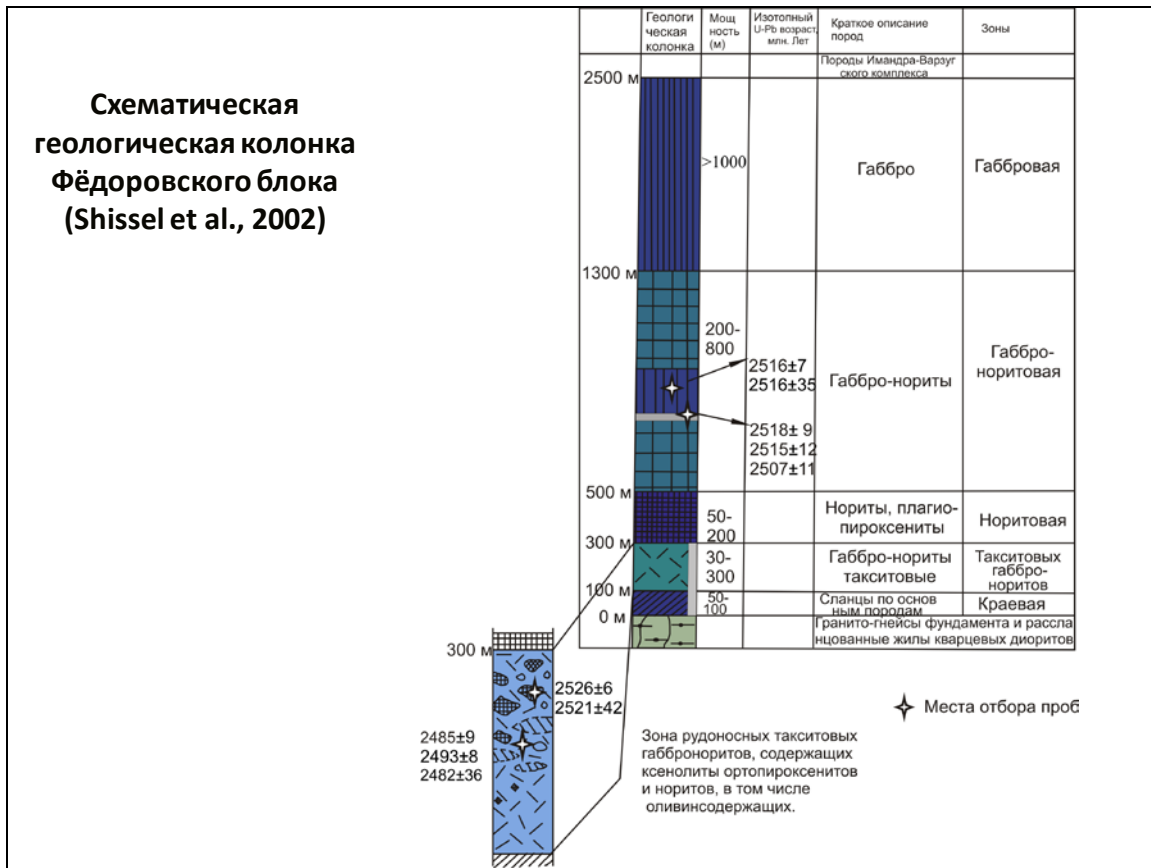
Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией по циркону и минеральная Sm-Nd изохрона для рудных габроноритов Фёдоровского месторождения (F-2) (Серов, 2008; Серов, Екимова, 2009)

Слайд 10.

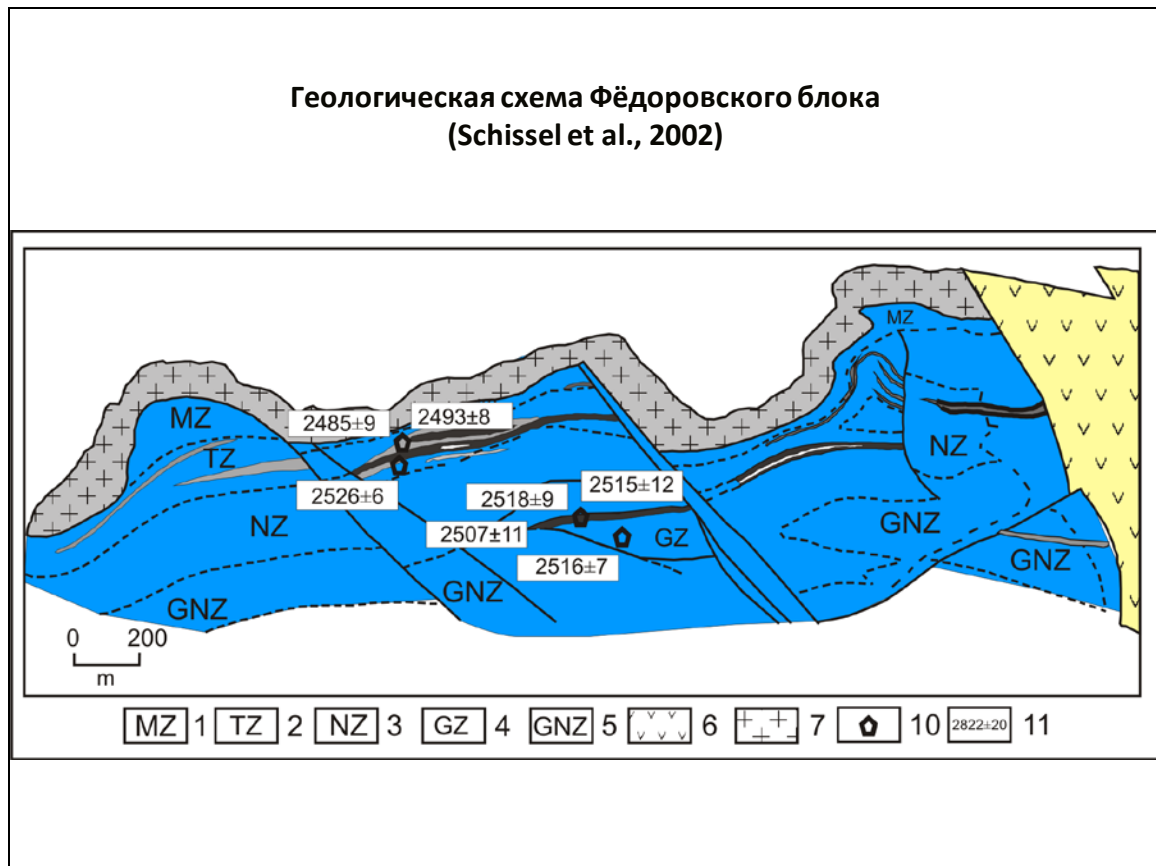


Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона оруденелого такситового меланократового габронорита (48-2G) Колл. Н.Ю. Грошева

Слайд 11.

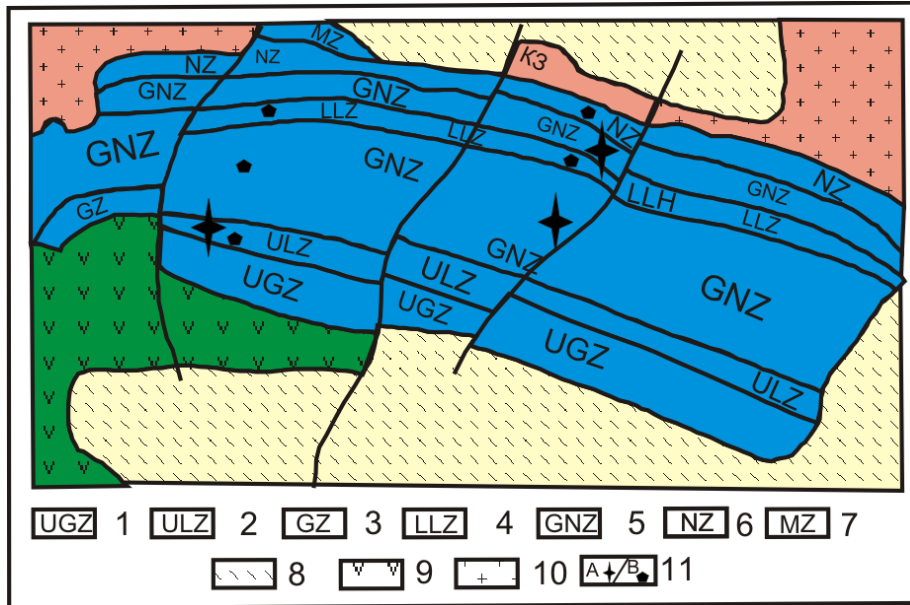


Слайд 12.



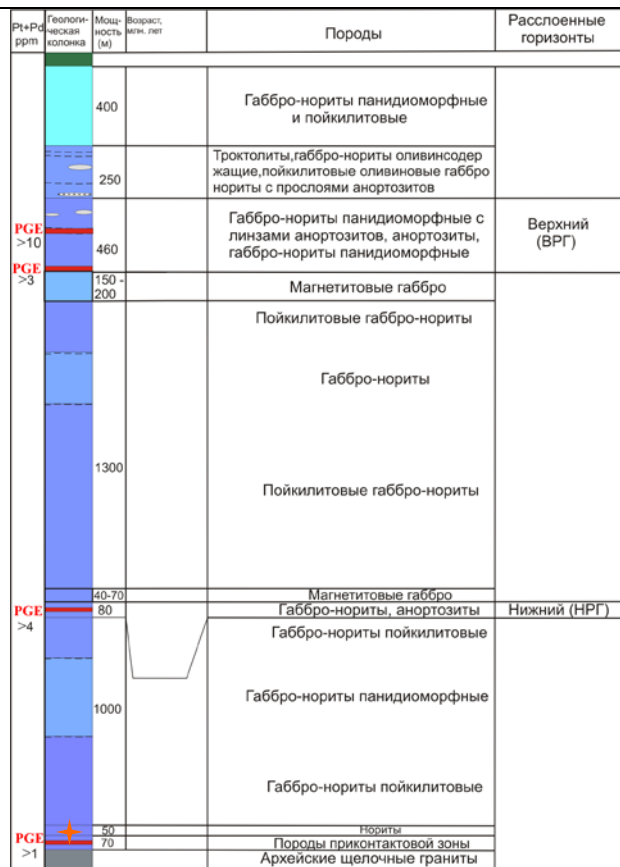
Слайд 13.

**Геологическая схема Западно-Панского блока
(Schissel et al., 2002)**

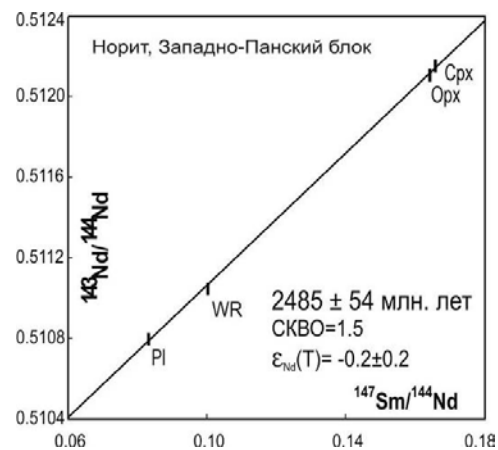
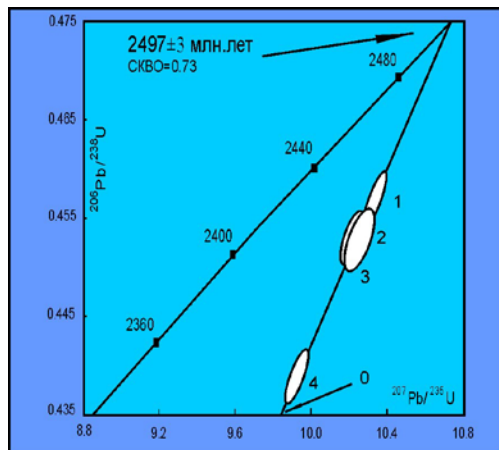


Слайд 14.

**Схематическая геологическая колонка Западно-Панского блока
(Shissel et al., 2002)**

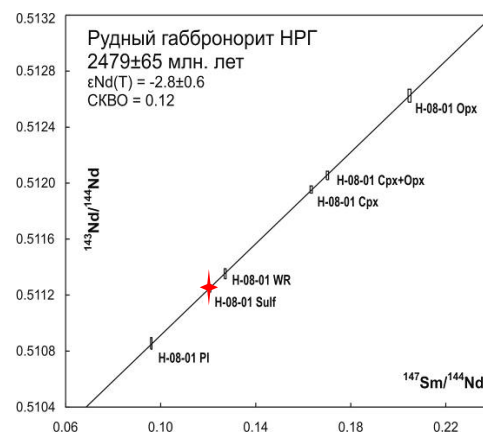
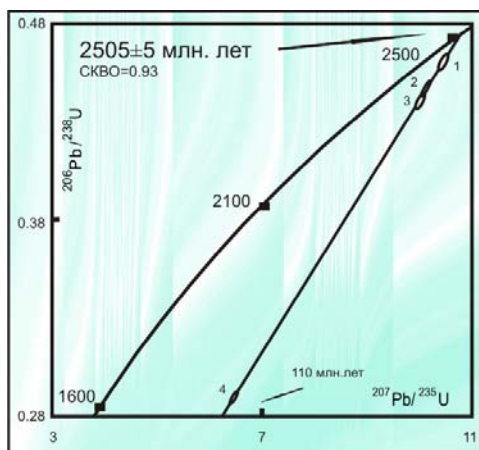


Слайд 15.



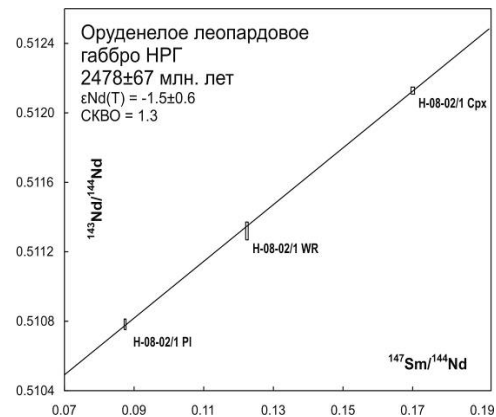
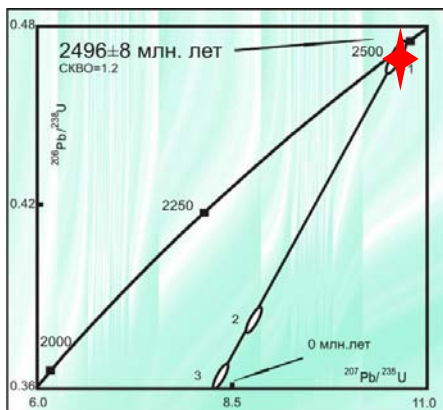
Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией по циркону и минеральная Sm-Nd изохрона для рудоносных норитов месторождения Малая Пана (SN-6) (Серов, 2008)

Слайд 16.



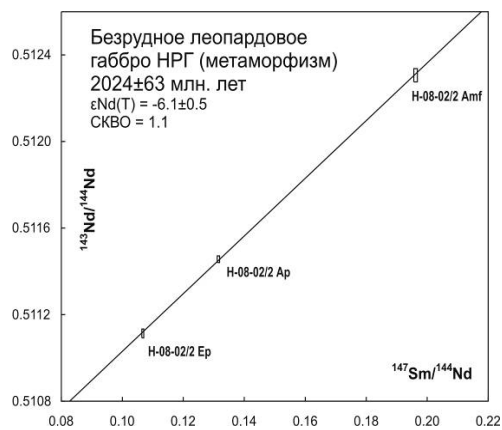
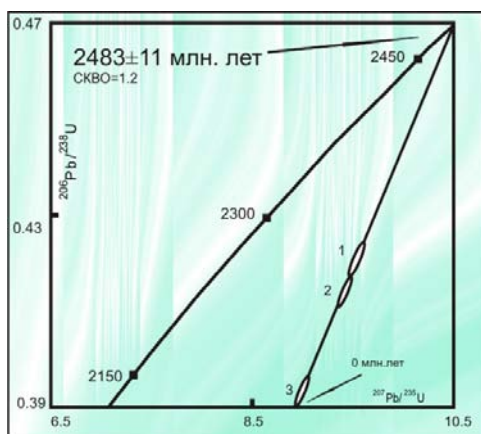
Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией по циркону и минеральная Sm-Nd изохрона для рудного габбронорита НРГ (H-08-01) Западно-Панского блока (Серов, 2008; Серов, Екимова, 2009; новые данные)

Слайд 17.



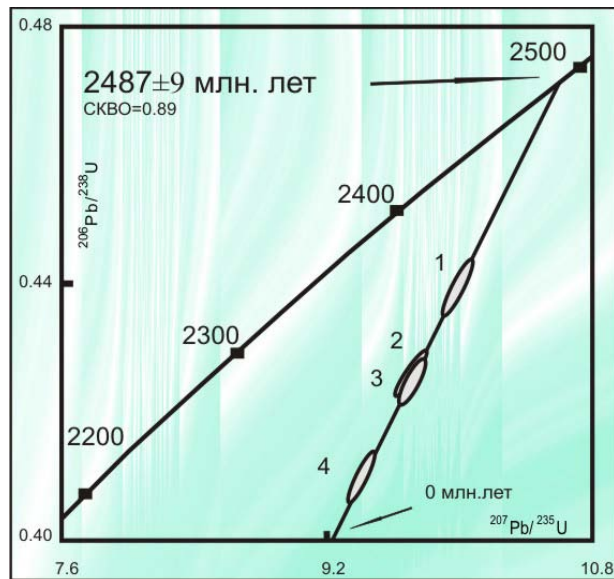
Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией по циркону и минеральная Sm-Nd изохрона для оруденелого «леопардового» габбро (H-08-02/1) Западно-Панского блока (Серов, 2008; Серов, Екимова, 2009; новые данные)

Слайд 18.



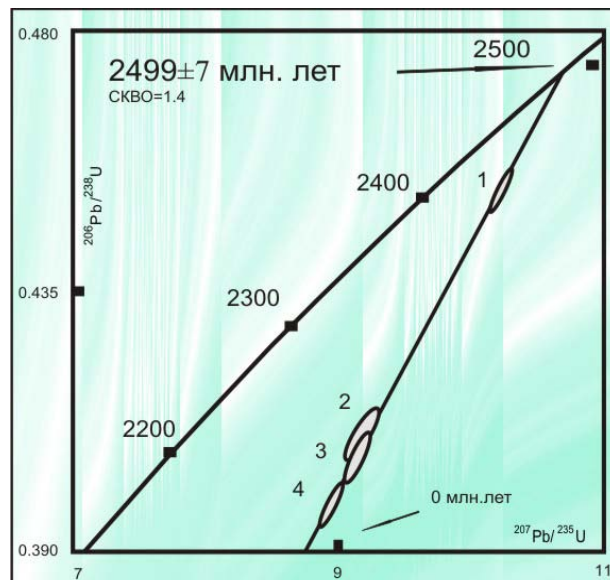
Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией по циркону и минеральная Sm-Nd изохрона для «леопардового» габбро (H-08-02/2) Западно-Панского блока (Серов, 2008; Серов, Екимова, 2009; новые данные)

Слайд 19.



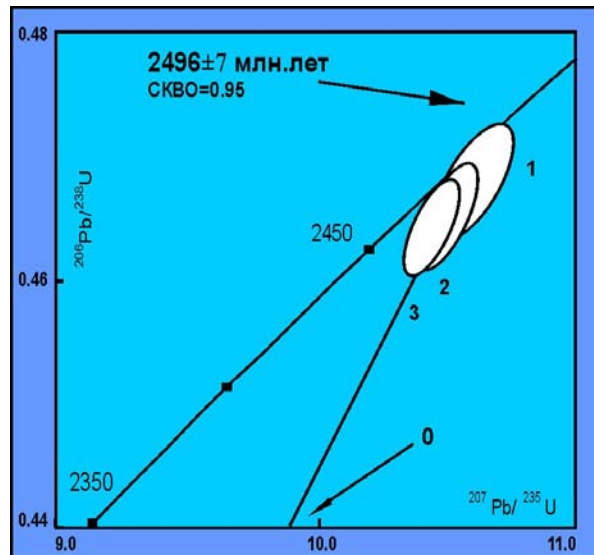
**Изотопная U-Pb диаграмма для циркона из рудного лейко-
габбронорита (H-08-08) Западно-Панского блока**

Слайд 20.



**Изотопная U-Pb диаграмма для циркона из трахитоидного
габбронорита (H-08-06) Западно-Панского блока**

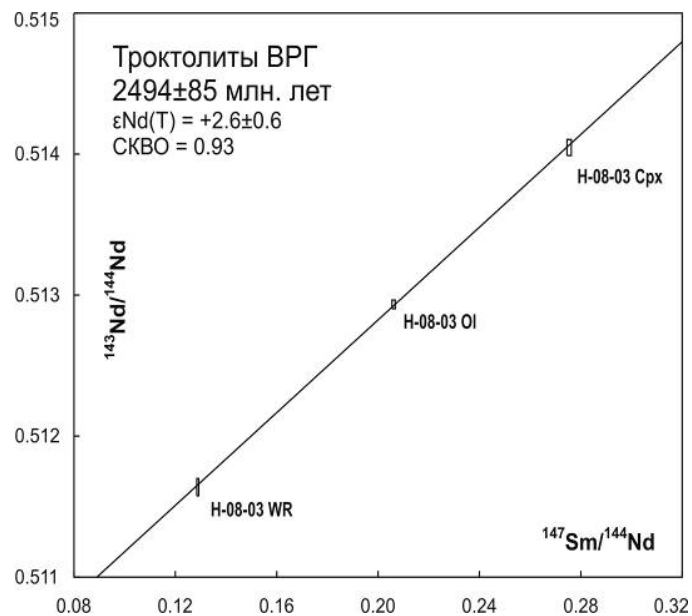
Слайд 21.



- 1 – коричневые призматические крупные
- 2 – коричневые призматические
- 3 – обломки коричневых призматических кристаллов

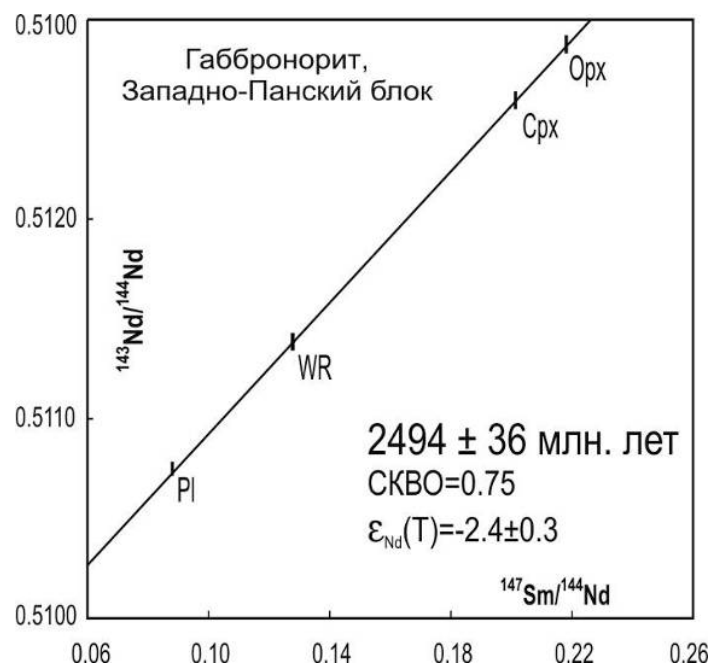
Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из габбро-норита (SN-8) Западно-Панских тундр

Слайд 22.



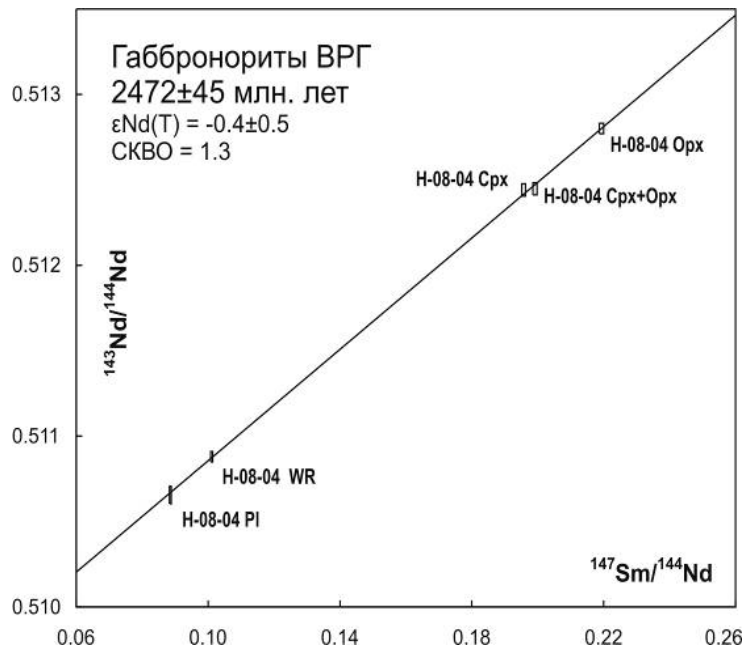
Изотопная Sm-Nd диаграмма для минералов и породы из троктолита ВРГ (H-08-03) Западно-Панского блока (Серов, Екимова, 2009; новые данные)

Слайд 23.



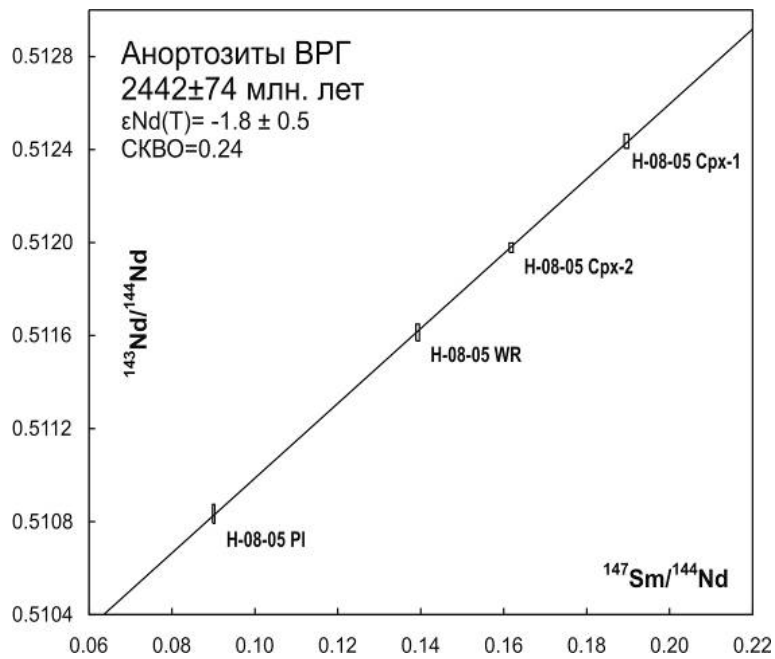
Минеральная Sm-Nd изохрона для габброноритов Западно-Панского блока (SN-1) (Серов, 2008)

Слайд 24.



Изотопная Sm-Nd диаграмма для минералов и породы из габбронорита ВРГ (H-08-04) Западно-Панского блока (Серов, Екимова, 2009; новые данные)

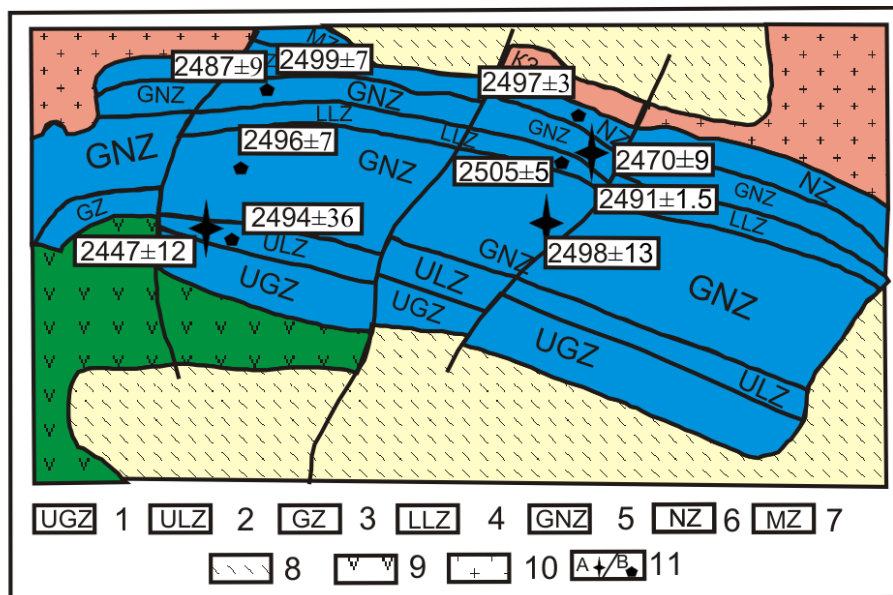
Слайд 25.



Изотопная Sm-Nd диаграмма для минералов и породы из анортозита ВРГ (H-08-05) Западно-Панского блока (Серов, Екимова, 2009; новые данные)

Слайд 26.

Геологическая схема Западно-Панского блока (Schissel et al; 2002)

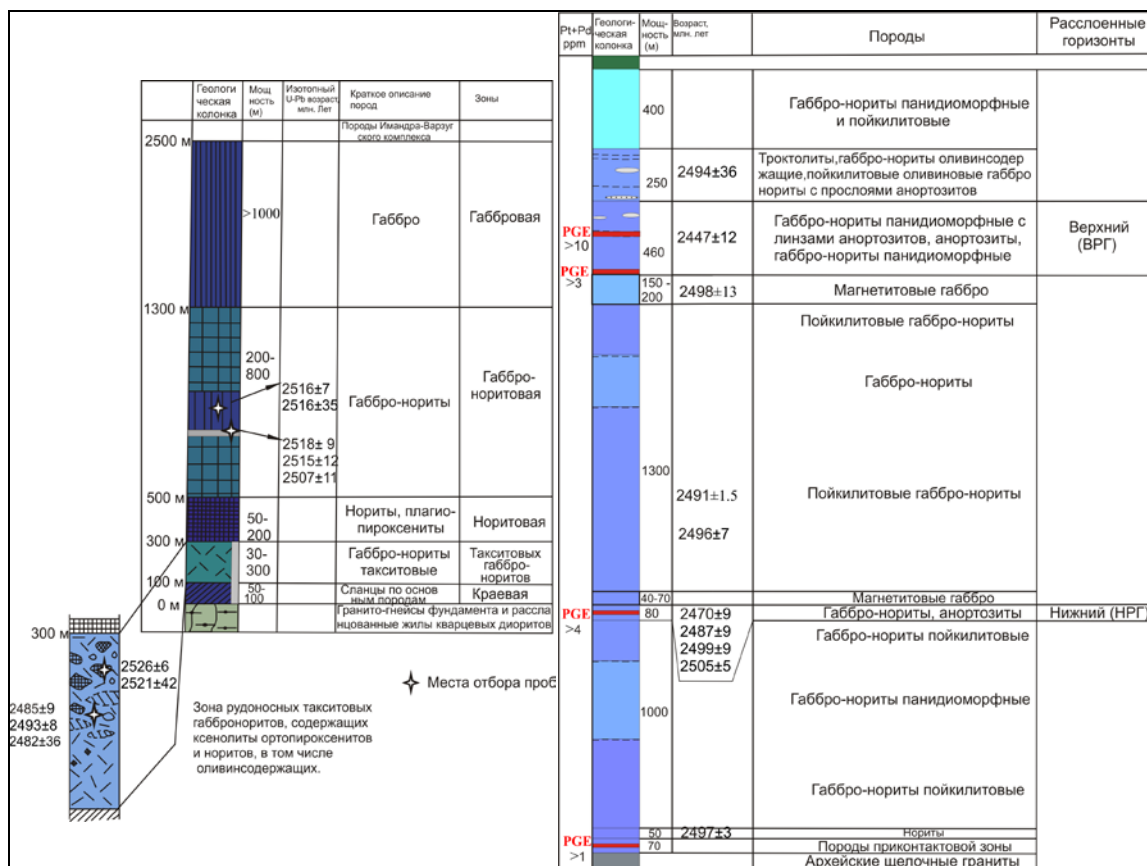


Слайд 27.

**Схематическая
геологическая колонка
Западно-Панского блока
(Shissel et al., 2002)**

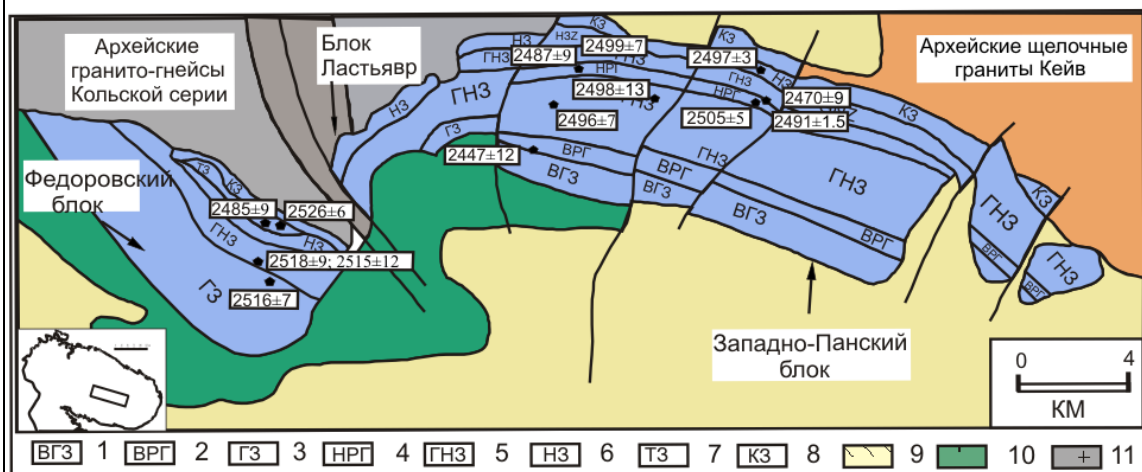
Pt+P ₀ ppp	Геологическая колонка	Мощность (м)	Возраст, млн. лет	Породы	Расслоенные горизонты
		400		Габбро-нориты панидиоморфные и пойкилитовые	
		2494±36		Троктолиты, габбро-нориты оливинсодержащие, пойкилитовые оливиновые габбро-нориты с прослоями анортозитов	
PGE >10		2447±12	460	Габбро-нориты панидиоморфные с линзами анортозитов, анортозиты, габбро-нориты панидиоморфные	Верхний (ВРГ)
PGE >3		2498±13	150-200	Магнетитовые габбро	
		1300		Пойкилитовые габбро-нориты	
		2491±1.5		Габбро-нориты	
		2496±7		Пойкилитовые габбро-нориты	
		40-70		Магнетитовые габбро	
PGE >4		2470±9	80	Габбро-нориты, анортозиты	Нижний (НРГ)
		2487±9		Габбро-нориты пойкилитовые	
		2499±9		Габбро-нориты панидиоморфные	
		2505±5		Габбро-нориты пойкилитовые	
		1000		Габбро-нориты панидиоморфные	
		50		Нориты	
PGE >1		2497±3	70	Породы приконтактной зоны	
				Архейские щелочные граниты	

Слайд 28.



Слайд 29

Геологическая схема Фёдорово-Панского массива (Schissel et al., 2002)



1. Верхняя габброноритовая зона.
2. Верхний расслоенный горизонт.
3. Зона габбро.
4. Нижний расслоенный горизонт.
5. Главная габброноритовая зона.
6. Зона норитов.
7. Такситовая габброноритовая зона.
8. Краевая зона.
9. Ледниковые отложения.
10. Вулканические породы структуры Имандра-Варзуга.
11. Архейские граниты/гнейсы.

Слайд 30.

ПРОГНОЗ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО БАССЕЙНА И РАЗВИТИЕ РЕСУРСНОЙ БАЗЫ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Н.О. Сорохтин¹, В.Н. Глазнев², Н.Е. Козлов¹

¹Геологический институт Кольского научного центра РАН

²Воронежский государственный университет

Геодинамическая эволюция и формирование нефтегазового потенциала европейской части арктического шельфа России происходили в течение продолжительного времени (от рифея до мела). Это привело к избирательному накоплению крупных, местами – гигантских месторождений различных типов УВ сырья в приповерхностных областях земной коры. Изучение и анализ обширного геологического материала [1-3 и др.] позволяет выделить в пределах Баренцево-Карского региона 4 временных интервала нефтегазообразования, которые закономерно распределены в пространстве и отражают специфику развития континентальной коры и океанических бассейнов в его пределах. К наиболее ранним потенциально нефтегазоносным образованиям следует относить развитые в зоне сочленения Русской с Тимано-Печорской и Баренцевоморской литосферными плитами структурно-вещественные комплексы рифея (Варангер-Тиманская зона), представленные моноклинально залегающими осадочными толщами [1].

В позднем венде – раннем кембрии, 620-540 млн лет назад, произошло сочленение северной и северо-восточной оконечности ВЕП с Баренцево-Печорской плитой (БПП), которая впоследствии была разделена на Свальбардскую (Баренцевоморскую), Северокарскую и Печорскую [3] (слайд 1). К северо-западу от неё ещё существовал океан Япетус, сформированный после распада суперконтинента Мезогейя [4]. Приращение ВЕП протекало без интенсивной складчатости и магматизма, что указывает на касательное сдвиговое приращение единой литосферной плиты или серии эшелонированных островных дуг докембрийского возраста. Об этом свидетельствует неоднородный характер строения её фундамента, выраженного в сопряжении участков коры континентального (гранитного) и субокеанического типов [5]. Это позволяет предположить, что формирование Баренцево-Печорской литосферной плиты происходило за счёт последовательного приращения по крайней мере двух или трёх крупных островных дуг, разделённых фрагментом океанической литосферы. Подобная картина наблюдается и в Северо-Карском сегменте плиты. По геофизическим данным, в её центральной части наблюдается крупная область с корой океанического типа [5].

Установлено [6], что формирование Тимано-Варангерской шовной зоны сопряжено с резким уменьшением мощности разреза в северо-западном (Кольско-Канинском) сегменте, тогда как в юго-восточном (Тиманском) наблюдаются её увеличение. Сокращение мощности разреза достигает трёх раз, в нём отсутствуют образования раннего рифея, лишь в самой юго-восточной части Тимано-Варангерской шовной зоны есть осадки этого возраста [3]. Нами это связывается с правосторонне-сдвиговым сочленением двух литосферных плит, при котором разделяющий их океанический бассейн был закрыт без субдукционного поглощения на большей её части. Наиболее молодые фрагменты шельфовых и континентально-склоновых образований Восточно-Европейской платформы были взброшены на край плиты, а частью срезаны, перемещены и сгружены в юго-восточном направлении. Более древние, раннерифейские комплексы, слагавшие нижние уровни склона и подножья пассивной окраины континента, скорее всего, были захоронены в подошве сформированной шовной зоны. Это привело к увеличению интенсивности складчатости и метаморфизма, вплоть до зеленосланцевой фации в Канинской и Тиманской частях разреза, а также к проявлению контрастного магматизма от гранитоидного и гранодиоритового до габбро-диабазового на юго-востоке. Ещё южнее (в Предуралье) эта зона переходит в конвергентную структуру, о чём свидетельствует вскрытый бурением комплекс магматических пород островодужного типа [3].

В результате закрытия океана Япетус в раннем ордовике - позднем девоне (505-362 млн лет) и формирования складчатой системы каледонид возникли потенциально нефтегазоносные площади в западной части Баренцевоморской плиты и к северу от Балтийского щита. Ещё позже, при закрытии Палеоуральского океана в раннепермское-раннетриасовое время (290-241 млн лет) сформированы нефтегазоносные области к западу и востоку от Уральской складчатой системы по линии Полярный Урал – Пай-Хой – Новая Земля – Таймыр. Завершающий четвёртый этап формирования нефтегазового потенциала региона связан с зоной накопления углеводородов биогенного и абиогенного (газогидратного) типов в основании материкового склона на пассивных окраинах Северного Ледовитого океана в кайнозое (55-0 млн лет) (2-4).

Все перечисленные этапы генерации и накопления УВ в осадочном чехле континентальной коры европейской части арктического шельфа России привели к возникновению ряда крупных нефтегазоносных провинций с гигантским потенциалом. Наряду с уже выявленными и частично

разведанными месторождениями нефти и газа в Баренцевоморской провинции выделяется потенциально богатая углеводородным сырьём и недостаточно исследованная область, которая может существенно прирастить нефтегазовый потенциал всего региона. Она расположена в северной оконечности Мурманской обл. в пределах п-овов Средний и Рыбачий и приурочена к осадочным образованиям рифейского возраста, относящимся к Тимано-Варангерской зоне сочленения разновозрастных литосферных плит (5-7).

В результате детального комплексного анализа геолого-геофизических данных на п-ове Рыбачий выделены две перспективные на месторождения УВ площади (8). Моделирование сводилось к классификации объектов по ряду признаков: аномалиям гравитационного и магнитного полей, данным газовой съёмки по метану, аномалиям суммарной интенсивности гамма-фона и геологическому строению территории, в том числе суммарной мощности рифейского осадочного чехла.

Литература

1. *Негрусца В.З., Басалаев А.А., Чикирёв И.В.* Баренцевоморский фосфоритовый бассейн. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1993. 119 с.
2. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / Отв. ред. Н.В. Шаров. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1997. 225 с.
3. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
4. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
5. Объяснительная записка к тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России масштаба 1:2 500 000. М.: Изд-во Ин-та литосферы, 1996. 94 с.
6. *Симонов А.П., Губерман Д.М., Яковлев Ю.Н., Снетко П.П., Митрофанов Ф.П., Любцов В.В., Предовский А.А., Припачкин В.А.* Рифейская нефть п-ова Рыбачий: миф или ключ к принципиально новому направлению нефтегазопоисковых работ на шельфе Баренцева моря? // Вестник МГТУ. 1998 Т. 1, № 2. С. 121-140.

PREDICTION OF POTENTIAL OIL AND GAS CONTENT IN THE BARENTS SEA BASIN AND DEVELOPMENT OF THE NATURAL RESOURCES IN THE LITTORAL ZONE OF THE KOLA PENINSULA

N.O. Sorokhtin¹, V.N. Glaznev², N.E. Kozlov¹

¹Geological Institute of Kola Science Centre RAS
²Voronezh State University

The geodynamic evolution and oil and gas accumulation in the European part of the Russia's Arctic shelf took place within a long-term time span (from the Riphean till the Cretaceous), resulted in selective formation of large and locally giant hydrocarbon deposits in the subsurface areas of the Earth crust. The study and analysis of the vast body of geological data [1-3, etc.] allow distinguishing 4 intervals of oil and gas accumulation in the Barents-Kara region that are regularly distributed in space and reflect a specific character of the regional continental crust and oceanic basin evolution. The oldest promising oil and gas bearing rocks in the region should occur in the junction zone of the Russian Plate with the Timan-Pechora and Barents Sea lithospheric plates. These are the Riphean complexes of the Varanger-Timan zone that are represented by the monoclinial sedimentary strata [1].

The northern and northeastern ends of the East European Platform (EEP) joined the Barents-Pechora Plate (BPP) in the Late Vendian-Early Cambrian, ca. 620-540 Ma ago, to subsequently split into the Svaldbard (Barents Sea), North Karelian and Pechora slabs [3] (Slide 1). At that time span the Japetus Ocean existed to its north-west, having formed after the break-up of the Mesogea supercontinent [4]. The process of the EEP accretion was not accompanied by intense folding and magmatism. It indicates a tangential shear junction of either a single lithospheric plate, or a series of Precambrian echelon island arcs. It is accounted for by a heterogeneous style of its basement structure expressed in blending segments of the continental (granitic) and suboceanic crust [5]. We can suggest that the Barents-Pechora lithospheric plate formed in response to the sequential accretion of at least two-three large island arcs separated by a fragment of the oceanic lithosphere. The same is observed in the North Kara segment of the plate. The geophysical data identify a large area with an oceanic-type crust in its central part [5].

It is established [6] that the formation of the Timan-Varanger suture zone is coupled with an abrupt thinning of the lithology in the northwestern (Kola-Kanin) segment, whereas the southeastern (Timan) one thickens. The lithological thinning is manifested in the lack of the Early Riphean rocks that present only in the very southeastern part of the Timan-Varanger suture zone [3]. We associate this with the right-hand shear-related junction of the two lithospheric plates, when the separating oceanic basin was closed without the subductional assimilation on its major territory. The youngest fragments of the shelf and continental-slide sequences of the East European platform were upthrust over a plate edge and locally cut-off, dislocated and piled up towards the southeast. The oldest Early Riphean rock complexes making-up the lower levels of the passive continental margin slope and foothill were most likely buried in the basement of the suture zone. These processes caused an increasing degree of folding and metamorphism up to the green-schist facies within the Kanin and Timan sequences, as well as contrast magmatism from granitoids and granodiorite to gabbro-diabase towards the southeast. Further to the south (in the Near-Urals zone), this zone converts to the convergent structure that is confirmed by a borehole-penetrated complex of island arc-type igneous rocks [3].

The closing of the Japetus Ocean in the Early Ordovician-Late Devonian (505-362 Ma) and the formation of the Caledonides fold system resulted in origin of potentially oil and gas bearing areas located in the western part of the Barents Sea plate and north of the Baltic Shield. Later, the closing of the Palaeoural Ocean in the Early Permian – Early Triassic (290-241 Ma) was followed by the formation of oil and gas bearing areas west and east of the Ural fold system along the Polar Urals – Pai-Hoi – Novaya Zemlya – Taimyr Peninsula line. The final fourth stage of the regional oil and gas accumulation associates with both biogenic and abiogenic (gas hydrate) hydrocarbon accumulation zone in the base of the continental slope at the passive margins of the Arctic Ocean in the Cenozoic (55-0 Ma) (2-4).

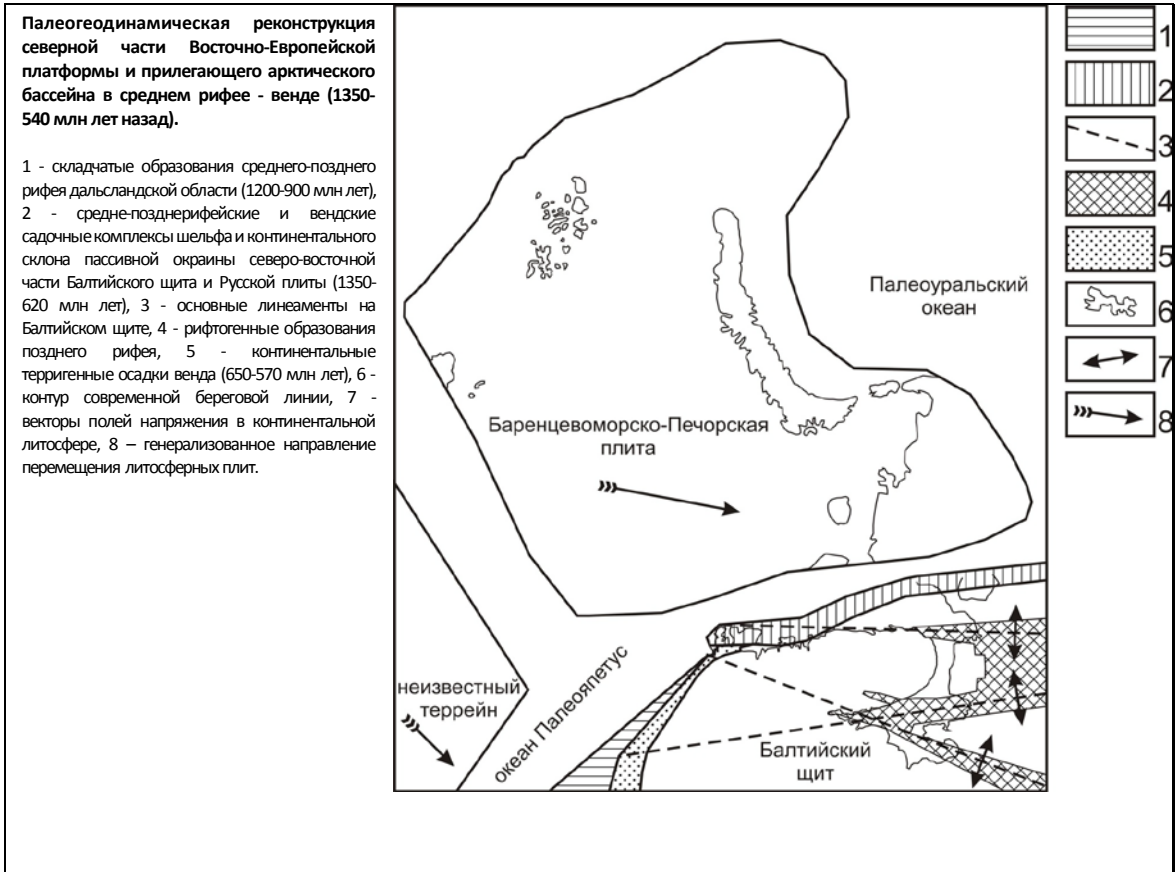
The above stages of hydrocarbon generation and accumulation in the sedimentary cover of the Russia's European part of the Arctic shelf have favored the origin of a series of large oil and gas fields with a giant total potential.

Together with the revealed and partially explored oil and gas fields within the Barents Sea province, there is a potentially rich in hydrocarbon area that lacks study. If it proves to contain economic hydrocarbon concentrations, it may considerably increase the total regional potential. The area locates in the northern part of the Murmansk region within the Sredny and Rybachy Peninsulas and is confined to the Riphean sedimentary rocks referred to the Timan-Varanger junction zone of different in age lithospheric plates (5-7).

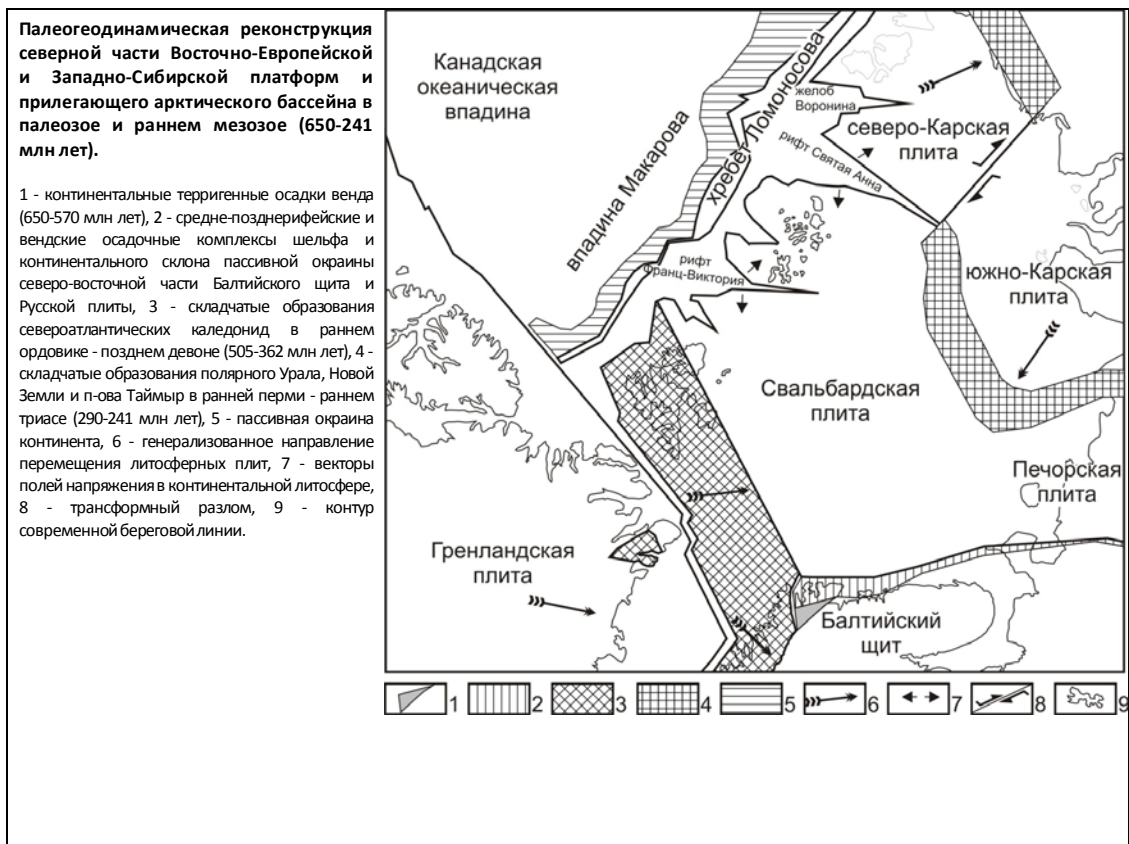
The detailed and comprehensive analysis of the geological and geophysical data available for the north of the Kola region (the Rybachy Peninsula) resulted in distinguishing two potentially oil and gas bearing areas for exploration (8). The modeling procedure involved classification of certain features in some weight space. The features are mainly represented by gravitational and magnetic field anomalies, methane survey data, gamma background cumulative intensity anomalies, subsurface geological structure of the region, its tectonics and structural peculiarities and total thickness of the Riphean sedimentary cover.

References

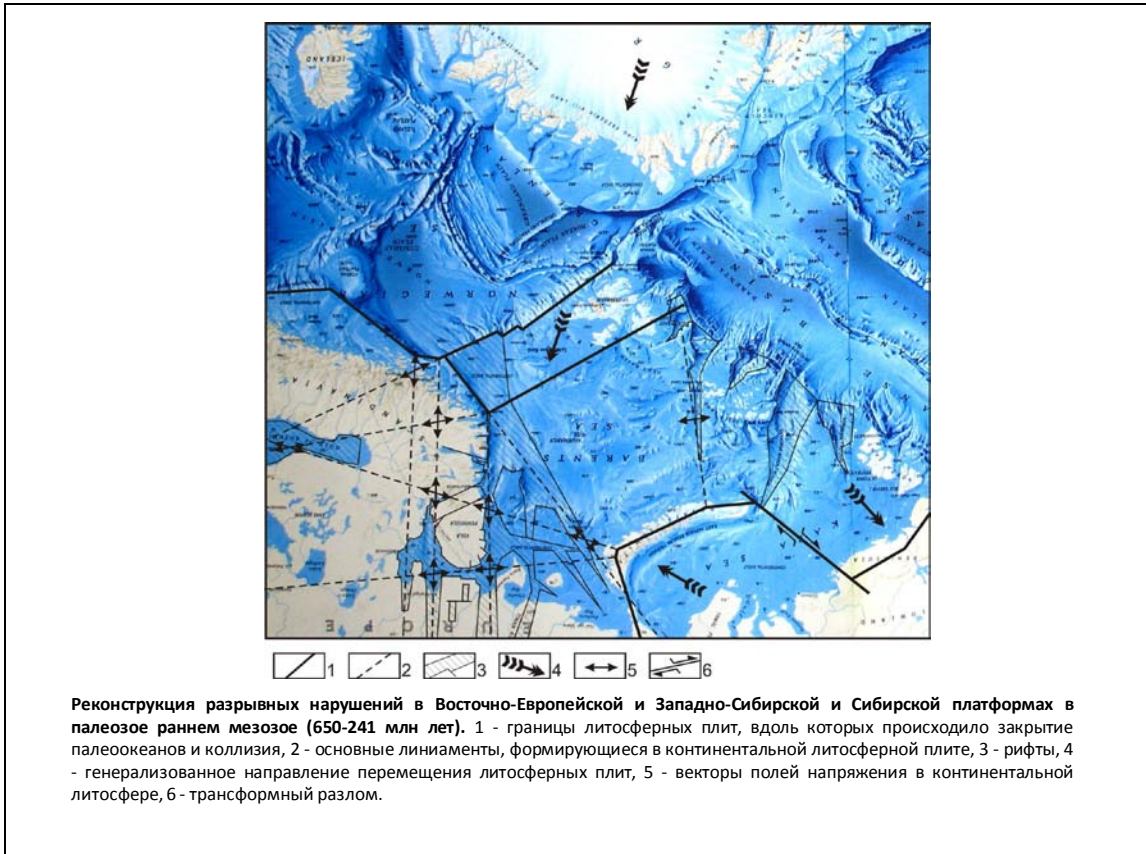
1. *Negrutsa V.Z., BasalaeV A.A., Chikirev I.V.* The Barents Sea phosphorite basin. Apatity: Publ. by KSC RAS, 1993. 119 p.
2. *Sharov N.V. (Ed.-in-Chief).* The seismologic model of the North European lithosphere: the Lapland-Pechenga region. Apatity: Publ. by KSC RAS, 1997. 225 p.
3. *Khain V.E.* The continental and ocean tectonics (as of the year 2000). M.: Nauchny Mir, 2001. 606 p.
4. *Sorokhtin O.G., Ushakov S.A.* The global evolution of the Earth. M.: Publ. by MSU, 1991. 446 p.
5. Explanatory Note to the 1:2 500 000 Tectonic Map of the Barents Sea and European North of Russia. M.: Publ. by Inst. of Lithosphere, 1996. 94 p.
6. *Simonov A.P., Guberman D.M., Yakovlev Yu.N., Snetko, P.P., Mitrofanov F.P., Lyubtsov V.V., Predovsky A.A., Pripachkin V.A.* The Riphean oil of the Rybachy Peninsula: a myth or a clue to an essentially new trend in exploration of oil and gas on the Barents Sea shelf? // Bulletin of MSTU. 1998. V 1. N 2. P 121-140.



Слайд 1.



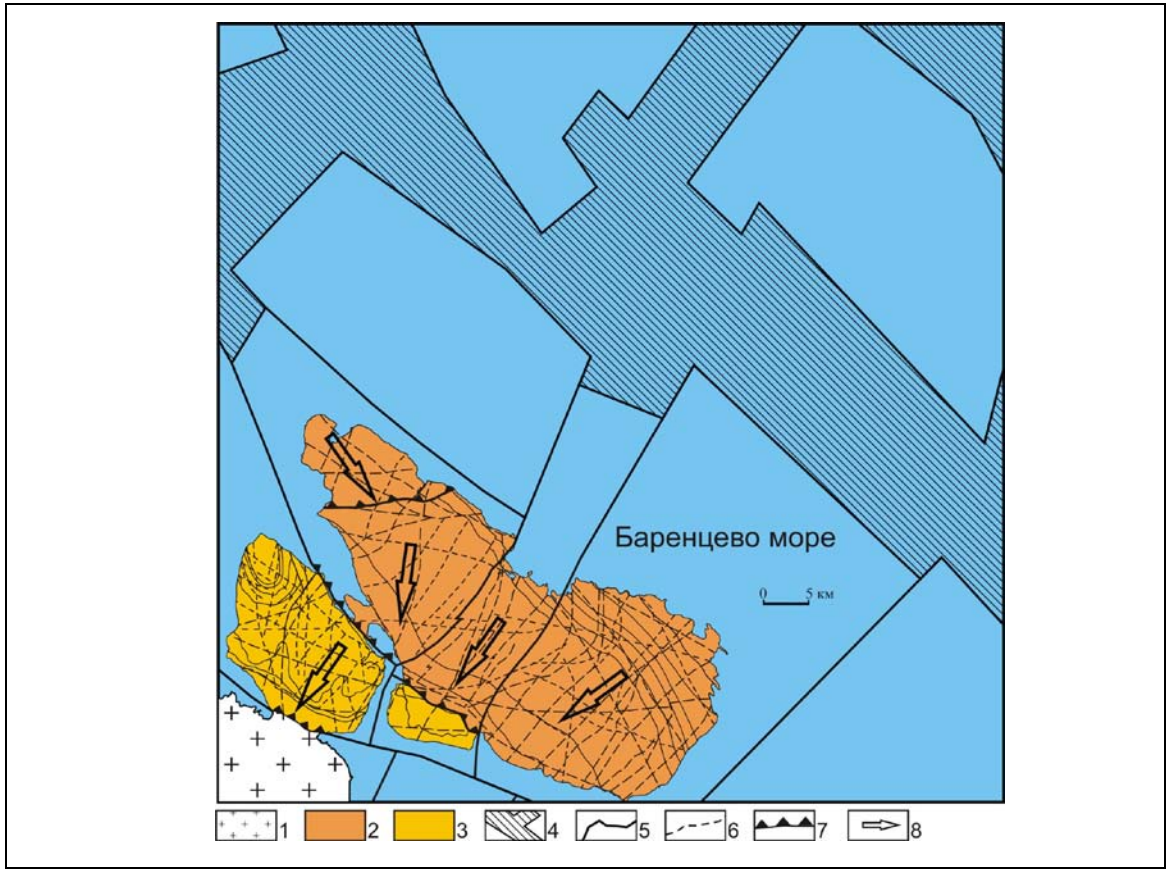
Слайд 2.



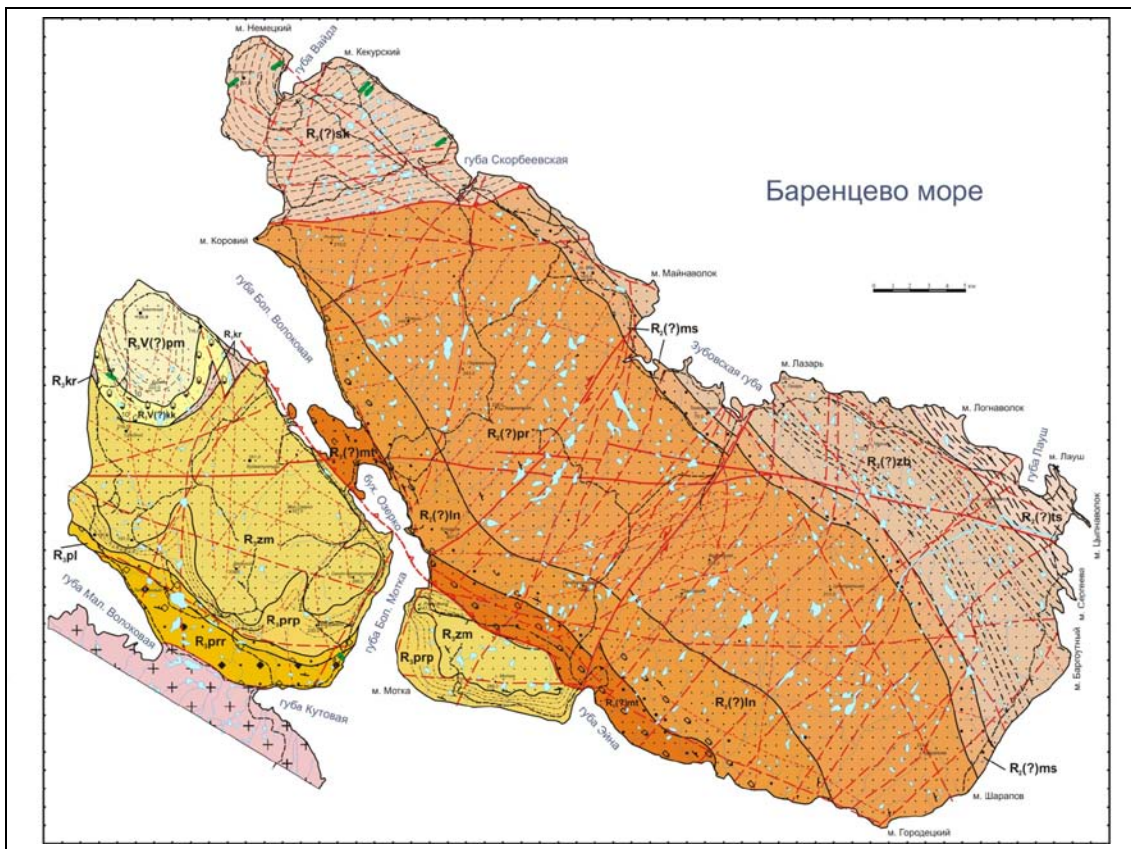
Слайд 3.



Слайд 4.



Слайд 5.



Слайд 6.

МИНЕРАЛЫ ЗОЛОТА В ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ ДОКЕМБРИЯ (КОЛЬСКИЙ П-ОВ И СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

А.В. Чернявский, Ю.Л. Войтеховский, А.В. Волошин, Е.Э. Савченко

Геологический институт Кольского научного центра РАН
Кольское отделение РМО

На территории Кольского п-ова и Северной Карелии рудопроявления золота приурочены к трём структурным вулканогенным комплексам докембрия (**слайд 1**): архейской зеленокаменной структуре Колмозеро – Воронья – Вороньи тундры (рудопроявления Пеллапахк, Олененское, Няльм 1, Няльм 2); протерозойскому Печенга – Имандра – Варзугскому поясу [Южно-Печенгская структурная зона (ЮПСЗ), объединяющая 9 рудопроявлений, Панареченская вулкано-тектоническая структура (ПР ВТС)] и протерозойской вулканогенной Пана-Куоляярвинской структуре (месторождение Майское и рудопроявление Кайралы). Рудные районы пространственно связаны с вулканогенными образованиями и относятся к эпитегрмальному типу рудной минерализации, генетически связанному с гидротермальными источниками. Основное отличие минерализации в том, что рудный район Вороньи тундры архейского зеленокаменного пояса имеет мышьяковую и сурьмяную специализацию, протерозойские рудные районы - теллуридную. В обзоре не рассматриваются рудные районы, связанные с плутогенными образованиями и скарноидами.

На основе данных по двум изучаемым объектам (ПР ВТС и Кайралы) и литературных источников по другим объектам (Вороньи тундры, ЮПСЗ и Майское) составлена таблица изученности, в которой выделены пять известных минералов золота (золото Au, аурустибит $AuSb_2$, калаверит $AuTe_2$, петцит Ag_3AuTe_2 , нагиагит $Pb_5Au(Te,Sb)_4S_{5-8}$) (**2**). Наибольшее количество минералов золота известно в ПР ВТС. Остальные рудные зоны представлены двумя минералами золота, кроме месторождения Майское – в нём известно собственно золото. Химический состав минералов золота колеблется (**3**). В колонках показаны пределы содержания золота в минералах. Самое высокопробное золото – в месторождении Майское (90.6-99.8 %) и Вороньих тундрах (74.9-98.8 %). В рудопроявлении Кайралы содержание золота варьирует от низкопробного (65,6 %) с высоким содержанием серебра (26.5 %) до высокопробного (100 %). В ПР ВТС (Au – 67.5-87.3 %; Ag – 11.2-28.7 %) и ЮПСЗ (Au – 71,0-83.2 %; Ag – 16.8-29.0 %) золото менее высокопробное с высоким содержанием серебра. Кроме него в минералах золота присутствуют медь и железо.

Сравнение минералов в системе Ag-Au показало, что наиболее широко представлено поле собственно минералов золота (**4**). Высокопробную часть поля занимает рудная зона Вороньи тундры. Низкопробную часть занимают рудные зоны ПР ВТС и ЮПСЗ. Весь диапазон поля занимают рудные зоны Пана-Куоляярвинской структуры, причём золото месторождения Майское занимает высокопробную часть. Отдельную область занимает петцит, известный в ПР ВТС и ЮПСЗ. Калаверит и аурустибит (Кайралы и Вороньи тундры) занимают близкие позиции, т.к. аурустибит является сурьмяным аналогом калаверита (теллурида).

Сравнение минералов в системе Ag-Au-Te показало, что поле золота наиболее заполнено, как и в системе Ag-Au (**5**). Аурустибит (Вороньи тундры) попадает в поле высокопробной части собственно минералов золота. Наиболее близко залегают нагиагит и калаверит (ПР ВТС и Кайралы). Отдельную область занимает петцит. Минералы золота из ПР ВТС (**6-8**) и Кайралы (**9-11**) представлены тонкой вкрапленностью во флюорите, мусковите и в виде отдельных включений и сростков с другими рудными минералами в пирите. Золото представлено тонкими вытянутыми или округлыми включениями на границах зёрен пирита, образует сростания с галенитом, гесситом и халькопиритом.

В рамках презентации авторы постарались показать степень минералогической изученности рассматриваемых рудных районов. Очевидно, что рудное вещество изучено не полно, необходим детальный минералогический анализ объектов. Более тщательное изучение рудного вещества позволит установить новые рудные минералы и сделать вывод об их генезисе.

GOLD MINERALS IN PRECAMBRIAN VOLCANOGENIC COMPLEXES (KOLA PENINSULA AND NORTHERN KARELIA)

A.V. Tchernyavsky, Yu.L. Voytekhevsky, A.V. Voloshin, E.Eh. Savchenko

Geological Institute of Kola Science Centre RAS
Kola Branch of Russian Mineralogical Society

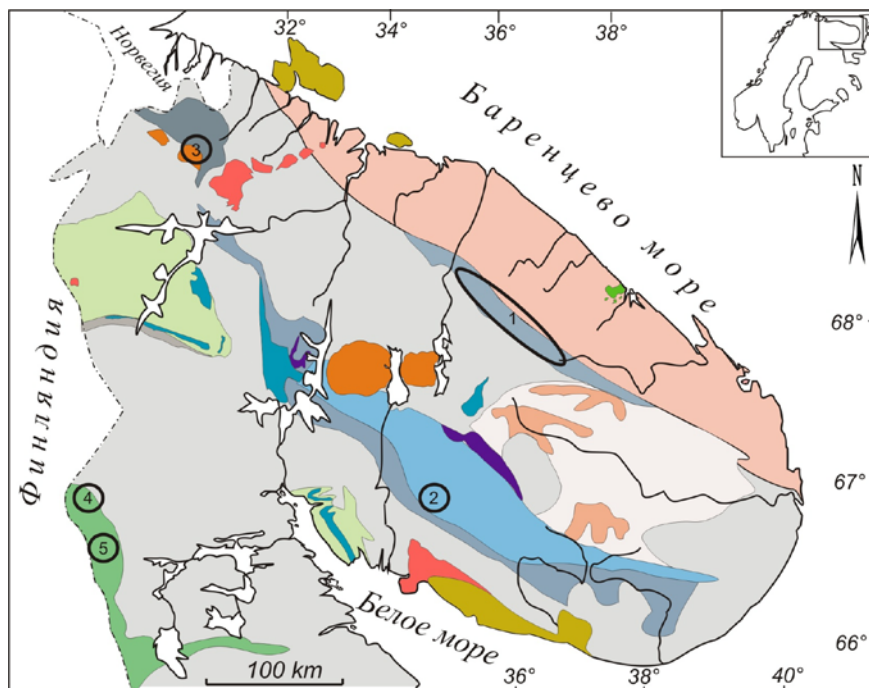
On the territory of the Kola Peninsula and Northern Karelia gold prospects are confined to the three Precambrian volcanogenic structural complexes (**Slide 1**). These are as follows: in the Kolmozero-Voron'ya Archaean greenstone belt – Voron'y Tundras (ore prospects Pellapakhk, Olenenskoye, Nyalm 1, and Nyalm 2); in the Pechenga – Imandra – Varzuga Proterozoic belt (South Pechenga structural zone (SPSZ) including 9 ore prospects and Panarechka volcano-tectonic structure (PR VTS)); in the Pana-Kuolayarvi Proterozoic volcanogenic structure (Majskoye deposit and Kairaly prospect). The ore regions are spatially (not genetically) related to volcanogenic formations and refer to the epithermal type of ore mineralization that associates with hydrothermal vents. The Voron'y Tundras ore region of the Archaean greenstone belt has As and Sb mineral association, while the Proterozoic ore regions tend to contain tellurides. This overview does not concern pluton-related (calc-silicate hornfels) ore regions.

The data obtained in the present investigation on PR VTS and Kairaly prospects and findings published on the other deposits and prospects (Voron'y Tundras, SPSZ, and Majskoye) are summarized in the table showing 5 presently known gold minerals (gold - Au, aurostibite - AuSb_2 , calaverite - AuTe_2 , petzite - Ag_3AuTe_2 , and nagyagite - $\text{Pb}_5\text{Au}(\text{Te,Sb})_4\text{S}_{5.8}$) (**2**). Gold minerals are mostly represented in PR VTS. The other ore regions contain two gold minerals with the exception of the Majskoye deposit, the latter being notable for native gold occurrences. The chemical composition of the gold minerals is variable (**3**). The columns show extreme concentration of gold in the minerals, i.e. maximum and minimum contents. The purest gold is found in the Majskoye deposit (90.6-99.8 %). The Voron'y Tundras ore region has 74.9-98.8 % pure gold. The Kairaly prospect yields gold varying in purity from 65.6 % (but with high silver content of 26.5 %) to 100%. In PR VTS and SPSZ gold shows high content of silver as an admixture, e.g. 67.5-87.3 % Au; 11.2-28.7 % Ag in PR VTS, and 71.0-83.2 % Au; 16.8-29.0 % Ag in SPSZ. In addition to silver as a main admixture, the gold minerals contain some copper and iron.

The correlation of the minerals in terms of Ag-Au content demonstrates that proper gold minerals are more common (**4**). The Voron'y Tundras ore region tends to the field of high-quality gold, while the PR VTS and SPSZ ore regions lie in the field of low-quality gold. The whole range of gold composition is occupied by the ore regions of the Pana-Kuolayarvi structure with the Majskoye deposit being in the high-quality gold field. Petzite, a mineral known in PR VTS and SPSZ, occurs individually. The calaverite and aurostibite (Kairaly and Voron'y Tundras) are close to each other since aurostibite is a Sb analog of calaverite (telluride).

The correlation of the minerals in Ag-Au-Te system displays the gold field being also completely covered, like that of the Ag-Au system (**5**). There, the aurostibite from the Voron'y Tundras ore region falls in the field of high-quality proper gold minerals. Closer are the nagyagite and calaverite from PR VTS and the Kairaly. Petzite, a mineral known in PR VTS and SPSZ, also occurs individually. The gold minerals from PR VTS (**6-8**) and Kairaly (**9-11**) are thinly disseminated in fluorite, muscovite, and as inclusions and intergrows with other minerals in pyrite. Gold forms thin elongated or rounded inclusions and rims around pyrite grains. It may also intergrow with galena, hessite and chalcopyrite.

This overview is aimed to show the degree of mineralogical exploration of the discussed ore regions. It becomes apparent that the ore matter has not been completely studied, and thus requires further mineralogical analysis. New data on genetic mineralogy may help in finding new ore minerals and spread light on the origin of these ore regions.



Рудные районы : 1 – Вороньи тундры; 2 – Панареченская вулcano-тектоническая структура (ПР ВТС); 3 – Южно-Печенгская структурная зона (ЮПСЗ); 4 – Кайралы; 5 – Майское

Слайд 1.

Минералы золота из рудопроявлений Кайралы, Майское, Вороньи тундры, ПР ВТС и Южная Печенга

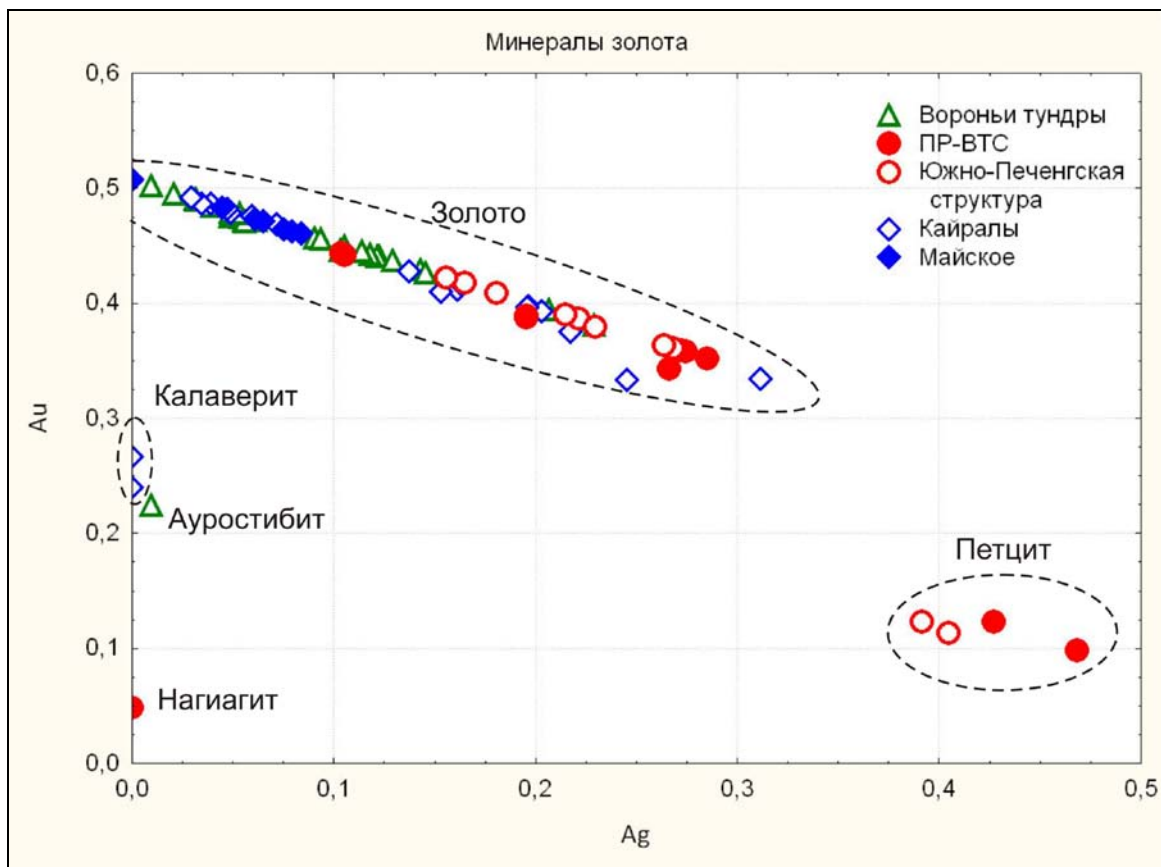
Рудопроявления	Золото Au	Ауростибит AuSb ₂	Калаверит AuTe ₂	Петцит Ag ₃ AuTe ₂	Нагиагит Pb ₅ Au(Te,Sb) ₄ S ₅₋₈	Источник Первый автор
Число анализов минералов золота						
Вороньи тундры	32	1				Волошин и др., 1982 Белолипецкий и др., 1987 Горшков и др., 2005 Галкин и др., 2005-2006
ПР ВТС	8			2	1	Чернявский и др., 2009
ЮПСЗ	9			2		Ахмедов и др., 2004
Кайралы	19		2			Войтеховский и др., 2009
Майское	7					Гавриленко и др., 1987 Сафонов и др., 2003

Слайд 2.

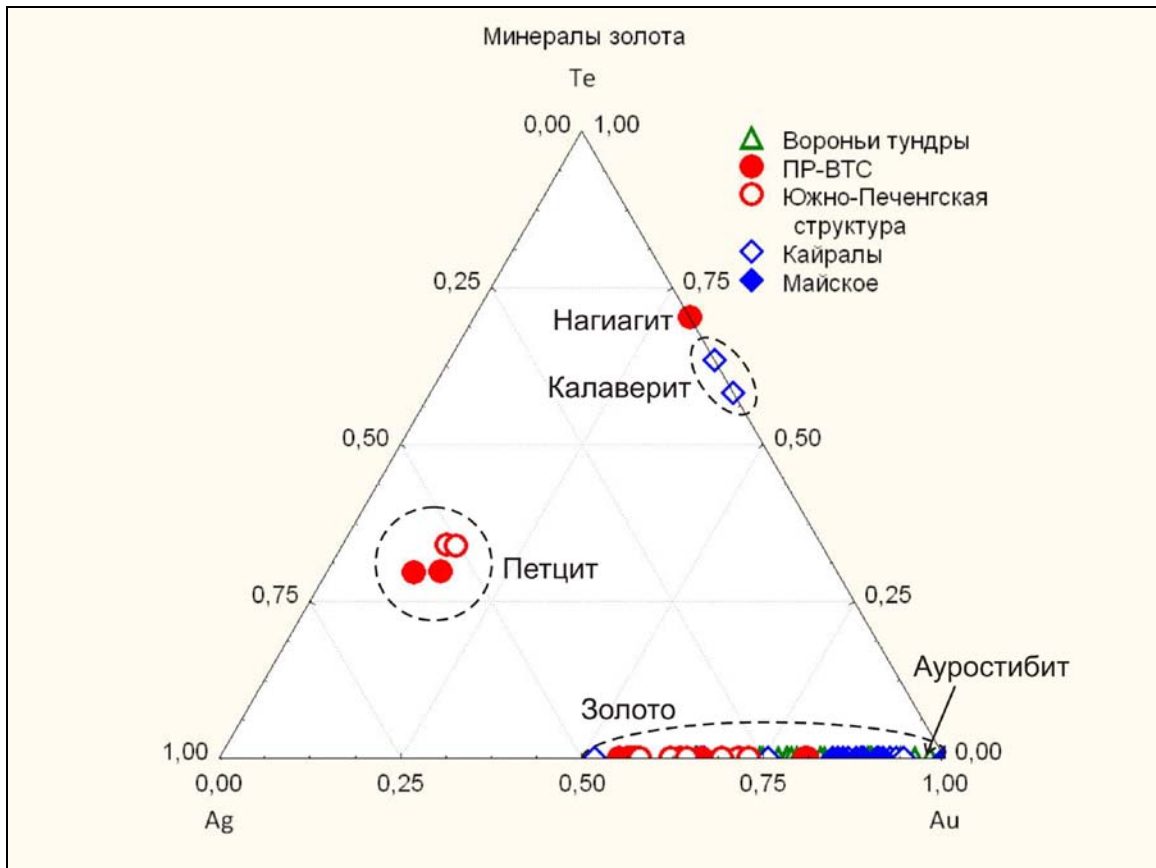
Химический состав минералов золота, масс. %

Минерал	Au	Ag	Cu	Fe	Pb	S	As	Sb	Bi	Te
Вороньи тундры										
Золото	98,82	1,07	0,11							
	74,99	24,75					0,08	0,16		
Ауростибит	44,13	1,04		0,25				54,58		
ПР-ВТС										
Золото	87,30	11,22		1,48						
	67,46	28,72		3,82						
Петцит	24,14	46,09								29,76
	19,23	50,52								30,25
Нагиагит	9,49			2,63	57,85	6,46		9,07		14,50
ЮПСЗ										
Золото	83,20	16,80								
	71,04	28,96								
Петцит	24,29	42,24								33,47
	22,29	43,67								34,04
Кайралы										
Золото	100									
	65,60	26,49		7,91						
Калаверит	52,52									47,48
	47,15									52,85
Майское										
Золото	99,77		0,23							
	90,62	9,05	0,10	0,11					0,13	

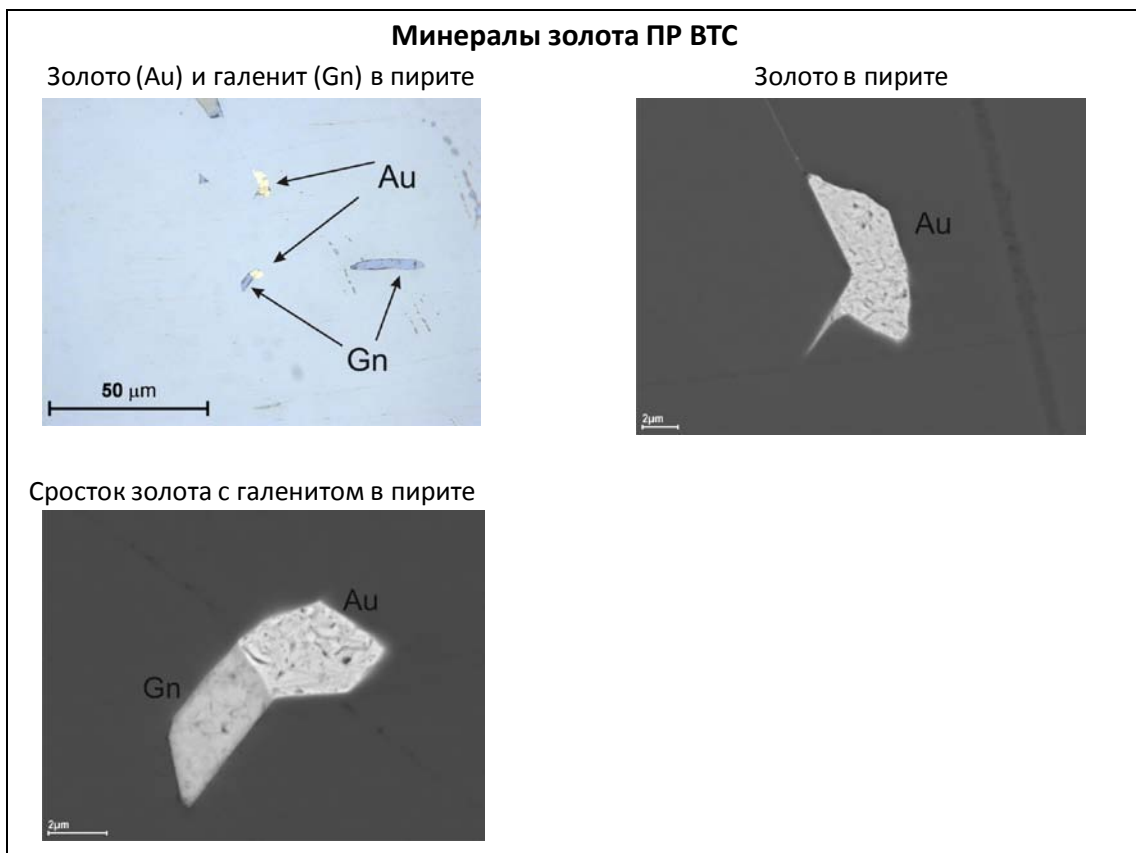
Слайд 3.



Слайд 4.



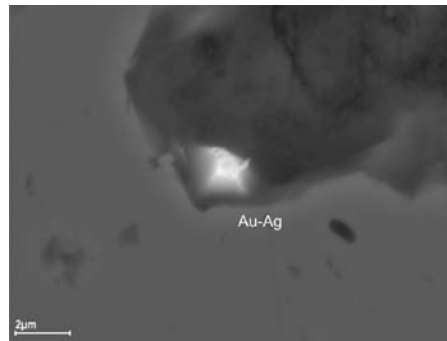
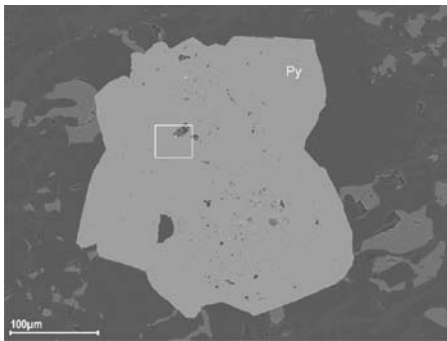
Слайд 5.



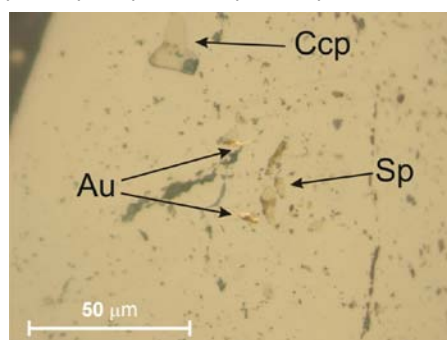
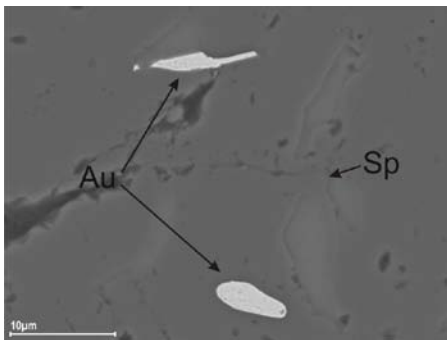
Слайд 6.

Минералы золота ПР ВТС

Золото в пирите



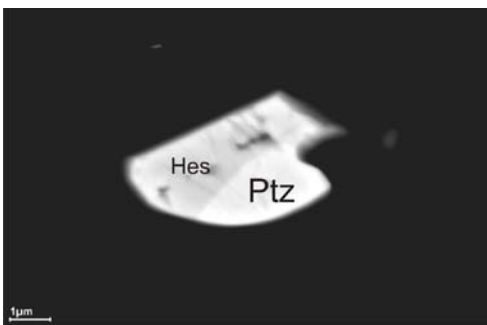
Золото (Au) с халькопиритом (Ccp) и сфалеритом (Sp) в пирите



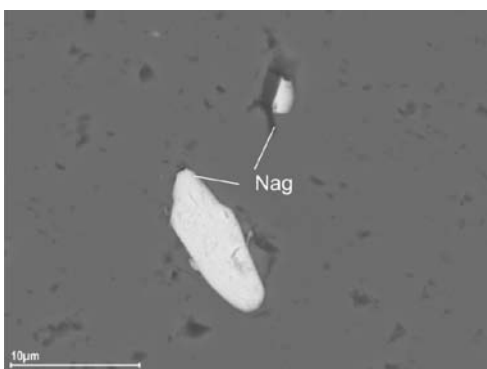
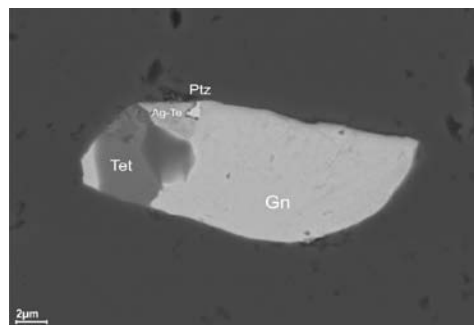
Слайд 7.

Минералы золота ПР ВТС

Сросток петцита (Ptz) и гессита (Hes) во флюорите



Эмпресит (Ag-Te) в сростании с петцитом (Ptz), тетраэдритом (Tet) и галенитом в пирите



Нагиагит (Nag) в пирите

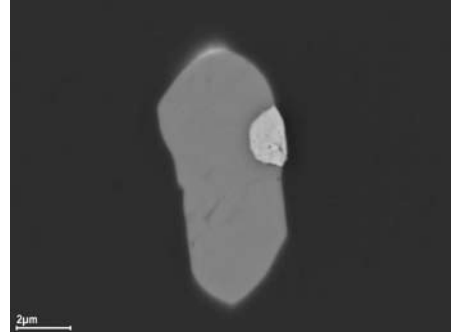
Слайд 8.

Минералы золота Кайралы

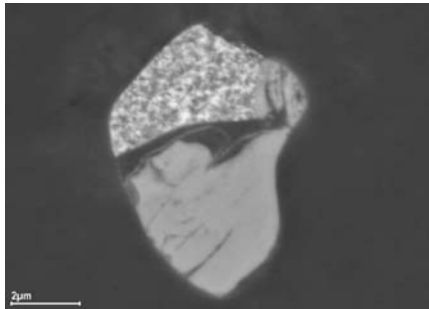
Сросток золота (белое), калаверита (серое)
и мелонита (тёмно-серое) в пирите



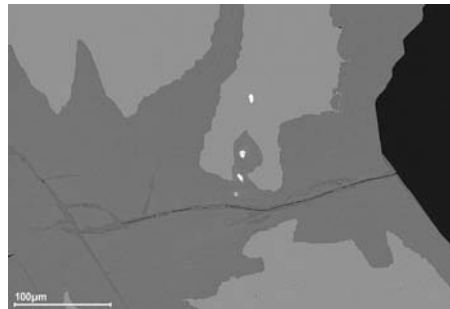
Сросток золота (белое)
и мелонита (серое) в пирите



Сросток (белая «губка») золота и мелонита
в гематите (серое)



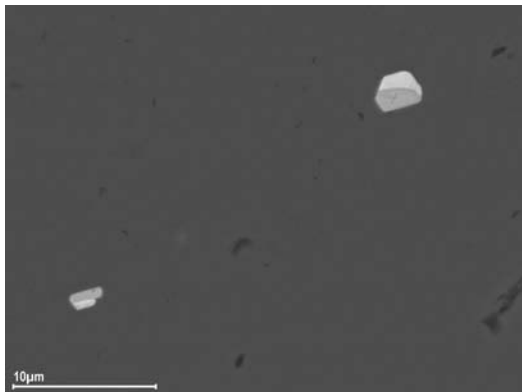
Сростки золота (белое) и мелонита (светло-
серое) в пирите (серое) и гематите (тёмно-серое)



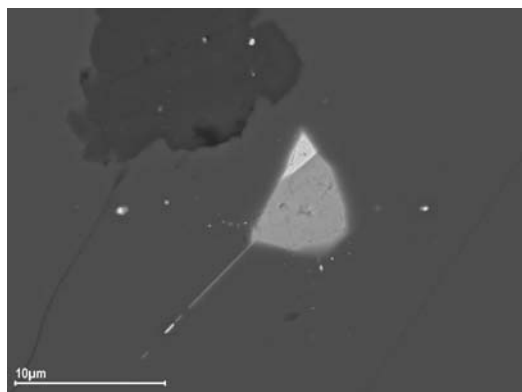
Слайд 9.

Минералы золота Кайралы

Сростки мелонита (серое) и калаверита
(белое) в пирите (тёмно-серое)

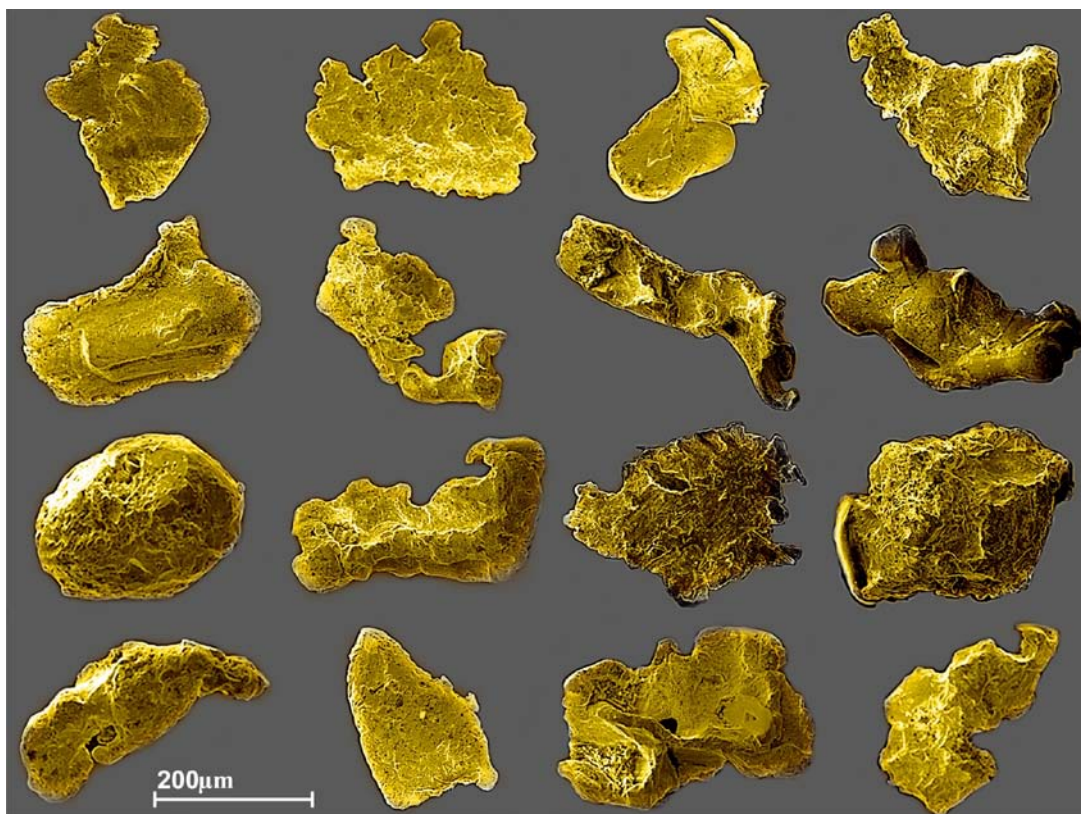


Сросток золота (белое) с мелонитом (серое)
в пирите и мелкая сыпь золота в пирите



Слайд 10.

Чешуйки золота из проб коренных обнажений, Кайралы



Слайд 11.

ОЦЕНКА РЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

А.Н. Шевцов

Геологический институт Кольского научного центра РАН

Доклад посвящён первым результатам интерпретации геоэлектрических данных, полученных на Кольском п-ове и Карелии, с точки зрения их использования для реологических моделей. Цель исследования – получить оценки реологических параметров земной коры по результатам глубинных геоэлектрических исследований. Основные задачи: оценить глубинное распределение электрической проводимости земной коры; рассмотреть теоретические оценки и результаты измерений электропроводности горных пород при высоких температурах и давлениях; получить оценку глубинного распределения температуры по геоэлектрическим измерениям; применить известные закономерности для связи реологических параметров с температурой и получить оценки реологических характеристик коры по геоэлектрическим измерениям. Первоочередная задача – построение обобщённых геоэлектрических разрезов – решалась для Карельского блока по данным эксперимента FENICS-2007, 2009 с контролируруемыми источниками и по результатам наблюдений естественных АМТ и МТ электромагнитных полей (слайд 1).

В ходе геоэлектрических измерений выделены «нормальная» и «аномальная» области, для которых получены обобщённые кривые кажущегося сопротивления (2). По опубликованным экспериментальным данным измерений удельной электропроводности сухих образцов горных пород (граниты, базальты) для закона Аррениуса, описывающего электропроводность полупроводников, путём интерполяции оценивались энергия активации и предэкспоненциальный множитель (3, 4).

По кривым кажущегося сопротивления для «нормальной» и «аномальной» областей строились геоэлектрические разрезы (метод подбора, метод эффективной линеаризации). Полученные значения удельной электропроводности пересчитывались в температуру. Геотермические профили для двух областей имеют конформный характер, отличаясь на 50-100°C, и отражают реальное распределение температур в интервале глубин 40-150 км. Более «холодная» геотермическая кривая соответствует более высокоомному «нормальному» разрезу, «горячая» – аномальному увеличению электропроводности (5). Для сравнения на слайде 6 показаны аналогичные оценки, полученные по сейсмическим данным вдоль профиля FENNOLORA (V. Pasquale, M. Verdoya, P. Chiozzi, 2001).

Для оценки параметров реологического профиля с глубиной использовалась трёхслойная модель – верхняя кора среднего состава (мощность 15 км), нижняя кора основного состава (мощность 25 км), ниже залегает верхняя мантия ультраосновного состава. В каждом слое оценивалась разность между максимальным и минимальным сжимающими напряжениями – «прочность» породы в зависимости от температуры и давления на данной глубине. Для этого использовались законы Кулона, Аррениуса и Дорна вместе с данными (Moisio, Kaikkonen, 2000) (7, 8).

Главная особенность полученных реологических профилей – зона 80-110 км, которая характеризуется спадом дифференциального напряжения, что свидетельствует о пластичном состоянии вещества в этом интервале (9). Эта зона расположена ближе к поверхности и имеет большую мощность для аномального участка, уходя на глубину и становясь тоньше для «нормального» разреза.

Литература

Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: Изд-во К & М, 2003. 252 с.

Дортман Н.Б. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (справ. геофизика). М.: Недра, 1984. 454 с.

Пархоменко Э.И. Электрические свойства горных пород. М.: Наука, 1965. 164 с.

Kaikkonen P., Moisio K., Heeremans M. Thermomechanical lithospheric structure of the central Fennoscandian Shield // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2000. V 119. P 209–235.

Pasquale V., Verdoya M., Chiozzi P. Heat flux and seismicity in the Fennoscandian Shield // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2001. V 126. P 147–162.

Zhamaletdinov A.A., Shevtsov A.N., Korotkova T.G., et al. CSMT- AMT Sounding of the Fennoscandian (Baltic) Shield with the use of industrial power lines (experiment Fenics-2008) // 19th Int. Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth. Beijing, China, Oct. 23-29, 2008. Abstr., V 1 of 2. S 1.2_E 13. P 180-186.

ASSESSMENT OF THE CRUST RHEOLOGICAL PARAMETERS FROM GEOELECTRIC MEASUREMENTS

A.N. Shevtsov

Geological Institute of Kola Science Centre RAS

The paper is dedicated to the first results of the geoelectric data interpretation obtained on the Kola Peninsula and in Karelia from the viewpoint of their use for rheological models. The research is aimed at obtaining assessments of the crust rheological parameters from deep geoelectric investigations. Major tasks are to follow: estimation of deep distribution of the Earth crust electrical conductivity; examination of the theoretical evaluations and measurement results for rock electrical conductivity at high temperature and pressure; evaluation of temperature distribution with depth in geoelectric measurements; application of known laws of nature to relate rheological parameters with temperature and to obtain estimation of rheological features of the Earth crust on the basis of geoelectric measurements. The immediate task of compiling generalized geoelectric sections was solved by the FENICS-2007, 2009 experiment data with controlled sources and by observation results for natural AMT and MT of electromagnetic fields (Slide 1).

In the course of geoelectric measurements “normal” and “abnormal” regions were distinguished for which generalized curves of apparent resistance were obtained (2). We assessed the energy of activation and preexponential multiplier on evidence derived from the published experimental data for specific electroconductivity of dry rock samples (granite, basalt) for the Arrhenius equation describing electroconductivity of semiconductors, by interpolation (3, 4).

By the curves of apparent resistance for the “normal” and “abnormal” regions, geoelectric sections were compiled (the cut-and-try and effective linearization methods). Then the obtained values of specific electroconductivity were converted to temperature. The geothermal profiles obtained for the two regions are of conformal nature and differ by 50–100°C. Most likely, they reflect real distribution of temperatures in the 40-150 km depth interval. The “colder” geothermal curve corresponds to the “normal” section and the “hot” one to the anomalous increase in electroconductivity (5). Similar assessments obtained from the seismic data along the FENNOLORA profile are given on slide 6 for comparison (V. Pasquale, M. Verdoya, P. Chiozzi, 2001).

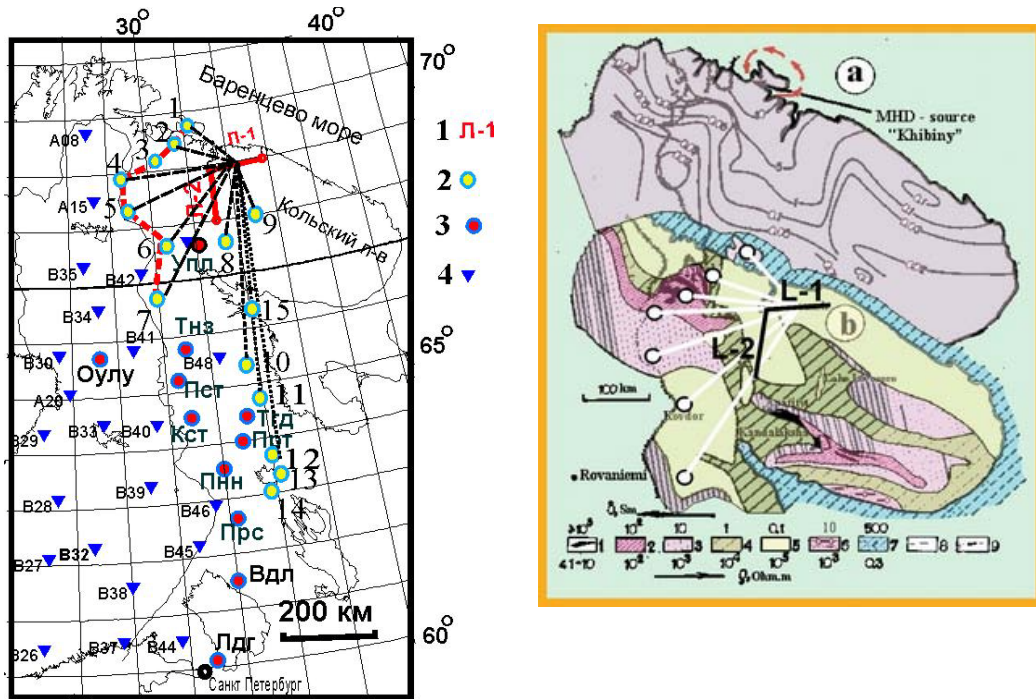
To assess the parameters of the rheological profile with depth a three-layered model was used – the upper crust of intermediate composition (15 km thick), the lower crust of basic composition (25 km thick) and below the upper mantle of ultrabasic composition occurs. The difference between the maximum and minimum compression stresses – the rock “strength” in relation to the temperature and pressure at the given depth was assessed in every layer. To this effect the Coulomb, Arrhenius and Dorn’s laws alongside with the data from (Moisio, Kaikkonen, 2000) were used (7, 8).

The main peculiarity of the rheological profiles obtained is the 80-110 km zone characterized by a fall in the differential stress, which is likely to be evidence of the plastic state of the substance in the given depth interval (9). This zone is closer to the surface and is rather thick for an anomalous area. It goes to a depth and becomes thinner for a “normal” section.

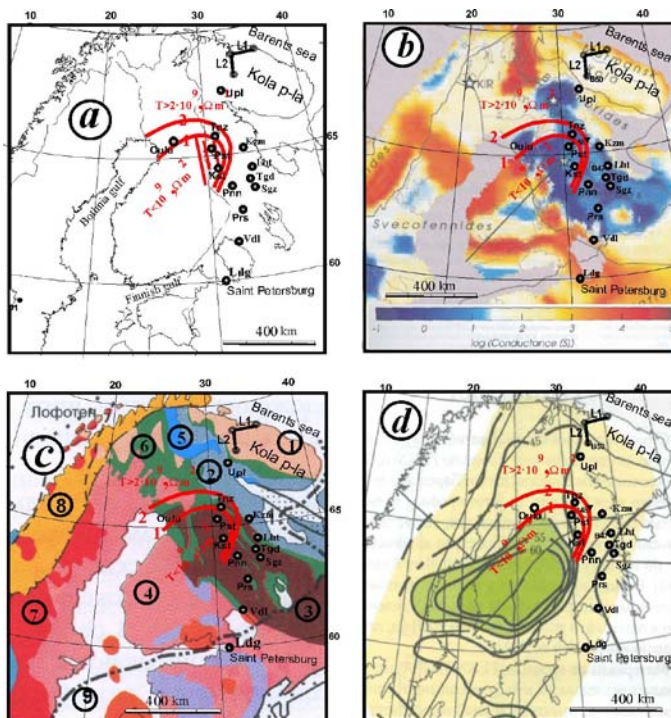
References

- Glaznev V.N.* Complex geophysical models of the Fennoscandian lithosphere. Apatity: K & M, 2003. 252 p.
- Dortman N.B.* Physical properties of rocks and mineral resources (reference book in geophysics). M: Nedra, 1984. 454 p.
- Parkhomenko E.I.* Electric properties of rocks // M: Nauka, 1965. 164 p.
- Kaikkonen P., Moisio K., Heeremans M.* Thermomechanical lithospheric structure of the central Fennoscandian Shield // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2000. V 119. P 209–235.
- Pasquale V., Verdoya M., Chiozzi P.* Heat flux and seismicity in the Fennoscandian Shield // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2001. V 126. P 147–162.
- Zhamaletdinov A.A., Shevtsov A.N., Korotkova T.G., et al.* CSMT- AMT Sounding of the Fennoscandian (Baltic) Shield with the use of industrial power lines (experiment Fenics-2008) // 19th Int. Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth. Beijing, China, Oct. 23-29, 2008. Abstr., V 1 of 2. S 1.2_E 13. P 180-186.

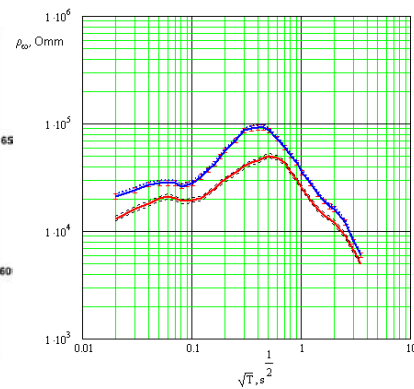
Геоэлектрические исследования с применением естественных и контролируемых искусственных источников электромагнитного поля



Слайд 1.



Аномалия пониженного поперечного сопротивления литосферы (а) (Zhamaletdinov et al., 2008), её сопоставление с коровой продольной проводимостью (b) (Korja et al., 2002), с геологией (c) (Глазнев, 2003) и с изолиниями границы Мохо (d) (Павленкова, 2006).



Слайд 2.

Температурная зависимость проводимости горных пород

Проводимость горной породы как сложного минерального образования определяется проводимостями каждой из компонент. При этом **в зависимости от данного температурного интервала наибольший вклад даёт какая-то одна группа минералов с близкими энергиями активации**, в другом температурном интервале максимальный вклад в проводимость окажет другая группа.

С ростом температуры активизируются минералы со всё большей энергией активации. Поэтому **температурная кривая удельного сопротивления** горной породы в **полулогарифмическом масштабе представляет ломаную линию, угол наклона отрезков которой увеличивается с ростом температуры**.

Таким образом, **электрическое удельное сопротивление (электропроводность) является индикатором температуры горной породы данного состава**.

Слайд 3.

Теоретические оценки и результаты измерений электропроводности горных пород при высоких температурах

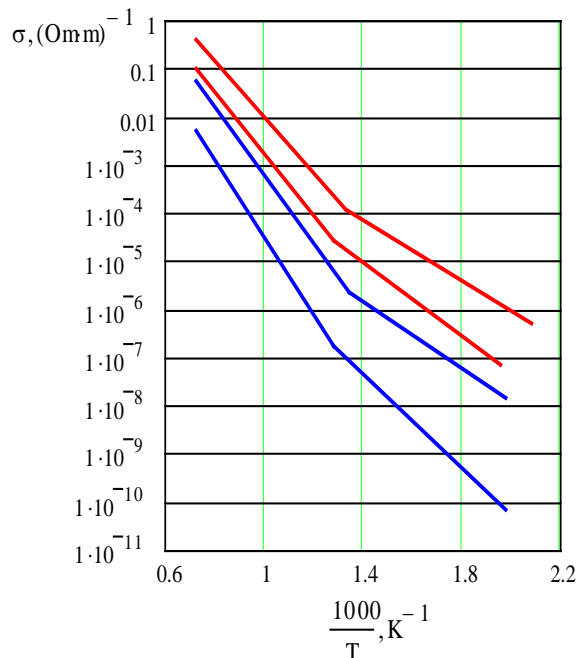
$$\rho = 1/\sigma$$

$$\rho = \rho_0 \exp(E_0/kT)$$

$$\ln(\rho) = \ln(\rho_0) + E_0/kT$$

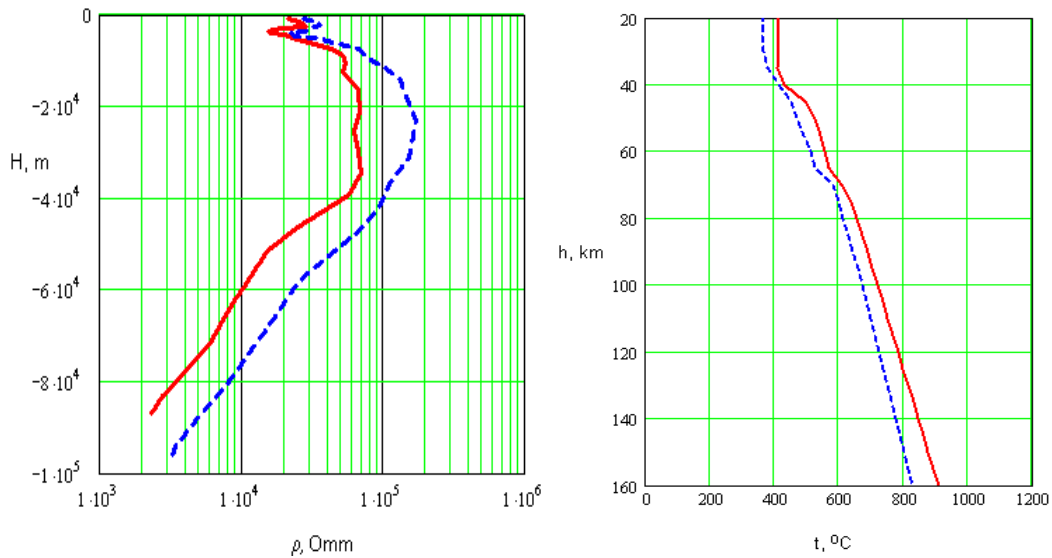
$$\ln(\sigma) = \ln(\sigma_0) - E_0/kT$$

Температурные кривые для удельной электропроводности: красные – для гранитов, синие – для базальтов.



Слайд 4.

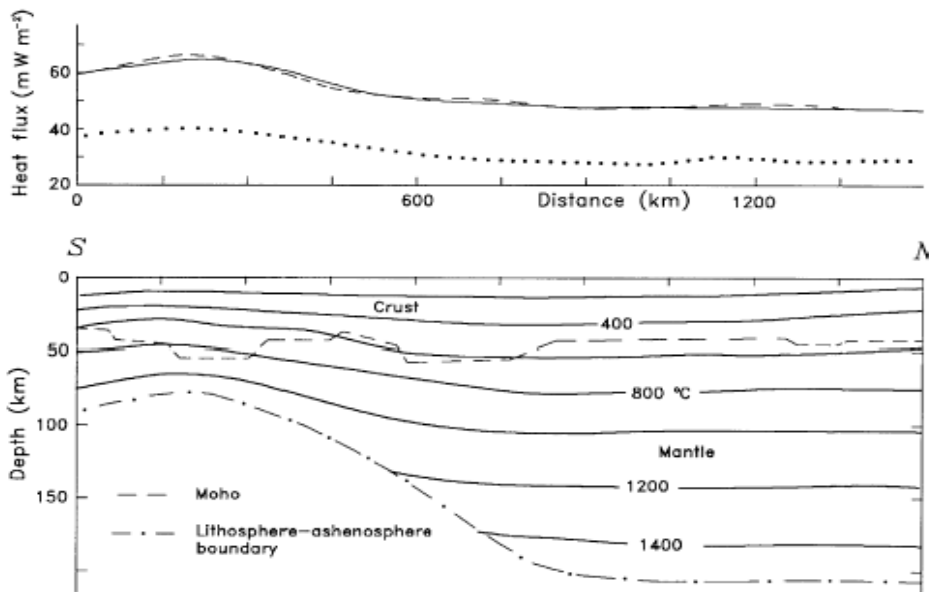
Оценка глубинного распределения температуры по геоэлектрическим измерениям



Геотермические кривые (справа), полученные по геоэлектрическим разрезам (слева) для северо-восточной части Карелии (синий штрих-пунктир) и для западной (аномальной) части Карелии (красная сплошная кривая).

Слайд 5.

Сейсмические данные и геотермы FENNOLORA (Pasquale et al., 2001)



Lithosphere thermal structure along the FENNOLORA profile. Above: observed (solid line) and modeled (dashed) surface heat flux, and heat flux from the mantle (dotted).

Слайд 6.

Связи реологических параметров с температурой

За основу при моделировании геотермического режима принята модель, состоящая из трёх слоев: верхняя кора среднего состава (мощность 15 км), нижняя кора основного состава (мощность 25 км) и ниже залегает верхняя мантия ультраосновного состава.

$\sigma_1 - \sigma_3$ – разность между максимальным и минимальным сжимающими напряжениями - «прочность» породы

Расчеты выполнялись по кулоновскому закону при относительно низких температурах – $T < 0.5 T_s$, где T_s – температура плавления.

Для высоких температур $T > 0.5 T_s$, в области пластической деформации использовалось уравнение установившейся ползучести (дислокационного крипа).

В нижней части разреза для оливинов при большом давлении (свыше 200 МПа) использовалось выражение для закона Дорна (Moisis, Kaikkonen, 2000).

$$\sigma_1 - \sigma_3 \geq \beta(1 - \theta)P(z)$$

$P(z)$ – литостатическое давление,

β – коэффициент статического трения,

θ – отношение порового давления к литостатическому.

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \left(\frac{\dot{\epsilon}}{A}\right)^{1/n} \exp\left(\frac{E}{nRT(z)}\right)$$

$\dot{\epsilon}$ – скорость деформации,

R – газовая постоянная,

E – энергия активации,

$T(z)$ – температура от глубины z ;

A и n – константы определенного типа геоматериала.

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \sigma_D \left[1 - \left(-\frac{RT}{E_D} \ln\left(\frac{\dot{\epsilon}}{A_D}\right) \right)^{1/2} \right]$$

Слайд 7.

Параметры моделирования реологического профиля (Moisis, Kaikkonen, 2000)

Table 1

Material parameters, which were used in our geotherms and strength calculations (taken from Goetze and Evans, 1979; Carter and Tsemm, 1987; Wilks and Carter, 1990; Ranalli, 1995; Kukkonen and Jöeleht, 1996)

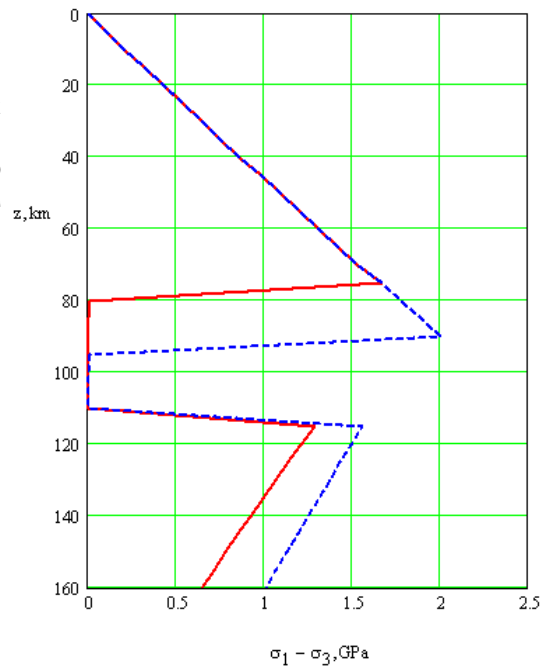
Petrology	Density, ρ (kg m^{-3})	Power-law exponent, n	Activation energy, E_p (kJ mol^{-1})	Initial constant, A_p ($\text{MPa}^{-n} \text{s}^{-1}$)	Thermal conductivity, k ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)	Heat production, A ($\mu\text{W m}^{-3}$)
Granite (wet)	2500–2800	1.9	140	2.0E – 04	2.5–3.5	0.7–3.2
Granite (dry)	2500–2800	3.3	186.5	2.0E – 06	2.5–3.5	0.7–3.2
Diorite (wet)	2800–2900	2.4	212	3.2E – 02	2.5–3.0	0–0.5
Diabase (dry)	2800–2900	3.4	260	2.0E – 04	2.5–3.0	0–0.5
Anorthosite (dry)	2800	3.2	238	3.2E – 04	2.5	0.2
Felsic granulite (dry)	2800	3.1	243	8.0E – 03	3.0	0.4
Olivine (dry)	3300	3.0	510	4×10^6	3.4–4.2	0–0.002

Flow parameters for the Dorn law				
Petrology	Density, ρ (kg m^{-3})	Activation energy E_D (kJ mol^{-1})	Initial constant A_D (s^{-1})	Dorn law stress σ_D (GPa)
olivine	3300	535	5.7×10^{11}	8.5

Слайд 8.

Оценки реологических характеристик земной коры по геоэлектрическим измерениям в Карелии и на Кольском полуострове

Главная особенность полученных реологических профилей – область 80-10 км, которая характеризуется спадом дифференциального напряжения, что свидетельствует о пластичном состоянии вещества в данном интервале глубин.



Слайд 9.



ΦΩΤΙΟΟΠΙΨΕΠΙ

PHOTOACCOUNT















Оглавление

Предисловие	3
Preface	4
Ю.А. Балашов, С.Г. Скублов. Контрастность геохимии магматических и вторичных цирконов в гранитоидах фанерозоя-хадея	5
Yu.A. Balashov, S.G. Skublov. Contrast geochemistry of igneous and secondary zircons in the phanerozoic-hadean granites	6
В.Р. Ветрин. Неоархейский анорогенный магматизм Кейвской структуры: возраст, геохимия, петрогенезис	17
V.R. Vetrin. Neoarchaeal anorogenic magmatism of the Keivy structure: age, geochemistry and petrogenesis.....	18
Ю.Л. Войтеховский. Принцип флуктуирующей диссимметрии	27
Yu.L. Voytekhovskiy. Principle of fluctuating dissymmetry	28
Н.Ю. Грошев, А.У. Корчагин, Ф.П. Митрофанов, В.В. Субботин. Расслоенная и краевая серии платиноносного массива Фёдоровой тундры (Кольский п-ов): принципы выделения, геолого-петрологическая характеристика и ЭПГ-минерализация	34
N.Yu. Groshev, A.U. Korchagin, F.P. Mitrofanov, V.V. Subbotin. Layered and marginal series of the Fedorova tundra PGE-bearing intrusion (Kola Peninsula): principles of identification, geological and petrological description and PGE-mineralization	34
В.Я. Евзеров. Фации гляциоэвстатических трансгрессий Кольского региона	42
V.Ya. Yevzerov. Glacioeustatic transgression facies of the Kola region	43
Д.В. Жиров, С.А. Климов, В.О. Румянцев. Измерение азимутальных характеристик в неоднородном магнитном поле ...	52
D.V. Zhiron, S.A. Klimov, V.O. Romyantsev. Measurement of azimuth characteristics in a heterogenous magnetic field	53
Н.М. Кудряшов. Магнезиальные гранитоиды (санукитоиды) Кольского п-ова: состав, возраст, изотопно-геохимические характеристики	61
N.M. Kudryashov. Magnesian granitoids (sanukitoids) of the Kola Peninsula: composition, age, isotopic-geochemical characteristics	62
Е.А. Ниткина, Ф.П. Митрофанов. Геолого-геохронологическое (U-Pb, Sm-Nd) обоснование этапов формирования Фёдорово-Панского интрузива	73
E.A. Nitkina, F.P. Mitrofanov. Geological and geochronological (U-Pb, Sm-Nd) substantiation of formation stages of the Fedorovo-Pansky intrusion	74
Н.О. Сорохтин, В.Н. Глазнев, Н.Е. Козлов. Прогноз потенциальной нефтегазоносности Баренцевоморского бассейна и развитие ресурсной базы прибрежной зоны Кольского региона	91
N.O. Sorokhtin, V.N. Glaznev, N.E. Kozlov. Prediction of potential oil and gas content in the Barents Sea basin and development of the natural resources in the littoral zone of the Kola Peninsula.....	92
А.В. Чернявский, Ю.Л. Войтеховский, А.В. Волошин, Е.Э. Савченко. Минералы золота в вулканогенных комплексах докембрия (Кольский п-ов и Северная Карелия)	98
A.V. Tchernyavskiy, Yu.L. Voytekhovskiy, A.V. Voloshin, E.Eh. Savchenko. Gold minerals in Precambrian volcanogenic complexes (Kola Peninsula and Northern Karelia)	99
А.Н. Шевцов. Оценка реологических параметров земной коры по результатам геоэлектрических измерений	106
A.N. Shevtsov. Assessment of the crust rheological parameters from geoelectric measurements	107
Фотоотчёт / Photoaccount	113

**Материалы научной сессии, посвящённой Дню российской науки.
Апатиты, 8 февраля 2010 г.**

Рекомендовано к печати Учёным советом Геологического института КНЦ РАН

Научное некоммерческое издание

Учреждение Российской академии наук
Геологический институт КНЦ РАН

Учреждение Российской академии наук
Кольский научный центр РАН

Российское минералогическое общество
Кольское отделение

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

