

Тектоническая эволюция Антарктики в свете современного состояния геодинамических идей

Г.Э. Грикуров, Г.Л. Лейченко, Е.В. Михальский

*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов
Мирового океана имени академика И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология),
г. Санкт-Петербург, Россия*

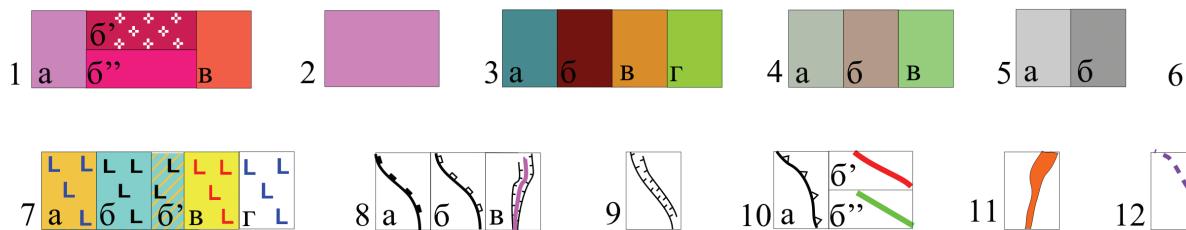
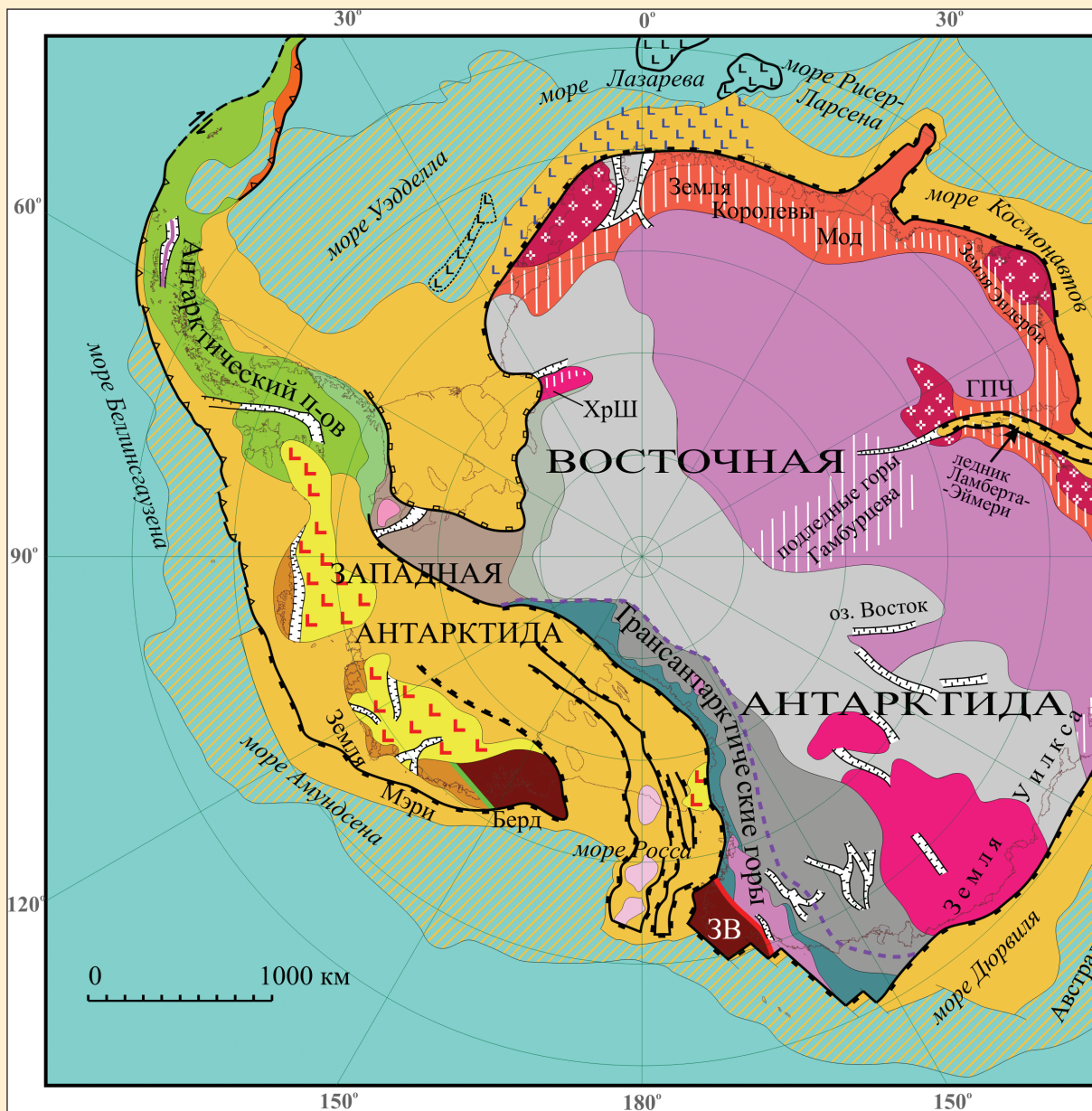
Аннотация

В рамках проведения исследований по программе Международного полярного года 2007–2009 гг. Комиссией по геологической карте мира (КГКМ) была выдвинута инициатива составления Тектонической карты полярных областей Земли масштаба 1:10000000. Первым этапом выполнения этого проекта стала подготовка макета новой тектонической карты Антарктики во Всероссийском научно-исследовательском институте геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга. В ходе работы над картой были обобщены обширнейшие геолого-геофизические материалы, полученные российской и зарубежными антарктическими экспедициями в течение последних 15–20 лет. Результаты новейших изотопно-геохимических анализов горных пород антарктического материка, а также особенности глубинной структуры его континентальной окраины, выявленные в ходе интенсивных морских геофизических исследований, позволяют скорректировать тектонические модели, разработанные в предшествующие годы отечественными и иностранными учеными, и предложить современную концепцию тектонического строения и геодинамической истории Антарктики.

1. Введение

Тектонические карты и схемы антарктического материка, создававшиеся во второй половине прошлого века, базировались на материалах рекогносцировочных геологических исследований в наиболее обнаженных районах материка, а также на результатах изотопно-геохронологического изучения горных пород главным образом K-Ar и Rb-Sr методами; к ним в 1970-ых годах добавились U-Th-Pb и Pb-Pb изотопные методы, с помощью которых в Антарктиде были, в частности, получены древнейшие на планете датировки горных пород на уровне порядка 4 млрд. лет (*Соботович и др., 1974*).

При тектонической интерпретации этих данных отечественными исследователями было принято на вооружение представление о первичности земной коры континентального типа и существовании практически на всей территории Антарктиды раннедокембрийского кристаллического цоколя. Предполагалось, что на относительно небольших участках этот цоколь сохранился в первозданном виде, но в основном подвергался рекуррентной тектоно-магматической активизации в пределах позднедокембрийских подвижных областей кристаллического фундамента, тогда как в складчатых поясах Трансантарктических гор и Западной Антарктиды он был полностью переработан фанерозойскими



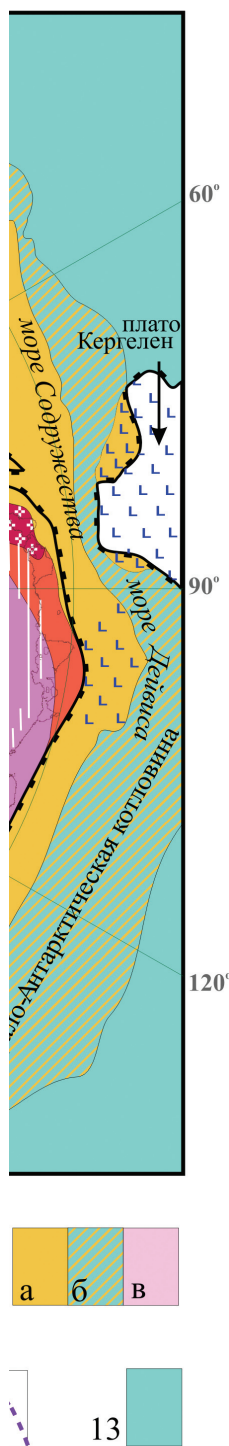


Рис. 1 – Тектоническое строение Антарктики. 1 – докембрийский фундамент в щитах и массивах Восточной Антарктиды: (а) нерасчлененный под ледовым куполом, (б) области ранней стабилизации (б' – архейские ядра, б'' – архейско-палеопротерозойские массивы, (в) гренвилльский подвижный пояс; белой штриховкой показаны зоны интенсивной пан-африканской переработки. 2-4 – складчатые пояса Трансантарктических гор и Западной Антарктиды: 2 – выступы кристаллической инфраструктуры; 3 – тихоокеанские аккреционно-коллизонные орогены: (а) эокембрийско-раннепалеозойский складчатый пояс Трансантарктических гор (росский ороген),

(б) ранне-(?)среднепалеозойская складчатая система северной оконечности Трансантарктических гор и западной части Земли Мэри Бэрд (борхгревинкский ороген), (в) палеозойско-раннемезозойская складчатая система побережья моря Амундсена (амундсенский ороген), (г) мезозойско-кайнозойская складчатая область Антарктического полуострова (андский ороген, или Антарктанды); 4 – внутриплитные складчатые зоны: (а) неопротерозойско-раннепалеозойская, (б) позднепалеозойско-раннемезозойская, (в) позднемезозойская.

5 – недислоцированные чехлы: (а) (нео?)протерозойско-палеозойские платформенные формации, предположительно широко развитые в депрессиях подледного ложа Восточной Антарктиды, (б) среднепалеозойско-раннемезозойский (биконский) чехол Трансантарктических гор, распространяющийся (по геофизическим данным) на подледную часть росского орогена и прилегающего фундамента. 6 – мезозойско-кайнозойские осадочные бассейны: (а) внутриматериковые и на континентальной окраине, (б) в прилегающих океанических котловинах, (в) выступы фундамента бассейна моря Росса. 7 – вулканические плато: (а) под осадочным чехлом пассивной окраины, (б) на океанической коре (б' – под осадочным чехлом), (в) позднекайнозойские щелочные и толеитовые платобазальты Западной Антарктиды, (г) микроконтинент Кергелен. 8 – структуры растяжения: (а) границы рифтов, связанных с распадом Гондваны, (б) сбросовый уступ по границе бассейна моря Уэдделла, (в) активный рифт пролива Брансфилд. 9 – грабенообразные депрессии неуставленного происхождения в рельефе коренного ложа. 10 – конвергентные границы: (а) зоны палеосубдукции, (б) сутуры (б' – раннепалеозойская, б'' – позднемезозойская). 11 – неогеновая(?) вулканическая дуга Джейн.

12 – предполагаемое положение границы росского орогена под биконским чехлом. 13 – океаническая кора вне области кластического осадконакопления. Сокращения: ГПЧ – горы Принс-Чарльз, ХрШ – хребет Шеклтона, ЗВ – северная часть Земли Виктории.

тектогенезами. Геодинамическая природа этой активизации не была предметом специального рассмотрения, но «по умолчанию» увязывалась с определяющей ролью вертикальных движений (*Прикуров и др., 1978; Grikuov, 1982*).

Среди западных ученых в 1970-ых годах уже однозначно утвердилось мнение об аккреционном разрастании Восточно-Антарктического «щита» за счет эокембрийско-фанерозойских конвергентных процессов на его тихоокеанской окраине (*Craddock, 1970; Elliot, 1975*). Разночтения проявлялись только в вопросе о том, происходило наращивание континентальной коры в основном за счет смещения в сторону океана последовательно омолаживавшихся активных окраин или путем коллизионного присоединения крупных континентальных террейнов. Следует отметить, что полная ясность в этой области не достигнута до настоящего времени.

Рекогносцировочными геологическими наблюдениями раннего периода исследований было охвачено подавляющее большинство доступных надледных выходов горных пород Антарктиды, поэтому существенных новых данных на этом направлении ожидать не приходилось, и геологическое «точкование» практически прекратилось. Некоторые наиболее загадочные геологические и/или потенциально рудоносные объекты стали предметом повторных полевых исследований, которые, однако, не принесли неожиданных результатов и не дали убедительных ответов на нерешенные вопросы. Дальнейший прогресс в расшифровке геологической истории континента был обеспечен начавшимся в конце 1980-х годов изучением антарктических пород Sm-Nd методом с широким применением U-Pb датирования SHRIMP по цирконам и другим аксессуарным минералам. Образцы для аналитических исследований отбирались как из хорошо документированных старых коллекций, так и в ходе дополнительных целенаправленных полевых наблюдений на наиболее представительных геологических объектах. Результаты именно этих исследований и сопутствующего детального изучения вещественного состава анализировавшихся пород дали основной материал для разработки обновленной тектонической модели Антарктики (рис. 1), вносящей коррективы как в ранние схемы, выдвигавшиеся отечественными учеными на базе традиционной геосинклинально-платформенной парадигмы, так и в более поздние построения, основанные на принципах тектоники плит. Важную роль играла также общая эволюция взглядов на становление и распад Гондваны; этот процесс, в свою очередь, в значительной мере опирался на поступавшие новые материалы по антарктической материковой суше и ее подводной окраине.

2. Древняя платформа Восточной Антарктиды

SHRIMP-датировки убедительно подтвердили архейский возраст глубоко метаморфизованных ядер ранней стабилизации, затронутых более поздней переработкой лишь в периферических зонах и единодушно классифицируемых как (прото)кратоны большинством антарктических исследователей. Модельные возрасты T_{DM} протолитов континентальной коры, рассчитанные по результатам изучения изотопов Sm-Nd, в наиболее изученных кратонах (Земля Эндерби, южная часть гор Принс-Чарльз) находятся в диапазоне 4,0–2,7 млрд. лет (*Михальский, 2008*). При этом разрыв между временем возникновения первичного континентального субстрата и возрастом тектонической стабилизации коры, определяемым по преобладающим U-Pb датировкам цирконов, может

измеряться многими сотнями миллионов лет (Грикуров, Михальский, 2002). Эти данные хорошо согласуются с глобальными закономерностями эволюции древних кратонов, повсеместно характеризующихся разновозрастностью (в пределах катархея и архея) и значительной длительностью становления (Лобач-Жученко, 2009).

На побережье моря Дюрвиля и в хр. Шеклтоне в некоторых метаморфических комплексах познеархейские и палеопротерозойские SHRIMP-датировки встречаются совместно. Эти плохо обнаженные и слабо изученные (в частности, Sm-Nd методом) комплексы могут являться свидетельством существования относительно больших и сложно устроенных массивов «сквозного» раннедокембрийского развития. Их наиболее крупные представители предполагаются между 120° и 150° в.д. по положительным формам подледного рельефа и характерным магнитным аномалиям.

Породы с выраженным преобладанием палеопротерозойских U-Pb датировок встречаются редко и на очень небольших площадях, которые не могут быть показаны в масштабе рисунка. Они тесно соседствуют с архейскими кратонами и, судя по этому признаку, особенностям метаморфизма и модельным возрастам T_{DM} , которые практически не отличаются от присущих кратонам, представляют собой в основном переработанные архейские породы.

Депрессии коренного ложа, развитые в районе хр. Шеклтоне, около полюса и вдоль 120° в.д., рассматриваются как области вероятного распространения платформенных формаций, надледные выходы которых фрагментарно обнажены на крайнем западе Земли Королевы Мод, на юго-восточном побережье Моря Уэдделла, в южной части хр. Шеклтоне и на приполосном отрезке Трансantarктических гор. В хр. Шеклтоне карбонатно-терригенные отложения с остатками рифейских строматолитов залегают на коре выветривания раннемезопротерозойских гранитоидов, в других местах возраст разнообразных по составу осадочных слоев, эффузивов и стратиформных субвулканических интрузий определяется менее надежно по широкому разбросу ранних K-Ar и Rb-Sr изотопных датировок в диапазоне от 1500–1300 до 600 млн. лет. Верхи подледных платформенных разрезов скорее всего представлены позднепалеозойскими слоями «биконского» чехла Трансantarктических гор, о чем свидетельствует присутствие разрозненных выходов пермских (с остатками *Glossopteris*) угленосных толщ.

К полосе предполагаемого распространения раннедокембрийских массивов и перекрывающего их (нео?) протерозойского-палеозойского платформенного чехла примыкает обширнейшая подледная горная страна, которая по характеру рельефа и потенциальных полей может быть охарактеризована лишь в самом в общем плане как область преобладания в эрозионном срезе пород докембрийского кристаллического фундамента («Антарктический щит»). Данные для более детального освещения этой области пока практически отсутствуют, и лишь косвенные соображения (Leitchenkov *et al.*, 2007a) указывают на возможность присутствия в подледном массиве гор Гамбурцева комплексов с возрастом консолидации порядка 1000 млн. лет, затронутых раннепалеозойским (~500 млн. лет) изотопным «омоложением».

Протяженный и относительно обнаженный протерозойский подвижный пояс облекает архейские ядра вдоль большей части побережья Восточной Антарктиды. В пределах этого пояса массовые SHRIMP-датировки, выполненные в последние годы, образуют на гистограмме два отчетливых пика – 1200–950 млн. лет и ~570–520 млн. лет при наличии немногочисленных возрастов в интервалах 2400–1700 и 1500–1300 млн. лет и еще более редких архейских

значений. На большинстве участков проявлены оба пика, и лишь в немногих местах проявлен только какой-либо один из них.

Сторонники исходного «пан-антарктического саяля» усматривают в этих новых данных свидетельства неоднократного «омоложения» первичной раннедокембрийской континентальной коры Антарктиды, наиболее интенсивно проявившегося на рубеже мезо- и неопротерозоя и в раннем палеозое. Однако по мнению большинства исследователей оба вышеуказанных пика знаменуют проявления субдукционно-коллизийного орогенеза, происходившего в ходе амальгамации Антарктиды сначала в состав Родинии (~ 1000 млн. лет, гренвилльская эпоха), а затем Годваны (~ 550 млн. лет, пан-африканское событие) (*Shiraishi et al., 1992; Mikhalsky et al., 1997; Jacobs et al., 1998; Zhao et al., 1995; Grunow et al., 1996; Tessensohn, 1997; Dalziel, 1997; Boger et al., 2001*), причем доказательству коллизийной природы пан-африканского тектогенеза на определенном этапе отводилось особое место (например, *Fitzsimons, 2003; Boger & Miller, 2004*).

Последний тезис был, однако, поставлен под сомнение целенаправленными петрохимическими исследованиями горных пород для определения геодинамических условий их формирования (*Munksgaard et al., 1992; Osanai et al., 1992; Sheraton et al., 1992; Groenewald et al., 1995; Mikhalsky et al., 1996, 2001*). Выяснилось, что в породах с преобладанием пан-африканских возрастов больше признаков внутримитного, чем орогенного происхождения (*Михальский, 2007*). Гренвилльские ортогнейсы и гранитоиды, напротив, по химизму оказались довольно близкими к известково-щелочным магматическим ассоциациям, возникающим в условиях конвергентного тектонического режима с существенным участием ювенильной составляющей. В пользу конвергентной природы гренвиллитов говорят и значения T_{DM} , которые находятся преимущественно в диапазоне от 2,4 до 1,1 млрд. лет при практически полном отсутствии архейских значений, свидетельствуя об относительной близости времени зарождения и орогенического «созревания» континентальной коры.

Детальное петрохимическое изучение лишь в очень малой степени затронуло раннедокембрийские массивы, поэтому главным критерием для суждения о геодинамической природе этих структур остаются данные Sm-Nd метода, указывающие на длительность и многостадийность их формирования при чрезвычайно длительном временном разрыве между зарождением ювенильного протолита и кратонизацией коры. Это ставит под сомнение орогенную *s. str.* природу древнейших комплексов и подтверждает вероятность образования структур ранней стабилизации без участия конвергентных процессов, что уже неоднократно упоминалось в литературе по раннему докембрию (*Лобач-Жученко, 2009; Шарков, Богатилов, 2009*).

Что касается новейших данных против конвергентной природы пан-африканского тектонического события, то они лишь возрождают традиционную точку зрения отечественных геологов, всегда отстаивавших мнение о том, что 550–500 млн. лет в Восточной Антарктиде происходили процессы двух принципиально различных типов. На тихоокеанской активной окраине это был подлинный орогенез, приведший к формированию аккреционного (росско-го) складчатого пояса Трансантарктических гор, тогда как в остальной части Восточной Антарктиды проявилась лишь синхронная тектоно-магматическая активизация (*Равич, Грикуров, 1970; Грикуров и др., 1970*). Наиболее интенсивной переработке подверглась гренвилльская система Земли Королевы Мод, где произошло массовое внедрение чарнокитовых интрузий, в меньшей степени были затронуты раннедокембрийские области. В целом же зоны пан-африкан-

ской активизации не продуцировали значимых объемов новой континентальной коры и по этому признаку могут быть отнесены к категории анорогенных структур, развивавшихся внутри уже существовавшей обширной материковой массы (восточно-гондванского суперконтинента).

Показателен пример хр. Шеклтона, характеризующегося сочетанием интенсивно проявленной тектоники срыва и полной амагматичности. В его чешуйчато-надвиговом строении участвуют сложно дислоцированные позднерифейско-раннепалеозойские формации и частично «омоложенные» до уровня ~ 500 млн. лет раннедокембрийские комплексы; присутствуют также офиолитоподобные ассоциации пород, датируемых в интервале от 1000 до 500 млн. лет, но не отмечается никаких проявлений конвергентного раннепалеозойского магматизма. В литературе распространено мнение о том, что хр. Шеклтона представляет собой фрагмент протяженного пан-африканского коллизионного орогена, сформированного в результате закрытия обширного (Мозамбикского) океана (*Buggisch & Kleinschmidt, 2007*). С нашей точки зрения более вероятно, что наблюдаемые здесь признаки коллизионной тектоники могут быть следствием транспрессивного сближения плит, случившегося практически сразу после возникновения разделившей их дивергентной границы, которая не успела еще развиться в зрелый океан. Возможно, зона смятия хр. Шеклтона занимает промежуточное положение (в пространственном и генетическом смысле) между подлинно орогенными и активизационными структурами, подчеркивая вероятность причинно-следственной связи между палеотихоокеанскими (росскими) и внутригондванскими (пан-африканскими) событиями. С этих позиций к пан-африканской активизации вполне применимо понятие «телеорогенез», подразумевающее, что ее наблюдаемые симптомы суть проявления дистальной (внутриплитной) реакции на мощные конвергентные процессы, развившиеся на тихоокеанской окраине Гондваны в самом начале палеозоя.

3. Горно-складчатые сооружения Трансантарктических гор и Западной Антарктиды

Горно-складчатые сооружения этих районов являются компонентами Тихоокеанского подвижного пояса. Они включают несколько кулисообразно расположенных и разнородных по строению, протяженности и времени формирования складчатых систем и зон, последовательно омолаживающихся в направлении тихоокеанского побережья. Конвергентные явления, обусловившие их формирование, носили как субдукционный, так и коллизионный характер, но относительная роль этих геодинамических процессов в общем балансе аккреционного разрастания этой части материка остается во многом неясной.

Наиболее изученными звеньями тихоокеанского обрамления Антарктиды, обладающими ярко выраженными признаками надсубдукционного развития в режиме активной окраины, являются неопротерозойско-раннепалеозойский складчатый пояс Трансантарктических гор (росский ороген) и мезозойско-кайнозойская складчатая область Антарктического полуострова и прилегающих к нему островов (андский ороген, или Антарктанды). Расположенные между ними системы складчатых сооружений хуже обнажены и слабее исследованы, и их возрастная и тектоническая классификации во многом неоднозначны.

Российская складчатая система преимущественно сложена позднепротерозойско-кембрийскими осадочными толщами (турбидиты, известковистые и кластические осадки), прорванными известково-щелочными гранитоидами I- и S-типа. Локально присутствуют вулканогенные толщи с геохимическими признаками океанического происхождения. Складчатые комплексы и интрузии перекрыты недислоцированными девонско-триасовыми кластическими отложениями («супергруппа Бикон»), повсеместно пронизанными силами юрских долеритов и местами увенчанными покровами разновозрастных базальтов. Заложение и развитие русского орогена на докембрийском кристаллическом цоколе подтверждается наличием переработанных выступов последнего среди складчатых комплексов Трансантарктических гор, а также значениями модельных Sm-Nd возрастов T_{DM} гранитоидных пород в диапазонах 900–1400, 1100–1700 и 1700–2200 млн. лет. Наиболее молодые протолиты установлены на южном, приполюсном фланге горной системы (*Borg & DePaolo, 1994*).

Геодинамическая история русского орогена интерпретируется как результат эволюции палеотихоокеанской рифтовой окраины Восточно-Антарктического континентального массива. Предполагается, что, возникнув в позднем докембрии вдоль некоторого океанического раскрытия, эта окраина к началу кембрия уже переродилась из пассивной в активную, что выразилось в интенсивном формировании надсубдукционных известково-щелочных магматитов. Эволюция россида носила бурный характер, хотя была относительно недолговременной (560–480 млн. лет).

Магматическая дуга Антарктанд сложена пёстрыми по составу и разнообразными по возрасту осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканическими толщами и многочисленными плутонами известково-щелочной серии широкого возрастного диапазона, охватывающего весь мезозой и кайнозой и, возможно, часть палеозоя. Геологические свидетельства существования домезозойского фундамента ограничены редкими выходами ортогнейсов с возрастом, приближающимся к 500 млн. лет, однако значения модельных возрастов T_{DM} , достигающие 1000–1250 млн. лет, указывают на вероятность зарождения континентального фундамента дуги не позднее мезо-неопротерозоя. Выделяются четыре главные фазы магматической деятельности (*Millar et al., 2002*): пермо-триасовая (с двумя эпизодами на рубежах 260–230 и 225–200 млн. лет), которая связывается с наиболее ранними конвергентными процессами; юрская (от 185 до 155 млн. лет), обусловленная рифтингом и началом раскола тихоокеанской окраины Гондваны; меловая-палеоценовая (от 145 до 55 млн. лет с пиком в интервале 125–100 млн. лет), связываемая с интенсивной субдукцией плиты «Феникс», и миоцен-четвертичная (от 15–10 млн. лет до квартала), представленная внутриплитными магнезиально-щелочными базальтоидами.

Развитие Антарктанд в течение палеозоя и большей части триаса происходило в составе пассивной окраины гондванского суперконтинента. В конце триаса, по-видимому, началась трансформация пассивной окраины в активную и наступила кратковременная эпоха субдукции, обусловившая к рубежу триаса и юры аккрецию осадочных призм и появление первых интрузий известково-щелочной серии. Затем субдукция приостановилась, и позднетриасовая активная окраина в течение ранней юры подверглась денудации, а в начале среднеюрской эпохи стала ареной интенсивного рифтогенеза. Мощные проявления юрского кислого (корового) магматизма продолжались до начала мела, а к середине мелового периода на фронтальном фланге дуги уже в полной мере возродилась субдукция, и установившийся с этого момента режим актив-

ной окраины просуществовал вплоть до ее отмирания в позднем кайнозое.

Росский и андский орогены разделены меньшими по размеру системами складчатых сооружений. Вдоль побережья моря Амундсена фрагментарно обнажаются неравномерно метаморфизованные преимущественно магматические комплексы и обрывки складчатых стратифицированных толщ. Преобладают гранитоиды, внедрение которых происходило от 320 до 110–95 млн. лет назад (*Mukasa, Dalziel, 2000*), но встречаются и ортогнейсы с возрастом порядка 500 млн. лет, указывающие на вероятность присутствия раннепалеозойского или переработанного докембрийского кристаллического субстрата. С этим согласуются и величины T_{DM} , составляющие 600–1500 млн. лет. Юрско(?)–раннемеловой эффузивный магматизм представлен слабо деформированными, преимущественно пирокластическими толщами с подчиненными лавами среднего-кислого состава. Массивы гранитоидов и сиенитов с возрастом, близким к 100 млн. лет, имеют анорогенную природу. Приведенные сведения указывают на вероятность принадлежности данной области к энсиалической магматической дуге (средне?)палеозойско-раннемезозойского возраста, выделяемой в качестве амундсенского орогена.

На крайнем западе Земли Мэри Бэрд структуры амундсенского орогена резко сменяются толщами монотонных, интенсивно дислоцированных, слабо метаморфизованных граувакко-аргиллитовых турбидитов, содержащих обломочные цирконы с возрастными 500 и более млн. лет. Толщи вмещают массивы девонско-каменноугольных известково-щелочных гранитоидов I-типа (380–340 млн. лет; $Sr_1 = 0,704\text{--}0,706$; *Pankhurst et al., 1998*), а также интрузии меловых гранитов A-типа (100–105 млн. лет). Модельные возрасты T_{DM} в этой зоне составляют 1300–1900 млн. лет, указывая совместно с датировками детритовых цирконов на сравнительно древнюю континентальную предысторию. Совершенно идентичные метаосадочные толщи, также вмещающие среднепалеозойские граниты, слагают крайнюю северную оконечность Трансантарктического хребта. Здесь метатурбидиты датируются ранним ордовиком на основании единственной палеонтологической находки, а также по коллизионному характеру сочленения с росским орогеном, подчеркнутому наличием сутуры с ультрабазитами и эклогитами и тектонизацией пород на рубеже около 480 млн. лет.

Деформация метатурбидитов произошла, таким образом, по крайней мере на 100 млн. лет раньше внедрения девонско-каменноугольных гранитов, что ставит под сомнение конвергентную природу среднепалеозойского магматизма и заставляет предполагать его внутриплитный характер. Пока не найдено также убедительное объяснение современного расположения раннепалеозойских метатурбидитовых толщ и заключенных в них среднепалеозойских гранитов на расстоянии более тысячи километров друг от друга, на противоположных бортах рифтогенного осадочного бассейна моря Росса. Тем не менее эти дистальные блоки принято выделять в качестве ранне-средне(?)палеозойского борхгревинкского орогена, который мог сформироваться на месте аллохтонного террейна в ходе причленения его к складчатому поясу Трансантарктических гор в эпоху русских деформаций. Возможно, что борхгревинский ороген имеет коллизионную границу не только с росским, но и с амундсенским орогеном, и что к разделяющей их сутуре приурочен вскрытый в горах Фосдик гнейсово-мigmatитовый комплекс высоких ступеней метаморфизма с изотопными возрастными на уровне около 100 млн. лет. В такой интерпретации амундсенский ороген также предстает аллохтоном (возможно, частью крупного террейна, включавшего Новую Зеландию), который присоединился к борхгревинскому блоку в середине мелового периода. Растяжение и рифтинг, начавшиеся не-

медленно вслед за коллизией, обусловили откол Новой Зеландии от Антарктиды и быструю эксгумацию нижнекоровых уровней сутурного шва с выводом на поверхность глубинного метаморфического ядра (*Smith, 1997*).

Складчатые зоны, расположенные в обрамлении южной части осадочного бассейна моря Уэдделла, по нашему мнению возникли внутри плит, а не на их границах, то есть их формирование не совершалось непосредственно в конвергентных обстановках, хотя, конечно, было отголоском взаимодействия плит, происходившего в антарктическом регионе. Неопротерозойско-раннепалеозойская складчатая зона рассматривается как внутриплитное продолжение русского орогена, отличаясь от него практически полным отсутствием гранитоидного магматизма. Позднепалеозойско-раннемезозойская зона сложена мощными кембрийскими карбонатно-терригенными и вулканогенными формациями и перекрывающими их «биконскими» кластическими осадочными отложениями среднего – верхнего палеозоя, которые здесь интенсивно дислоцированы и образуют с кембрийскими толщами единую складчатую структуру. Русские интрузии отсутствуют, но есть плутоны юрских гранитоидов, одновозрастные с трапповым магматизмом Трансантарктических гор и являющиеся, возможно, производными траппового очага. Позднемезозойская складчатая зона у основания Антарктического полуострова – единственный район в Антарктидах, где интенсивной складчатости подвергнуты (?) юрско-нижнемеловые вулканогенно-осадочные толщи, прорванные гранитоидами с возрастом порядка 100 млн. лет. Внедрение этих интрузий и деформацию вмещающих их толщ трудно увязать с субдукцией на западном побережье магматической дуги Антарктического полуострова, поэтому мы считаем внутриплитный характер этих процессов более вероятным.

Таким образом, русский и андский орогены являются с нашей точки зрения активными окраинами Антарктической платформы, последовательно сменяющими друг друга по простирацию ее тихоокеанского фланга и во времени. Пространственное положение русского орогена не изменилось со времени его возникновения, но андский ороген, возможно, отдалился от своей первоначальной позиции в ходе континентального рифтогенеза и спрединга при формировании осадочного бассейна моря Уэдделла. Внутриплитные складчатые зоны в южном обрамлении этого бассейна могут, вероятно, быть следствием деформации осадочного заполнения краевых прогибов платформы, аккумулировавших стратиграфические эквиваленты разреза близлежащих орогенов.

Палеогеодинамическая реконструкция борхгревинкского и амундсенского террейнов менее определена. Можно лишь предположить, что они вряд ли являются экзотическими пришельцами из далеких краев планеты и скорее всего представляют собой фрагменты западно-антарктического блока Гондваны, испытавшего сложные раздвигово-конвергентные события в палеозое и мезозое, а затем глубокие преобразования в ходе позднемелового-кайнозойского растяжения, приведшего к формированию моря Росса и глубоких подледных впадин в центральной части Западной Антарктиды.

4. Осадочные бассейны

Седиментационные бассейны с мощным осадочным наполнением играют важную роль в тектоническом устройстве Антарктики. Их общая площадь сопоставима с размерами описанных выше докембрийских платформенных и фанерозойских складчатых структур, служащих фундаментом бассейнов как

в пределах пассивной континентальной окраины, так и в крупных внутриматериковых депрессиях, занятых шельфовыми ледниками морей Уэдделла и Росса и ледовым куполом центральной части Западной Антарктиды. Специфической особенностью антарктических бассейнов является их распространение далеко за пределы границы континент-океан с образованием практически непрерывной циркум-антарктической каймы внушительных по мощности преимущественно обломочных отложений, перекрывающих океаническую кору.

4.1. Бассейны западной Антарктики

В западной Антарктике расположены два крупнейших бассейна морей Росса и Уэдделла, которые распространяются не только на соответствующие океанические акватории и континентальные окраины, но имеют и внутриматериковое продолжение. Осадочные бассейны меньшего размера протягиваются также вдоль всего тихоокеанского побережья Западной Антарктиды и прерываются только на северной оконечности Антарктанд, где континентальная кора граничит непосредственно с некомпенсированными глубоководными желобами.

4.1.1. Бассейн моря Росса

Тектоническая природа бассейна моря Росса определенно увязывается с континентальным рифтогенезом в распадавшейся Гондване. Первым признаком этого процесса был среднеюрский базальтовый магматизм, широко проявленный в Трансантарктических горах («супергруппа Феррар») и, возможно, распространявшийся также в область будущего бассейна моря Росса. В австрало-новозеландско-антарктическом блоке Гондваны, сохранявшемся после отделения от Антарктиды Африки и Индостана, интенсивность растяжения достигла максимума в середине мелового периода (105–90 млн. лет) в направлении, ортогональном простиранию Трансантарктических гор. В результате вдоль русского орогена в это время возникла серия «несостоявшихся» рифтов, в совокупности образующих Западно-Антарктическую рифтовую систему площадью более 1 млн. км² и шириной от 600 км на юге до 1200 км в северной части моря Росса, где величина горизонтального расширения растянутой коры превысила 100% (*Siddoway, 2008*). Столь значительное увеличение площади бассейна уже на ранней стадии его формирования вполне может объяснить наблюдаемую ныне разобщенность фрагментов борхгревинкского орогена на Землях Мэри Бёрд и Виктории, практически не затронутых растяжением, особенно если учесть вероятность некоторого латерального разрастания площади бассейна и в течение кайнозоя.

В пределах рифтовой системы складчатый и/или кристаллический фундамент (возможно, частично перекрытый «биконским» чехлом и «феррарскими» базальтоидами) испытал сложное горсто-грабеновое расчленение, что привело к резким перепадам глубин его залегания (и, соответственно, мощности осадочного чехла). В центральном горсте фундамент практически обнажается на поверхности дна, тогда как в непосредственной близости к уступу Трансантарктических гор консолидированный слой континентальной коры утонен до 5 км и погружен на 15–16 км ниже уровня моря, то есть общая мощность земной коры составляет здесь около 20 км. Сходное соотношение консолидированного и осадочного слоев наблюдается и в депоцентрах северо-восточной части бас-

сейна. В горстах общая мощность континентальной коры также близка к 20 км, но в основном за счет ее консолидированного слоя. В грабенах в составе чехла ведущая роль принадлежит позднемеловому рифтогенному комплексу; пострифтовые преимущественно ледниково-морские отложения развиты повсеместно.

Раскол литосферы на юго-восточной окраине Гондваны, включавшей Западную Антарктиду, плато Кембелл и Новую Зеландию, произошел около 80 млн. лет назад вдоль побережья Земли Мери Бэрд и северной оконечности моря Росса, а интенсивное растяжение между Западной и Восточной Антарктидой привело лишь к формированию обширной рифтовой системы (*Siddoway, 2008*). В наиболее удаленной от побережья части бассейна моря Росса под ледовым куполом Западной Антарктиды известна линейная депрессия коренного ложа глубиной свыше 2000 м ниже уровня моря, которая, судя по геофизическим признакам, может быть заполнена магматическими породами основного состава. Возможно, здесь существует эмбриональный океанический рифт – отмерший, если время его возникновения соответствует ранним этапам формирования бассейна, или зарождающийся, если он является продуктом продолжающегося растяжения литосферы.

4.1.2. Бассейн моря Уэдделла

Процесс рифтогенной деструкции Гондваны наиболее ярко отразился в эволюции северного района бассейна моря Уэдделла. Этот район расположен на океанской коре, формировавшейся после откола африканско-южноамериканского блока от Антарктиды в конце средней юры (~ 160 млн. лет назад), и, следовательно, бассейн на этом месте просто не мог возникнуть до раскола Гондваны. Здесь в разрезе чехла доминируют позднеюрские и более молодые пострифтовые («постраспадные») комплексы сравнительно умеренной мощности, которая возрастает до 5–7 км лишь при приближении к шельфу Антарктического полуострова. Еще одним отчетливым признаком «распадных» событий служит распространение вдоль северо-восточного побережья моря Уэдделла рифтовых комплексов чехла, насыщенных стратиформными базитами (пассивная вулканическая окраина) при незначительной роли пострифтовой составляющей.

Западная, центральная и южная части бассейна сейсмическими методами практически не исследованы, хотя именно здесь, судя по магнитным данным, располагаются крупные депоцентры с мощностями осадочного заполнения, часто превышающими 10 км, а иногда и 13–15 км. Предполагается, что вся эта область подстилается растянутой континентальной корой, и что здесь могут находиться глубоко погребенные и поэтому пока не выявленные грабены, которые формировались и заполнялись осадками одновременно с вулканизмом пассивной окраины северо-восточного побережья моря Уэдделла и юрским магматизмом Антарктического полуострова (*Millar et al., 2002*). Однако присутствие таких комплексов и более молодых пост-рифтовых осадков вряд ли может объяснить столь значительную мощность осадочного чехла на всей площади бассейна моря Уэдделла. Скорее всего, это связано еще и с тем, что в истории континентальной части бассейна имелся «дораспадный» этап. Так, к востоку от Антарктического полуострова уже с позднетриасового времени существовал эпиконтинентальный задуговой бассейн Антарктанд, где накопление нижних горизонтов чехла бассейна могло предшествовать вовлечению

всей области моря Уэдделла в позднемезозойские процессы рифтинга. Еще раньше интенсивное осадконакопление происходило, по-видимому, в южной шельфовой части бассейна, своеобразное глубинное строение которой охарактеризовано дискретными данными МПВ и профилем ГСЗ, пересекающим самый глубокий депоцентр бассейна вдоль южного побережья моря Уэдделла (*Hubscher et al., 1996; Leitchenkov, Kudryavtsev, 2000*).

Здесь в верхней части разреза земной коры выделен низко-среднескоростной осадочный слой мощностью 10–13 км, коррелируемый с рифтовыми и пострифтовыми комплексами мезозоя-кайнозоя. Ниже непрерывно прослеживается слой с промежуточными сейсмическими скоростями 5.3–5.8 км/с, мощность которого от краев бассейна к центру изменяется от 8–10 до 7 км. Этот слой, в свою очередь, залегает непосредственно на высокоскоростной нижней коре мощностью от 7 до 10 км. Вдоль большей части профиля ни в поверхности промежуточного слоя, ни в кровле нижней коры отчетливых горсто-грабеновых структур не выявлено.

Сейсмические скорости в промежуточном слое характерны для литифицированных осадочных толщ, которые могут быть представлены аналогами прерывисто-складчатых комплексов внутриплитных систем, окружающих южную часть бассейна моря Уэдделла и/или их субплатформенными эквивалентами, сопоставимыми с недислоцированными чехлами Восточной Антарктиды. В любой интерпретации фактом остается очень большая (возможно, свыше 20 км) суммарная мощность преимущественно осадочных толщ в южной части бассейна моря Уэдделла, подстилающихся утоненной (рифтовой) континентальной корой. Стратиграфический диапазон этих толщ охватывает практически весь фанерозой и может быть даже эокембрий и свидетельствует о том, что у позднемезозойско-кайнозойского этапа эволюции бассейна, связываемого с распадом Гондваны, была длительная седиментационная предыстория, возможно, прерывавшаяся фазами внутриплитных деформаций, но в целом характеризующаяся преобладанием погружений и осадконакопления. Наиболее близкими аналогами бассейна моря Уэдделла по аномальному строению земной коры и, вероятно, по геологической истории являются Восточно-Баренцевский, Южно-Карский и Прикаспийский бассейны, геодинамическая эволюция которых до сих пор не получила однозначного толкования.

Обширнейший бассейн моря Уэдделла в своей северо-западной части отделен эоцен-миоценовой вулканической дугой и зоной палеосубдукции от небольшого задугового бассейна Пауэлл. Несмотря на малые размеры бассейна, в его фундаменте распознаются океаническая кора в центральной части, континентальная кора с выраженными структурами растяжения и крутыми трансформными границами на флангах, и узкие зоны переходного характера, в которых могут присутствовать как блоки сильно модифицированной континентальной коры, так и протрузии мантийного вещества (*King et al., 1997*). Мощность осадочного чехла в бассейне преимущественно составляет 1–2 км и лишь изредка превышает 3 км.

4.1.3. Бассейны морей Амундсена и Беллинсгаузена

Континентальная окраина морей Амундсена и Беллинсгаузена изучена очень плохо. На многих участках, особенно в море Амундсена, отсутствуют не только данные морских сейсмических исследований, но даже достоверная батиметрическая информация, позволяющая надежно оконтурить бровку шельфа. По

имеющимся отрывочным сведениям, шельф моря Амундсена расширяется в восточном направлении от ~ 100 км на границе с морем Росса до 300 км при переходе к морю Беллинсгаузена. Под ним и в области континентального склона и подножья вероятно существование кайнозойского бассейна с мощностью чехла свыше 3 км, формировавшегося после отделения от Земли Мэри Бэрд новозеландского блока и возникновения пассивной окраины моря Амундсена.

Шельф моря Беллинсгаузена, наоборот, сужается в восточном направлении по мере приближения зоны палеосубдукции к Антарктическому полуострову и островам южной ветви дуги Скоша. Здесь между 63°з.д. и 70°з.д. проведены сейсмические исследования, выявившие существование позднекайнозойского преддугового бассейна с мощностью чехла более 2 км. Со стороны океана бассейн ограничен поднятием фундамента, мористее которого мощность чехла возрастает (в подножии континентального склона) до 6 км за счет интенсивного выноса ледникового терригенного материала с гор Антарктического полуострова. Преддуговая впадина продолжается, вероятно, от участка сейсмических исследований в западном направлении.

4.2. Бассейны морей индоокеанского сектора Антарктики

Осадочные бассейны, расположенные на индоокеанской пассивной окраине Восточной Антарктиды и в прилегающей океанической акватории, на протяжении последних десятилетий являлись главным объектом отечественных исследований, а также изучались совместными усилиями экспедиций разных стран, в том числе по программе МПГ 2007–2009 гг. Крупные осадочные бассейны выявлены в морях Рисер-Ларсена, Космонавтов, Содружества, Дэйвиса и в акватории, прилегающей к Земле Уилкса, и осуществлена интерпретация полученных данных с позиций геодинамической истории этих бассейнов.

В бассейне моря Рисер-Ларсена максимальная мощность осадочного чехла превышает 7 км в наиболее глубокой части периконтинентального рифта. Сложная комбинация рифтовых и сдвиговых сегментов границы континент-океан определяется обилием палеотрансформных разломов. Западной границей бассейна служит подводное вулканическое плато, южная часть которого составляет восточное окончание континентальной вулканической окраины морей Уэдделла и Лазарева, а северная располагается уже на океанической коре, утолщенной в этом районе до 8–10 км. Рядом (в северной части моря Лазарева) находится другое такое же океаническое плато. Восточной границей бассейна является длинное подводное ответвление кристаллического цоколя Восточной Антарктиды, вдающееся в море далеко за пределы береговой линии. Формирование бассейна моря Рисер-Ларсена началось 180–160 млн. лет назад под влиянием развившегося в это время рифтогенеза Гондваны и продолжилось в ходе откола Африки от Антарктиды (конец средней юры) и последующего раскрытия Индийского океана. Имеются признаки переориентации движения плит в результате перескока оси спрединга через 6–7 млн. лет после его начала (*Leitchenkov et al., 2008*), что могло привести к усложнению конфигурации границы континент-океан.

Бассейны морей Космонавтов, Содружества и Дейвиса протягиваются от 35° до 105° в.д. в виде цепочки, звенья которой отделены друг от друга пережимами в поперечной ширине бассейнов, особенно заметными по их наиболее углубленным частям. С востока эта практически непрерывная система бассейнов замыкается небольшим вулканическим плато на континентальной окраине моря Дейвиса, за которым начинается протяженный бассейн морей континентальной окраины Земли Уилкса и Австрало-Антарктической котловины. Как и в бассейне моря Рисер-Ларсена, максимальные мощности чехла превышают 7 км и приходится на осевую зону периконтинентального рифта. Почти таких же значений достигает мощность осадочного наполнения в узком внутриконтинентальном ответвлении бассейна моря Содружества – рифте ледника Ламберта-Эймери.

В секторе, занятом рассматриваемой группой бассейнов, пассивная окраина формировалась в результате рифтогенеза и последующего разделения Индии и Антарктиды, начиная с позднеюрского времени. Время раскола литосферных плит было установлено в ходе детальных геофизических исследований по программе МПГ в сезон 2007–2008 гг. в морях Содружества и Дейвиса, где надежно задокументирована последовательность спрединговых аномалий от M11A (134 млн. лет) до M2 (122,5 млн. лет). Другими важными результатами работ МПГ явилось подтверждение методом ГСЗ и МПВ континентальной природы южной части плато Кергелен, а также вывод о перескоке около 128 млн. лет назад оси спрединга на север из ее первоначального положения вдоль современной континентальной окраины моря Содружества. Последнее наблюдение позволило предложить новую реконструкцию геодинамических событий в этом районе. Согласно этой модели, в начальной фазе океанического раскрытия между Антарктидой и Индостаном блок утоненной континентальной коры, подстилающий плато Кергелен, был частью индийской окраины, но в результате перескока оси спрединга отделился от нее и сохранил суб-Антарктическое положение (*Лейченко и др., этот сборник*). Превращение этого блока в вулканическое плато произошло в ходе интенсивного базальтового магматизма, закончившегося около 120 млн. лет назад.

Бассейн континентальной окраины Земли Уилкса и Австрало-Антарктической котловины протягивается от 115° до 150° в.д. и является самым крупным в индоокеанском секторе Антарктики как по общему размеру, так и по площади, в пределах которой мощность осадочного чехла превышает 10 км. Это связано с тем, что в своем развитии этот бассейн прошел чрезвычайно длительную стадию рифтовой деструкции континентальной коры, начавшуюся в поздней юре и продолжавшуюся свыше 80 млн. лет. К концу этого периода растяжение литосферы между Австралией и Антарктидой достигло экстремального уровня, и во внешней полосе периконтинентального рифта шириной до 100 км образовалось «мантийное окно», то есть зона отсутствия континентальной коры, где вещество верхней мантии вплотную приближено к подошве рифтовых осадков. Рифтовый комплекс при этом испытал заметную деформацию и был насыщен магматическими породами, скорее всего представлявшими собой продукты дифференциации верхней мантии. Рифтовая стадия развития бассейна завершилась расколом литосферы и началом спрединга морского дна около 80 млн. лет назад, что определяется присутствием в океанической коре последовательности идентифицированных линейных магнитных аномалий, самая древняя из которых имеет возраст 79,1 млн. лет (хрон 33), а самая молодая – 43,8 млн. лет (хрон

20). Скорость разрастания океанического дна между Австралией и Антарктикой, рассчитанная для этого временного интервала, составляла от 2,5 до 11 мм/год (*Leitchenkov et al., 2007b*).

5. Обсуждение и заключение

В становлении архейских комплексов фундамента Восточной Антарктиды ведущая роль принадлежала многократной переработке древнейшего изначального континентального субстрата. В них не обнаруживаются убедительные свидетельства образования ювенильной коры в конвергентных условиях. Это ставит под сомнение возможность интерпретации геодинамики архея с позиций тектоники плит, которые постулируют возможность формирования континентальной земной коры только в субдукционных (и в меньшей степени коллизионных) геодинамических обстановках и приписывают таким обстановкам широкое развитие уже в раннем докембрии, чтобы объяснить возникновение подавляющего объема глобальной континентальной массы к началу неогея.

Палеопротерозойская эра была скорее всего переходной от «до-плитно-тектонических» геодинамических режимов к обстановкам взаимодействия литосферных плит, формирующим аккреционно-коллизионные складчатые пояса активных окраин и сутурных швов (орогены *s. str.*). Переходный характер геодинамики палеопротерозоя проявлялся в том, что в это время «сквозное» архейско-палеопротерозойское развитие раннедокембрийских массивов, формировавшихся еще по «до-плитному» геодинамическому сценарию, завершалось параллельно с зарождением процессов, свойственных тектонике плит.

Отчетливое усиление этих процессов в мезопротерозое привело к мощному корообразующему гренвильскому орогенезу, сопровождавшемуся интенсивной плутонической деятельностью и метаморфизмом высоких ступеней. Вдоль индо-океанского побережья материка гренвилиты образуют практически непрерывный пояс, облекающий архейские ядра; с большой долей вероятности они распространены под ледниковым куполом Восточной Антарктиды, а также несомненно присутствуют в инфраструктуре Трансантарктических гор и Западной Антарктиды.

Пан-африканское тектоническое событие, широко проявленное в Восточной Антарктиде, было дистальной (внутриплитной) реакцией на формирование русско-деламерийского орогена на тихоокеанской окраине Гондваны и мозамбикского орогена в ее внутренней («африканской») части и выразилось главным образом в тектоно-магматической активизации гренвильских и в меньшей степени более древних докембрийских структур («телеорогенез»). Постулируемая главенствующая роль этого события в амальгамации Гондваны не находит подтверждения антарктическими данными.

Таким образом, в длительной докембрийской истории кристаллического фундамента Антарктиды явные признаки формирования континентальной земной коры за счет доминирующей роли конвергентных процессов, свойственных тектонике плит, фиксируются лишь в течение мезопротерозойской эры, закончившейся гренвильским орогенезом.

Последующие тектонические события носили подлинно орогенный характер только в тихоокеанском обрамлении материка, где выделяются эокембрийско-раннепалеозойский складчатый пояс Трансантарктических гор (росский ороген), ранне-(?)среднепалеозойская складчатая система северной оконечности Земли Виктории и западной части Земли Мэри Бэрд (борхгревинкский ороген), па-

леозойско-раннемезозойская складчатая система побережья моря Амундсена (амундсенский ороген) и мезозойско-кайнозойская складчатая область Антарктического полуострова (андский ороген, или Антарктанды). Русский и андский орогены занимают автохтонное положение, тогда как борхгревинский и амундсенский орогены могут представлять собой аллохтонные террейны.

Параллельно с субдукционно-аккреционным наращиванием континентальной коры Гондваны в антарктическом сегменте ее тихоокеанской окраины, в тыловой зоне фанерозойских орогенов и внутриплитных складчатых систем стали появляться признаки растяжения литосферы, первым сигналом которого послужило начало развития седиментационной впадины бассейна моря Уэдделла и формирования в ней промежуточного палеозойско-раннемезозойского(?) структурного этажа.

Направленность тектонической эволюции кардинально изменилась в середине мезозоя, когда после периода внутригондванского растяжения, рифтогенеза и континентального базальтового магматизма начался распад суперконтинента. Исходной причиной развития деструктивных процессов было, вероятно, внедрение под литосферу центральной Гондваны обширнейшего астеносферного плюма Карру, геологическим индикатором которого в Африке и Антарктиде явился широко распространенный юрский базальтовый магматизм, а глобальным геодинамическим последствием – раскол гондванской литосферы и раздвиг ее фрагментов с образованием Южного океана.

Время, в течение которого проявились эти события, было минимальным в районе морей Удделла-Лазарева, наиболее близком к центру плюма. Здесь континентальный рифтогенез, базальтовый магматизм (включая формирование вулканической окраины) и отделение Африки от Антарктиды уложились в интервал 180–160 млн. лет. По мере удаления от центра плюма Карру его разрушительное воздействие на Гондвану постепенно ослабевало, так что в районе морей Космонавтов-Содружества при активизации рифтогенеза в поздней юре раскол континентальной литосферы произошел около 135 млн. лет назад и сопровождался (возможно, с некоторым запаздыванием) образованием дочернего(?) плюма Кергелен. В наиболее удаленной от «головы» плюма стороне материка, в районе морей Дюрвиля-Росса, «предраспадный» рифтогенез растянулся уже на 80 млн. лет, и формирование Западно-Антарктической рифтовой системы и отделение от Антарктиды австралийского и новозеландского блоков Гондваны произошло только в течение позднемеловой эпохи. Возобновление рифтогенеза в позднем кайнозое, (возможно, связанное с формированием нового астеносферного плюма), вызвало дополнительное растяжение Западно-Антарктической рифтовой системы и ознаменовалось интенсивным щелочно-базальтовым вулканизмом на площади около 5 млн. км², наиболее масштабным результатом которого явилось образование вулканического плато вдоль побережий морей Амундсена и Беллинсгаузена.

Изучение циркум-антарктических и внутриматериковых осадочных бассейнов долгие годы отставало от геологических исследований материка, тектонические карты и схемы которого еще в конце прошлого столетия не выходили за пределы береговой линии. Сегодняшний уровень понимания глубинной структуры и истории формирования этих бассейнов и, как следствие, геодинамической эволюции континентальной окраины Антарктиды в ходе рифтогенной деструкции Гондваны – это важный итог традиционного антарктического международного научного сотрудничества, особенно усилившегося в последние годы в проведении морских исследований, в том числе по программе МПГ 2007–2009 гг.

Список литературы

- Грикуров Г.Э., Равич М.Г., Соловьев Д.С. 1970. Главные черты тектогенеза Антарктиды // Инф. бюлл. САЭ, № 77.
- Грикуров Г.Э., Каменев Е.Н., Равич М.Г. 1978. Тектоническое районирование и геологическая эволюция Антарктиды // Информ. бюлл. САЭ, №97, с. 1535.
- Грикуров Г.Э., Михальский Е.В. 2002. Некоторые черты тектонического строения и эволюции Восточной Антарктиды в свете представлений о суперконтинентах // Российский журнал наук о земле. Т. 4, № 4, с. 247–257.
- Лейченко Г.Л., Гусева Ю.Б., Гандюхин В.В., Голь К., Иванов С.В., Голынский А.В., Казанков А.Ю. 2010. Тектоническое развитие земной коры и формирование осадочного чехла в антарктической части Индийского океана (море Содружества, море Дейвиса, плато Кергелен). Настоящий сборник.
- Лобач-Жученко С.Б. 2009. Источники вещества и механизмы формирования архейских кратонов // В сб.: Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии, Т. 1, Санкт-Петербург, с. 334–337.
- Михальский Е.В. 2008. Районирование земной коры Антарктиды по SmNd изотопным данным // Доклады РАН. Т. 419, № 4, с. 519–523.
- Михальский Е.В. 2007. Неопротерозойские и раннепалеозойские геологические комплексы Восточной Антарктиды: вещественный состав и происхождение // Вестник МГУ, Сер. 4 – Геология, № 5, с. 315.
- Равич М.Г., Грикуров Г.Э. 1970. Основные черты тектоники Антарктиды // Советская геология. № 1, с. 1227.
- Соботович Э.В., Каменев Е.Н., Комаристый А.А., Рудник В.А. 1974. Древнейшие породы Антарктиды (Земля Эндерби) // Изв. АН СССР, сер. геол. №11, с. 30–50.
- Шарков Е.В., Богатилов О.А. 2009. Происхождение и дальнейшая судьба раннедокембрийской земной коры // В сб.: Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Материалы научной конференции и путеводитель экскурсий. Петрозаводск, КарНЦ РАН, с. 179–181.
- Boger S.D., Miller J.McL. 2004. Terminal suturing of Gondwana and the onset of the RossDelamerian orogeny: the cause and effect of an Early Cambrian reconfiguration of plate motions // Earth and Planetary Science Letters. V. 219, pp. 35–48.
- Boger S.D., Wilson C.J.L., Fanning, C.M. 2001. Early Paleozoic tectonism within the East Antarctic craton: the final suture between east and west Gondwana? // Geology. V.29, pp. 463–466.
- Borg S.G., DePaolo D.J. 1994. Laurentia, Australia, and Antarctica as a Late Proterozoic supercontinent: constraints from isotopic mapping // Geology. V. 22, pp. 307–310.
- Buggisch W., Kleinschmidt G. 2007. The Pan-African nappe tectonics in the Shackleton Range // In: Cooper A. K., Raymond C. R. et al. (Eds.). Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of the 10th ISAES, USGS Open-File Report 2007-1047. Short Research Paper 058, 4 p.; doi:10.3133/of 2007-1047. srp 058
- Craddock C. 1970. Geologic map of Antarctica // In: Bushnell V.C., Craddock C. (Eds.). Geologic maps of Antarctica, Antarctic map folio series, folio 12, plate XX.
- Dalziel I.W.D. 1997. Neoproterozoic–Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation // Geological Society of America Bulletin. V. 109, p. 16–42.
- Elliot D.H. 1975. Tectonics of Antarctica: a review // American Journal of science. V. 275-A, pp. 45–106.
- Fitzsimons I.C.W. 2003. Proterozoic basement provinces of southern and southwestern Australia, and their correlation with Antarctica // In: Yoshida M. et al. (Eds.). Proterozoic East Gondwana: supercontinent assembly and breakup. Geological Society of London Special Publication 206, pp. 93–130.
- Grikurov G.E. 1982. Structure of Antarctica and outline of its evolution // In: Craddock C. (Ed.). Antarctic geosciences. Madison, pp. 791–804.
- Groenewald P.B., Moyes A.B., Grantham G.H., Kryman J.R. 1995. East Antarctic

- crustal evolution: geological constraints and modelling in western Dronning Maud Land // Precambrian Research. V. 75, pp. 231–250.
- Grunow A., Hanson R., Wilson T. 1996. Were aspects of Pan-African deformation linked to Iapetus opening? // *Geology*. V. 24, pp. 1063–1066.
- Hubscher C., Jokat W., Miller H. 1996. Structure and origin of southern Weddell Sea crust: results and implications // In: Storey, B.C., King, E.C., Livermore, R.A. (Eds.). *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-Up*, Geol. Soc. Spec. Publ., London. Vol. 108, pp. 201–211.
- Jacobs J., Fanning C.M., Henjes-Kunst F., Olesch M., Paech H.J. 1998. Continuation of the Mozambique Belt into East Antarctica: Grenville-age metamorphism and polyphase Pan-African high-grade events in central Dronning Maud Land // *Journal of geology*. V.106, pp. 385–406.
- King E., Leitchenkov G., Galindo-Zaldivar J., Maldonado A., and Lodolo E. 1997. Crustal structure and sedimentation in Powell Basin. In: Barker P., Cooper A.K et. al (Eds.). *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic Margin, Part 2*. *Ant. Res. Ser.*, vol. 71, pp. 75–93.
- Leitchenkov G.L. and Kudryavtsev G.A. 2000. Structure and origin of the Earth's crust in the Weddell Sea Embayment (beneath the front of the Filchner and Ronne Ice Shelves from the Deep Seismic Soundings data // *Polarforschung*. Vol.67, N3, p. 143–154.
- Leitchenkov G.L., B.V. Belyatsky, N.V. Rodionov and S.A., Sergeev. 2007a Insight into the geology of the East Antarctic hinterland: study of sediment inclusions from ice cores of the Lake Vostok borehole // In: Cooper A. K., Raymond C. R. et al. (Eds.). *Antarctica: A Keystone in a Changing World – Proceedings of the 10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences*. Washington, DC: The National Academies Press; doi:10.3133/of2007–1047.srp014.
- Leitchenkov G.L., V.V. Gandyukhin and Y.B. Guseva. 2007b. Crustal structure and evolution of the Mawson Sea, western Wilkes Land margin, East Antarctica // In: Cooper A. K., Raymond C. R. et al. (Eds.). *Antarctica: A Keystone in a Changing World – Proceedings of the 10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences*. Washington, DC: The National Academies Press; doi:10.3133/of2007–1047.srp028.
- Leitchenkov G., Guseva J., Gandyukhin V., Grikurov G., Kristoffersen Y., Sand M., Golynsky A., Aleshkova N. 2008. Crustal structure and tectonic provinces of the Riiser-Larsen Sea area (East Antarctica): results of geophysical studies // *Mar. Geoph. Res.* Vol. 29, p. 135–158.
- Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Laiba A.A., Beliatsky B.V. 1996. Geochemistry and origin of Mesoproterozoic metavolcanic rocks from Fisher Massif, Prince Charles Mountains, East Antarctica // *Antarctic Science*. V. 8, pp. 85–104.
- Mikhalsky E.V., Beliatsky B.V., Savva E.V., Wetzel H.-U., Fedorov L.V. Weiser Th., Hahne K. 1997. Reconnaissance geochronologic data on polymetamorphic and igneous rocks of the Humboldt Mountains, Central Queen Maud Land, East Antarctica // In: Ricci C.A. (Ed.). *The Antarctic region: Geological evolution and Processes*. Siena, TERRAPUB, p. 4553.
- Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Laiba A.A., Tingey R.J., Thost D.E., Kamenev E.N., Fedorov L.V. 2001. Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica // *AGSO Geoscience Australia Bulletin*. V. 247, 209 pp.
- Millar I. L., Pankhurst R. J., Fanning C. M. 2002. Basement chronology of the Antarctic Peninsula: recurrent magmatism and anatexis in the Palaeozoic Gondwana Margin // *Journal of the Geological Society*. V. 159, pp. 145–157.
- Mukasa S.B., Dalziel I.W.D. 2000. Marie Byrd Land, West Antarctica: Evolution of Gondwana's Pacific margin constrained by zircon U-Pb geochronology and feldspar common-Pb isotopic compositions // *GSA Bulletin*. V. 112, pp. 611–627.
- Munksgaard N.C., Thost D.E., Hensen B.J. 1992. Geochemistry of Proterozoic granulites from northern Prince Charles Mountains, East Antarctica // *Antarctic Science*. V. 4, pp. 59–69.
- Osanai Y., Shiraishi K., Takanashi Y., Ishizuka H., Tainosho Y., Tsuchiya N., Sakiyama T., Kodama S. 1992. Geochemical Characteristics of Metamorphic Rocks from the Central Sor Rondane Mountains, East Antarctica // In: Yoshida Y., Kaminuma K., Shiraishi K. (Eds.). *Recent Progress in Antarctic Earth Science*. Tokyo, TERRAPUB, pp. 17–28.
- Pankhurst R.J., Weaver S.D., Bradshaw J.D., Storey B.C., Ireland T.R. 1998.

Geochronology and geochemistry of pre-Jurassic superterranes in Marie Byrd Land, Antarctica // *Journal of Geophysical Research*. V. 103, №B2, pp. 2529–2547.

Sheraton J.W., Black L.P., Tindle A.G. 1992. Petrogenesis of plutonic rocks in a Proterozoic granulite-facies terrane the Bunger Hills, East Antarctica // *Chemical Geology*. V. 97, pp. 163–198.

Shiraishi K., Hiroi Y., Ellis D.J., Fanning C.M., Motoyoshi Y., Nakai Y. 1992. The First Report of a Cambrian Orogenic Belt in East Antarctica- An Ion Microprobe Study of the Lutzow-Holm Complex // In: Yoshida Y., Kaminuma K. & Shiraishi K. (Eds.). *Recent Progress in Antarctic Earth Science*. Tokyo, TERRAPUB, pp. 67–74.

Siddoway C. S. 2008. Tectonics of the West Antarctic Rift System: New Light on the History and Dynamics of Distributed Intracontinental Extension // In: Cooper A. K., Barrett P. J. et al. (Eds.). *Antarctica: A*

Keystone in a Changing World. *Proceedings of the 10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences*. Washington, DC: The National Academies Press. doi:10.3133 // of 2007-1047. kp 09.

Smith C. H. 1997. Mid-Crustal Processes During Cretaceous Rifting, Fosdick Mountains, Marie Byrd Land // In: Ricci C. A. (Ed.). *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*. Siena, Terra Antarctica Publ., pp. 313–320.

Tessensohn F. 1997. Shackleton Range, Ross orogen and SWEAT hypothesis // In: Ricci C.A. (Ed.). *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*. Siena, Terra Antarctica Publ., p. 512.

Zhao J.-X., Shiraishi K., Ellis D.J., Sheraton J.W. 1995. Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamato Mountains, East Antarctica: implications for the origin of syenitic magmas // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. V. 59, pp. 1363–1382.

Antarctic Tectonic Evolution in the light of modern geodynamic concepts

Grikurov G.E., Leitchenkov G.L., Mikhalsky E.V.

Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologia), 1 Angliysky Ave., 190121 St. Petersburg, Russia

A compilation of Tectonic Map of the Polar Regions, 1:10000000 (TEMPORE) was proposed by the Commission for the Geological Map of the World as part of research activities under the auspices of IPY 2007-2009. The first stage of this project envisaged creating a draft of new international tectonic map of Antarctica and its surrounding seas in I.S. Gramberg Research Institute for Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOkeangeologia). This work involved critical evaluation and synthesizing of abundant new geological and geophysical data obtained by the Russian and foreign Antarctic expeditions in the past 15-20 years. The results of state-of-the-art isotopic and geochemical studies of Antarctica's rocks, as well as new insights in the deep structure of its continental margin gained in the course of systematic marine geophysical investigations make possible to refine the tectonic models advanced by Antarctic scientists in preceding years and to propose an up-to-date vision of tectonic arrangement and geodynamic history of the Antarctic.