

6. *Проскуряков В.В., Увадьев Л.И.* Лампроиты восточной части Балтийского щита // Известия АН СССР, сер.геол. 1992. №8. с.65–75.
7. *Орлова М.П., Шаденков Е.М.* Лампроиты Костомукши (Юго-Западная Карелия) // Зап.ВМО. 1992. №6. с.33–43.
8. *Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И. и др.* Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита.//Петрология. 1999. т.7. №3. с. 252–275.
9. *Путинцева Е.В., Ульянов А.Г.* Камафугиты (и кимберлиты группы II) – представители семейства калиевых ультрамафитов Костомукшского дайкового поля. //Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Петрозаводск. 1999. с.116–117.
10. *Putintseva E.V., Uljanov A.G.* Kimberlites II and Lamproites of Kostomuksha region as separate complexes of the rocks.//Svekalapko/Europrobe, 2<sup>nd</sup> Workshop. Abstracts. Repino. 1998. P.52.
11. *Саблуков С.М.* Петрохимические серии кимберлитовых пород Архангельской провинции.//6 Int. Kimb. Conf. Ext. Abstracts. Novosibirsk. 1995. P. 481–483.
12. *Саблуков С.М.* О петрохимических сериях кимберлитовых пород.//Доклады АН СССР. 1990. т.313. № 4. с. 935–939.
13. *Mahotkin I.L.* Petrology of Group 2 kimberlite-olivine lamproite (K2L) series from the Kostomuksha area, Karelia area, NW Russia// 7 Int. Kimb. Conf. Ext. Abstracts. Cape Town. 1998. P. 529–531.

## **Рифейские рифтогенные структуры в раннедокембрийском основании Чапомского грабена на Терском берегу Кольского полуострова**

**Пржиялговский Е.С.**

Геологический институт (ГИН) РАН, г. Москва, e-mail: [prz4@yandex.ru](mailto:prz4@yandex.ru)

Терригенные отложения рифейского возраста распространены на Терском берегу Кольского полуострова в виде единого поля, протягивающегося от Турьего полуострова до устья р. Варзуга, а восточнее встречаются лишь в виде изолированных впадин – останцов эродированного чехла. Положение и строение подобных останцов является ключом для изучения рифейских рифтогенных разломов в раннедокембрийском кристаллическом фундаменте рифейского чехла. В данной работе представлены результаты изучения системы рифтогенных разломов и трещин, заложившихся в раннедокембрийских комплексах в вершине крупного рифейского грабена, рассмотрены динамические аспекты наложенно-унаследованного характера развития разрывной сети и критерии возрастной фильтрации трещиноватости. Участок исследования оказался чрезвычайно информативен для детализации морфологии разрывных нарушений, выяснения кинематики смещений и понимания динамических предпосылок развития рифтовой зоны в целом.

Чапомский грабен представляет собой небольшую приразломную впадину асимметричного строения, которая выполнена терригенными толщами рифея – преимущественно песчаниками, алевролитами и конгломератами чапомской свиты, несогласно залегающими на мигматизированных гнейсах и амфиболитах беломорского комплекса, интенсивно дислоцированных в конце архея – раннем протерозое. Впадина вытянута на 5-6 км в северо-западном направлении от устья р. Чапома вдоль системы сбросов, резко ограничивающих распространение рифейских пород с северо-востока. Западное и юго-западное ограничения впадины, также проводимые по подошве рифея, имеют более сложную в плане форму с субширотными маломощными «языками» песчаников и конгломератов, несогласно залегающими на гранито-гнейсах. Максимальные мощности отложений чапомской свиты, разрез которой почти непрерывно вскрыт долиной р. Чапома, наблюдаются в осевой части грабена и вдоль северо-восточной тектонического борта, достигая первых сотен метров.

В тектоническом плане Чапомский грабен находится на продолжении выявленного в акватории Белого моря по сейсмическим данным Керетьско-Лешуконского, в котором мощность рифейских отложений достигает нескольких километров, и фактически является его замыканием [1]. Как и другие грабены Беломорской рифтовой системы Керетьско-Лешуконский грабен обрывается на границе Кольского массива (который в рифейское время и позже оставался практически монолитным

блоком) и лишь небольшим фрагментом продолжается на Терском берегу. Аналогичные останцы рифейского чехла обнаруживаются по всей периферии полуострова и не встречаются на удалении от побережья, что объясняется прежде всего унаследованным характером заложения рифтогенных впадин вдоль раннедокембрийских шовных структур периферии Кольского массива. Несмотря на существенные различия геодинамики и реологии тектогенеза в раннем и позднем протерозое, крутопадающие сбросы рифтовой стадии, как правило, закладывались вдоль уже существовавших тектонических зон, не затрагивая обособленные в раннем докембрии тектонические массивы [2].

Общая картина рифтогенных разломов в акватории Белого моря устанавливается путем изучения мощностей рифейских отложений по данным сейсмического профилирования [3] и, в какой-то мере, путем сопоставления с системой неотектонических разломов и трещин, выраженных в рельефе дна. Эта довольно разреженная сеть разломов, один из которых ограничивает северо-восточный борт Чапомского грабена, отчетливо прослеживается и на суше. Методика исследования разломно-трещинной системы включала изучение приразломных тектонических структур как в осадочных толщах, так и за границами грабена, изучение и сопоставление характера внутриразломных изменений и жильных образований, применение статистических методов структурного анализа. Для изучения морфологии и картирования разломно-трещинной сети одним из важнейших инструментов остается дешифрирование космических снимков, которое в сочетании с другими методами дает возможность проводить возрастную разбраковку (фильтрацию) выявленных структур и реконструировать динамику развития крупных разломов и систем сингенетических им трещин каждого конкретного этапа тектогенеза. Как правило, системы трещиноватости определенного возраста отличаются по характеру взаимоотношений и морфологии трещин, имеют определенный шаг одноранговых структур, сходное проявление в геоморфологии и развиваются в определенном поле тектонических напряжений.

На цифровых спектрозональных космоснимках в рабочем масштабе около 1 : 50 000 на всей площади распространения раннедокембрийских пород, практически независимо от характера обнаженности, ландшафтно проявлена система линеаментов, которые в обнажениях фиксируются зонами пластических сдвигов, часто с новообразованной сланцеватостью и бластомилонитизацией, аналогичные повсеместно отмечаемым в беломорском комплексе **тектоническим зонам позднеахейского и раннепротерозойского возраста**. Эти зоны пластических и субпластических деформаций развивались в условиях метаморфизма амфиболитовой фации и высокой реологической неоднородности среды. В плане они образуют сложную систему разветвляющихся и вновь сливающихся тектонических зон, часто дугообразно или линзообразно огибающих отдельные блоки, более компетентные или структурно обособленные ранее. В этой системе отчетливо проявляется (тектонизируется) большинство контактов петрологически разнородных раннедокембрийских толщ, в виде будин и концентрических структур окаймляются тела интрузий и ядра гранитизации.

В отличие от линеаментов последующих этапов разломообразования линеаменты, отвечающие синметаморфическим зонам сдвиговых деформаций, выделяются достаточно просто как раз благодаря морфологии и системным особенностям. Критериями их диагностики являются, в частности, слияния с концентрическими и дуговыми структурами малого радиуса кривизны, дуговые сочленения или слияния линеаментов значительно различающихся по ориентировке, отсутствие резких пересечений, смещений по разновозрастным зонам или Т-образных сочленений. В рельефе эти линеаменты, если они не подновлены более поздними подвижками, выражены широкими полосами линейно ориентированных мелких гривок и лощин, болотистыми долинами без выдержанного разграничения возвышенных и низменных участков. В соответствии с главенствующими простираниями структур беломорид они имеют субширотную – северо-восточную ориентировку, поперечную на данном участке к северо-западным простираниям разломов Чапомского грабена.

Главные **рифтогенные разломы** в районе Чапомского грабена также дешифрируются на космоснимках и являются продолжением разломов, выявленных в прилегающей акватории при сейсмопрофилировании. Отчетливо видно затухание разломной зоны северо-восточного борта грабена при удалении от моря на несколько километров, ее виргация по поперечным направлениям вдоль дорифейских структур.

Сеть рифтогенных разломов, развивавшихся конседиментационно, продолжала усложняться в процессе формирования осадочного чехла, что привело к дроблению рифейских отложений на блоки, для которых фиксируются не только относительные смещения, но относительные вращения с резкими изменениями наклона пластов, благодаря листрическому характеру разломов. Разломы, разделяющие блоки рифейских отложений, выражены зонами катаклаза мощностью 1 – 2 м с подворотом слоев, будинажем слоев песчаников и гравеллитов, мелковолнистой складчатостью аргиллитов, многочисленными зеркалами скольжения по мелким дуговым трещинам. В обнажениях отмечаются сбросовые смещения до нескольких метров, хотя для разно наклоненных блоков, разделенных тектонически обусловленными лощинами, можно предполагать существенно большие амплитуды.

К зоне разломов северо-восточного борта примыкают сбросы субширотной ориентировки вдоль которых протягиваются «языки» рифейских впадин более пологого западного борта грабена. Эти разломы также отчетливо дешифрируются на космоснимке и прослеживаются за пределы грабена в гнейсах фундамента. В гнейсах бортовых зон разломы и трещины рифейского этапа проявляются как хрупкие малоамплитудные сбросо-сдвиговые нарушения изредка с подворотами слоев и жилками кварца или кальцита, которые как правило возникали при подновлении рифтогенных структур в палеозое. Они в какой-то мере используют широтные дорифтовые структуры, не повторяя, однако, их линзовидный волнистый рисунок. При увеличении масштаба изображения снимка заметны смещения дорифтовых структур, на участках их пересечений новообразованными разломами. В отличие от синметаморфических тектонических зон, рифтогенные разломы и оперяющие их трещины прямолинейны или полого изогнуты в плане, обычно имеют Т- или Н-образные сочленения, не обусловленные смещениями. Таким образом, общая картина рифтогенных разломов и трещин выявляется по контролю рифейских грабенов и впадин, по стилю взаимопересечений и смещений и сходству выраженности на космоснимках.

Анализируя рисунок системы рифтогенных разломов Чапомского грабена и его окружения, характер смещений можно утверждать, что данная структура, возникшая в области пропагации более крупного Керецко-Лешуконского грабена, развивалась при реализации трансенсивных левосторонних смещений вдоль сбросово-сдвиговой зоны северо-восточного борта, которые быстро затухают на удалении от береговой линии с образованием веера субширотных сбросов в висячем крыле.

Возникшая в рифее система разломов подновлялась в **палеозое** и на **неотектоническом этапе**, что уже отмечалось на других участках Беломорской рифтовой системы [4]. Палеозойская активизация сопровождалась гидротермальной проработкой трещин с образованием маломощных карбонатных прожилков, вдоль которых иногда отмечаются зеркала скольжения. Неотектоническая активность разломов проявляется в блочном строении денудированного ледником рельефа, в морфологии морских террас, что хорошо видно на космоснимках, а также в рельефе морского дна и по мощностям современных морских отложений [5]. В данном районе в четвертичное время активизировались и образовывались разломы и трещины преимущественно трех направлений: северо-восточного, северо-западного и восток-северо-восточного.

Для трещиноватости в рифейских песчаниках, которая формировалась в течение всего платформенного этапа, анализировалась статистика смещений и бороздчатости, которая в большей степени характеризует динамические условия неотектонической активности. Простираения наиболее выраженных сбросовых смещений и полого наклоненная к юго-востоку ось максимального растяжения имеют азимут 150, т.е. развернуты на 15–20° против часовой стрелки относительно ориентировок осей растяжения, определенных нами для более западных участков Терского берега. Наибольшее расхождение в ориентировках главных осей палеонапряжений рифтового и новейшего этапов разломообразования должно отмечаться в горле Белого моря, где батиметрически выраженные сбросовые ступени располагаются поперек простираения рифейских грабенов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 06-05-64848, программы ОНЗ РАН № 14.

#### *Литература*

1. Балугев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23–38.

2. Балувев А.С., Терехов Е.Н. К вопросу о причинах приуроченности (унаследованности) авлакогенов к палеопротерозойским подвижным поясам // Геодинамика формирования подвижных поясов. Мат. междунар. конференции. Екатеринбург, 2007. С. 23–27.

3. Казанин Г.С., Журавлев В.А., Павлов С.П. Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря // Бурение и нефть, 2006, № 2. С. 26–28.

4. Пржиялговский Е.С., Моралев В.М., Балувев А.С., Ларин Н.В., Терехов Е.Н. Новые данные о структурном контроле даек среднепалеозойских щелочных пород Беломорского пояса. -Изв. вузов. Геология и разведка, 1996, № 5, с. 3–10.

5. Тарасов Г.А., Шлыкова В.В. Распределение мощностей четвертичных отложений и основные черты довалдайской поверхности бассейна Белого моря // Доклады АН 2006, т. 411, № 2. С. 226–230.

## Основные этапы эволюции разломно-трещинной тектоники Онежско-Кандалакшского палеорифта

Пржиялговский Е.С., Балувев А.С.

Геологический институт (ГИН) РАН, г. Москва, e-mail: [prz4@yandex.ru](mailto:prz4@yandex.ru); [baluev@ilran.ru](mailto:baluev@ilran.ru)

Онежско-Кандалакшский палеорифт (ОКР) представляет собой наиболее крупную ветвь рифтовой системы Белого моря, протягивающуюся в северо-западном направлении вдоль Кандалакшского и Онежского заливов Белого моря. Рифейские отложения в трогах его осевой части по последним данным сейсмопрофилирования [5] достигают мощности 7–8 км и асимметрично выклиниваются к его бортам, обнажаясь в виде относительно маломощной (до 0,6 км) терригенной толщи лишь на Терском берегу Кольского полуострова. Наибольшие градиенты мощностей среднерифейских отложений отмечаются вдоль юго-западных разломных ограничений грабена, указывая на время наиболее значительных сбросо-раздвиговых тектонических движений. Помимо этого главного этапа формирования разломно-трещинной сети ОКР, можно выделить и предрифтовый этап, когда происходило внедрение комплекса даек лампроитов на северо-западном окончании Кандалакшского грабена, и два этапа активизации уже сформировавшихся рифейских рифтогенных структур – палеозойский и неотектонический, отчетливо проявляющиеся при анализе трещиноватости в рифейско-вендских отложениях и в их кристаллическом фундаменте, а также даек и жильных образований.

**В предрифтовый этап** в раннедокембрийских комплексах заложилась система вязко-хрупких разрывов, которые в северо-западном Беломорье контролировали положение даек лампроитов с возрастом 1720 млн. лет, внедрявшихся вдоль раздвиговых структур, и постметаморфических жильных образований карбонатно-калишпатовой ассоциации, развивавшихся преимущественно по оперяющим сколовым трещинам.

Ориентировка даек лампроитов в районе залива Порья Губа выдержана в интервале СЗ 320–330° при крутых углах падения 70–80° на юго-запад, что свидетельствует об относительно высокой однородности поля тектонических напряжений для данного участка в период, предшествующий внедрению дайкового роя. Трещины, заполненные в настоящее время дайками лампроитов, раскрывались в условиях, когда ось наибольших растягивающих напряжений  $\sigma_3$  была ориентирована круто к плоскостям трещин с северо-востока на юго-запад, независимо от того были это собственно трещины отрыва или ранее сформировавшиеся сколовые трещины близкой ориентировки [4]. Внедрение лампроитовых даек может интерпретироваться либо как инициальный этап рифтогенеза, либо как предрифтовый прогрев коры, который явился фактором, повлиявшим в дальнейшем на местоположение рифейского рифта.

Главный – **рифтовый этап** этап эволюции разломно-трещинной сети ОКР связан с процессами континентального рифтинга, проявившимися в среднерифейское время в результате возникновения напряжений горизонтального растяжения литосферы при повороте плиты ВЕП против часовой стрелки во время распада 1,3–1,24 млрд. лет назад древнего суперконтинента Палеопангеи при раздвиге, возникшем между континентальными плитами Балтией и Лаврентией [2]. Рифтогенез в этих