

На основании полученных материалов нами построена 3-х мерная модель расположения гипоцентров зафиксированных землетрясений приведенных выше в плане приведена на рис. 1 и выполнена с помощью оригинальных программа разработки профессора кафедры геофизики Кубанского Государственного Университета Гуленко В.И. позволяет более наглядно представить распределение гипоцентров зафиксированных сейсмических событий в пространстве.

Линиаментные зоны в соответствии с ранее проведенными мониторинговыми работами [4] приведены на рис. 2. Сближенные во времени землетрясения (черными линиями соединены пары сближенных во времени землетрясений). Как видно из выполненных построений линиаменты имеют самое разнообразное простираение, обусловленное тектоникой региона и пересекают друг друга, что вследствие суммирования сейсмического эффекта от близко расположенных линиаментов «автоматически» повышает сейсмическую опасность их дислокационных узлов.

В нашем случае основной закономерностью морфологии западной части Северного Кавказа является наличие двух направлений в ориентировке линиаментов: северо-восточное и северо-западное.

Анализируя пространственное расположение гипоцентров в период 2005-2007 годы и их концентрацию в литеральной зоне южнее п. Витязево – г. Новороссийск с результатами ранее проведенных работ в рамках программы выполненных в период 2001-2004 гг. нами сделано заключение о миграции гипоцентральных зон землетрясений на юг-запад [7].

ЛИТЕРАТУРА

1. Федеральная Целевая программа «Сейсмобезопасность территории России 2002-2010 г.» от 25.09.2001 № 690.
2. Система для прогнозирования землетрясений, Патент 35445 от 29.10.2003 г. Авторы: Бяков Ю.А., Бяков А.Ю., Котяшкин С.И., Круглякова Р.П., Шестопалов В.Л.
3. Разработка физико-геологической концепции и технология комплексного мониторинга сейсмической активности Азово-Черноморской зоны / отчет окончательный авторы Бяков А. Ю. Круглякова Р. П. Шестопалов В. Л. и др./ Отчет о НИР /ФГУДП «НИПИОкеангеофизика» ГНЦ ФГУП «Южморгеология»; Геленджик, 2000г. Фонды ФГУДП «НИПИОкеангеофизика».
4. Басенция Ш.А. Изучение структурных неоднородностей литосферных блоков и прогноза сейсмической опасности Российского сектора Черноморского региона и прилегающей акватории (Прогноз сейсмической опасности Черноморско-Азовского бассейна и Северного Кавказа): Отчет о НИР /ФГУДП «НИПИОкеангеофизика» ГНЦ ФГУП «Южморгеология»; Геленджик, 2000г. Фонды ФГУДП «НИПИОкеангеофизика».
5. Постановление Совета Министров Правительства Российской Федерации (от 11 мая 1993 года N 444, утвержденного Министром МЧС России С.К.Шойгу «О федеральной системе сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений» приказ N 46 от 17.06.93 г. Комитета Российской Федерации по геологии и использованию недр.
6. «Методических рекомендаций по созданию и эксплуатации локальных наблюдательных сетей сейсмических станций в составе службы мониторинга геологической среды Федеральной Системы Сейсмических наблюдений и прогноза землетрясений. Центр ГЕОН, Москва, 1998 г.
7. Мониторинг геофизических полей на Геленджикском и Дагестанском полигонах и газгидрогеохимических полей в Северо-Кавказском регионе Отчет по государственному контракту от 04.05.2005 № 10 в трех книгах УДК [550.83.015(470.62+470.67)+ (553.981.2+550.845)470.62/67](262.5) Гос. регистрационный № 1-05-73/4 ФГУНПП «Росгеолфонд» Геленджик 2007 г. Отв. Исполнитель Фоменко В.А.

ВЕРХНЕКОРОВЫЕ АНАЛОГИ ГЛУБИННЫХ ЧАСТЕЙ РАЗРЕЗА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Ветрин В.Р.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты, vetrin@geoksc.apatity.ru

При изучении глубинного строения литосферы восточной части Балтийского щита в последние 50 лет широко применяются геофизические методы, и в первую очередь – метод глубинного сейсмического зондирования. В результате проведенных работ [1-3] обосновано представление о градиентно-слоистом строении земной коры региона и индивидуальности глубинных структур различных участков коры. Существенно изменилась интерпретация природы горизонтальных сейсмических границ, чему в значительной степени способствовала проходка Кольской сверхглубокой скважины [3, 4]. Наиболее четко проявленной границей раздела литосферы является поверхность М, определяющая среднюю мощность земной коры восточной части Балтийского щита в ~40 км при минимуме 30 км в юго-восточной части Карельского кратона, и максимуме в 62 км на границе Карельского кратона и палеопротерозойского Свекофеннского орогена. В центральной части Кольского полуострова мощность коры составляет 40-44 км с ее уменьшением до 36-38 км по направлению к побережью Баренцева моря и к востоку – к горлу Белого моря. Нижняя часть коры (базальтовый или гранулит-базитовый слой) имеет мощность в 10-12 км, достигая мощности >20 км под Беломорской провинцией. Толщина нижнего слоя увеличивается по мере утолщения

коры, что наряду с уменьшением в ее составе доли верхней и средней коры позволяет предполагать увеличение мощности нижней коры за счет всплывания мантийных астенолитов и образования «базальтовой» подушки на границе кора-мантия. Мощность средней коры колеблется от 5 до 20 км, с обратной корреляцией между толщиной нижней и средней коры, а также мощностью средней коры и земной коры в целом. Предполагается близость химического состава среднего и верхнего этажей коры, вследствие чего в ряде случаев верхний и средний отделы объединяются в единый верхний этаж. Верхняя кора (гранитный или гранито-метаморфический слой) имеет сильно варьирующую мощность (3-15 км), и подразделяется на верхний комплекс, состоящий из метаморфизованных первично осадочно-вулканогенных образований (гнейсы, мигматиты, интрузивные породы кислого, среднего и основного составов), и комплекс основания, представленный главным образом тоналитовыми гнейсами, амфиболитами и глиноземистыми гнейсами.

Наиболее полный разрез верхней коры вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной, достигшей глубины 12262 м. Кроме первого ствола, достигшего глубины 11662 м, пробурено еще 3 ствола в интервалах 9360-12066 м, 7000-12262 м и 9653-11882 м, что позволяет построить объемную модель геопространства скважины [3, 4]. До глубины 6842 м вскрыты породы нижнепротерозойского эффузивно-осадочного комплекса, залегающие с угловым несогласием на архейских гнейсах, амфиболитах и гранитах, образующих антиклинальную структуру, усложненную складками более высоких порядков. Породы архейского комплекса скважины подразделены на 5 ритмов, каждый из которых состоит из 2 толщ, представленных главным образом биотит-плагиоклазовыми гнейсами тоналит-трондьемитового состава (~45%) и гнейсами с высокоглиноземистыми минералами (~20%), относящимся, соответственно, к первично вулканогенным и первично осадочным образованиям. Около 30% разреза составляют амфиболиты с телами железистых кварцитов, и ~5% – жильные гранитоиды. Породы разреза относятся к ритмично переслаивающимся толщам терригенных песчано-глинистых и лептито-амфиболитовых железисто-кремнистых формаций, позволяющих отнести их к образованиям верхней части зеленокаменного пояса известково-щелочного типа, претерпевшего интенсивную переработку метаморфическими процессами, мигматизацией и гранитизацией. Метаморфизм пород архейского комплекса КСГС происходил как в условиях амфиболитовой (допеченгской) фации, так и при термодинамических параметрах поздней (печенгской) низкотемпературной амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций андалузит-силлиманитового типа. Возраст протолитов гнейсов оценивается в 2950-2850 млн. лет, образование пегматитов происходило около 2740 млн. лет на заключительных этапах метаморфизма, формирование K-Si метасоматитов в нижней части разреза КСГС установлено в 2225 млн. лет, и внедрение жил порфировидных гранитов определено в 1766 млн. лет [4, 5].

Согласно геолого-геофизическим и изотопно-геохимическим данным наибольшее сходство с породами архейского комплекса КСГС имеют гнейсово-амфиболитовые комплексы Сванвик-Нейденского сегмента Кольско-Норвежского блока, которые включают амфиболиты, железистые кварциты, гнейсы с высокоглиноземистыми минералами, и образуют с гнейсами тоналит-трондьемитового (дацит-плагиоориодацитового) состава структурно-вещественную ассоциацию пород, свойственную для докембрийских гранит-зеленокаменных областей. Главным типом пород Сванвик-Нейденского сегмента являются дацит-плагиоориодацитовые и тоналит-трондьемитовые комплексы, первые из которых имеют преимущественно эффузивный генезис (комплекс гарсио), и вторые – интрузивное происхождение (комплексы варангер, сванвик; киркенес и др.). Для комплексов сванвик и киркенес установлена дифференциация от биотитовых трондьемитов первой (главной) фазы до лейкотрондьемитов и лейкогранитов. В современном эрозионном срезе «серые гнейсы» образуют линейаризированные части куполовидных структур, в межкупольных пространствах которых располагаются реликты зеленокаменных структур, сложенных слюдяными гнейсами, сланцами, амфиболитами и железистыми кварцитами. Крупнейшей из них является зеленокаменная структура Бьернватн, имеющая тектонические контакты с окружающими тоналит-трондьемитовыми комплексами варангер и киркенес, и содержащая промышленные месторождения железистых кварцитов. U-Pb возраст цирконов из «серых гнейсов» определен в 2.8-2.84 млрд. лет, и время метаморфизма – в 2.7 млрд. лет. Гнейсы пересекаются плутонами порфировидных гранитов и гранодиоритов (~2.5 млрд. лет), дайками гранитов и пегматитов с возрастом 2.7-2.5 млрд. лет. Метаморфизм пород не превышал средних ступеней амфиболитовой фации. Аналогичными породными ассоциациями сложена восточная часть блока Инари, и в позднем архее блок Инари и Сванвик-Нейденский сегмент Кольско-Норвежского блока входили, вероятно, в состав единой гранит-зеленокаменной области, разобранной в раннем протерозое при формировании структуры Полмак – Пасвик – Печенга – Имандра-Варзуга. По геологическим данным и результатам глубинного сейсмического зондирования породы северо-западного обрамления Печенги, входящие в состав Сванвик-Нейденского сегмента, прослеживаются далее к юго-востоку, где образуют преобладающую часть фундамента Печенгского палеорифта, и на глубинах 6842-12262 м пересечены Кольской сверхглубокой скважиной.

К породам средней коры региона отнесены тонкополосчатые породы эндербит-чарнокитового состава с линзами плагиопироксенитов, метагаббро, метагабброноритов, образующие изолированные массивы с тектоническими контактами среди глиноземистых гнейсов верхней коры. Породы эндербит-чарнокитового состава характеризуются ортопироксен-биотитовым или ортопироксен-клинопироксен-биотитовым парагенезисами темноцвет-

ных минералов, гиперстены имеют низкие концентрации глинозема, и биотиты – повышенное содержание TiO_2 , что характерно для пород гранулитовой фации. По составу породы эндербит-чарнокитового состава близки тоналитовым гнейсам верхней коры, и их появление в разрезе Кольской сверхглубокой скважины можно было ожидать на глубинах более 15 км. В отличие от верхней коры рассматриваемые породы не содержат заметных количеств глиноземистых гнейсов, имеющих первично осадочный генезис. Возраст пород средней коры, находящихся среди гранитоидов Мурманского блока колеблется в пределах 2770-2790 млн. лет, и составляет 2830-2840 млн. лет для эндербитовых ассоциаций Кольско-Норвежского блока. Породы средней коры имеют весьма низкое содержание углеводородных газов – метана и его гомологов, а также высокое F/Cl отношение. Для них характерны повышенные концентрации гелия и постоянство отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, свидетельствующее о хорошей сохранности захваченного гелия. Вклад мантийного ^3He оценивается почти в 100%, ^4He – составляет около 0,5%, и вклад других летучих компонентов мантии был, вероятно, не более 1%.

Породы нижней коры представлены преобладающими гранатовыми гранулитами ($\text{Grt}+\text{Cpx}+\text{Pl}+\text{Opx}+\text{Qtz}+\text{Kfs}+\text{Phl}+\text{Hbl}$, $T\sim 750^\circ\text{C}$, $P=12-15$ кбар), двупироксеновыми и гранатовыми пироксенитами ($\text{Cpx}+\text{Pl}+\text{Grt}+\text{Opx}+\text{Hbl}+\text{Qtz}$), и образуют ксенолиты в ультраосновных лампрофирах и кимберлитах трубков взрыва и даек с возрастом 380-360 млн. лет. В истории формирования нижней коры выявлены 2 главных возрастных этапа: неоархейский и ранний палеопротерозойский. В позднем архее (2,95-2,7 млрд. лет) образование мафической нижней коры было связано с внедрением в основание ранней коры расплавов основного состава, аналогами которых в верхней части литосферы являются вулканы зеленокаменных поясов. Около 2,8 млрд. лет назад породы нижней коры испытали процессы парциального плавления с формированием расплавов тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава, и $\sim 2,75$ млрд. лет – региональный метаморфизм, в процессе которого возникли незональные кристаллы циркона с повышенными концентрациями U и Th. В раннем палеопротерозое (2,5-2,4 млрд. лет) изменение состава нижней коры происходило при внедрении в нее расплавов, образующих в породах верхней коры расслоенные интрузии и комагматичные с ними вулканы, интрузии друзитов и габбро-анортозитов. Изучение Sm-Nd системы показало, что концентрации палеопротерозойского вещества в нижнекоровых ксенолитах варьируют от 8% до 99%. Среди неоархейских цирконов наиболее раннее время образования установлено для цирконов с конкордантным значением 2844 ± 11 млн. лет, близким возрасту инициальных вулканитов Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов. Более молодой конкордантный возраст (2788 ± 35 млн. лет) определен для незональных слабо окрашенных призматических кристаллов, которые по морфологии, содержанию U (65-93 ppm) и отношению Th/U (0,33-0,43) коррелируются с цирконами неоархейских тоналитовых гнейсов. Появление "тоналитовых" цирконов в породах базальтового состава было обусловлено, вероятно, парциальным плавлением последних с формированием тоналит-трондьемитовых расплавов, образующих существенную часть верхней коры. Подтверждением процессов парциального плавления гранатовых гранулитов является наличие в них обособлений и прослоев гранитоидного состава, чередование которых с гранатовыми гранулитами местами придает породе полосчатую текстуру. Для цирконов, расположенных на дискордии с верхним пересечением в 2737 ± 26 млн. лет, характерно незональное или неотчетливо зональное строение и повышенные относительно «тоналитовых» цирконов концентрации U (112-332 ppm) и Th (84-399 ppm). Указанные особенности строения и состава кристаллов позволяют предположить, что их формирование происходило в процессе преобразования первично магматических «тоналитовых» цирконов. В отличие от стандартных цирконов из гранитоидов, для части рассматриваемых цирконов характерно обогащение легкими РЗЭ и наличие положительной Eu- аномалии, что было вызвано воздействием процессов метаморфизма и метасоматоза, обусловивших также сильно дискордантное положение изученных цирконов на диаграмме с конкордией. Имеющиеся данные показывают, что раннепалеопротерозойский этап формирования нижней коры Беломорского подвижного пояса происходил в условиях высокой разогретости вещества вследствие внедрения в неоархейскую мафитовую кору большого количества мантийных расплавов, сопровождавшихся явлениями пластического течения материала и его гомогенизацией в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Результаты петрографического изучения гранатовых гранулитов свидетельствуют об их переработке в позднем палеопротерозое процессами гранитизации и анатексиса. В гранитизированных породах минералы пироксен-гранат-плагиоклазовой матрицы замещены ортоклазом, плагиоклазом, кварцем и скаполитом, сопровождавшихся разрушением зерен темноцветных минералов – граната, клинопироксена и ортопироксена – и образованием округлых сложноограненных кристаллов циркона размером до 0,2-0,4 мм. Возрастные значения рассматриваемых цирконов образуют на диаграмме с конкордией область от 1831 ± 23 до 1392 ± 21 млн. лет. Вся совокупность возрастных данных характеризуется одномодальным распределением с максимальным количеством значений в интервале 1650-1800 млн. лет, и аппроксимируется изохронной зависимостью со $\text{СКВО}=3.1$. Верхнее пересечение отвечает возрасту 1750 ± 30 млн. лет, и может рассматриваться, вероятно, в качестве усредненной оценки возраста гранитизации нижней коры, близкого к времени формирования интрузий калиевых посторогенных гранитов с возрастными 1,85-1,76 млрд. лет в верхней коре северной части Балтийского щита. Спектры распределения РЗЭ для рассматриваемых цирконов имеют отчетливо проявленные положительную цериевую и отрицательную европиевую аномалии (соответственно, $\text{Ce}/\text{Ce}^*=9-57$ и $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,3-0,8$), но существенно различаются по концентрациям тяжелых лантаноидов. Для преобладающей части цирконов отношение $(\text{Lu}/\text{Gd})_n$ со-

ставляет 0,2-9, что свойственно для цирконов, кристаллизовавшихся в субсолидных условиях гранулитовой фации в ассоциации с гранатом. Для некоторых образцов установлены более высокие значения этого отношения (35-40), характерные для цирконов, образованных в равновесии с анатектическими расплавами. Наименьшие конкордантные значения возраста – 326 ± 13 млн. лет и 261 ± 3 млн. лет – определены для обломков призматических кристаллов с хорошо выраженной осцилляционной магматической зональностью.

Верхняя мантия региона по данным исследования глубинных ксенолитов сложена шпинелевыми перидотитами, в различной степени подверженных процессам метасоматоза и парциального плавления. Содержание модалного оливина в ксенолитах и его состав показывают, что литосфера под докембрийской корой Кольского полуострова имеет сходство с фанерозойской литосферной мантией, и точки состава ксенолитов расположены в пределах «океанического тренда». Степень плавления пород верхней мантии, оцененная по составу клинопироксена, колеблется от 7-8% до 15-20%, что соответствует объему расплава, необходимому для формирования расслоенных интрузий перидотит-пироксенит-габброноритового состава и связанных с ними вулканитов с возрастом 2,4-2,5 млрд. лет. Более поздние процессы модалного метасоматоза (образование амфибола, клинопироксена, апатита, ильменита) приводили к обогащению литосферы рядом редких элементов и были обусловлены взаимодействием девонского плюма с породами верхней мантии. Процессы метасоматоза происходили непосредственно перед образованием расплавов, исходных для девонских щелочно-ультраосновных интрузий с карбонатитами и ультраосновных лампрофиров, для которых начальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ варьируют, соответственно, от 0.70445 до 0.711126 и от 0.51216 до 0.51226. В породах и минералах щелочно-ультраосновных интрузий выявлено высокое содержание ^3He в захваченном флюиде с низким первичным отношением $^4\text{He}/^3\text{He}$ ($3 \cdot 10^4$). Эти данные указывают на присутствие во флюидной фазе компоненты мантийного плюма, обогащенной ^3He . Вклад нижней мантии, верхней мантии и атмосферы при образовании рассматриваемых пород оценивается как 2%, 97,95% и 0,05% соответственно [6].

Грант РФФИ 07-05-00100, программа №4 приоритетных исследований ОНЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: Кольский научный центр. 1993. 145 с.
2. Строение литосферы российской части Баренц-региона.. Петрозаводск: изд. Кар.НЦ РАН, 2005. 318 с.
3. Березовский Н.С., Галдин Н.Е., Кузнецов Ю.И. Геофизические исследования сверхглубоких скважин (Кольской и Новохольской) как основа интерпретации геологического строения кристаллического фундамента. Тверь: АИС. 2006. 395с.
4. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования. М.: Изд-во МПР. 1998. 260 с.
5. Бибикова Е. В., Ветрин В. Р., Киризова Т. И., и др. Геохронология и корреляция пород нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины. // Докл. РАН. 1993. Т. 332. № 3. С. 360-363.
6. Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B. et al. Rare gas isotopes and parent trace elements in ultrabasic-alkaline carbonatite complexes, Kola Peninsula: identification of lower mantle plume component // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2002. V. 66. N. 5. P. 881-901.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКИ БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО РЕГИОНА

Винокуров И.Ю.¹, Каленич А.П.¹, Егоров А.С.²

¹Федеральное государственное унитарное научно-производственное предприятие
по морским геологоразведочным работам «Севморгео», г. Санкт-Петербург

² Санкт-Петербургский Государственный Горный институт имени Г.В.Плеханова (Технический Университет),
г. Санкт-Петербург

Западная арктическая окраина Евразии относится сегодня к типу обычных пассивных континентальных окраин. Однако в строении Баренцево-Карского шельфа имеются весьма специфические отличия от атлантического тектонотипа.

К ним относятся:

- огромная площадь шельфовой зоны;
- наличие на шельфе переуглубленных областей [7];
- развитие многочисленных зон тектоно-магматической (метасоматической) активизации;
- проявление современного вулканизма в пределах коллизионных структур [3];
- развитие коллизионных дислокаций (как в периферических – Западный Шпицберген, Северная Земля, Таймыр, так и во внутренних областях шельфа – Новая Земля, Вайгач).

Сложившиеся на сегодняшний день представления о геологической структуре Баренцево-Карского региона достаточно разнородны и несколько противоречивы. Среди многих представлений доминируют две