

УДК 551.24.05:551.721.732(99–11)

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ В ПРОТЕРОЗОЕ – РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ

© 2008 г. Е. В. Михальский

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург 190121, Английский пр., д. 1

Поступила в редакцию 18.06.2007 г.

В статье обобщены геологические, геохимические и изотопные данные (U–Pb по циркону и Sm–Nd по валовым составам пород) для протерозойских и раннепалеозойских геологических комплексов, развитых в различных регионах Восточной Антарктиды. Намечены главные рубежи тектонотермальной и магматической деятельности и составлена пространственно-временная схема корреляции этих событий между различными регионами. Палеопротерозой характеризуется как период рифтогенеза в пределах блоков архейского заложения, их частичной мобилизации и мощного формирования нового вещества земной коры на обширном пространстве, занимаемом современной Восточной Антарктидой. В большинстве районов это вещество было неоднократно переработано на последующих этапах развития (1800–1700, 1100–1000, 550–500 млн. лет). На некоторых участках выявлены комплексы мезопротерозойских ювенильных пород (1500, 1400–1200, 1150–1100 млн. лет), возникших в конвергентных надсубдукционных геодинамических условиях. Об этом свидетельствует развитие базальт-андезитовых или тоналит-гранодиоритовых ассоциаций с характерными геохимическими особенностями пород. Эволюцию протерозойских областей Восточной Антарктиды можно интерпретировать как цикл Вильсона с деструкцией архейского мегаконтинента на рубеже 2250 млн. лет назад и окончательным закрытием вторичных океанических бассейнов к рубежу 1000 млн. лет назад. Мезопротерозойские области образуют краевой вулканоплутонический пояс, в составе которого выделяются три разновозрастные провинции, отражающие последовательную аккрецию террейнов, развивавшихся на интервалах 1500–1150, 1400–950 и 1150–1050 млн. лет. Неопротерозойско-раннепалеозойская тектономагматическая деятельность проявлена неравномерно. В некоторых регионах материка она выражена пластическими деформациями, метаморфизмом гранулитовой фации и постколлизийным магматизмом, в других регионах она проявлена слабым термальным воздействием и анорогенным магматизмом. Эндеогенная эволюция метаморфических комплексов, протекавшая по модели изотермической декомпрессии, и “внутриплитный” характер гранитоидов свидетельствуют о коллизийной природе раннепалеозойской тектономагматической деятельности.

ВВЕДЕНИЕ

Восточная Антарктида традиционно выделялась как древняя платформа, сложенная преимущественно архейскими метаморфическими комплексами, испытавшими рекуррентную тектономагматическую активизацию на протерозойских этапах развития [1]. В коренных выходах вскрыты почти исключительно структурно-вещественные комплексы нижнего структурного яруса фундамента, а комплексы верхнего структурного яруса (троговые образования мезо- или неопротерозойского возраста) обнаружены лишь на отдельных участках [2, 20]. Это позволяет рассматривать экспонированную часть Восточной Антарктиды как кристаллический щит. Предполагается, что чехольные образования рифейского, дорифейского или фанерозойского возраста развиты на некоторых подледных пространствах [2], поэтому использование ниже

термина “Антарктический щит”, имея в виду, прежде всего, прибрежные экспонированные районы, является в значительной степени условным.

Rb–Sr и U–Pb исследованиями установлено, что Антарктический щит состоит из сравнительно не крупных ядер архейской стабилизации (кратоны) и обширной области протерозойского тектогенеза, испытавшей метаморфизм преимущественно гранулитовой фации, анатексис и мощные пластические деформации на “гренвилском” рубеже (~1000 млн. лет назад) ([2] и ссылки в этой работе). Некоторыми авторами эта область рассматривается как единый подвижный пояс полициклического развития [1]. При этом вещество подвижного пояса понималось как глубоко и неоднократно переработанная земная кора архейского возраста. В течение 1990-х годов были выполнены структурно-геологические и многочисленные U–Pb изотопно-геохронологические исследования, указывающие на метаморфизм гранулитовой фации, мощные пластиче-

ские деформации и внедрение разнообразных гранитоидов в венде–кембрии (570–500 млн. лет назад) [53, 73]. Одновременно с развитием представлений о формировании суперконтинентов докембрия стала преобладать концепция “орогенической” (аккреционно-коллизивной) природы как позднемезопротерозойских “гринвильских” ([32] и др.), так и неопротерозойско-раннепалеозойских “панафриканских” ([73] и др.) тектонических процессов в Антарктиде. Некоторыми авторами предполагается окончательное формирование Восточной Антарктиды только на рубеже протерозоя и палеозоя в результате коллизии нескольких литосферных блоков [27, 38]. Однако, большинством исследователей геологические тела и породные ассоциации рассматривались как метаморфические комплексы [19], а их первичный вещественный состав специально не изучался, и геодинамический анализ не выполнялся. При этом наибольшее внимание уделялось архейским образованиям, среди которых наиболее исследованным оказался так называемый нейпирский высокотемпературный комплекс Земли Эндерби [5, 19], а изучение протерозойских пород и процессов имело подчиненное значение.

Данная работа призвана, в некоторой мере, заполнить этот пробел и, на базе анализа и обобщения геологических, геохронологических и геохимических данных, выполнить реконструкцию условий становления магматогенных структурно-вещественных комплексов, определить рубежи тектономагматической деятельности и предложить новую модель формирования и эволюции земной коры Восточной Антарктиды в протерозое и раннем палеозое. Архейские комплексы требуют отдельного специального рассмотрения, что не входит в задачу данного исследования. Кроме того, за рамками остаются неопротерозойско-раннепалеозойские геологические комплексы Трансантарктических гор, которые географически находятся на территории Восточной Антарктиды, но в тектоническом плане относятся к самостоятельной росской складчатой системе, обрамляющей Антарктический щит со стороны Тихого океана [1, 2].

В работе использована обширная аналитическая база, включающая свыше 250 датировок горных пород U-Pb методами по циркону, более 500 Sm-Nd анализов, более 2000 силикатных химических анализов и около 1000 анализов на микроэлементы. Большая часть материалов имеет литературное происхождение или получена в порядке обмена научной информацией с зарубежными специалистами.

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Накопленные к настоящему времени изотопно-геохронологические данные, подробный обзор которых представлен в работе [12], позволяют существенно уточнить временные рамки главных тектономагматических процессов, проявленных в различных регионах материка, и составить схему размещения разновозрастных тектонических провинций (рис. 1). Возраст этих процессов установлен по данным многочисленных U-Pb анализов циркона из плутонических или метаморфизованных магматических пород (преимущественно методом SIMS SHRIMP), выполненных в различных зарубежных и отечественных лабораториях. В последние годы зарубежными исследователями проводятся специальные U-Pb исследования обломочного циркона в метаморфических толщах. Однако этих данных пока не достаточно для уверенного выделения разновозрастных осадочных формаций и изучения особенностей их состава. На рис. 2 представлена гистограмма распределения опубликованных датировок внедрения вулканитов, габброидов, до- и синкинематических гранитоидов, а также метаморфизма, как правило, сопровождающего внедрение гранитоидов и мощные пластические деформации. На гистограмме не учтены датировки посттектонических гранитоидов и дайковых комплексов основного состава. Поскольку различные регионы Восточной Антарктиды геохронологически изучены крайне неравномерно, эта гистограмма не может отражать реальных масштабов проявления геологических событий того или иного возраста, но позволяет установить рубежи тектономагматической деятельности. В большинстве случаев датированные породы и процессы относятся к завершающим, структурообразующим фазам тектогенеза, так как наиболее ранние фазы далеко не всегда проявляются U-Pb систематикой. Для оценки максимального возраста тектономагматической активности и ранних процессов генерации вещества земной коры используется модельный Sm-Nd возраст (T_{DM}), устанавливающий время отделения первичного вещества земной коры от деплетированной мантии [35]. Имеющиеся для горных пород Восточной Антарктиды данные обобщены в [16]. В этой работе показано, что модельные возрасты T_{DM} , как правило, намного превышают возраст магматической деятельности, зафиксированной U-Pb методом по акцессорным минералам. Преимущественное несовпадение Sm-Nd модельных и U-Pb возрастов по циркону указывает на относительную редкость ювенильных структурно-вещественных комплексов в составе кристаллического щита Восточной Антарктиды или на возникновение их протолитов из мантийных или нижнекоровых субстратов, в некоторой степени обогащенных литофильными элементами (в

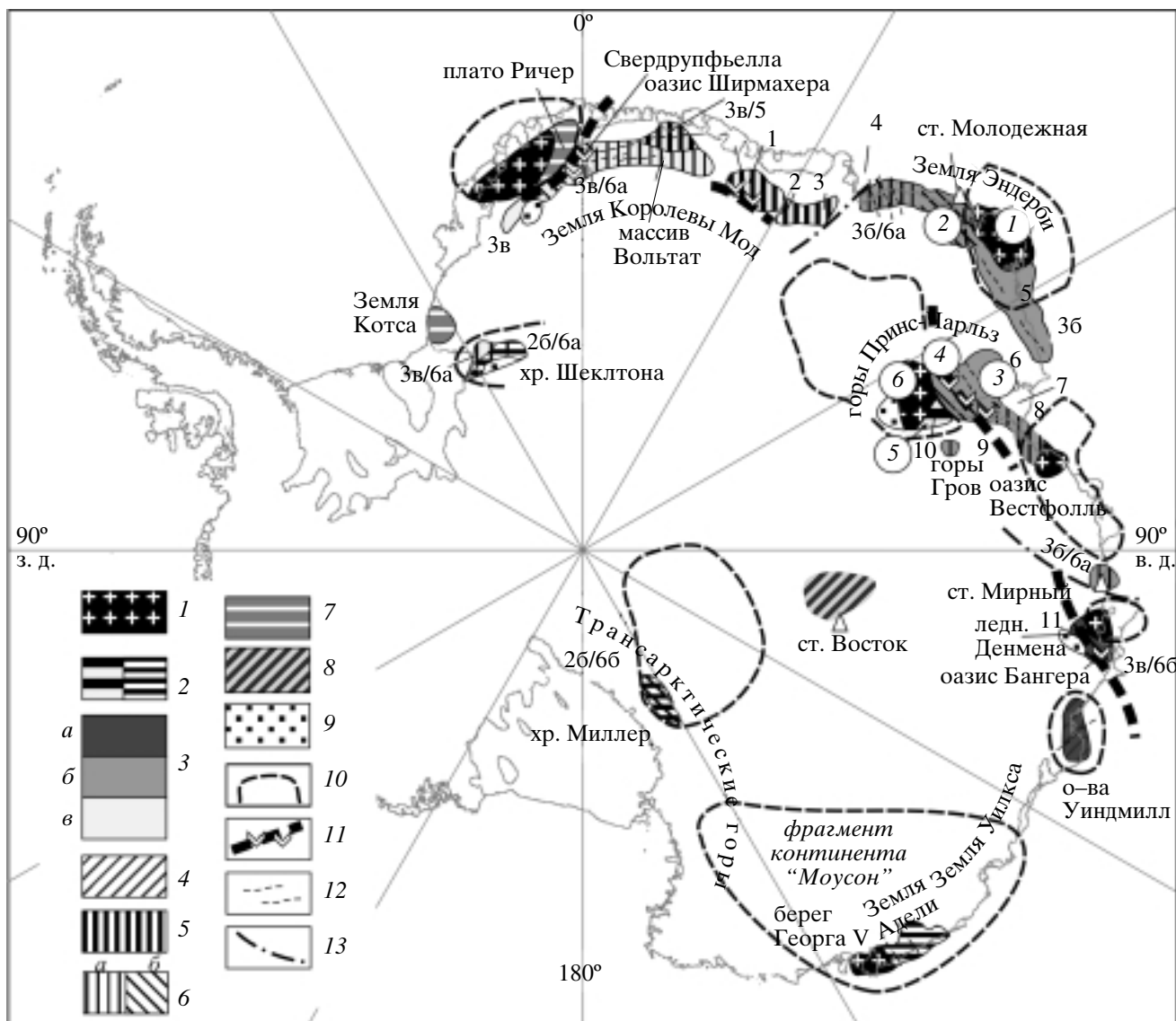


Рис. 1. Схема тектонического строения Восточной Антарктиды

1–8 – нижний структурный этаж: 1 – область архейской стабилизации (кратоны), 2 – область палеопротерозойской стабилизации: *a* – около 2100, *б* – 1700–1800 млн. лет назад; 3 – области мезопротерозойского развития: *a* – 1500–1150 млн. лет; *б* – 1400–950 млн. лет; *в* – 1150–1050 млн. лет, 4–6 – области тектономагматической переработки: 4 – мезопротерозойская переработка палеопротерозойских пород, 5 – неопротерозойская переработка мезопротерозойских пород, 6 – раннепалеозойская переработка мезопротерозойских пород: *a* – метаморфизм гранулитовой фации, пластические деформации, анатексис; *б* – метаморфизм зеленосланцевой–амфиболитовой фации и/или внедрение гранитоидов; 7 – недеформированные позднемезопротерозойские вулканы и осадочные породы (рифтогенные образования форланда подвижной области), 8 – подледная территория (2.2–0.6 млрд. лет); 9 – область распространения неопротерозойских осадочных комплексов верхнего структурного этажа, 10 – контуры подледного распространения блоков земной коры с архейским возрастом первичного вещества (по T_{DM}^{Sm-Nd}), с учетом особенностей аномального магнитного поля (в интерпретации Р.Г. Курина, неопубликованные материалы), 11 – предполагаемая палеосутора и участки распространения ювенильных комплексов, 12 – региональный структурный тренд, 13 – условная граница между мезопротерозойскими тектоническими провинциями

Цифрами на карте обозначены участки: 1 – горы Сер-Роннане, 2 – горы Бельжика, 3 – горы Ямато, 4 – залив Лютцов-Хольм, 5 – Земля Кемпа, 6 – Земля Мак-Робертсона, 7 – шельфовый ледник Эймери, 8 – залив Прюдс, 9 – Земля Принцессы Елизаветы, 10 – уступ Моусона, 11 – Земля Королевы Мэри.

Цифра в круге обозначает тектоническую область или структурно-формационную зону: 1 – Нейпирская область, 2 – Рейнерская область, 3 – Биверская зона, 4 – Фишерская зона, 5 – Ламбертская область, 6 – Рукерская область. Подчеркнутым шрифтом показаны индексы нагрузки, соответствующие номеру в легенде (протолит/переработка)

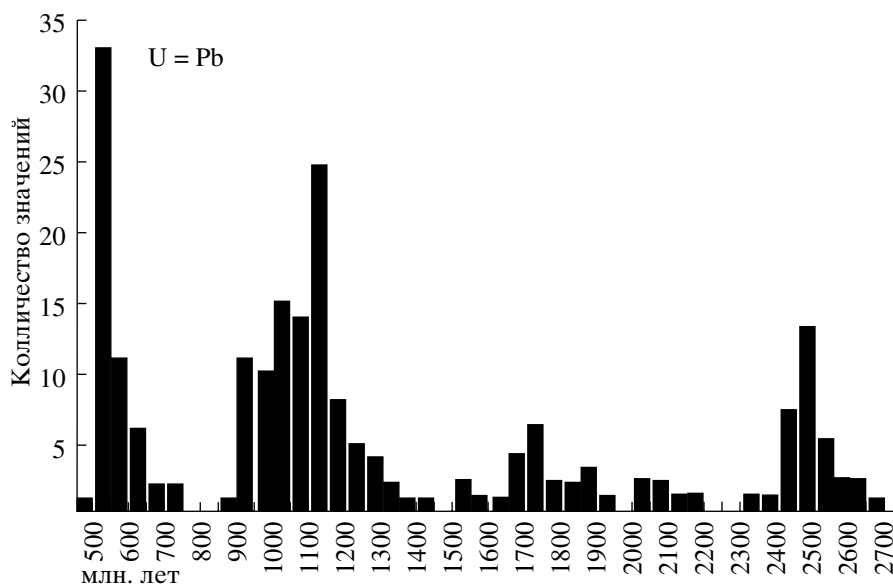


Рис. 2. Гистограмма распределения U-Pb датировок по циркону, отражающих время внедрения вулканитов, габброидов, до- синтетектонических гранитоидов или время метаморфизма. Значения возраста, кратные 100 млн. лет (ровно 500, 600 и т.д.), включены в соответствующий правый интервал

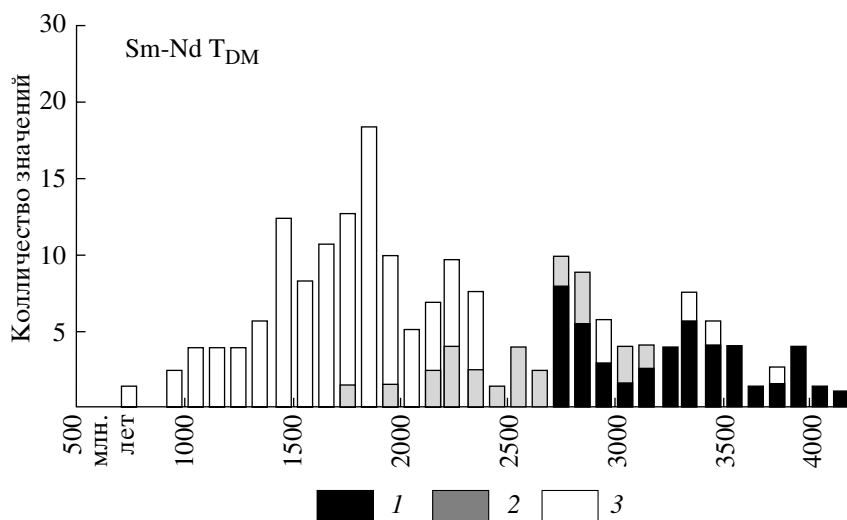


Рис. 3. Гистограмма распределения модельного Sm-Nd возраста горных пород (T_{DM}). 1 – архейские кратоны, 2 – области палеопротерозойской стабилизации, 3 – области мезопротерозойского развития

том числе легкими редкоземельными, ЛРЗЭ) в результате предшествующей эволюции. Гистограмма распределения значений модельного возраста представлена на рис. 3. При построении этой гистограммы учтено только 5–10 образцов из каждого изученного района, что создает в первом приближении равномерный характер опробования. Выявленные на статистическом уровне временные пики прироста объема земной коры в Восточ-

ной Антарктиде относятся к интервалам 2700–3000 и 1600–1900 млн. лет назад [17].

По возрасту главных фаз тектономагматической деятельности, которым предшествовали периоды осадконакопления, вулканизма и гранитообразования, выделяются области архейской стабилизации (кратоны), области палео- и мезопротерозойской стабилизации и области наложенной тектономагматической активизации (см. рис. 1). Недифференцированные области ар-

хейской, а именно, – мезоархейской (3100–2800 млн. лет: в западной части Земли Королевы Мод, на Земле Эндерби–Нейпирская область¹, в южной части гор Принс-Чарльз–Рузерская область) или неоархейской стабилизации (2650–2450 млн. лет: оазис Вестфолль, Земля Королевы Мэри, берег Георга V) – слагают относительно не крупные ядра. Горные породы во всех этих областях (впрочем, как и на некоторых участках в пределах областей протерозойского развития) имеют модельные возрасты T_{DM} в широком диапазоне от 2.5 до 4.0 млрд. лет [17], что свидетельствует о длительном формировании земной коры.

Области протерозойского развития охватывают обширные пространства вскрытой части Антарктического щита. Периоды тектономагматической активности, сопровождавшейся пластическими деформациями и/или метаморфизмом, кристаллизацией разнообразных по составу и отношению к главной фазе деформаций гранитоидов и плутонов основного состава отдельными импульсами охватывают практически всю продолжительность протерозоя (что, конечно, определяет значительную условность временных границ отдельных фаз) и выделяются на диапазонах/рубежах: 2650–2450, 2150–2000, 1800–1700, 1500, 1400–1200, 1100–950, 700, 650–570, 550–500, 480 млн. лет назад. При этом вещественный состав и геодинамические условия формирования близких по возрасту геологических комплексов существенно варьируют между отдельными регионами. Составлена пространственно-временная схема формирования структурно-вещественных комплексов и проявлений тектономагматических и термальных событий в отдельных регионах Восточной Антарктиды, развивавшихся и стабилизированных в протерозое (рис. 4), анализ которой позволяет выделить главные рубежи тектономагматической деятельности и установить межрегиональные корреляции. Географически наиболее широко распространены проявления мощных тектономагматических и метаморфических процессов на интервалах 2650–2450, 1800–1700, 1400–950, 550–500 млн. лет назад, которые и можно рассматривать в качестве главных этапов формирования структуры кристаллического щита Восточной Антарктиды. Необходимо также выделить интервал времени приблизительно от 900 до 700 млн. лет назад, который характеризуется относительно спокойным развитием без проявлений орогенических процессов.

Существует отчетливая временная корреляция тектономагматических событий позднеархейско-раннепалеопротерозойского (2650–

2450 млн. лет) и позднепалеопротерозойского возраста (1800–1700 млн. лет) между различными районами Антарктического щита. Можно отметить, что проявления палеопротерозойских процессов сконцентрированы в восточном (к востоку от ст. Мирный) и “тихоокеанском” секторах. Важное значение имеет близость возрастов мезопротерозойских тектономагматических процессов в ряде областей Восточной Антарктиды (например, внедрение чарнокитов на западе Земли Королевы Мод, на Земле Мак-Робертсона, в горах Принс-Чарльз, в оазисе Бангера и на островах Уиндмилл и внедрение долеритовых дайковых комплексов в оазисе Вестфолль, на земле Эндерби, в горах Принс-Чарльз). Вместе с тем, наблюдается определенное “омоложение” мезопротерозойских тектонических процессов в направлении с востока на запад вдоль побережья Антарктического щита. На основе корреляционных связей можно выделить три крупные мезопротерозойские провинции, имеющие историю эндогенного развития в следующих временных пределах: 1) провинция Уилкс (оазис Бангера, острова Уиндмилл) 1500–1150 млн. лет, 2) провинция Рейнер (Земля Эндерби, Земля Кемпа, Земля Мак-Робертсона, включая горы Принс-Чарльз, и Земля Принцессы Елизаветы) 1400–950 млн. лет, 3) провинция Мод (Земля Королевы Мод, включая побережье залива Лютцов-Хольм) 1150–1050 млн. лет.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Основанием для реконструкции геодинамических режимов в Восточной Антарктиде, в силу ее орографической и геологической специфики, служат данные метаморфической петрологии, раскрывающие P–T условия метаморфизма и характер эндогенной эволюции, а также геохимические и изотопно-геохимические данные, с помощью которых определяются палеотектонические условия формирования геологических комплексов. Изучению условий метаморфизма антарктических пород посвящено огромное количество публикаций, например [19, 47, 48] и ссылки в этих работах, поэтому детальная характеристика минеральных парагенезисов ниже не приводится. Геохимический состав магматических комплексов и протолитов метаморфических пород изучен в меньшей степени. Имеющиеся данные подробно рассмотрены и обобщены и соответствующие ссылки даны в работах [10, 11, 13].

Палеопротерозой

Частные геодинамические обстановки формирования и развития земной коры Восточной Ан-

¹ В Нейпирской области проявлен высокотемпературный метаморфизм на рубеже 2600–2450 млн. лет, но он, по мнению некоторых исследователей, не сопровождался деформациями [48].

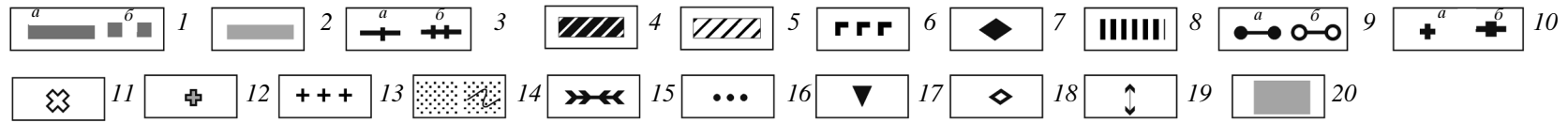
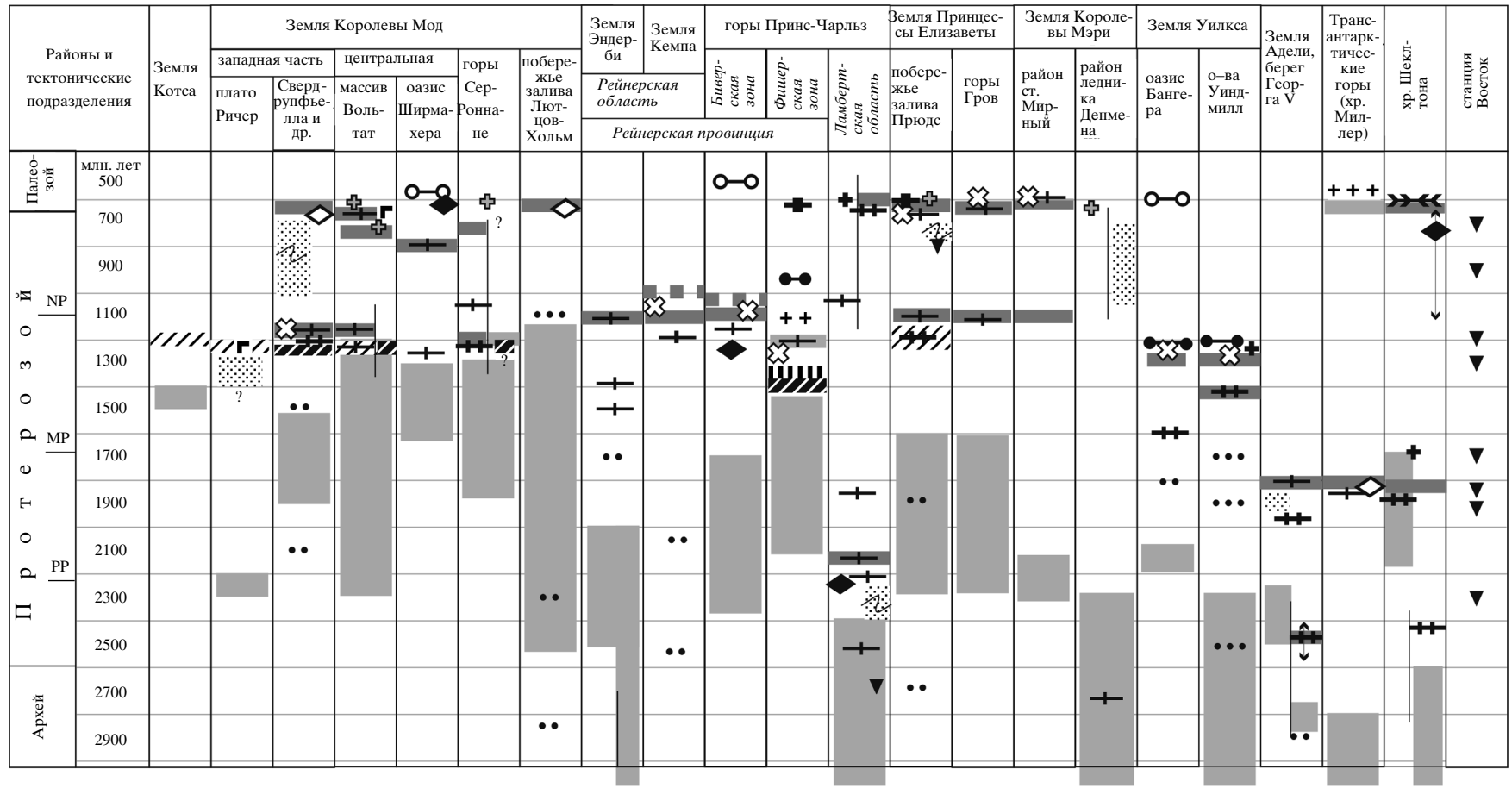


Рис. 4. Пространственно-временная схема проявлений тектономагматических и термальных событий в отдельных регионах Восточной Антарктиды, развивавшихся и стабилизированных в протерозое

1 – метаморфизм гранулитовой–амфиболитовой фации и сопутствующие пластические деформации: *a* – региональный, *b* – динамометаморфизм в пределах зон вязкопластического течения; 2 – региональный метаморфизм зеленосланцевой–эпидот–амфиболитовой фации; 3 – внедрение до- или синтетектонических тел: *a* – гранитового, *b* – тоналитового или гранодиоритового состава; 4 – излияние основных–средних вулканитов; 5 – излияние кислых или бимодальных вулканитов; 6 – кристаллизация мафических интрузивов, в том числе расслоенных; 7 – кристаллизация или тектоническое внедрение ультрамафит–мафических комплексов; 8 – внедрение интрузивов габбро–диорит–плагиогранитовой ассоциации; 9 – внедрение дайковых комплексов базитов: *a* – нормальной щелочности, *b* – щелочных; 10 – внедрение высокоглиноземистых лейкогранитов: *a* – посткинematических, *b* – синкинematических; 11 – внедрение чарнокитов; 12 – внедрение плутонов анортозит–мангерит–чарнокитовой ассоциации или гранитовых интрузивов А-типа; 13 – внедрение посткинematических гранитоидов известково–щелочной серии; 14 – период осадконакопления: *a* – слабо метаморфизованные и слабо деформированные толщи, *b* – складчатые; 15 – образование надвигов, 16 – кристаллизация циркона (унаследованное вещество в ядрах) в ортогнейсах; 17 – кристаллизация циркона (обломочные зерна в осадочных породах); 18 – кристаллизация высокобарических (в том числе эклогитовых) парагенезисов; 19 – интервал неопределенности, 20 – интервал модельного возраста T_{DM}^{Sm-Nd} . Вертикальная линия символизирует развитие некоторых структурно–вещественных комплексов на ограниченной части территории

Участы тектонической стабилизации на рубеже около 1000 млн. лет выделяются на территории Земли Эндерби и Земли Кемпа в качестве Рейнерской области [4], а на большей территории, включающей также Землю Мак–Робертсона и Землю Принцессы Елизаветы, – в качестве Рейнерской провинции [38]

тарктиды в палеопротерозое могут быть определены лишь с большой долей условности в силу редкости и недостаточной изученности соответствующих геологических комплексов. Предположительно могут быть выделены три типа геодинамических обстановок: растяжение, с которым связана деструкция архейской коры, коллизионная обстановка, характеризующаяся переработкой существовавшей коры и локальными ювенильными новообразованиями, и аккреционная обстановка, связанная с формированием значительных объемов новой земной коры.

В обстановке *растяжения* (рифтовой) развивались блоки архейской стабилизации в центральном секторе Антарктического щита (Земля Эндерби, южная часть гор Принс–Чарльз, оазис Вестфолль), где на интервале времени 2400–2250² млн. лет назад происходили внедрения практически идентичных по вещественному составу дайковых комплексов кремнистых высокомагнезиальных габбронорит–долеритов [14]. Специфический состав этих пород определялся характером мантийного плюма, подъем которого представлял первую фазу рифтогенеза. Возможно, продвинутую фазу рифтогенеза отражает метаморфизованный дунит–ортопироксенит–габбровый комплекс (см. ниже) в уступе Моусона [15, 63]. Необходимо отметить, что в пределах раннедокембрийских блоков развиты также дайки высокожелезистых долеритов, в оазисе Вестфолль датированные рубежом около 1750 млн. лет назад [58].

Коллизионная обстановка развития может быть выделена в пределах уступа Моусона в го-

рах Принс–Чарльз (Ламбертская область) и в хр. Миллер в центральной части Трансантарктических гор. *Ламбертская область* выделяется в центральной и северной частях уступа Моусон. Здесь развиты салические ортогнейсы, парагнейсы и мраморы амфиболитовой–гранулитовой фации метаморфизма, а также тектонический–разобценный комплекс метаморфизованных основных и ультраосновных пород (метагаббро, ортопироксениты, дуниты, перидотиты), заключенных в фельзических орто- и парагнейсах. Возраст габброидов оценивается в 2250–2150 млн. лет (А. Corvino, персональное сообщение). Ортогнейсы Ламбертской области в совокупности образуют известково–щелочную ассоциацию, формирование которой могло происходить в конвергентных тектонических условиях, как предполагают авторы работы [62]; вместе с тем, раннепалеопротерозойский ороген Ламбертской области должен был иметь энсалическую коллизионную природу, поскольку модельные Sm–Nd возрасты ($T_{DM} = 2.3–3.3$ млрд лет, изредка больше или меньше) указывают на значительную коровую предысторию вещества. Однако, недавними исследованиями было установлено, что ортогнейсы были внедрены на нескольких этапах развития (3520 ± 20 , 2420 ± 20 и 2120 ± 12 млн. лет назад, по [28, 62]) и, следовательно, необходимо рассмотреть геохимические особенности каждой возрастной группы, для чего пока нет достаточных данных. Время осадконакопления, по данным изучения обломочного циркона [67], ограничено интервалом от 2500 до 2000 ± 3 млн. лет назад. Возможно, осадконакопление происходило в условиях рифтовой пассивной окраины. Этапы высокотемпературного метаморфизма связываются (на различных участках) с рубежами 2060 ± 20 [62] и 508 ± 11 [29] млн. лет назад, а с рубежами около 1800–1750 млн. лет и 920 млн. лет назад – внедрение мелких синкинematических тел

² Здесь и далее, если не оговорено иначе, U–Pb возраст (SIMS SHRIMP) по циркону или монациту, полученный конкордантными анализами или верхним пересечением с конкордией при слабой дискордантности группы из 5–10 анализов.

гранитоидов. Становление структуры этой области, вероятно, произошло на рубеже 2150–2050 млн. лет назад, а более поздние тектономагматические процессы имели характер активизации. Необходимо отметить, что Ламбертская область представляет собой единственный известный в Антарктиде пример раннепалеопротерозойского орогена. Единичные находки пород, представляющих пластовые тела гранитоидов, с низкими значениями модельного возраста T_{DM} (1900 млн. лет) указывает на присутствие в составе Ламбертской области ювенильных палеопротерозойских образований [28, 63], роль которых, однако, не представляется значительной.

В хребте *Миллер* развиты полосчатые пара- и ортогнейсы амфиболитовой фации метаморфизма. Наиболее ранние фазы внедрения протолитов ортогнейсов датированы рубежами 3150 и 2980 млн. лет назад; метаморфическая толща прорвана синкинематическими, синметаморфическими гранитоидами, датированными возрастом 1730 ± 10 млн. лет ([44] и ссылки в этой работе). В этом районе обнаружены реликтовая минеральная ассоциация эклогитовой фации близкого возраста (~1720 млн. лет), что свидетельствует о коллизионной природе этого позднепалеопротерозойского орогена. Модельные возрасты T_{DM} находятся в пределах 2700–3100 млн. лет, что указывает на неоархейский возраст земной коры в этом районе и активизационный характер палеопротерозойских процессов.

К категории *аккреционных* можно отнести геологические комплексы в хр. Шеклтона и на Земле Адели. В хребте *Шеклтона* развит палеопротерозойский комплекс метаморфических пород и аллохтонные метаосадочные толщи, включающие офиолиты неопротерозойского или раннепалеозойского возраста. Внедрение протолитов плагиогнейсов (вулканическая и интрузивная деятельность кислого состава) датировано рубежами 2328 ± 7 и 1810 ± 2 млн. лет назад; метаморфизм амфиболитовой фации – около 1700 млн. лет назад, а внедрение посттектонических гранитоидов – 1590 ± 5 млн. лет назад ([75] и ссылки в этой работе). Условия протерозойского метаморфизма оцениваются как $P = 5–7$ кбар, $T = 700–800^\circ\text{C}$; постпиковая эволюция надежно не определена в силу интенсивной термальной переработки в раннепалеозойское время, но оценивается как медленное остывание на значительной глубине [74, 75]. Модельные возрасты пород T_{DM} находятся в пределах 2500–3000 млн. лет.

В регионе *Земли Адели* выделяется фундамент и (тектонически?) перекрывающие его метаосадочные толщи верхнего структурного яруса. Формирование структуры фундамента и метаморфизм датированы рубежом 2500–2400 млн. лет назад [66], внедрение протолитов ортогней-

сов тоналитового состава – 2440 и 1850 млн. лет [37], а модельные Sm-Nd возрасты T_{DM} составляют 2700–2800 млн. лет. Верхний структурный ярус сложен интенсивно деформированными и мигматизированными метапелитами и метагравакками, кислыми метавулканиками и пластовыми интрузивами базитов [35]. Условия метаморфизма оцениваются как $P = 4–6$ кбар, $T = 700–750^\circ\text{C}$ с эволюцией по модели медленного изобарического остывания [66]. Предполагается, что осадконакопление и главная тектонотермальная деятельность охватывали очень узкий временной диапазон от 1720 до 1690 млн. лет назад. Модельные Sm-Nd возрасты T_{DM} в диапазоне 2200–2400 млн. лет [34] указывают на ювенильный характер пород верхнего структурного яруса, что, однако, не мешает этим авторам относить комплекс пород к категории рифтогенных образований. На Земле Адели, как и в хр. Шеклтона, метаморфизм высоких температур–низких давлений был, вероятно, обусловлен термальной аномалией (возможно, прогревом за счет глубинного андерплейтинга).

Обобщая данные Sm-Nd анализов, можно заметить, что горные породы из областей палеопротерозойской стабилизации имеют модельные Sm-Nd возрасты T_{DM} преимущественно в диапазоне 2300–3300 млн. лет, который в значительной мере перекрывает диапазон модельных возрастов для пород из архейских блоков (см. рис. 3). Это обстоятельство позволяет выделить районы раннедокембрийского развития (архей–палеопротерозой) в качестве некоторой геологической целостности – блоков (ядер) земной коры архейского заложения. В первом приближении масштаб распространения этих блоков на подледных территориях может быть оценен по особенностям строения аномального магнитного поля [37, 41, 42]. Области раннедокембрийского развития характеризуются некоторыми специфическими чертами строения аномального магнитного поля (Р.Г. Куринин, неопубликованные данные), которые могут быть прослежены на подледных пространствах (см. рис. 1). Необходимо подчеркнуть, что магнитное поле центральной и восточной внутриматериковой частей Восточной Антарктиды практически не изучено, поэтому не исключено более широкое географическое распространение таких блоков. В районе российской станции Восток в придонном слое керна скважины в ледниковом покрове обнаружены мелкие частицы осадочных пород, содержащих зерна циркона с возрастом 2200–1600, 1200–800 и 600 млн. лет [8], что также подтверждает развитие палеопротерозойских пород на подледных территориях.

В пределах областей более поздней, мезопротерозойской стабилизации, в палеопротерозое господствовали конвергентные (генерирующие

новое вещество земной коры) обстановки, о чем свидетельствует широкое распространение пород с модельными Sm–Nd возрастными T_{DM} , отвечающими палеопротерозою, с пиком в диапазоне 1600–1900 млн. лет [14]. Здесь активно формировалась сиалическая земная кора (вероятно, в условиях вулканических дуг и на окраинах существовавших архейских ядер). Однако, геологические свидетельства этих процессов практически не сохранились вследствие наложенной мощной мезопротерозойской тектонотермальной переработки. Только на некоторых участках (например, острова Уиндмилл) получены палеопротерозойские датировки унаследованного вещества циркона в ядрах зерен.

Мезопротерозой

Особенности состава мезопротерозойских пород свидетельствуют о том, что на этом промежутке времени структурно-вещественные комплексы формировались либо в конвергентных геодинамических условиях, либо в условиях растяжения [15]. В категории конвергентных обстановок можно выделить: 1) аккреционные обстановки, связанные с процессами ювенильного корообразования в надсубдукционных условиях: активная континентальная окраина, магматическая или вулканическая дуга; 2) аккреционно-коллизийные обстановки, связанные преимущественно с коллизийными процессами, в результате которых происходит переработка уже существующего вещества коры при ограниченной роли новообразований мантийного происхождения. Условия растяжения характеризуются развитием комплексов мафических даек в пределах областей архейской стабилизации (рифтовый режим) или в пределах мезопротерозойских орогенических зон (посторогенный режим), а также осадочно-вулканогенных толщ и мафических интрузивов в пределах древних кратонов (троговой эпиплатформенный режим).

Аккреционные обстановки реконструируются по характеристическому набору литологических ассоциаций (натриевые базальты, базальт-андезитовые, габбро-диорит-плагиогранитовые, тоналит-трондьемит-гранодиоритовые комплексы) и индикаторным геохимическим особенностям вещественного состава пород. Эти обстановки выделяются в центральной части гор Принс-Чарльз (Фишерская структурно-формационная зона), на западе Земли Королевы Мод, в горах Сер-Роннане, в оазисе Бангера (см. рис. 1); возможно, какая-то часть пород в составе рейнерского комплекса на земле Эндерби также была сформирована в этой обстановке.

Фишерская зона включает несколько горных массивов в центральной части гор Принс-Чарльз (71°–72°30' ю.ш.). Эти участки преимущественно

сложены фельзическими и мафическими кристаллическими сланцами эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фации метаморфизма (фишерский комплекс), деформированными плутонитами метагаббро, диоритов, тоналитов, гранодиоритов и гранитов ([13, 61] и ссылки в этих работах). Кристаллические сланцы иногда сохраняют первичные магматические текстуры и структуры, свидетельствующие о вулканогенном происхождении, а в габброидах наблюдается расслоенность. Метаосадочные породы (псаммиты, туффиты, карбонатные породы) распространены в резко подчиненном объеме. Внедрение вулкаников основного–среднего состава датировано рубежом 1300 млн. лет назад ([13] и ссылки в этой работе). Возраст плутонических пород (габбро, тоналиты) составляет от 1290 до 1220 млн. лет [6, 7]. Метаморфизм и деформации имели место на рубеже 1150–1100 млн. лет. Внедрение протолитов ортогнейсов гранитового состава датировано возрастом 1105 ± 5 млн. лет. Посттектонические гранитоиды были внедрены на различных участках на рубежах 1120 или 1020 млн. лет назад. По химическому составу породы фишерского комплекса отвечают базальтам, андезибазальтам, андезитам, дацитам, риодацитам с некоторым преобладанием базальтов и сопоставляются с формацией натриевых базальтов и базальт-андезитовой формацией. Для них характерна слабая обогащенность крупноионными литофильными (КИЛ) элементами и отчетливая отрицательная Nb аномалия при низких содержаниях высокозарядных литофильных (ВЗЛ) элементов (P, Ti, Y, Zr, Nb, Hf), а некоторые виды соответствуют базальтам типа E-MORB и могут представлять собой аккрецированные образования океанического плато. Эти породы формируют серию, отвечающую известково-щелочному тренду развития. На тектонических дискриминационных диаграммах породы Фишерской зоны отвечают геохимическим типам, свойственным обстановкам вулканических дуг, магматических дуг или активных континентальных окраин. Породы фишерского комплекса, габбро и плагиограниты имеют практически идентичные химические составы, сопоставимые отношения Ti/P, K/Rb, Zr/Nb, C/Y и весьма сходные высокие значения параметра $\epsilon_{Nd}(1300) = 2.0-4.0$ и низкие $Sr_i = 0.703-0.706$, что указывает на общие черты их петрогенезиса. Другие типы пород (салические ортогнейсы, парагнейсы) имеют более низкие значения ϵ_{Nd} до -5 . Модельные возрасты T_{DM} имеют значения в пределах 1300–2000 млн. лет.

В западной части Земли Королевы Мод (район Свердрупфьелла и участки к юго-западу) преимущественно развиты метаосадочные толщи, а также ортогнейсы и мафические кристаллические сланцы амфиболитовой фации метаморфизма. Наиболее древними датированными горными

породами являются андезитовые или базальт-андезитовые метавулканы с возрастом 1170–1130 млн. лет или тоналит-гранодиоритовые плагиогранито-гнейсы с возрастом 1150–1130 млн. лет; в некоторых породах содержатся зерна циркона с унаследованными ядрами с возрастом 1400 или 2000 млн. лет ([51, 54] и ссылки в этих работах). Метаморфизм и формирование проникающей сланцеватости этими же авторами датированы диапазоном 1100–1030 млн. лет назад. Синкинематические гранитоиды (в том числе чарнокиты) были внедрены на интервале времени 1110–1050 млн. лет назад, а посткинематические гранитоиды S-типа 1080–1050 млн. лет назад, что свидетельствует о неравномерном и не синхронном развитии “гренвильских” деформаций. Метаморфическая “рама” представляет собой толщу переслаивания серых фельзитических плагиогнейсов и амфиболитов. Состав пород преимущественно средний, распределение кремнезема унимодальное симметричное с модой в диапазоне 60–62% SiO₂ [46]. Изотопно-геохимические данные свидетельствуют о существенно ювенильном происхождении большинства пород из относительно молодого (мезопротерозойского) материала: T_{DM} = 1400–1800 млн. лет, ε_{Nd}(t) = –2...+6, Sr_i = 0.702–0.708 ([13] и ссылки в этой работе).

В восточной части Земли Королевы Мод в *горях Сер-Роннане* развиты породы гранулитовой-амфиболитовой фации (мафические гранулиты, гнейсы, тоналитовые ортогнейсы и кристаллические сланцы) на северо-востоке и на крайнем западе территории, а также кристаллические сланцы эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации метаморфизма на юго-западе этой горной системы [4]. Внедрение протолитов тоналитовых ортогнейсов датировано рубежом 1100 млн. лет назад U-Pb методом TIMS, а внедрение синкинематических гранитов – интервалом 1050–950 млн. лет назад Rb-Sr методом ([13] и ссылки в этой работе). По химическому составу амфиболиты соответствуют базальтоидам нормального ряда и, отдельные разновидности, пикритобазальтам [4], а более лейкократовые породы отвечают андезидацитам – риолитам. Вместе с тем, в работах [4, 65] упоминается широкое распространение пород среднего состава (преимущественно плагиогнейсов). Химический состав свидетельствует о происхождении протолитов этих пород из мантийных источников при значительном влиянии процесса фракционной кристаллизации и смешения различных, в том числе коровых, компонентов. Геохимические особенности пород позволяют некоторым авторам, на основе анализа различных дискриминационных палеотектонических диаграмм, предполагать происхождение их протолитов в условиях океанического ложа, островных дуг или континентальной окраины [65]. Значения модельного Sm–Nd возраста находятся в пределах

1000–1700 млн. лет, ε_{Nd}(t = 1000 млн. лет) = –1...+7, Sr_i = 0.704.

Оазис Бангера сложен преимущественно полосчатыми салическими ортогнейсами (ортопироксенсодержащие кварц-полевошпатовые гнейсы и плагиогнейсы), биотит-гранатовыми парагнейсами и метапелитами с подчиненной ролью мафических гранулитов и метапсаммитов. По составу ортогнейсы соответствуют ассоциации тоналит-трондъемит-гранодиорит (ТТГ). Подавляющее большинство образцов салических ортогнейсов имеют довольно низкое содержание Y (<30 10^{–4}%), обусловленные частичным плавлением мафического глубинного источника с сохранением роговой обманки и граната в качестве релитовых фаз. Породы в целом характеризуются умеренным обогащением Pb, Ba, U, K и легкими РЗЭ и отчетливо выраженной отрицательной аномалией Nb на диаграмме нормированных содержаний микроэлементов ([13] и ссылки в этой работе). Для этих пород также характерна сильная истощенность большинством элементов ВЗЛ и низкие отношения Rb/Sr (в среднем порядка 0.03). Возраст этой серии оценивается в 1521 ± 29 млн. лет; метаморфическая переработка датирована рубежом 1190 ± 15 млн. лет, а реликтовое вещество ядер циркона дает унаследованный возраст 1700 ± 20 млн. лет [72]. Чарнокиты гранодиорит-гранитового ряда внедрялись синхронно с завершающими фазами тектонической деятельности около 1170 и 1150 млн. лет назад. Дайки долеритов были внедрены вскоре после завершения этой деятельности (предположительно на рубеже 1100 млн. лет). Модельные возрасты T_{DM} составляют 2000–2100 млн. лет.

Таким образом, горные породы в рассмотренных районах несут характерные геохимические признаки (отрицательная аномалия Nb на диаграмме нормированных к примитивной мантии содержаний микроэлементов, высокие отношения элементов КИЛ/ВЗЛ, изотопные метки Sr_i < 0.710, ε_{Nd} > 0), которые свидетельствуют об их ювенильном происхождении в надсубдукционных условиях. Метаморфические преобразования пород в этих областях в целом более слабые (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фация), чем на остальной территории Восточной Антарктиды. Горные породы этих районов (как вулканогенные, так и плутонические) формируют отчетливые известково-щелочные тренды на диаграмме АФМ [13, 15]. На дискриминационных диаграммах, использующих принципиальные геохимические различия вулканитов из различных геодинамических обстановок, эти породы отвечают “известково-щелочным базальтоидам” или “толеитам” и в большинстве соответствуют типам, свойственным обстановкам “вулканических дуг”, “магматических дуг”, “орогенических областей” или “активных континентальных окраин”.

Некоторые виды соответствуют базальтам типа E-MORB, что интерпретируются как признаки структур типа океанических плато. Особенности геохимического состава гранитоидов этих областей позволяют сопоставить их с “орогеническими” гранитами I-типа. Можно предполагать, что состав метавулканитов и в целом когенетичных с ними интрузивных пород отражает геодинамические обстановки вулканических и/или магматических дуг различной степени развития. Так, фишерский комплекс центральной части гор Принс-Чарльз представляет собой более примитивную дугу, а толщи на западе Земли Королевы Мод – более развитую дугу.

Аккреционно-коллизийные обстановки выделяются, в частности, в Биверской структурно-формационной зоне северной части гор Принс-Чарльз, в центральной части Земли Королевы Мод и в Рейнерской области Земли Эндерби. В пределах *Биверской зоны* (севернее $\sim 71^\circ$ ю. ш.) развиты породы преимущественно гранулитовой фации метаморфизма (биверский метаморфический комплекс по [4]), крупные плутоны чарнокитов и незначительные по объему мантийные дериваты, представленные редкими конформными телами метаморфизованных мафических и ультрамафических пород. Внедрение этих тел датировано рубежом 1160 млн. лет назад [61]. Пиковые тектоно-термальные процессы и внедрение син-позднекинематических гранитов и чарнокитов происходили на интервале 1050–950 млн. лет назад ([57] и неопубликованные данные автора). Условия метаморфизма достигали $P = 5\text{--}7$ кбар, $T = 700\text{--}830^\circ\text{C}$ [48], а эволюция эндогенного режима отвечает модели изобарического остывания, местами с незначительной декомпрессией. Салические ортогнейсы (плагиогнейсы тоналитового или диоритового состава и гнейсы гранодиорит-гранитового состава, содержащие в переменных количествах пироксен и роговую обманку) являются наиболее широко распространенным типом горных пород в этом районе. Значительным распространением пользуются также биотит-гранатовые гнейсы, которые имеют, скорее всего, метаосадочное происхождение. Многие массивные гнейсы могут быть интрузивными, тогда как некоторые из них, в особенности те, которые переслаиваются с метаосадочными породами, могут иметь вулканогенное происхождение; однако, сходство химического состава позволяет предположить их комагматичность [61]. Состав ортогнейсов в целом характеризуется содержаниями SiO_2 в диапазоне 60–74%, высоким содержанием K_2O (1–7%), низкими значениями отношения K/Rb (235, здесь и далее – среднее арифметическое) и высокими значениями отношений Rb/Sr (1.12) и K/U (22000). Сравнительно (с некоторыми другими комплексами гранулитов мира) низкими являются также нормированные отношения La/Yb (6–10); эти параметры прак-

тически полностью соответствуют особенностям постархейских гранулитов [70]. Мафические породы соответствуют габброидам, сформированным в условиях вулканических или магматических дуг, характерных для конвергентных континентальных окраин или зонам перехода океан-континент, но объем этих образований крайне ограничен. Вместе с тем, метаморфические толщи характеризуются бимодальным строением или в их составе резко преобладают кислые разновидности (дацитриитовые или диорит-гранодиоритовые ассоциации). Салические породы характеризуются высокими концентрациями элементов КИЛ и РЗЭ, высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (в диапазоне 0.710–0.730) и низкими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(t = 1300 \text{ млн. лет})$ в диапазоне от -10 до 0 при T_{DM} в диапазоне 1600–2300 млн. лет. Эти характеристики свидетельствуют о внутрикоровом происхождении протолитов этих пород преимущественно из палеопротерозойских субстратов.

В Биверской зоне широко распространены позднекинематические комплексы чарнокитов (980–950 млн. лет), по сути занимающие тектоническую позицию известково-щелочных гранитоидов I-типа. Возможно, возникновение чарнокитов связано с более сухими условиями частичного плавления в синколлизийном режиме.

В *центральной части Земли Королевы Мод* (в секторе $2\text{--}15^\circ$ в. д.) распространены глубоко метаморфизованные осадочные толщи, бимодальная серия гранулитов мафическо-салического состава и салические ортогнейсы. В массиве Вольтат тела до- или синкинематических гранитоидов внедрялись в диапазоне от 1150 до 1115 млн. лет; кислые вулканиды образовались около 1130 млн. лет назад, а метаморфизм гранулитовой фации происходил на рубеже 1090–1050 млн. лет назад и сопровождался пластическими деформациями и внедрением синкинематических гранитоидов [53, 55]. Величина параметра $\epsilon_{\text{Nd}}(t = 1130 \text{ млн. лет})$ для ортогнейсов преимущественно составляет от -1.5 до $+5.0$, а величина модельного Sm-Nd возраста T_{DM} – от 1100 до 1800 млн. лет, что указывает на гетерогенность этой совокупности. Химический состав пород свидетельствует о том, что в этом регионе преобладают породы, сформированные во внутриплитных условиях с ограниченным вовлечением глубинного мантийного вещества [60] на рубеже 1150 млн. лет назад. Эти ортогнейсы отличаются по содержанию микроэлементов от обычных гранитоидов конвергентного происхождения и в большей степени соответствуют гранитоидам A_1 -типа по [23].

В *Рейнерской области Земли Эндерби* развиты породы гранулитовой фации умеренного давления ($P = 6\text{--}8$ кбар при $T = 750\text{--}800^\circ\text{C}$) [48], на некоторых участках определены условия среднего-высокого давления (P до 13 кбар при T до 900°C) [1]. На

этой территории развиты фельзические ортогнейсы тоналитового (в подчиненном объеме), гранодиоритового или гранитового состава, полосчатые парагнейсы и мафические гранулиты, выделяемые в качестве рейнерского метаморфического комплекса [19]. Структура и минеральные парагенезисы этого комплекса были сформированы на “гренвильском” этапе тектономагматической деятельности (на рубеже 1000 млн. лет назад). Апогранитонный ортогнейс из района станции Молодежная имеет Rb–Sr изохронную датировку $1022 \pm \pm 62$ млн. лет, но подобные породы из других частей рейнерского комплекса датированы по циркону рубежами 1425 ± 30 , 1465 ± 25 , $1290 \pm \pm 25$ млн. лет назад [26]. Эти датировки, по-видимому, отражают время внедрения протолитов, а Rb–Sr датировка – время метаморфизма. В составе рейнерского комплекса преобладают метаосадочные и гранито-гнейсовые существенно мигматитовые образования. Последние, впрочем, зачастую развиваются по меланократовым кристаллическим сланцам и плагиогнейсам. Мафические и мафическо-салические толщи, которые могут представлять магматические серии мантийного происхождения, пользуются сравнительно ограниченным распространением. Примером может служить серия най рейнерского комплекса [4], состоящая из мигматизированных гиперстеновых плагиогнейсов и пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. Породы рейнерского комплекса охватывают широкий спектр химических составов. При этом в распределении кремнезема отмечается бимодальность с некоторым преобладанием основных и кислых пород при подчиненном значении средних пород. Салические породы в большинстве имеют ярко выраженную отрицательную аномалию Nb, значительную обогащенность КИЛ элементами и невыдержанный, пилообразный характер распределения ВЗЛ элементов (в частности, положительная аномалия Zr). В совокупности породы рейнерского комплекса преимущественно имеют модельные Sm–Nd T_{DM} возрасты в пределах 1900–2400 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(t = 1000 \text{ млн. лет}) = -4 \dots -13$, $Sr_i = 0.706\text{--}0.712$.

Для областей, развивавшихся в аккреционно-коллизиионном режиме, характерной чертой является метаморфизм гранулитовой фации на завершающих стадиях развития. Кинематические индикаторы свидетельствуют о преобладающем компрессионном режиме с развитием надвиговых структур ([29] и др.). В составе метаморфических толщ преобладают парагнейсы и ортогнейсы гранитоидного состава, среди которых чаще всего встречаются граниты и гранодиориты. Геохимические особенности сближают эти породы с гранитами А-типа, хотя известково-щелочные гранитоиды также встречаются. Породы обладают в целом низкими значениями ϵ_{Nd} (–10–0) и высокими значениями изотопного отношения Sr_i (>0.706,

обычно >0.710). Мантийные производные на этих территориях имеют резко подчиненное значение. Впрочем, их роль, возможно, остается недооцененной.

Рифтовый режим в мезопротерозое существовал в пределах архейских блоков. Магматическая деятельность в этих областях была ограничена внедрением роев базитовых даек нормальной щелочности на интервале 1400–1200 млн. лет назад (преимущественно по Rb–Sr данным) в оазисе Вестфолль, в Нейпирской области Земли Эндерби, в Рукерской области в горах Принс-Чарльз) [71]. Необходимо отметить практически полную идентичность составов (как на макро- и микроэлементном, так и на изотопном уровне) состава долеритовых дайковых комплексов этих районов [13], образовавшихся из одного и того же мантийного источника (или их субстратов, очень близких по составу). Происхождение дайковых роев, возраст которых близок по времени ранним фазам тектономагматической процессов в сопредельных подвижных областях, может быть связано с рифтогенезом в форланде складчатой области. С другой стороны, возраст дайковых комплексов определен только в первом приближении и не исключено, что их внедрение маркирует раннюю фазу развития цикла Бертра на с раскрытием “вторичного”, вероятно, ограниченного по размеру океанического бассейна.

В некоторых районах мезопротерозойского тектогенеза (оазис Бангера, острова Уиндмилл), в *постороженном* режиме были также сформированы дайковые комплексы пород основного состава. Эти породы имеют химические составы, заметно отличающиеся от близких по возрасту дайковых пород в архейских кратонах (например, более высокие содержания ВЗЛ элементов, присутствие щелочных разновидностей) [13].

Троговый эпиплатформенный режим формирования геологических комплексов может быть выделен на Земле Котса и в районе плато Ричер в западной части земли Королевы Мод. На *Земле Котса* на единичных нунатаках развиты массивные не деформированные и не метаморфизованные кислые вулканиты. Породы датированы возрастом 1112 ± 4 млн. лет [45] и имеют $\epsilon_{Nd}(1100) = 4.5\text{--}5.4$, что свидетельствует о мантийном происхождении родоначальной магмы. К–Аг данные указывают на то, что термальные процессы по времени ограничены ранним неопротерозоем (830 млн. лет). На *плоскогорье Ричер* развиты слабо метаморфизованные вулканогенно-садочные толщи (мощностью до 3000 м), прорванные близкими по возрасту силлами основных пород. Последние датированы рубежом 1130 млн. лет назад [68], что совпадает с возрастом тектономагматических процессов с подвижным поясе. Значительная мощность отложений, их невыдержан-

ность по простираанию, преобладающий аркозовый состав песчаников и существенный объем кислых и средних вулканитов [4] может свидетельствовать о троговой геодинамической обстановке в режиме эпиплатформенной орогении, перешедшей в рифтогенную стадию (с появлением силлов). Вероятно, эта область представляла собой перикратонный прогиб в форланде складчатой области.

Неопротерозой

Развитые в пределах Восточной Антарктиды геологические комплексы указывают на то, что в неопротерозое (900–600 млн. лет) господствовали условия *растяжения*. В это время в западной части Земли Королевы Мод, в южной части гор Принс-Чарльз и в верховьях ледника Денмена, – то есть в районах, имеющих относительно внутриматериковое положение, были сформированы мелководные бассейны. В них накапливались пестроцветные осадочные толщи, состоящие преимущественно из псаммитовых и гпелиагических, а также грубообломочных пород. Возраст отложений определен довольно грубо по Rb-Sr, U-Pb или палинологическим данным ([10] и ссылки в этой работе). В этих толщах иногда отмечаются седиментационные текстуры, что свидетельствует о мелководном характере осадконакопления. Породы слабо метаморфизованы и только локально деформированы. Вероятно, эти бассейны представляли собой внутриконтинентальные впадины, сформированные под воздействием тангенциальных тектонических движений (pull-apart basins). По мнению многих зарубежных исследователей неопротерозойское осадконакопление происходило и в некоторых прибрежных районах (побережье залива Лютцов-Хольм и залива Прюдс). Здесь породы глубоко метаморфизованы и интенсивно деформированы, а их возраст и первичный состав надежно не установлены.

В этот же период на отдельных участках происходили внедрения базитовых тел повышенной щелочности [13]. Слабощелочные дайки развиты в центральной части гор Принс-Чарльз (возраст около 850 млн. лет, по Sm-Nd данным; А.А. Лайба, неопубликованные данные). В южной части гор Принс-Чарльз развиты гипабиссальные высокотитанистые интрузивные породы, прорывающие неопротерозойские осадки.

Коллизионные условия в неопротерозое можно предположительно выделить только в прибрежном районе Земли Королевы Мод (оазис Ширмахера), где до-синкинематические гранитоиды, внедренные на рубеже около 700 млн. лет, отражают орогенические процессы этого возраста. Состав гранитоидов и модельные Sm-Nd возрасты не свидетельствуют в пользу присутствия

здесь ювенильного вещества неопротерозойского возраста [10]. В оазисе Ширмахера условия позднепротерозойского метаморфизма оцениваются как $P = 6$ кбар, $T = 600\text{--}650^\circ\text{C}$ [34].

Поздний неопротерозой – ранний палеозой

Позднепротерозойско–раннепалеозойский (куунгский, 600–500 млн. лет, по [59]) этап тектонотермальной деятельности в той или иной степени и форме проявлен на большей части Восточной Антарктиды ([12] и ссылки в этой работе). Исключение составляют лишь Земля Уилкса–Земля Адели и некоторые участки на крайнем западе Земли Королевы Мод, которые завершили свое тектоническое развитие в донеопротерозойское время и в раннем палеозое не были хотя бы термально активизированы. Выделяются две фазы этой деятельности. В центральной части Земли Королевы Мод, включая горы Сер-Роннане, горы Ямато и горы Бельжика, проявлена ранняя фаза неопротерозойско–раннепалеозойского тектонизма, которая может быть определена на интервале 650–600 млн. лет и которая, возможно, продолжалась до рубежа 570 млн. лет назад. В этот период времени происходили пластические деформации, метаморфизм, внедрение чарнокитов и анортозитов (обнаруженных, однако, лишь в виде ксенолитов в более поздних интрузивных породах). Поздние куунгские процессы выделяются на интервале 550–500 млн. лет назад и проявлены наиболее интенсивно в некоторых районах центральной и восточной частях Земли Королевы Мод, в частности, – на побережье залива Лютцов-Хольм, а также на Земле Принцессы Елизаветы (побережье залива Прюдс и горы Гров). С этой фазой связаны пластические деформации, глубокий метаморфизм и анатексы земной коры с формированием гранитоидов.

Характерной чертой раннепалеозойской тектономагматической деятельности в массиве Вольтат *центральной части Земли Королевы Мод* является метаморфизм гранулитовой фации и последующая эндогенная эволюция по модели, близкой к изотермической декомпрессии [31], а также частичное плавление на интервалах 600–570 и 550–510 млн. лет назад. Зарубежными авторами предполагается некоторый прогрев коры в процессе декомпрессии. Пиковые условия были достигнуты, вероятно, на позднем интервале, но не сопровождались мощными деформациями. Условия метаморфизма определены на уровне $P = 7\text{--}8$ кбар, $T = 700\text{--}800^\circ\text{C}$ с декомпрессией до $P = 3\text{--}4$ кбар, $T = 650^\circ\text{C}$ [48]. На этапе раннепалеозойского развития имело место внедрение интрузивов мафических пород (около 525 ± 5 млн. лет) и крупных плутонов анортозитов и чарнокитоидов (монцонит–сиенитового ряда, A_2 -типа по [23]) на рубежах около 600 и 510–500 млн. лет назад

[18, 53]. На изолированном нунатаке к югу от оазиса Ширмахера вскрыт тектонический блок метаперидотитов, содержащий синкинематические фельзитские жилы с возрастом 517 ± 8 млн. лет (неопубликованные данные автора), что позволяет рассматривать этот блок как единственное проявление альпинотипных перидотитов раннепалеозойского возраста в Антарктиде.

Наблюдаемая на Земле Королевы Мод эволюция раннепалеозойского эндогенного режима с существенной изотермальной декомпрессией наилучшим образом описывается моделью *коллизии* континентальных блоков с удвоением мощности и последующей деляминацией литосферы, вызывающей воздымание (“экзгумацию”) территории и последующий тектонический коллапс орогена с переходом в режим растяжения. Эти процессы реконструируются в пределах Восточноафриканского орогена ([69] и др.), имеющие некоторые общие черты геологического строения с Землей Королевы Мод ([53] и др.). Характерной особенностью этих регионов являются, в частности, левосторонние транскуррентные зоны вязкопластического течения, отражающие косой характер коллизии при закрытии Мозамбикского океана. К категории *постколлизионных* (рифтогенных) образований могут быть отнесены крупные плутоны чарнокитоидов и анортозитов.

На побережье *залива Прюдс* развиты преимущественно парагнейсы гранулитовой фации метаморфизма и относительно редкие тела ортогнейсов, многочисленные до- и синкинематические жилы гранитоидов и относительно крупные посттектонические интрузивы гранитоидов. Внедрение синкинематических гранитоидов датировано в диапазоне от 547 ± 9 до 514 ± 7 млн. лет; с последним эпизодом связан повторный метаморфизм гранулитовой фации ([49] и ссылки в этой работе). Пиковые условия достигали $P = 6-7$ кбар, $T = 850^\circ\text{C}$ с декомпрессией до $P = 4-5$ кбар [48]. В этом районе широко распространены посттектонические перглиноземистые лейкограниты и граниты A_1 -типа, имеющие раннепалеозой-

ский возраст 516–500 млн. лет ([13] и ссылки в этой работе). Таким образом, в этом регионе условия метаморфизма не были столь глубокими, как на Земле Королевы Мод, и режим декомпрессии выражен слабее и не проявлен повсеместно. Здесь не развиты характерные для постколлизионного коллапса орогена рифтогенные образования, а магматиты ограничены перглиноземистыми лейкогранитами и гранитами A_1 -типа. Возможно, эти явления в значительной степени обусловлены *андерплейтингом* мантийного вещества в основание земной коры.

В раннепалеозойское время во внутриплитных условиях в различных районах Восточной Антарктиды формировались дайковые комплексы щелочных пород ([13] и ссылки в этой работе). Эти породы (щелочные долериты, лампроиты и лампрофиры) распространены широко, но образуют только редкие и маломощные дайки (оазис Бангера, горы Принс-Чарльз, Земля Эндерби, Земля Королевы Мод).

ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ

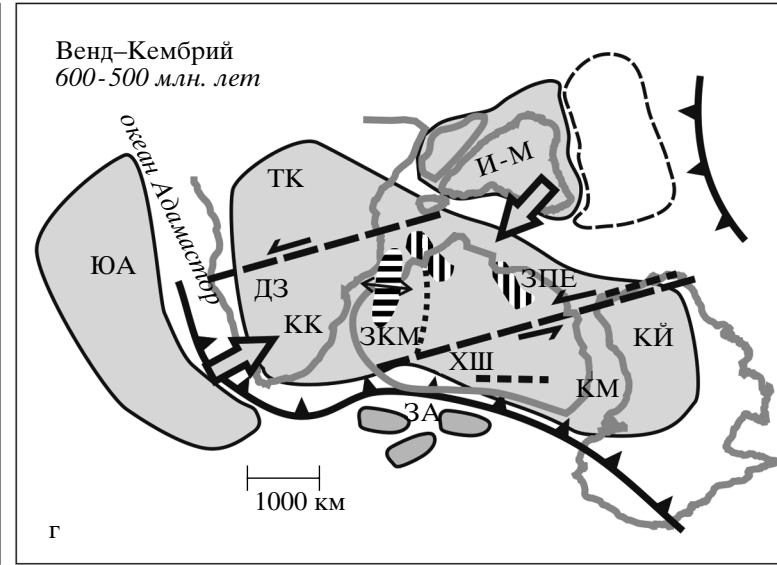
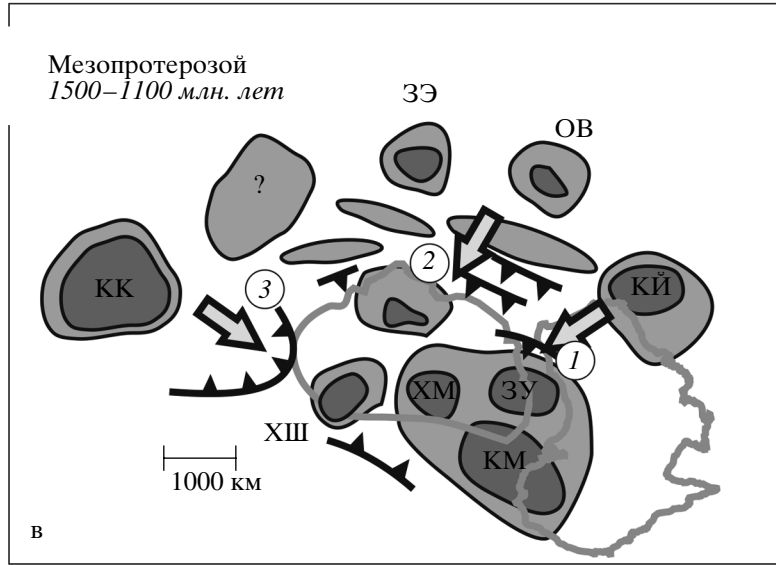
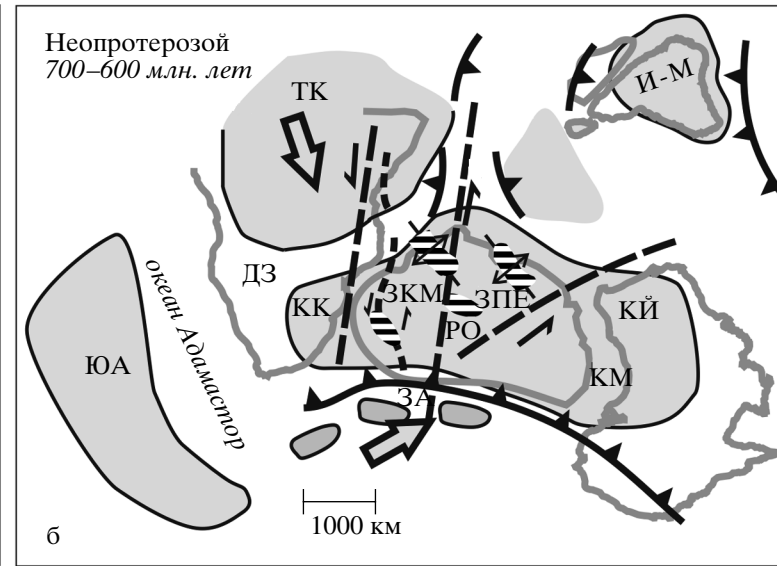
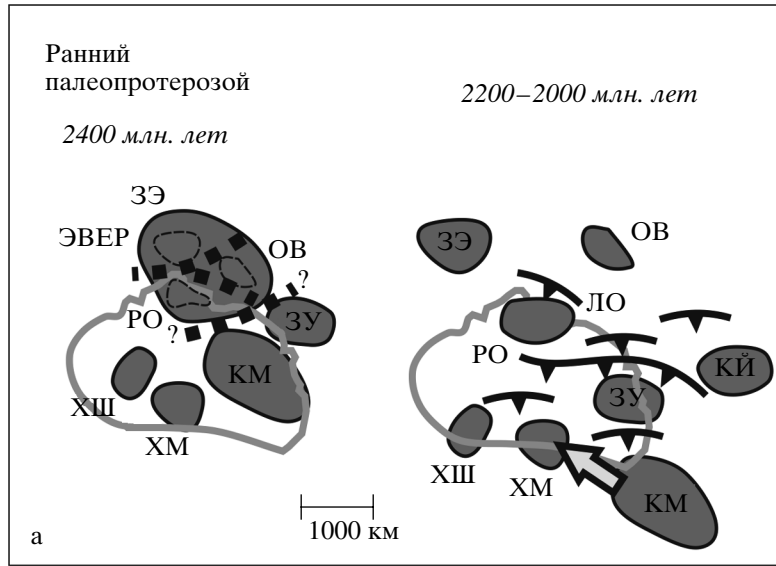
Выделенные по геолого-геофизическим данным блоки земной коры архейского заложения (см. рис. 1) играют роль ядер, окруженных веществом, сформированным в процессе протерозойского тектогенеза. Эти ядра в значительной мере испытали тектономагматическую переработку на протерозойских этапах развития. Вне пределов архейских ядер практически на всей экспонированной территории Восточной Антарктиды развиты породы с модельными Sm-Nd возрастными T_{DM} преимущественно в диапазоне от 1400 до 2400 млн. лет [17], что свидетельствует об активном процессе формирования первичной земной коры в протерозойское время. Встречающиеся изредка в протерозойских областях породы с архейскими значениями Sm-Nd модельного возраста (например, побережье шельфового ледника Эймери) указывают на более широкое присутствие переработанного архейского вещества. Да-

Рис. 5. Геодинамические схемы формирования Антарктического материка на главных этапах эволюции: а – ранний палеопротерозой, б – мезопротерозой, в – неопротерозой, г – венд-кембрий

1 – ядра земной коры архейского возраста, 2 – континентальные массивы, сложившиеся к концу палеопротерозоя и ювенильная палеопротерозойская кора (в системе вулканических и магматических дуг), 3 – континентальные массивы, сложившиеся к концу мезопротерозоя, 4 – предполагаемое направление относительного движения континентальными массивов (в составе литосферных плит), 5 – палеосубдукция, 6 – область растяжения, предполагаемое направление и ось, 7 – область сжатия на месте внутриконтинентального осадочного бассейна, 8 – главное направление сдвиговых дислокаций, 9 – транспрессивная зона вязкопластического течения, 10 – гипотетическая сутура по [54]

Цифры в кружках символизируют развивающиеся тектонические провинции (террейны): 1 – Уилкс, 2 – Рейнер, 3 – Мод

ДЗ – пояс Дамара–Замбези, ЗА – микроконтиненты Западной Антарктиды, ЗКМ – Земля Королевы Мод, ЗЛХ – залив Лютцов-Хольм, ЗПЕ – Земля Принцессы Елизаветы, ЗЭ – Земля Эндерби, И-М – Индия, Мадагаскар, КИ – кратон Йилгарн, КК – кратон Калахари, КМ – кратон (континент) Моусон, ЛО – Ламбертская область, ОВ – блок оазиса Вестфолль, РО – Рукерская область, ТК – танзанийский кратон, ХШ – блок хребта Шеклтона, ХМ – блок хребта Миллер, ЭВЕР – гипотетический палеоконтинент (Эндерби–Вестфолль–Рукер), ЮА – Южная Африка



тировки геологических процессов (метаморфизм, внедрение до- или синтетектонических гранитоидов, пластические деформации), полученные непосредственно по горным породам U–Pb методом, также охватывают значительный интервал времени от 2400 до 950 млн. лет назад. Наиболее древние палеопротерозойские датировки соответствуют одной из фаз формирования древнейшего суперконтинента Пангея-0 [22]. Можно предположить, что Нейпирская область Земли Эндерби, оазис Вестфолль и Рукерская область гор Принс-Чарльз входили в состав этого суперконтинента или формировали отдельный мегаконтинент (ЭВЕР; рис. 5). В пределах всех этих блоков развиты дайки кремнистых высокомагнезиальных базитов, датированные в диапазоне 2400–2250 млн. лет назад, которые могут представлять проявления первых фаз рифтогенеза. В качестве другой составной части мегаконтинента может рассматриваться гипотетический палеоконтинент “Моусон”, в который входил кратон Гаулер южной Австралии и блок Земли Адели в Антарктиде [36]. Вероятно, процесс рифтогенеза достигал продвинутой фазы с формированием “вторичного” океанического бассейна по [21], так как пространства между раннедокембрийскими блоками заполнены молодой, протерозойской корой. При формировании океанического бассейна на некотором этапе произошла инверсия тектонического режима, которая могла быть обусловлена превышением ширины конвективной мантийной ячейки в результате растяжения литосферы [9]. Процесс инверсии имел “активную” форму [21], которая характеризуется возникновением зон субдукции, мигрирующих в сторону континента и генерирующих сиалическую кору, что проявлено модельными Sm-Nd возрастными (пик – 1600–1900 млн. лет). Основная тектоническая деятельность была завершена в южной части гор Принс-Чарльз в середине палеопротерозоя (на рубеже около 2100 млн. лет назад), а на Земле Адели, в хр. Миллер и хр. Шеклтона – на рубеже около 1700 млн. лет назад. Только на Земле Адели и хр. Шеклтона комплексы этого возраста могут иметь ювенильное происхождение, поскольку разница между Sm-Nd модельными возрастными и временем завершающего этапа тектогенеза относительно не велика.

Вероятно, сближение некоторых архейских ядер в позднем палеопротерозое привело, в частности, к коллизии континента “Моусон” и блока хр. Миллер, что фиксируется развитием высокобарических ассоциаций. Можно предположить, что блок хр. Шеклтона, испытавший близкий по возрасту орогенез (см. рис. 4), составлял единый массив с блоком хр. Миллер и континентом “Моусон”. Существовала ли в конце палеопротерозоя связь этого массива, фрагменты которого занимают сейчас положение в “тихоокеанском” сек-

торе Восточной Антарктиды, с древними ядрами в центральном секторе (Земля Эндерби–горы Принс-Чарльз–оазис Вестфолль), на данной стадии изученности определить весьма сложно. Скорее всего, ответ на этот вопрос – отрицательный, так как для “тихоокеанского” палеопротерозойского массива характерны конвергентные геодинамические условия, а для “центрального” сектора – дивергентные условия (осадочные бассейны, дайки основного состава, тектономагматическая активизация) и несколько более древний возраст. Возможно, различающийся характер тектогенеза в “тихоокеанском” и “центральный” секторах определялся расположением блоков литосферы над ячейками разнонаправленной мантийной конвекции.

В течение мезопротерозоя развитие геодинамической системы также имело активную форму, о чем свидетельствует продолжавшийся процесс формирования ювенильной земной коры. Однако, площадь распространения установленных мезопротерозойских ювенильных образований не столь велика по сравнению с площадью распространения пород с палеопротерозойским возрастом коровых протолитов (по T_{DM}^{Sm-Nd}). Вместе с этим необходимо подчеркнуть, что мантийное вещество на предшествующих этапах развития могло испытать обогащение литофильными элементами, в том числе легкими РЗЭ. В этом случае вычисленные модельные возрасты T_{DM}^{Sm-Nd} могут служить только верхней оценкой времени возникновения первичной коры. Следовательно, действительная роль процесса формирования первичной земной коры может быть существенно выше. С другой стороны, и в составе палео-мезопротерозойской (по возрасту отделения от мантии) коры могут оставаться частично переработанные фрагменты архейского вещества. Кроме того, несомненно, что, подобно коре других докембрийских платформ, земная кора Восточной Антарктиды имеет “слоистое” строение, а нижние горизонты могут быть сложены раннедокембрийскими комплексами, перекрытыми более молодой корой в процессе коллизии. В частности, находка ксеногенного раннедокембрийского циркона в базитовых дайках оазиса Ширмахера [24], сложенного исключительно мезопротерозойскими породами, подтверждает это предположение.

Структура Антарктического щита была в основном сформирована последовательной аккрецией и коллизией с блоками архейско-палеопротерозойского развития вулканических и магматических дуг и, возможно, океанических плато и микроконтинентов с востока на запад (в современных координатах) на интервале времени 1500–1050 млн. лет назад. В совокупности мезопротерозойские структуры образовали обшир-

ный краевой вулканоплутонический пояс, циклическая эволюция которого [56] может быть интерпретирована в смысле развития циклов Бертрана [21] на интервале от 1700–1800 млн. лет до 1000–1050 млн. лет назад. На различных участках эндогенная активность проявлена не синхронно (ранние фазы датированы рубежами 1500, 1400–1300, 1150 млн. лет назад, см. выше), поэтому есть основания предполагать, что в строении Антарктического щита участвуют несколько мезопротерозойских подвижных поясов. Отдельные фрагменты Антарктического щита испытали своеобразную тектономагматическую эволюцию на интервалах времени 1500–1150, 1400–950 или 1150–1050 млн. лет назад и могут быть выделены в качестве отдельных тектонических провинций (террейнов): Уилкс, Рейнер и Мод, соответственно; установленный период развития последней провинции несопоставимо мал и, возможно, наиболее ранние фазы тектономагматической деятельности в ее пределах до настоящего времени на выявлены. При этом “мягкая” коллизия дуга–дуга или дуга–континент вызывала тектономагматическую переработку более ранних образований (палеопротерозойских, а частично, – и архейских), и только наиболее поздние комплексы избежали глубокой переработки. Отдельные фазы тектономагматической активности разделялись периодами относительно спокойного развития. Так, в Фишерской структурно-вещественной зоне в горах Принс-Чарльз между периодами орогенической активности (~1300 и ~1100 млн. лет назад) отмечается этап относительной стабилизации и существование условий растяжения, когда был сформирован комплекс расслоенных габброидов. Необходимо отметить, что завершающая фаза мезопротерозойского тектогенеза была практически синхронной в пределах Восточной Антарктиды и датирована на интервале времени 1050–950 млн. лет назад, за исключением района оазиса Бангера – островов Уиндмилл, где тектономагматическая деятельность была завершена к рубежу 1150 млн. лет назад.

Мезопротерозойские тектонотермальные процессы нашли отражение в некоторых (вероятно, наиболее жестких) окраинных зонах блоков архейско-палеопротерозойского развития на Западе Земли Королевы Мод и на Земле Кемпа. Здесь в позднем мезопротерозое были сформированы осадочно-вулканогенные или вулканогенные толщи, практически синхронные с главной фазой орогенеза в сопредельной части подвижного пояса, но не испытавшие существенных деформаций и метаморфизма. Эти образования относились многими исследователями к категории платформенного чехла [2], но состав и геологическая позиция этих пород скорее свидетельствуют об их

формировании в рифтовых условиях форланда подвижного пояса.

К рубежу 1000 млн. лет назад был, вероятно, сформирован обширный мегаконтинент (см. рис. 5), включавший центральный и восточный сектор Антарктического щита, южную и западную Австралию. Возможно, в состав этого блока входила и Земля Королевы Мод (вместе с кратоном Калахари), хотя многие исследователи считают, что Земля Королевы Мод составляла часть Африканского континента и была отделена от Антарктиды Мозамбикским океаном [26, 39, 52]. Многими исследователями предполагается, что этот блок входил в состав суперматерика Родиния.

Согласно распространенной точке зрения, постгренвилевская Родиния в течение неопротерозоя испытала полную дезинтеграцию с образованием нескольких изолированных континентов и разделяющих их обширных океанов, а в раннем палеозое произошла амальгамация материковых масс в новый мегаконтинент Гондвана ([69] и др.). Однако, антарктические материалы не подтверждают эту гипотезу. Неопротерозойское осадконакопление и формирование базитовых даек свидетельствует о режиме растяжения коры Антарктического щита, но признаков продвинутой фазы рифтогенеза и раскрытия глубоководных спрединговых бассейнов (rift-to-drift) на данной стадии изученности в пределах Восточной Антарктиды не выявлено. Широко распространенные на других континентах проявления неопротерозойского тектогенеза (возникновение сиалической коры в магматических дугах, метаморфизм, орогенез) в Антарктиде частично выявлены только на одном участке (прибрежный оазис Ширмахера). Вещественный состав неопротерозойско-раннепалеозойских метаморфических и магматических комплексов (Nd и Sr изотопные отношения) свидетельствуют против существенного участия в строении Восточной Антарктиды ювенильного материала этого возраста. Можно отметить, что некоторые чарнокитоиды несут признаки ювенильного вещества [18], но в целом на этом этапе происходила тектонотермальная переработка геологических комплексов, образованных на более ранних этапах, о чем, в частности, свидетельствует и практически повсеместное присутствие более древнего унаследованного (~1000 млн. лет или древнее) вещества циркона.

Несмотря на это, следует признать, что неопротерозойско-раннепалеозойские тектономагматические процессы в пределах Восточной Антарктиды с кульминацией в диапазоне 550–500 млн. лет назад так или иначе связаны с континентальной коллизией и отражают *коллизийный и постколлизийный* режимы. На это указывает характер постпиковой эндогенной эволюции

(изотермическая декомпрессия), состав поздне- и посткинematических гранитоидов (чарнокиты, высокоглиноземистые лейкограниты, граниты А-типа). Вероятно, неопротерозойско-раннепалеозойские тектономагматические события в Восточной Антарктиде отражают процессы, в результате которых была сформирована Гондвана, однако, географическое положение сuture этого возраста остается предметом поиска и дискуссии. Районами предполагаемой многими зарубежными исследователями экспозиции раннепалеозойской сuture в пределах Антарктиды являются хр. Шеклтона (офиолиты) и побережье залива Лютцов-Хольм (высокобарические парагенезисы). Однако, региональные структуры в последнем районе ориентированы ортогонально предполагаемому направлению сuture (см. рис. 1); аналогичным образом ориентированы и магнитные аномалии [40]. Кроме того, на Земле Королевы Мод и в горах Сер-Роннане известны породы, избежавшие раннепалеозойский метаморфизм гранулитовой фации, что не укладывается в модель удвоения мощности земной коры на всей территории Земли Королевы Мод. Очевидно, что метаморфические преобразования должны были быть вызваны не столько погружением, сколько поступлением тепла и, во всяком случае, не имели “гомогенный” характер. Возможна, коллизионная зона не была широкой, а сutura проходила вне современных контуров Антарктиды или, что наиболее вероятно, захватывала “по касательной” прибрежную часть центральной и западной Земли Королевы Мод. В последнем районе установлены реликты эклогитов с возрастом ~565 млн. лет, что, однако, на 40 млн. лет старше, чем перидотиты в районе оазиса Ширмахера. Следовательно, эти образования представляют проявления различных фаз орогенеза. Вместе с тем, известно, что влияние коллизии может распространяться вглубь континента на значительные расстояния, поэтому допустимо, что Мозамбикский океан не простирался в пределы Антарктиды, а замыкался в центральной части Мозамбикского пояса. В этом случае тектономагматическая деятельность в пределах Антарктиды определялась подстиланием коры глубинным мантийным материалом, заместившим литосферу в результате ее постколлизией деламинации, имевшей, вероятно, значительно больший масштаб, чем собственно зона коллизии. Возможно, дополнительным фактором, способствовавшим активной тектономагматической деятельности, являлись тектонические процессы на западе Африканского континента и закрытие в конце неопротерозоя гипотетического палеоокеана Адамастор [50] с формированием Западной Гондваны.

Вместе с тем, зона залива Лютцов-Хольм на реконструкции Гондваны находит латеральное

продолжение в западном направлении в поясе Дамара–Замбези (560–510 млн. лет [30]). Продолжением этой зоны в восточном направлении может быть район Земли Принцессы Елизаветы, что, впрочем, не находит подтверждения в строении аномального магнитного поля [42]. Раннепалеозойские тектономагматические процессы на Земле Принцессы Елизаветы развивались в условиях сжатия и, возможно, были обусловлены мантийным андерплейтингом в основании коры без существенного предварительного утолщения и деламинации литосферы. Андерплейтинг мог он быть вызван коллизией блока Индии–Мадагаскара с Антарктическим материком, но геологические последствия этих событий на Земле Принцессы Елизаветы были иными, чем на Земле Королевы Мод. Возможно, это было вызвано “скользящим” характером коллизии или не вполне консолидированным, “мягким” характером Антарктического массива, что не привело к удвоению мощности земной коры и последующей быстрой эксгумации нижних горизонтов. В центральной части Земли Королевы Мод практически в это же время господствовал геодинамический режим трансензии и растяжения. Современная мощность литосферы в центральной Антарктиде в среднем на 30 км превышает мощность литосферы на Земле Королевы Мод [64], что должно отражать различный характер эволюции этих регионов.

Автору представляется вероятным, что в пределах Антарктиды сохранились реологические и структурные неоднородности литосферы, заложенные на мезопротерозойском этапе развития и активизированные в результате возникновения тангенциальных сдвиговых напряжений. Сдвиговые зоны могли возникнуть в результате косой коллизии (в допущении существования океанического бассейна на месте пояса Дамара–Замбези, что, впрочем, далеко не однозначно) Танзанийского кратона с Антарктическим блоком на ранней куунгской стадии, и блока Индии–Мадагаскара с этим же блоком – на поздней куунгской стадии (см. рис. 5). Дополнительным геодинамическим фактором, определявшим развитие Антарктического щита, мог быть конвергентный тектонический процесс на его тихоокеанской окраине. Здесь при формировании росской складчатой системы главенствующую роль играли аккреционно-коллизионные события, связанные с продольной субдукцией и коллизией микроконтинентов, входящих в состав Западной Антарктиды [43]. Вероятно, возникшие на ранней куунгской стадии осадочные бассейны (районы побережья Лютцов-Хольм и залива Прюдс) на поздней стадии были закрыты и испытали инверсию, сопровождающуюся глубокой тектонотермальной переработкой вещества в условиях сжатия. Надежных признаков того, что эти бассейны достигали оке-

анической стадии развития, к настоящему времени не выявлено.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На достигнутом уровне изученности Восточная Антарктида представляется как массив коры преимущественно раннедокембрийского заложения, в пределах которого выделяются архейские блоки и провинции палеопротерозойского или мезопротерозойского развития. Среди мезопротерозойских образований присутствуют сравнительно более глубоко метаморфизованные парагенейсовыя пояса (например, центральная часть Земли Королевы Мод, Биверская структурно-формационная зона гор Принс-Чарльз) и менее метаморфизованные ортогенейсовыя пояса (например, Фишерская структурно-формационная зона гор Принс-Чарльз, западная часть Земли Королевы Мод). По диапазону возраста основных тектономагматических и термальных процессов (от формирования ювенильных магматических комплексов в надсубдукционных условиях до посттектонического гранитообразования) выделяются три провинции, а также области наложенного тектономагматического воздействия неопротерозойско-раннепалеозойского возраста. На одних территориях это воздействие выражается интенсивной тектонотермальной переработкой (метаморфизм гранулитовой фации, пластические деформации и синтектонические граниты), на других – относительно слабой активизацией (термальное воздействие, выраженное “изотопным омоложением”, анорогенные магматические породы). Имеющиеся данные позволяют предположить, что мезопротерозойский массив Восточной Антарктиды не представлял собой вполне жесткой литосферный блок, а сохранял некоторую подвижность, способность к реидным деформациям и восприимчивость к тектонотермальным возмущениям. Окончательная стабилизация литосферы и кратонизация Антарктического щита произошла только в раннем палеозое, на что указывает внедрение настоящих щелочных пород, не известных в Антарктиде на более ранних этапах развития.

Выполненное исследование позволяет сделать вывод, что ни одна из существующих гипотез тектонического развития Восточной Антарктиды не является вполне корректной. Несомненно, что значительные области протерозойского тектогенеза не являются, как считалось, переработанными участками архейских кристаллических комплексов. Вместе с тем, и гипотеза амальгамации Антарктиды на раннепалеозойском этапе также не находит подтверждения, поскольку ювенильные образования этого этапа в Антарктиде не развиты, а наблюдаемые тектонотермальные и магматические процессы могли иметь “телеоро-

генный” характер, являясь дистальным проявлением коллизий вне пределов Антарктиды.

Суммируя, можно сделать следующие выводы:

1. Эволюцию протерозойских областей Восточной Антарктиды можно интерпретировать как цикл Вильсона с деструкцией мегаконтинента на рубеже 2250 млн. лет назад и закрытием вторичных океанических бассейнов к рубежу 1050 млн. лет назад. Эти области образуют краевой вулcano-плутонический пояс, строение которого отражает аккрецию нескольких мезопротерозойских террейнов, развивавшихся на интервалах 1500–1150, 1400–950 и 1150(?)–1050 млн. лет назад.

2. Антарктида представляла собой материковую массу и испытывала более или менее когерентную тектоническую эволюцию как единое целое, начиная с конца мезопротерозоя (~1000–950 млн. лет назад); признаки дезинтеграции и полного распада этой массы в неопротерозое не обнаруживаются. Возможно, Антарктида не была вполне кратонизирована в конце мезопротерозоя и представляла собой протоплатформу, ее литосфера не приобрела достаточной жесткости и продолжала сохранять определенную мобильность в неопротерозое.

3. Вендско-кембрийские тектономагматические процессы представляли собой преимущественно внутрикоровое отражение косо́й коллизии различных материковых блоков при формировании Гондваны; на этом этапе имела место мощная тектономагматическая активизация и переработка протерозойских структур. Окончательная кратонизация Восточной Антарктиды наступила к ордовику, что фиксируется формированием комплексов щелочных пород.

Автор благодарен Н.А. Божко (МГУ им. М.В. Ломоносова) за консультации и обсуждение материала, А.А. Щипанскому (ГИН РАН) за конструктивную критику и полезные замечания к рукописи, Р.Г. Курнину и А.В. Голыньскому (ВНИИОкеангеология) за авторские материалы по интерпретации аномального магнитного поля и консультации. J.W. Sheraton (AGSO–Geoscience Australia), A. Corvino (University of Melbourne), F. Henjes-Kunst (BGR, Hannover) предоставили автору свои полевые и аналитические материалы. Работа выполнена при финансовой поддержке Федеральной целевой программы “Мировой океан” (подпрограмма “Изучение и исследование Антарктики”) и гранта РФФИ № 07-05-01001.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология и минеральные ресурсы Антарктиды / Ред. Иванов В.Л., Каменев Е.Н. М.: Недра, 1990. 232 с.

2. Грикуров Г.Э., Михальский Е.В. Некоторые черты тектонического строения и эволюции Восточной Антарктиды в свете представлений о суперконтинентах // Российский журнал наук о земле. 2002. Т. 4. № 4. С. 247–257.
3. Каменев Е.Н., Климов Л.В., Шулятин О.Г. Геологическое строение Земли Эндерби и Берега Принца Улафа // Антарктика, доклады комиссии. М.: Наука, 1968. Р. 34–41.
4. Лайба А.А., Михальский Е.В. Габброиды массива Уиллинг, Восточная Антарктида: расслоенная интрузия в протерозойском подвижном поясе, геологическое строение и вещественный состав // Петрология. 1999. Т. 7. № 1. С. 35–57.
5. Лайба А.А., Беляцкий Б.В., Воробьев Д.М., Мельник А.Ю., Гонжуров Н.А. Субщелочной многофазный плутон массива Коллинс: строение, возраст, формационная принадлежность // Охрана и разведка недр. 2002. № 9. С. 31–40.
6. Лейченков Г.Л., Беляцкий Б.В., Попков А.М., Попов С.В. Геологическая природа подледникового озера Восток в Восточной Антарктиде // Материалы гляциологических исследований. 2004. № 98. С. 81–92.
7. Лобковский Л.И., Котелкин В.Д. Двухъярусная термохимическая модель конвекции в мантии и ее геодинамические следствия // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 29–53.
8. Михальский Е.В. Геология и эволюция земной коры Восточной Антарктиды в протерозое-раннем палеозое. Автореф. дис. доктора геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2007 а. 45 с.
9. Михальский Е.В. Мезопротерозойские геологические комплексы Восточной Антарктиды: вещественный состав и геодинамические условия формирования // Бюллетень МОИП. 2007 б. Т. 85. Вып. 5. С. 3–18.
10. Михальский Е.В. Неопротерозойские и раннепалеозойские геологические комплексы Восточной Антарктиды: вещественный состав и происхождение // Вестник МГУ. 2007 в. № 5. С. 3–15.
11. Михальский Е.В. Потенциально платиноносные комплексы Восточной Антарктиды // Региональная геология и металлогения. 2007 г. № 30–31. С. 134–143.
12. Михальский Е.В. Протерозойские комплексы Восточной Антарктиды: вещественный состав и происхождение. СПб.: ВНИИОкеангеология. 2007 д. 131 с.
13. Михальский Е.В. Этапы тектогенеза Антарктического щита: обзор геохронологических данных // Вестник МГУ. 2007 е. № 3. С. 60–89.
14. Михальский Е.В. Возраст земной коры и Sm–Nd изотопный состав мантийных источников геологических комплексов Восточной Антарктиды // Геохимия. 2008 а. № 2. С. 196–202.
15. Михальский Е.В. Районирование земной коры Антарктиды по Sm–Nd изотопным данным // Докл. РАН. 2008 б. Т. 419. № 4. С. 519–523.
16. Михальский Е.В., Шератон Дж., Владыкин Н.В. Чарнокиты Восточной Антарктиды и их геологическая типизация // Докл. РАН. 2006. Т. 408. № 4. С. 523–527.
17. Объяснительная записка к тектонической карте Антарктиды масштаба 1:10000000. Ред. Грикуров Г.Э. Л.: Изд-во НИИГА, 1980. 84 с.
18. Равич М.Г., Каменев Е.Н. Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 658 с.
19. Равич М.Г., Климов Л.В., Соловьев Д.С. Докембрий Восточной Антарктиды. М.: Недра, 1965. 469 с.
20. Тектоническая карта Антарктиды. Масштаб 1:10000000 / Ред. Грикуров Г.Э. М.: Мингео СССР, 1978.
21. Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность, ее возможные причины и общая направленность тектонической истории Земли // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001, С. 403–424.
22. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988, 382 с.
23. Abu G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. Vol. 20. P. 641–644.
24. ADMAP – Magnetic anomaly map of the Antarctic. Eds. Golynsky A.V., Morris P., von Frese R. et al. Scale 1:10000000, BAS Miscellaneous Series, Sheet 10. Cambridge, British Antarctic Survey. 2001.
25. Belyatsky B., Rodionov N., Savva E., Leitchenkov G. Zircon from mafic dykes as a tool for understanding of composition and structure of continental crust: on the example of Mesozoic olivine dolerite dykes, Schirmacher Oasis, Antarctica // Geophys. Res. Abstracts. 2007. Vol. 9. www.cosis.net/abstracts/EGU2007/10509.
26. Black L.P., Harley S.L., Sun S-S., McCulloch M.T. The Rayner Complex of East Antarctica: complex isotopic systematics within a Proterozoic mobile belt // J. Metamorphic Geology. 1987. Vol. 5. P. 1–26.
27. Boger S.D., Miller J.McL. Terminal suturing of Gondwana and the onset of the Ross-Delamerian orogeny: the cause and effect of an Early Cambrian reconfiguration of plate motions // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. Vol. 219. P. 35–48.
28. Boger S.D., Wilson C.J.L., Fanning, C.M. Early Paleozoic tectonism within the East Antarctic craton: the final suture between east and west Gondwana? // Geology. 2001. Vol. 29. P. 463–466.
29. Boger S.D., Maas R., Fanning C.M. Isotopic and geochemical constraints on the age and origin of granitoids from the central Mawson Escarpment, southern Prince Charles Mountains, East Antarctica // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. doi:10.1007/s00410-007-0249-x.

30. *Carson C.J., Fanning C.M., Wilson C.J.L.* Timing of the Progress Granite, Larsemann Hills: additional evidence for Early Palaeozoic orogenesis within the east Antarctic Shield and implications for Gondwana assembly // *Australian journal of earth sciences*. 1996. Vol. 43. P. 539–553.
31. *Cawood P.A., Johnson M.R.W., Nemchin A.A.* Early Palaeozoic orogenesis along the India margin of Gondwana: tectonic response to Gondwana assembly // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. Vol. 255. P. 70–84.
32. *Colombo F., Talarico F.* Regional metamorphism in the high-grade basement of central Dronning Maud Land, East Antarctica // Ed. Paech H.-U., *International Geo-Maud expedition of the BGR to Central Dronning Maud Land in 1995 / 96 – geological results*. Geologisches Jahrbuch. Reihe B. 2004. Heft 96. P.7–47.
33. *Dalziel I.W.D.* Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent // *Geology*. 1991. Vol. 19. P. 598–691.
34. *Dasgupta S., Sengupta S., Bose S., Fukuoka M., Dasgupta S.* Polymetamorphism in the Schirmacher Hills granulites, East Antarctica: implications for tectonothermal reworking of an isobarically cooled deep continental crust // *Gondwana Research*. 2001. Vol. 4. P. 337–357.
35. *Declaux G., Rolland Y., Ruffet G. et al.* Superposition of Neoproterozoic and Paleoproterozoic tectonics in the Terre Adelie Craton (East Antarctica): evidence from Th-U-Pb ages on monazite and Ar-Ar ages // Eds. Cooper A.K., Raymond C.R. et al. (eds.), *Antarctica: A keystone in changing world*. Online proceedings of the 10th ISAES, 2007. USGS Open-File report 2007–1047. Extended Abstract 072, 4 p.
36. *DePaolo D.J.* Neodymium isotope geochemistry: an introduction. New York, Springer-Verlag, 1988. 187 p.
37. *Fanning C.M., Daly S.J., Bennett V.C., Menot R.P., Peucat J.J., Oliver R.K., Monnier O.* The “Mawson Block”: once contiguous Archean to Proterozoic crust in the East Antarctic Shield and the Gawler Craton // 7th ISAES, Siena, Abstract volume. 1995. P. 124.
38. *Finn C.A., Goodge J.W., Damaske D., Fanning C.M.* Scouring craton’s edge in paleo-Pacific Gondwana // Eds. Futterer D.K., Damaske D., Kleinschmidt G., Miller H., Tessensohn F., *Antarctica: contribution to global Earth sciences*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. 2006. P. 165–173.
39. *Fitzsimons I.C.W.* A review of tectonic events in the East Antarctic Shield, and their implications for Gondwana and earlier supercontinents // *Journal of African Earth Sciences*. 2000. Vol. 31. P. 3–23.
40. *Fitzsimons I.C.W.* Proterozoic basement provinces of southern and southwestern Australia, and their correlation with Antarctica // Eds. Yoshida M. et al. (eds.) *Proterozoic East Gondwana: supercontinent assembly and breakup*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 2003. Vol. 206. P. 93–130.
41. *Golynsky A.V.* Magnetic anomalies in East Antarctica: a window on major tectonic provinces and their boundaries // Eds. Cooper A.K., Raymond C.R. et al. *Antarctica: A Keystone in a Changing World*. 2007. Online Proceedings of the 10th ISAES, USGS Open-File Report 2007–1047, short research paper 006, 4 p.; doi: 10.3133/of2007-1047.srp006.
42. *Golynsky A.V., Masolov V.A., Volnukhin V.S., Golynsky D.A.* Crustal provinces of the Prince Charles Mountains region and surrounding areas in the light of aeromagnetic data / Eds. Futterer D.K., Damaske D., Kleinschmidt G. et al. *Antarctica: contributions to global earth sciences*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 2006. P. 83–94.
43. *Goodge J.W., Walker N.W., Hansen V.L.* Neoproterozoic–Cambrian basement-involved orogenesis within the Antarctic margin of Gondwana // *Geology*. 1993. Vol. 21. P. 37–40.
44. *Goodge J.W., Fanning C.M., Bennett V.C.* U-Pb evidence of ~1.7 Ga crustal tectonism during the Nimrod orogeny in the Transantarctic Mountains, Antarctica: implications for Proterozoic plate reconstructions // *Precambrian Research*. 2001. Vol. 112. P. 261–288.
45. *Gose W.A., Helper M.A., Connelly J.N., Hutson F.E., Dalziel I. W.D.* Paleomagnetic data and U-Pb isotopic age determinations from Coats Land, Antarctica: implications for Late Proterozoic plate reconstructions // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. No.B8. P. 7887–7902.
46. *Groenewald P.B., Moyes A.B., Grantham G.H., Krynauw J.R.* East Antarctic crustal evolution: geological constraints and modelling in western Dronning Maud Land // *Precambrian Research*. 1995. Vol. 75. P. 231–250.
47. *Grew E.S.* The Antarctic margin // Eds. Nairn A.E.M., Stehli F.S., *The ocean basins and margins*. Vol. 6. New York, Plenum, 1975. P. 697–755.
48. *Harley S.L.* Archaean–Cambrian crustal development of East Antarctica: metamorphic characteristics and tectonic implications // Eds. Yoshida M., Windley B.F., Dasgupta S., *Proterozoic crustal Gondwana: supercontinent assembly and breakup*. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2003. Vol. 206. P. 203–230.
49. *Harley S.L., Snape I., Black L.P.* The evolution of a layered metaigneous complex in the Rauer Group, East Antarctica: evidence for a distinct Archaean terrane // *Precambrian Research*. 1998. V. 89. P. 175–205.
50. *Hartnady C., Joubert P., Stowe C.* Proterozoic crustal evolution in southwestern Africa // *Episodes*. 1985. Vol. 8. P. 236–244.
51. *Jacobs J.* Neoproterozoic – Lower Paleozoic events in Dronning Maud Land // *Gondwana Research*. 1999. Vol. 2. P. 473–480.
52. *Jacobs J., Thomas R.J.* A Himalayan-type indenter-escape tectonic model for the southern part of the Late Neoproterozoic – Early Palaeozoic East African–Antarctic Orogen // *Geology*. 2004. Vol. 32. P. 721–724.
53. *Jacobs J., Fanning C.M., Henjes-Kunst F. et al.* Continuation of the Mozambique Belt into East Antarctica: Grenville-age metamorphism and polyphase Pan-Afri-

- can high-grade events in central Dronning Maud Land // *J. Geology*. 1998. Vol. 106. P. 385–406.
54. *Jacobs J., Bauer W., Fanning C.M.* New age constraints for Grenville-age metamorphism in western central Dronning Maud Land (East Antarctica) and implications for the palaeogeography of Kalahari in Rodinia // *International Journal of Earth Sciences*. 2003. Vol. 92. P. 301–315.
 55. *Jacobs J., Bauer W., Fanning C.M.* Late Neoproterozoic – Early Palaeozoic events in central Dronning Maud Land and significance for the southern extension of the East African Orogen into East Antarctica // *Precambrian Research*. 2003. Vol. 126. P. 27–53.
 56. *Kamenev E.N.* Structure and evolution of the Antarctic shield in Precambrian // Eds. Findley R.H., Unrug R., Banks M.R., Veevers J.J. *Gondwana eight: assembly, evolution and dispersal*. Rotterdam: A.A. Balkema, 1993. P. 141–151.
 57. *Kinny P.D., Black L.P., Sheraton J.W.* Zircon U-Pb ages and geochemistry of igneous and metamorphic rocks in the northern Prince Charles Mountains, Antarctica // *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*. 1997. Vol. 16. P. 637–654.
 58. *Lanyon R., Black L.P., Seitz H-M.* U-Pb zircon dating of mafic dykes and its application to the Proterozoic geological history of the Vestfold Hills, East Antarctica // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. Vol. 115. P. 184–203.
 59. *Meert J.G.* A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana // *Tectonophysics*. 2003. Vol. 362. P. 1–40.
 60. *Mikhalsky E.V., Jacobs J.* Orthogneisses in central Dronning Maud Land, East Antarctica: their origin and tectonic setting // Ed. Paech H.-J. *International Geo-Maud expedition of the BGR to central Dronning Maud Land in 1995/96 – Geological results*. *Geologisches Jahrbuch*, 2004. Heft 96 B. P. 49–76.
 61. *Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Laiba A.A. et al.* Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica // *AGSO – Geoscience Australia Bulletin* 247, 2001. 209 p.
 62. *Mikhalsky E.V., Beliatsky B.V., Sheraton J.W., Roland N.W.* Two distinct Precambrian terranes in the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica: SHRIMP dating and geochemical constraints // *Gondwana Research*. 2006. Vol. 9. P. 291–309.
 63. *Mikhalsky E.V., Henjes-Kunst F., Roland N.W.* Early Precambrian mantle derived rocks in the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica: age and isotopic constraints // Eds. Cooper A.K., Raymond C.R. et al. *Antarctica: a Keystone in a Changing World*. 2007. Online Proceedings of the 10th ISAES, USGS Open-File Report 2007–1047, short research paper 039, 4 p.; doi: 10.3133/of2007–1047.srp039.
 64. *Morelli A., Danesi S.* Seismological imaging of the Antarctic continental lithosphere: a review // *Global and Planetary Change*. Vol. 42. P. 155–165.
 65. *Osanai Y., Shiraishi K., Takanashi Y. et al.* Geochemical characteristics of metamorphic rocks from the central Sor Rondane Mountains, East Antarctica // Eds. Yoshida Y., Kaminuma K., Shiraishi K. *Recent Progress in Antarctic Earth Science*. Tokyo: TERRAPUB, 1992. P. 17–28.
 66. *Peucat J.J., Menot R.P., Monnier O., Fanning C.M.* The Terre Adelie basement in the East-Antarctica shield: geologic and isotopic evidence for a major 1.7 Ga thermal event; comparison with the Gawler Craton in South Australia // *Precambrian Research* 1999. Vol. 94. P. 205–224.
 67. *Phillips G., Wilson C.J.L., Campbell I.H., Allen C.M.* U-Th-Pb detrital zircon geochronology from the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica – defining the Archaean to Neoproterozoic Ruker province // *Precambrian Research*. 2006. Vol. 148. P. 292–306.
 68. *Powell C.McA., Jones D.L., Pisarevsky S., Wingate M.T.D.* Palaeomagnetic constraints on the position of Kalahari craton in Rodinia // *Precambrian Research*. 2001. Vol. 110. P. 33–46.
 69. *Rogers J.J.W., Unrug R., Sultan M.* Tectonic assembly of Gondwana // *J. Geodynamics*. 1995. Vol. 19. P. 1–34.
 70. *Rudnick R.L., Presper T.* Geochemistry of intermediate- to high-pressure granulites // Eds. Vielzeuf D., Vidal Ph. (eds.), *Granulites and crustal evolution*. Kluwer Academic Publishers, Amsterdam, 1990. P. 523–550.
 71. *Sheraton J.W., Thomson J.W., Collerson K.D.* Mafic dyke swarms of Antarctica // Eds. Halls H.C., Fahrig W.F. *Mafic dyke swarms*. Geological Association of Canada Special Paper 34, 1987. P. 419–432.
 72. *Sheraton J.W., Black L.P., Tindle A.G.* Petrogenesis of plutonic rocks in a Proterozoic granulite-facies terrane – the Bunge Hills, East Antarctica // *Chemical Geology*. 1992. Vol. 97. P. 163–198.
 73. *Shiraishi K., Hiroi Y., Ellis D.J. et al.* The first report of a Cambrian orogenic belt in East Antarctica – an ion microprobe study of the Lutzow-Holm Complex // Eds. Yoshida Y., Kaminuma K., Shiraishi K. *Recent progress in Antarctic earth science*. Tokyo: Terra Scientific Publishing Company, 1992. P. 67–73.
 74. *Talarico F., Kroner U.* Geology and tectono-metamorphic evolution of the Read Group, Shackleton Range: a part of the East Antarctic Craton // *Terra Antarctica*. 1999. Vol. 6. P. 183–202.
 75. *Zeh A., Millar I.L., Horstwood M.S.A.* Polymetamorphism in the NE Shackleton Range, Antarctica: constraints from petrology and U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr TIMS and in situ U-Pb LA-PIMMS dating // *J. Petrology*. 2004. Vol. 45. P. 949–973.

**ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ
ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ АНТАРКТИДЫ
В ПРОТЕРОЗОЕ – РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ**