

Е. Н. КАМЕНЕВ, О. Г. ШУЛЯТИН, В. М. МИХАЙЛОВ (ВНИИОкеангеология),
В. С. СЕМЕНОВ (ИГГД РАН), И. А. КАМЕНЕВ (ПМГРЭ)

Состав, структура и условия образования архейского нейпирского метаморфического комплекса Земли Эндерби (Восточная Антарктида)

Обобщены геологические материалы, данные об условиях метаморфизма, времени тектоно-термальных событий в пределах обнаженных горных массивов Земли Эндерби, полученные российскими и зарубежными геологами. Орто- и паракристаллические образования Земли Эндерби, подразделенные по возрасту и особенностям метаморфизма, позволили подойти к оценке формирования континентальной коры Земли Эндерби, самые древние структуры которой датированы не моложе 3850 млн лет.

Ключевые слова: *Земля Эндерби, нейпериты, сапфирин, осумилит, Хадийский эон, палеократон.*

E. N. KAMENEV, O. G. SHULYATIN, V. M. MIHAYLOV (VNIIOkeangeologia),
V. S. SEMENOV (IGGD RAS), I. A. KAMENEV (PMGE)

Composition, structure and conditions of the formation of Archaean Neipir metamorphic complex of the Enderby Land (Eastern Antarctic)

Geological materials, data on the conditions of metamorphism, and the time of tectono-thermal events within the exposed Enderby mountain massives, obtained by Russian and foreign geologists are summarized. Ortho- and paracrystalline formations of the Enderby Land, subdivided by age and metamorphism, made it possible to approach the evaluation of the features of the formation of the continental crust of the Enderby Land, its earliest formations are dated to be earlier than at least 3,850 Ma.

Keywords: *Enderby Land, neuperites, sapphirin, osumilit, Hadean Eon, paleokraton.*

Введение. Большая часть коренных выходов пород Антарктиды образована позднедокембрийскими и кембрийскими кристаллическими комплексами Вегенер-Моусонского подвижного пояса, прослеженного через весь щит (рис. 1). Вдоль границ этого пояса располагается прерывистая цепочка раннедокембрийских блоков (палеократонов) континентальной коры, крупнейшим из которых является блок, занимающий всю северную часть Земли Эндерби. Он представлен преимущественно породами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации и объединенными в нейпирский гранулит-чарнокит-эндербитовый комплекс Земли Эндерби. Породы комплекса формируют обширный гранулит-гнейсовый ареал.

К Земле Эндерби относится прибрежная часть Восточной Антарктиды шириной около 300 и протяженностью более 600 км между 43 и 58° восточной долготы (рис. 2). Она открыта в 1831 г. Джоном Биско, капитаном промыслового судна братьев Эндерби «Прокламейшен». Скалистые коренные выходы горных пород, разобщенные горными и выводными ледниками, рассеяны на площади примерно 75 000 км². Наиболее обнажены участки в бортах горных и выводных ледников, у морского побережья и на островах внутри заливов морей Космонавтов и Содружества. Однако даже гигантские ледниковые купола на п-ове Вернадского местами пронизаны скальными

выступами, образующими сравнительно небольшие группы нунатаков.

Активное изучение геологии Земли Эндерби началось в 1954 г. [19, 44]. В 1962 г. к нему подключились отечественные геологи, а позднее участники советских антарктических экспедиций [3, 4, 9]. Детальные исследования были выполнены на островах Эйгарен [8] и холмах Файф [7, 8]. Были обнаружены и изучены практически все обнаженные в регионе горные породы.

Полевые наблюдения и камеральные исследования позволили выделить и охарактеризовать три метаморфических комплекса, различающихся по составу, структурному положению, геологической истории и возрасту (таблица): архейский нейпирский комплекс в северной части Земли Эндерби и объединенные в Вегенер-Моусонский подвижный пояс; протерозойский рейнерский, окружающий нейпирский комплекс с юга, востока и запада; позднепротерозойско-раннепалеозойский полкановский комплекс, обнажающийся западнее рейнерского комплекса. Подтвердился чрезвычайно древний архейский возраст пород нейпирского комплекса, неопротерозойско-раннепалеозойский возраст рейнерского комплекса и раннепалеозойский полкановского. Новые данные позволили не только детализировать условия метаморфизма в выделенных комплексах, но и уточнить и скорректировать последовательность

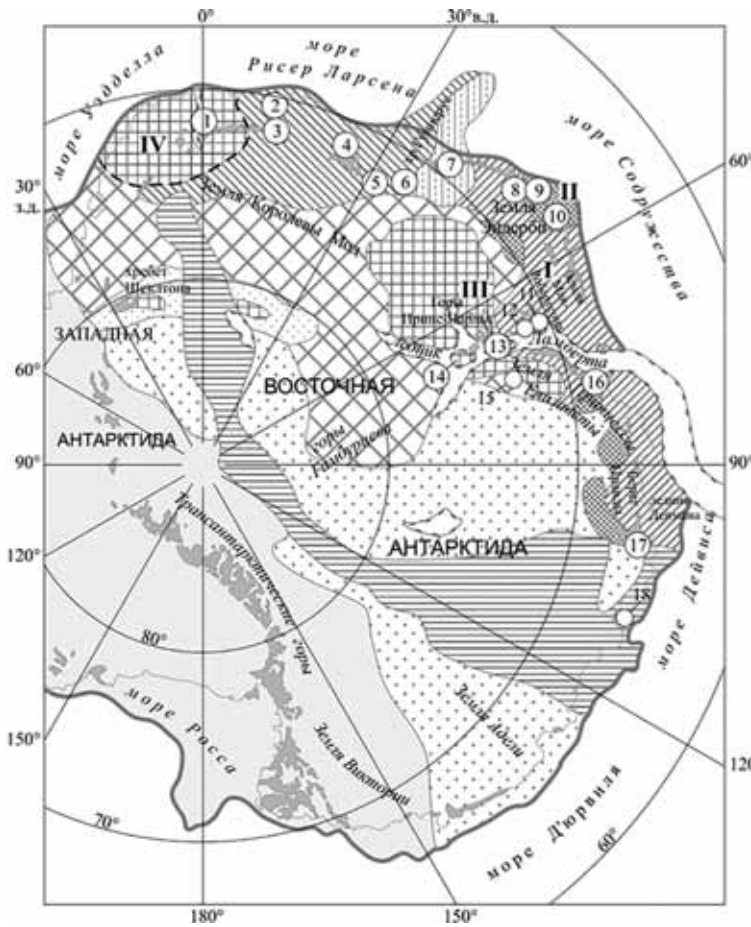


Рис. 1. Схема тектонического районирования Восточно-Антарктического щита по геолого-геофизическим данным (сост. Р. Г. Куригин)

1 – гранулит-гнейсовые ареалы (палеократоны и их реликты); 2 – кратоны; 3, 4 – *Вегенер-Моусонский подвижный пояс*: Инзельско-Гумбольдская область (3), Рейнерская область (4); 5 – область сдвиговых дислокаций; 6 – нерасчлененные комплексы пород, по своим физическим свойствам близкие к метаморфическим породам блока Бивер, 7 – структура хр. Шеклтона (фрагмент офиолитового пояса); 8 – нерасчлененный докембрий; 9 – плита Уилкса; 10 – территория континента, не являющаяся объектом данного исследования; 11 – рифтовые зоны, заполненные выводящими ледниками; 12 – бровка континентального склона, 13 – предполагаемый контур кратона Грюнехогна; 14 – коренные выходы.

Цифры в кружках: 1 – ледники Пенка и Ютул-струемен, 2 – оазис Ширхамера, 3 – массив Вольтат, 4 – горы Сер-Роннана, 5 – горы Бельжика, 6 – горы Ямато, 7 – зал. Лютцов Хольм, 8 – **горы Най, Файф**; 9 – **горы Раггат**; 10 – **Земля Кемпа**; 11 – оз. Бивер, 12 – массивы Фишер, Уиллинг, Шо; 13 – уступ Моусона; 14 – гора Соловьева; 15 – горы Гров; 16 – оазис Вестфолль, острова Рёуэр; 17 – оазис Бангера; 18 – острова Уиндмилл. Пунктиром показаны границы главных структурно-тектонических областей. I – *Вегенер-Моусонский подвижный пояс*; II – **Архейский нейпирский комплекс (Земля Эндерби)**; III – раннедокембрийский Рукерский кратон; IV – кратон Грюнехогна

тектоно-термальных событий в регионе. В то же время многие вопросы геологии и петрологии докембрийских образований рассматриваемой области до сих пор остаются дискуссионными.

На базе имеющихся у авторов геологических и петрологических наблюдений, включающих информацию об условиях формирования метаморфических толщ (РТ параметры), геохронологии «метаморфических и магматических» событий, полученных разными авторами, удалось установить главные этапы проявления эндогенных процессов и связанные с ними этапы формирования континентальной коры в геологической истории Земли Эндерби.

Нейпирский метаморфический комплекс. В горах и оазисах Земли Эндерби, включая Берег Принца Улафа, Берег Кемпа и его продолжение Берег Моусона на Земле Мак-Робертсона, выделяются три комплекса метаморфических и изверженных пород: нейпирский, рейнерский и полкановский (таблица). Северная часть гор Земли Эндерби (горы Нейпир, Тьюла, Скотта, Раггат и окружающие их нунатаки и прибрежные острова сложены главным образом метаморфическими породами гранулитовой фации архейского нейпирского комплекса. С запада, востока и юга нейпирские гранулиты окружены коренными выходами протерозойского рейнерского комплекса (рис. 1, 2).

Земля Эндерби по морфогеологическим признакам подразделяется на два крупных блока, разделенных долиной ледника Бивер, вероятно, наследовавшего древний разлом. Северный блок (горы

Нейпир и Тьюла) характеризуется широко распространенными мезопертитовыми чарнокитами и парагнейсами, а южный (горы Раггат и Скотта) эндербиты и ортогнейсами. На самом юге Земли Эндерби выделяется серия блоков, отделенных ледником Тиер от гор Раггат и Скотта. Эти блоки сложены гранулитами рейнерского комплекса и отнесены нами к *Вегенер-Моусонскому подвижному поясу* (рис. 2).

Эндербиты и ортогнейсы (горы Раггат, Скотта) формируют структуры высших порядков – деформированные купола, а среди парагнейсов (горы Нейпир, Тьюла) фиксируются складки нескольких генераций, тектонические покровы и чешуи, в строении которых участвуют эндербитовые и чарнокитовые гнейсы, гранатовые гранулиты.

Среди метаморфических пород нейпирского комплекса выделяются две главные группы пород:

– относительно однородные преимущественно гиперстенсодержащие ортогнейсы с линзами и вытянутыми блоками пород основного и ультраосновного состава и подчиненными массивными гранатовыми и гранат-гиперстеновыми гнейсами;

– слоистые или полосчатые гранатовые, иногда с силлиманитом и ортопироксеном, гнейсы и мигматиты с подчиненными слоями, вытянутыми линзами магнезиальных, кремнистых, железистых, глиноземистых и известково-магнезиальных кристаллических сланцев и их промежуточных разновидностей.

Первая группа пород объединена в группу «ортогнейсы Раггат», а вторая – в серию «супракрупстальные породы Тьюла». Австралийские исследователи на основании присутствия слабоизмененных

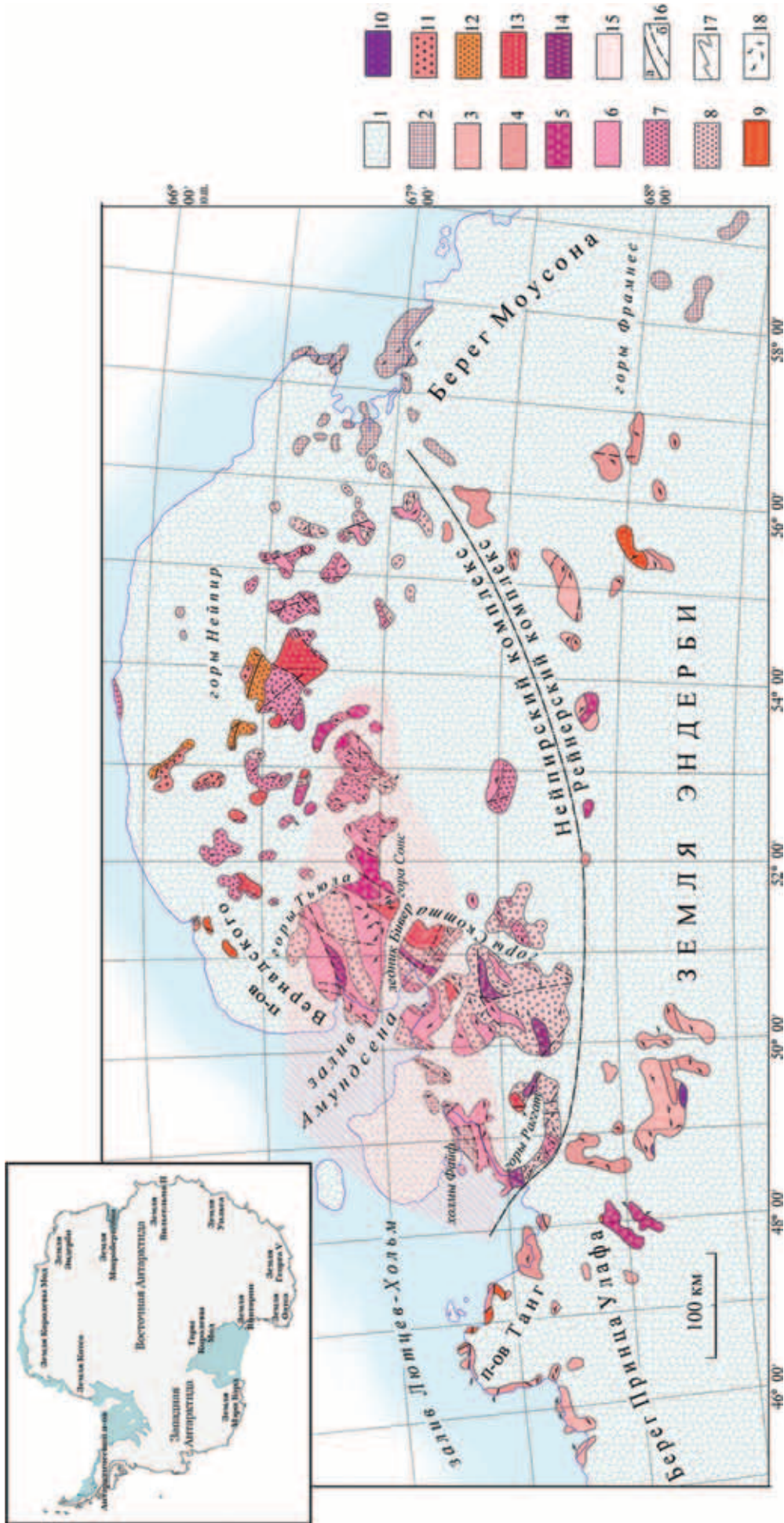


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Земли Эндерби

1 – сплошной снежно-ледниковый покров; 2 – докембрийские образования, нерасчлененные: гнейсы и кристаллические сланцы (гранулитовая фация). Рейнерский комплекс: 3 – серия Най; мезопротерозойские амфибол-пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и метабиты, огнейсованные эндрбиты и чарнокиты; 4 – серия Кондон; мезопротерозойские биотит-гранатовые гнейсы, мигматиты; 5 – мезопротерозойские мезопертитовые чарнокитовые гранодиорито-гнейсы и гранито-гнейсы. Нейширский комплекс, серия Тюла: 6 – палеоархейские полосчатые кварциты, лейкомезократовые гранатовые гнейсы и силлиманит-кордиеритовые гнейсы и кристаллические сланцы с пластоподобными включениями и прослоями пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. 7 – неархейские мезопертитовые чарнокитовые гранодиорито-гнейсы. Группа Raggar: 8 – эопалеоархейские тоналито-гнейсы и кварцевые диорито-гнейсы, пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, магматические (плутонические) породы; 9 – мезопротерозойские плутоны кварцевых сиенитов и монзонитов; 10 – мезопротерозойские карцевые монзонитов и гранодиоритов; 11 – неархейские метаморфизованные, частично метаморфизованные; 12 – палеопротерозойские плутоны кварцевых сиенитов, карцевых монзонитов и гранодиоритов; 13 – неархейские метаморфизованные плутоны гранитоидных биотитовых гранитов; 14 – архейские метаморфизованные плутоны габро и норитов; 15 – наложенным крапом выделена область распространения пород с наиболее высокотемпературными минеральными ассоциациями [28]; 16 – геологические границы; 17 – простираение и падение метаморфической полосчатости и сланцеватости; 18 – тектонические нарушения (a – достоверные, б – предполагаемые)

Геологическая история нейпирского, рейнерского и полкановского комплексов Земли Эндерби

Нейпирский комплекс	Метаморфизм	Рейнерский, Полкановский комплексы	Метаморфизм	Возраст, млн лет
Древнейшая кора континентального типа (7)	?	—	—	До 3950 Hadean Eon
Внедрение древнейших гранитоидов (формирование эндербитовых гнейсов тоналитового и гранодиоритового состава)	?	—	—	3950—3800
Формирование чарнокит-эндербитового комплекса пород. Протолиты — первичные эндербиты с возрастом 3950—3970 млн лет	?	—	—	3620 ± 30
Отложение древнейших осадков, извержение мафических и felsических вулканитов	—	—	—	До 3100 (?)
Интрузии основного и ультраосновного составов	—	—	—	—
Метаморфизм (M1) гранулитовой фации (?) , внедрение огромных масс гранитных магм (формирование чарнокитовых и гранатовых мезопертитовых гнейсов гранитного и граносениитового состава (например, о. Прокламейшен); образование сланцеватости и полосчатости межслоевых складок (F1) и линейности (L1). Этап D1	1000–950 °C 6–10 кбар	Метаморфизм древнейших источников пород рейнерского комплекса (в том числе осадков и гранитных интрузивов)	Гранулитовая фация	3100
Образование сжатых, в том числе асимметричных и изоклинальных складок (F2) в условиях метаморфизма (M2) гранулитовой фации , формирование гранитных по составу интрузий (например, гора Брайд). Этап D2	700–850 °C 5–8 кбар	—	—	3100–2900
Внедрение редких мафических и ультрамафических (пироксенитов) даек (B1)	—	—	—	—
Главная складчатость (асимметричные складки F3), метаморфизм гранулитовой фации (M3) , внедрение гранитных плутонов (например, в горах Нейпир) и пегматитов; интрузия метатолетовых даек (B2). Этап D3	1000–950 °C 6–10 кбар	Складчатая деформация	—	2620–2450
Интрузия даек высокомагнезиальных толеитов (B3)	—	—	—	2350
—	—	Внедрение гранитов и отложение осадков	—	1800–2000
—	—	Внедрение гранитов и анортозитов	—	1500
Интрузия долеритовых даек Амундсена (B4), метаморфизм амфиболитовой фации	600–700 °C 4–7 кбар (?)	Интрузия долеритовых даек; внедрение гранитов, метаморфизм амфиболитовой фации (?) Отложение осадков	—	1200
Повсюду регрессивный метаморфизм , локально метаморфизм высокого давления (M4), связанный с образованием зон скальвания, изоклинальных складок (F4) и линейности (L4). Этап D4	600–700 °C 4–7 кбар	Метаморфизм высокой амфиболитовой — низкой гранулитовой фаций в западной части Земли Эндерби; метаморфизм гранулитовой фации локально высокого давления (Берег Кемпа); внедрение гранитов; образование сланцеватости, полосчатости и изоклинальных складок (F1a)	700–800 °C 4–9 кбар	1000–950
—	—	Открытые и сжатые складки (F2b)	—	—
Регрессивный метаморфизм низких степеней (M5); образование милонитовых зон, эпидиотовых жил и псевдотахилитов. Этап D5	—	Образование складок скальвания (F3c) и милонитовых зон	—	—
Пегматитовые интрузии и сопровождающий их локальный регрессивный метаморфизм ; образование милонитовых зон (D5)	Условия амфиболитовой фации	Интрузия гранитов и пегматитов, образование зон скальвания и милонитизации с локальным регрессивным метаморфизмом	Условия амфиболитовой фации	770, 550–500

мезопротерозойских долеритовых даек включают в состав нейпирского комплекса породы восточной части п-ова Танг (зал. Амундсена), породы прибрежной части бухты Хмара, нунатаки Мак-Лауд и северо-западную окраину п-ова Вернадского [42]. Здесь некоторые горные породы претерпели повторный регрессивный метаморфизм уже после внедрения даек долеритов Амундсена.

Интрузивные породы широко распространены среди метаморфических пород нейпирского и рейнерского комплексов. Они представлены палеомезопротерозойскими плутонами кварцевых сиенитов и кварцевых монзонитов, мезопертитовыми чарнокитами и чарнокитовыми гранодиорито-гнейсами, мезопротерозойскими плутонами анортозитов, биотитовых гранитов. Порфирировидные чарнокиты от диорит-сиенитов до граносиенитов обнажаются в нескольких горных массивах. Так, среди коренных выходов нейпиритов закартированы порфирировидные чарнокиты, коренные выходы которых занимают около 1000 км².

Метабазиты и метаультраосновные породы фиксируются как среди пород серии Тьюла, так и среди ортогнейсов Раггат и, вероятно, представляют собой метаморфизованные небольшие интрузивы мощностью до 80 м (гора Сметерст — массив «30 лет САЭ») и лавовые потоки (покровы). Некоторые из них, содержащие до 25–60 % оливина, могут быть отнесены к коматиитам.

Рои метадолеритов (диабазов?) и долеритовых даек с возрастом около 2400–1800 млн лет и дайки Амундсена (1190 ± 200 — 1374 ± 125 млн лет Rb-Sr) получили широкое развитие в пределах Земли Эндербиды [40].

Группа Раггат. Большую часть коренных выходов нейпирского комплекса (рис. 2) слагают ортогнейсы Раггат, представленные главным образом эндербитовыми гнейсами и мезопертитовыми чарнокитовыми гнейсами. Реже встречаются массивные мезопертитовые гранатовые гранито-гнейсы, пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы (метабазиты?), иногда слагающие относительно крупные выходы. Присутствуют в ортогнейсах Раггат и ультраосновные кристаллические сланцы (небольшие линзы, удлиненные блоки и деформированные дайки).

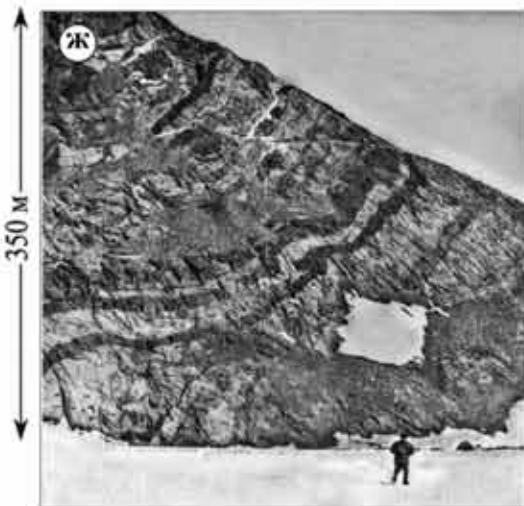
Массивы кислых по составу ортогнейсов имеют однородное строение (рис. 3, а), иногда со слабовыраженной реликтовой полосчатостью. Их мощные прослои встречаются среди полосчатых гранатовых гнейсов (ортогнейсы Раггат) и супракристалльных толщ (серия Тьюла). Относительная гомогенность и отсутствие слоистости служат основанием для предположения их происхождения из изверженных протолитов. Наиболее массивные разновидности, такие как чарнокиты о. Прокламейшен или нунатаки Ньюмен и пики Гримсли (горы Нейпир), содержат многочисленные ксенолиты слоистых гнейсов, мафических гранулитов, что очевидно подтверждает их первично-интрузивный генезис. Однако не исключается, что другие «кислые» гнейсы с гиперстеном и/или с гранатом первично могли быть вулканического или пород осадочного происхождения (аркозы или граувакки). Особенно это относится к тем породам, которые встречаются в разрезах супракристалльных толщ и занимают не совсем ясное стратиграфическое положение. Химический состав ортогнейсов — от тоналитов, трондjemитов до кварцевых диоритов,

граносиенитов и гранитов, преобладают тоналиты и граносиениты.

В горах Раггат однообразные на протяжении почти 100 км эндербиты часто содержат линзы и пласты пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев (рис. 3, б). Более обычны прослои и линзы мощностью несколько метров, но встречаются и более крупные пачки мощностью несколько десятков и даже сотен метров. Эти «первичные» метабазиты не превышают 5–10 % от объема эндербитов. Мощные пачки метабазитов состоят из сближенных прослоев или линз мощностью до 5–7 м, например на горе Маслен, разобренных эндербитами. На отдельных участках в северо-восточной части гор Раггат и Скотта среди эндербитов встречаются и более крупные образования пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев.

К востоку и северо-востоку от гор Раггат состав и облик ортогнейсов меняются. Уже в горах Скотта среди полей эндербитовых гнейсов появляются обособления мезопертитовых чарнокитовых гранито-гнейсов, которые мы называем «нейпиритами» по названию гор, где они преобладают. Площадь сплошных выходов нейпиритов обычно от 100 до 400 км², тогда как в центральной части гор Нейпир лейкократовые и крупнозернистые нейпириты образуют гигантское поле площадью около 10 000 км². Они содержат прерывистые пластовые тела, глыбы и линзы эндербитов с нерезкими контактами протяженностью от метра до 5 км. По большей части нейпириты отличаются высокой однородностью (рис. 3, а). Эндербиты присутствуют среди нейпиритов в резко подчиненном количестве (не более 10 %). На рис. 2 эндербиты среди нейпиритов оконтурены в виде крупных линз мощностью 2–3 и протяженностью до 30 км. При переходе от эндербитов к нейпиритам сокращается количество до 1–2 % и размеры пластообразных и линзовидных обособлений пироксен-плагиоклазовых сланцев. Мощность их в нейпиритах редко достигает 3 м. Региональный переход от эндербитов к нейпиритам сопровождается существенными структурными перестройками. Самые мелкие обособления мафических пироксен-плагиоклазовых сланцев или ультрамафических сланцев в нейпиритах принимают участие в складчатых деформациях, тогда как более крупные, измеряемые метрами, сохраняются в виде линз или блоков с автономной внутренней структурой (рис. 3, в), в которых иногда кроме гиперстена присутствует гранат. Южнее гор Нейпир на довольно обширных участках площадью до 300 км² нейпириты сменяются чарнокитами, в которых мезопертит уступает место обычному калиевому полевому шпату. Восточнее гор Нейпир эти чарнокиты постепенно сменяются монотонными полями эндербитов с редкими линзочками пироксен-плагиоклазовых сланцев и маломощных пластов (до 1–3 м) плагиоклазовых кварцитов и гранат-гиперстеновых гнейсов.

Серия Тьюла. В горах Тьюла (рис. 2) распространены слоистые горные породы, объединенные в одноименную серию. Большинство пород серии представлено лейкократовыми гранатовыми гнейсами. Видимые мощности однородных по составу пачек этих пород достигают 2000 м. Среди них спорадически, но иногда и в значительных объемах, например на пике Пайтагорас, в горах Скотта (рис. 3, г, д), присутствуют пачки глиноземистых



магнезиальных кварцитов, преимущественно шпинель-силлиманитовых и гиперстен-кордиеритовых. Отдельные линзы и пласты в них образованы силлиманит ± гранатсодержащими разновидностями или слоисто-полосчатыми гранатсодержащими мигматитами (рис. 3, *е*). В ряде обнажений, как на пике Рейнерс (рис. 3, *ж*), отчетливо видны слои гранат-пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев по дайкам (?) основного состава среди гранулитов.

Гранатовые гнейсы слагают однородные толщи, в формировании которых участвуют и чарнокитизированные эндрбиты и нейпириты. Мощность пачек эндрбитов и нейпиритов в них достигает 30–35 м. Среди гранатовых гнейсов наблюдаются редкие линзы, содержащие наряду с гранатом или без него силлиманит и герцинит. Мощность линз 1–1,5 м, но встречаются и пачки мощностью до 200 м, сложенные такими гнейсами. Нейпириты слагают самостоятельные пачки мощностью несколько сотен метров (около 20 % объема от состава серии).

В центральной части Земли Эндерби толща серии Тьюла, представленная гранатовыми гнейсами, выглядит довольно монотонной. Восточнее, на западном склоне п-ова Вернадского (рис. 2), состав серии Тьюла становится снова более пестрым. Гранатовые гнейсы и мигматиты часто послойно чередуются с маломощными пластами и пачками глиноземистых кварцитов, гиперстен-плаггиоклазовых сланцев, эндрбитов и нейпиритов. Аналогичный характер серии Тьюла присущ и ее выходам в горах Скотта, западнее гор Тьюла. Часто на границе глиноземистых кварцитов с гранито-гнейсами отмечаются линзообразные и шпировидные сегрегации высокоглиноземистых пород. Это еще более усиливает пестроту строения пачек серии Тьюла в горах Скотта и в восточной части гор Нейпир (хребты Шварц и Берд).

В северной части гор Скотта, в горах Тьюла и в западных частях гор Нейпир в районе горы Кинг (рис. 2) слоистые гранатовые гнейсы переслаиваются с кварцитами, метапелитами и пироксен-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами, эндрбитами и нейпиритами. Мезопертит — чаще всего единственный полевой шпат в породе составляет 50–70 % ее объема. Двуполевошпатовые разновидности отмечаются в участках бластомилонитизации. Вполне вероятно, что многие содержащие гранат породы первично могут быть осадочного происхождения (аркозы или граувакки), особенно если они постепенно переходят в более богатый гранатом гнейс, гранатовый кварцит или содержащий силлиманит кристаллический сланец. Некоторые гранатовые гнейсы богаче калием, чем типичные изверженные кислые по составу породы, а также содержат много нормативного корунда, что связывается с повышенной глиноземистостью пород.

Кварциты в серии Тьюла составляют примерно около 10 % от её объема и количество их уменьшается в восточном направлении. Мощность слоистых пачек с прослоями кварцитов до 500 м. В составе пачек часто фиксируются слои и линзы мафических пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев, мощные тела которых содержат тонкие пласты эндрбитов, в меньшем количестве наблюдаются слои гранатовых гнейсов.

В центральной части п-ова Вернадского «расташенные» и «развернутые» жесткие глыбы кварцитов (мощностью не больше 1–2 м) фиксируются в гранатовых гранито-гнейсах, а среди нейпиритов группы Раггат нередко встречаются целые блоки, сложенные только кварцитами. По устойчивым минеральным ассоциациям выделяются шпинель-силлиманитовые, силлиманитовые, силлиманит-гранатовые, силлиманит-гиперстеновые, гиперстен-кордиеритовые, гранатовые и полевошпатовые разновидности кварцитов. Достаточно широко распространены магнетитовые кварциты. Мощность пластов и линз последних редко превышает первые метры. Помимо кварца и магнетита они могут содержать гиперстен, пижонит, иногда гранат и небольшие количества клинопироксена и амфибола. Вдоль северо-восточной границы нейпирского и рейнерского комплексов более чем на 170 км прослеживается цепь небольших тел магнетитовых кварцитов. В нунатаках Ньюмен, расположенных в восточной части Земли Эндерби, полоса кварцитов с содержанием магнетита более 40 об. % тянется более чем на 500 м. Кварциты на контакте с гнейсами пронизаны жилками мезопертитовых гранатовых лейкогранитов.

Высокоглиноземистые кристаллические сланцы переслаиваются с гранатовыми гнейсами и кварцитами и фиксируются во многих местах в районах зал. Амундсена, гор Нейпир, Тьюла и Скотта, холмов Файф. Они содержат сапфирин + кварц, шпинель + кварц, ортопироксен + силлиманит + кварц ассоциации, а также осумилит в ассоциации с гранатом, ортопироксеном, силлиманитом. Обычны минеральные ассоциации с кордиеритом, встречаются форстеритсодержащие породы основного и ультраосновного состава. Наиболее распространены силлиманит-гиперстен-кордиеритовые, шпинель-гиперстен-кордиеритовые, гиперстен-кордиеритовые, шпинель-гиперстен-гранат-кордиеритовые и гранат-гиперстен-кордиеритовые кристаллические сланцы. Весьма примечательна минералогическая находка в рассматриваемых кристаллических сланцах осумилита в ассоциации с сапфиринном и кварцем. В нейпирском метаморфическом комплексе осумилит в отличие от других мест локализации имеет региональное распространение [23–25]. Там его чешуйки размером до 1 см в поперечнике найдены более чем в десяти разобренных обнажениях в горах Тьюла (рис. 2). На контакте шпинель-силлиманитовых кварцитов

Рис. 3. Коренные выходы пород (Земля Эндерби)

Нейпирский гранулит-гнейсовый комплекс, группа Раггат: *а* — порфировидные нейпириты на горе Кнёусен (горы Нейпир); *б* — однородные эндрбиты с тонкими линзочками пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев, западная часть п-ова Вернадского; *в* — мафические кристаллические сланцы в нейпиритах (серое и светло-серое — нейпириты). Серия Тьюла: *г* — коренной выход пород на пике Пайтагорас, представленный переслаивающимися глиноземистыми кристаллическими сланцами и кварцитами (высота обнажения около 300 м); *д* — пестрые пачки гнейсов и кристаллических сланцев в горах Скотта (гора Тод); *е* — слоисто-полосчатые гранатовые мигматиты; *ж* — разрез пород (пик Рейнерс). Отчетливо видны слои гранат-пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев (по дайкам (?) основного состава) среди гранулитов. Рейнерский комплекс: *з* — ассимиляция гранатовых мезопертитовых гнейсов нейпирского комплекса с чарнокитами

с гиперстен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами иногда наблюдались шпинель-гиперстен-кордиерит-кварцевые и реже кварц-кордиеритовые породы с маложелезистыми сапфирином и биотитом. Иногда они содержат переменные количества полевых шпатов, биотита, граната и рудных минералов. Шпинель представлена герцинитом, гиперстен нередко содержит 8–9 % глинозема.

Богатые кальцием метаморфические породы очень редки в нейпирском комплексе. Они обнаружены в восточной части зал. Амундсена на горе Глиделл (диопсид + плагиоклаз + кварц), в районе бухты Хмара (диопсид + плагиоклаз + скаполит + гроссуляр) и на нунатаке западнее горы Бергин (диопсид+плагиоклаз+ скаполит + гроссуляр + кварц). Все эти породы располагаются у границы с рейнерским комплексом.

Тектоно-термальные события (возраст, характеристика). Нейпирский комплекс чрезвычайно высокометаморфизованных архейских ортогнейсов и реликтовых супракрустальных толщ (рис. 4) уникален не только благодаря особенностям своего метаморфизма [1, 4, 7–9, 28, 29, 38, 39, 41], отличающегося высокими давлением и температурой, но и возрастом тектоно-термальных событий. Эволюция тектоно-термальных процессов Земли Эндерби

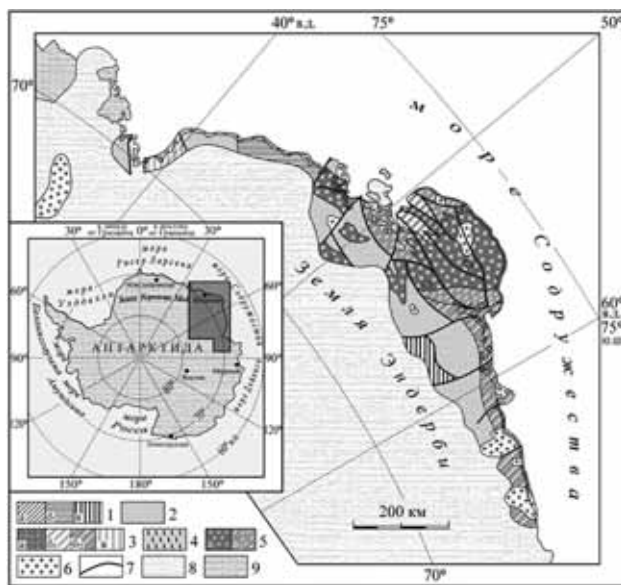


Рис. 4. Схематическая карта метаморфических фаций Земли Эндерби

1 – зеленосланцевая фациальная группа; 2 – эпидот-амфиболитовая фация (а), фациальные серии умеренного и высокого давления (б), фациальная серия низких давлений (в); 3 – низкотемпературные субфации гранулитовой фации; 4 – высокотемпературные субфации гранулитовой фации (а – фациальная серия пониженного давления, б₁ – фациальная серия умеренного давления с наложенной амфиболитовой фацией метаморфизма умеренного и высокого давления, б₂ – фациальная серия умеренного давления с наложенной низкотемпературной субфацией гранулитовой фациальной группы, в – фациальная серия повышенного давления); 5 – метаморфизованные плутоны основного состава (а – в условиях фации зеленых сланцев, б – в условиях гранулитовой фации метаморфизма); б – метаморфизованные гранитоиды: а – в условиях зеленосланцевой фации, б – амфиболитовой фации, в – гранулитовой фации (в₁ – граниты, в₂ – тоналиты); 7 – ультраосновные породы; 8 – щелочные породы; 9 – посткинematicкие гранитоиды; 10 – разломы; 11 – материковый лед; 12 – лед над континентальным склоном

имеет долгую, хотя еще и не до конца понятую историю (таблица).

Активному изучению подверглись породы холмов Файф (зал. Кэйси), горы Сонс и хр. Гэйдж (правый борт ледника Бивер), острова Тона (зал. Амундсена), пика Эйкер (горы Нейпир 66°37'S / 55°00'E), о. Бант (67°9'S 50°57'E / 67,150°S 50.950°E, левый борт выводного ледника Бивер).

Первые данные о существовании древнейших пород среди образований нейпирского комплекса получены для монотонной толщи ортогнейсов чарнокитового состава холмов Файф. Датировка ~ 4000 млн лет [9], полученная Э. В. Соботовичем и Е. Н. Каменевым с соавторами, вызвала повышенное внимание к этим породам [14, 34]. Была дана оценка времени проявления метаморфических событий, которые происходили на рубежах приблизительно 2840 и 2550–2480 млн лет [34]. U-Pb изотопные данные (цирконы) [14] дали изохроны, пересекающие конкордию в точках между ~ 2450 и 3100 млн лет. Оказалось, что некоторые фракции циркона имеют гораздо более высокое отношение ²⁰⁷Pb/²³⁵U. Они дали максимально дискордантные значения и ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст по верхнему пересечению ~ 2900 млн лет. Высокое отношение ²⁰⁷Pb/²³⁵U в свою очередь предполагает наличие значительно более древнего материала.

Де Паоло и соавторы [21] провели изотопно-геохимические исследования (Sm-Nd, Rb-Sr и Pb-Pb методы) образцов, предоставленных для изучения российскими геологами: кварц-полевошпатовый ортогнейс (чарнокитовый гнейс), гранатосодержащие гранулиты, пироксеновые гранулиты и железистые кварциты. Как и в исследованиях [14, 15], было выявлено, что Rb-Sr и U-Pb системы нарушены. Возможно, нарушена и Sm-Nd система (изучался вал по породе). T_{Nd}DM 3200–3500 млн лет свидетельствует о существовании более ранней коры, но не древнее 3500 млн лет.

Наиболее молодое метаморфическое событие фиксируется (данные авторов статьи) на рубеже ~ 1200 млн лет (гора Новогодняя, Sm-Nd, вал-гранат).

Значения ~ 3840–4050 млн лет получены [14, 15, 29] для детритовых цирконов из ортогнейсов горы Сонс и хребта Гэйдж (горы Тьюла). Следует иметь в виду, что образцы цирконов, попадающих на диаграмме в поле древнее 3950 млн лет, оказались *обратнодискордантными* или *околоконкордантными*, тогда как основная масса цирконов находится в поле 3850 млн лет. Цирконы древнее 3850 млн лет (3980–4050 млн лет) унаследованы (контаминированы) и указывают на существование более ранней обогащенной коры.

Изучение цирконов [17] из ортопироксенсодержащего ортогнейса о. Тона показало, что возраст кристаллизации протолита ортогнейсов 2626 ± 28 млн лет предположительно до пика гранулитового метаморфизма и развития интенсивной региональной гнейсовидности. Два последующих эпизода были идентифицированы по цирконам из этого образца: на рубеже 2546 ± 13 млн лет, геологическая природа которого неясна; за ним последовал эпизод на рубеже 2450–2480 млн лет (значения получены по «оболочке» вокруг ядер цирконов с возрастом 2626 млн лет). Возраст 2450–2480 млн лет совпадает с данными, полученными Rb-Sr и Sm-Nd методами (изохронный возраст по валам пород). Сделан вывод [17], что именно на

рубеже 2450–2480 млн лет произошло тектоно-термальное событие, сопровождавшееся метаморфизмом, отвечающим условиям гранулитовой фации и повлекшее за собой кристаллизацию внешней оболочки (зоны) некоторых цирконов. Этот вывод подкреплялся данными изотопных исследований сапфиринсодержащих пород (например, пегматитов с возрастом порядка 2500 млн лет). Кроме того, изотопные данные указали на событие с возрастом 500 млн лет. С ним связывают формирование даек пегматитов гранитного состава.

Для циркона из ксенолита толщи массивных чарнокитов (минеральная ассоциация ксенолита – полевой шпат + энстатит + флогопит) [5, 6] пика Эйкер уран-свинцовая изотопная система циркона сохранила свидетельств о событии 3700 ± 30 млн лет назад (верхнее пересечение дискордии с конкордией для популяции когенетичных цирконов после абразии наружной оболочки зерен [6]). Нижнее пересечение приблизительно соответствует возрасту 2500 млн лет. В то же время для циркона из гранатового кварцита пика Эйкер, образование которого авторы связывают с мигматизацией на заключительной стадии последнего (?) регионального события в нейпирском комплексе, U-Pb методом по циркону получено значение 2,52 млрд лет, Хе-Хе методом для циркона из гранатового кварцита – $2,58 \pm 0,06$, а для циркона из мезопертитового гранулиты, вероятно, являющегося унаследованным, $3,83 \pm 0,24$ млрд лет [6]. Таким образом, древнейший U-Pb возраст цирконов из нейпирского комплекса прямо подтвержден разными методами.

По мнению Д. Крылова, первый высокотемпературный метаморфизм (порядка 950°C , 6–10 кбар) имеет возраст около 3,7 млрд лет, а рубеж около 2,5 млрд лет указывает на возраст чарнокитизации. Образование чарнокитов вызвало перестройку изотопных систем при $T \sim 800^\circ\text{C}$.

Б. Беляцкий и соавторы [10, 11] исследовали цирконы (U-Pb ID-TIMS метод) из образцов мезопертитовых чарнокитов. Они предположили, что полученный возраст (3620 ± 30 млн лет) отвечает магматическому импульсу (кристаллизация чарнокит-эндербитов), тогда как возраст эндербитового протолита оценивается равным 3950–3970 млн лет. Кроме того, проанализированные цирконы зафиксировали события на рубеже 2450–2480 млн лет, что согласуется с данными возраста гранулитового метаморфизма.

Высказывалось и другое мнение, касающееся времени проявления регионального метаморфизма [2, 3, 7]. Эти авторы предположили, что ассоциация сапфирина с кварцем (\pm осумилит), гиперстена с силлиманитом, железистым пижонитом в метабазитах были сформированы на рубеже ~ 3000–3100 млн лет. Однако полученный для сапфиринсодержащих пород с о. Бант Lu-Hf изохронный возраст 2403 ± 43 млн лет [20] (использовались гранат, ортопироксен, сапфирин, осумилит, рутил и вал) подтверждает более молодой возраст «сапфиринового» метаморфизма.

Таким образом, на рубеже ~ 2500 млн лет породы нейпирского комплекса были вовлечены в тектоно-термальное событие, которое в значительной степени стерло следы предшествовавших событий. С рубежом 3100–3000 млн лет связывают формирование синорогенных интрузий (например, ортогнейсы о. Прокламейшен [16]), метаморфизм пород (например холмы Файф). Ортогнейсы горы Рисер

Ларсен у побережья зал. Амундсена образовались 3280–3250 млн лет назад [29, 30, 33]. С рубежами ~ 3300 и 2800 млн лет связывают эпоху мощного магматизма, сопровождавшегося внедрением больших объемов мантийных магм (таблица), чем объясняется повышенный геотермический градиент $30^\circ\text{C}/\text{км}$, оцененный Д. Еллисом [23, 24].

Породы, сформированные на рубеже ~ 2500 млн лет с характерными парагенезисами Sapph+Qtz, осумилит в ассоциации с Grt, Орх, Sil в глиноземистых гнейсах, обнаружены в районе заливов Амундсена, Лены и в горах Скотта на западе Земли Эндерби (рис. 2). Во всех исследованных образцах осумилит частично замещен симплектитом кордирита, калишпата, кварца и ортопироксена, в осумилите отмечаются включения сапфирина и других минералов. Эти находки свидетельствуют, что при пике метаморфизм гранулитовой фации достигал $T 1020\text{--}980^\circ\text{C}$ и $P 6\text{--}9$ и $9\text{--}11$ кбар. О высокотемпературных условиях метаморфизма свидетельствует также высокое (до 9 мас. %) содержание глинозема в ромбическом пироксене. Причем давление при метаморфизме колебалось от 5–7 кбар на севере гор Нейпир, а на северо-востоке комплекса достигало 9 кбар (близ зал. Амундсена) и 9–11 кбар на западе в горах Скотта и в районе зал. Лена.

После пика метаморфизма породы гранулитовой фации претерпели почти изобарное охлаждение от 1000 до 700°C при $P 7,0\text{--}11,0$ кбар. Закрытие Sm-Nd системы граната произошло примерно 2380 млн лет назад [43], что, возможно, соответствует времени остывания пород до $600\text{--}650^\circ\text{C}$.

Породы высокотемпературной амфиболитовой-гранулитовой фации, установленные на холмах Файф, интерпретируются как многократно метаморфизованные фрагменты комплекса Нейпир. Метаморфизм сопровождался снижением давления $P 6\text{--}8$ до $3\text{--}5$ кбар при $600\text{--}720^\circ\text{C}$ на рубеже 2500–2350 млн лет [40, 41]. На рубеже порядка 2500 млн лет породы нейпирского комплекса метаморфизованы повторно в условиях амфиболитовой фации.

Уже отмечалось, что породы нейпирского комплекса с юга граничат с образованиями Вегенер-Моусонского пояса, представленного на Земле Эндерби породами рейнерского комплекса (рис. 2).

Четкую границу между образованиями нейпирского и рейнерского комплексов провести пока не представляется возможным. Происхождение протолита рейнерского комплекса неясно. Пропорция архейского переработанного материала (нейпирский комплекс) по отношению к позднедокембрийскому (рейнерский комплекс) материалу, включающему интрузивные образования и вулканогенно-осадочные толщи в зоне границы, еще четко не установлена. Частично рейнерский комплекс может включать реметаморфизованные гнейсы архейского возраста [42]. Здесь, например, можно наблюдать ассимиляцию гранатовых мезопертитовых гнейсов нейпирского комплекса чарнокитами рейнерского комплекса (рис. 3, з). Однако образование основной массы пород комплекса все же относится к среднему протерозою [16]. Отмечается [3, 29], что позднедокембрийским тектоно-термальным событием (1200–950 млн лет) были охвачены архейские метаморфические породы нейпирского комплекса в полосе с шириной зоны преобразования от 30–40 км в районе зал. Кейси на западе до 120–140 км в районе зал. Эдуарда VIII на востоке. В западной части зоны в магнезиальных

метапелитах сохранились реликтовые минеральные ассоциации ортопироксена и силлиманита с кварцем и/или с гранатом. Наложенные структуры и минеральные ассоциации указывают на реализацию метаморфических процессов, по крайней мере частично относящихся к неопротерозойскому тектоническому событию с возрастом ~ 1000 млн лет [3]. По оценкам, реликтовые минеральные ассоциации архейского возраста сформированы при P 9–11 кбар и $T \sim 950$ °С. Вторичные минеральные ассоциации сформированы в процессе метаморфизма с параметрами $P \sim 8$ кбар, T 750–850 °С и последующей изотермальной декомпрессии до 5–7 кбар и $T \sim 700$ °С и по времени отвечают «основному рейнерскому» метаморфизму. Таким образом, наиболее поздняя переработка пород нейпирского комплекса обусловлена вовлечением архейских метаморфических толщ, а также палео-мезопротерозойских магматических (главным образом дайковых) пород в неомезопротерозойский (1200–1100–980 млн лет) и раннепалеозойский (600–550 млн лет) циклы тектонического развития протерозойского Вегенер-Моусонского подвижного пояса. Пегматитовые жилы и дайки гранитного состава местами весьма обильны в нейпирском комплексе (гора Пардо, нунатак Громова, бухта Хмара) и сходны с пегматитами протерозойско-раннепалеозойского рейнерского комплекса Земли Эндерби. На нунатаках Громова такие пегматиты пересекают дайки Амундсена. Биотит из пегматита на горе Мэллер в восточной части п-ова Вернадского датирован К-Аг методом 580 ± 12 млн лет, а пегматит из бухты Хмара дал Rb-Sr изохронную датировку 522 ± 10 млн лет.

Обсуждение результатов. В докембрийской структуре Земли Эндерби нейпирский комплекс формирует древнейшее архейское нейпирит-эндербитовое ядро с реликтами древнейших супракрустальных образований. Центральную часть площади ядра в горах Нейпир занимают нейпиритовые и гранатовые гранито-гнейсы. Они образуют огромную сложнопостроенную куполовидную структуру, по периферии которой распространены эндербитовые гнейсы, содержащие мелкие силло-дайко- и линзоподобные тела пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев (линзы, реликты первичных покровов?) и встречаются в виде ксенолитов в супракрустальной серии Тьюла. Набор пород в серии Тьюла по составу напоминает зеленокаменные толщи архея, отличаясь от них метаморфизмом высоких температур и давлений. Аналогом этих толщ могут быть метаморфические образования «Восточных Гат» в Индии, где в условиях гранулитового метаморфизма оказались зеленокаменные комплексы пород древнейших вулканогенных зеленокаменных образований дарварской системы.

О чем свидетельствуют изотопные данные? Известная часть истории Нейпирского гранулит-гнейсового ареала Земли Эндерби началась примерно 3850 млн лет назад с конца Хадийского эона (Hadean Eon). Однако С. Чои и др. [20], проанализировав Hf изотопный состав зерен циркона из ортогнейса хр. Гэйдж, предположили существование ранней, высокообогащенной континентальной коры с начала катархея, как это было предложено в исследованиях (например, [12, 13]). С. Чои [20] получил для протолита возраста примерно 3850 млн лет ϵ_{Hf} в диапазоне $2,5 \pm 0,3$ до $5,6 \pm 0,4$. Эти

положительные значения ϵ_{Hf} предполагают, что ювенильный источник (мантийный) ортогнейсового протолита с возрастом примерно 3850 млн лет был весьма истощен относительно CHUR, т. е. высокие значения ϵ_{Hf} подразумевают наличие сильно истощенной ранней архейской мантии. Если эти зерна циркона наследуются и не связаны с кристаллизацией гранитного протолита на рубеже 3850 млн лет, то их ϵ_{Hf} будет еще выше, чем приведенные значения. Для усредненного возраста $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ примерно 4090 млн лет это зерно будет иметь ϵ_{Hf} 8,3, а для возраста $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ примерно 3940 млн лет зерна будут иметь начальный ϵ_{Hf} 7,7. Эти крайние значения ϵ_{Hf} указывают на возможность существования ультраобедненного раннего источника мантии.

Об этом же свидетельствуют и данные, полученные для пород о. Банг. Значения ϵ_{Hf} , измеренные для циркона, позволяют предположить, что источник магм, сформировавших нейпирский комплекс, был чрезвычайно истощен ($> +5,6$ ϵ_{Hf} на 3,85 га) по отношению к единому резервуару (CHUR).

Полученные результаты исследований свидетельствуют, что источником для эндербитовых и нейпиритовых плутонов, слагающих древнейшее архейское нейпирит-эндербитовое ядро (порядка 3850 млн лет), служил «истощенный» источник, что в свою очередь предполагает комплементарное существование более ранней, высокообогащенной континентальной коры.

Ортогнейсы и метаосадочные породы, имеющие древние изотопные метки, зафиксированы, кроме Земли Эндерби на северо-западе Канады (кратон Слэйв), на юго-западе Гренландии. Однако особое внимание следует обратить на данные, полученные для детритовых цирконов из метаосадков холмов Джек (кратон Илгарн, Западная Австралия), которые свидетельствуют о существовании коры континентального типа древнее 4000 млн лет (Хадий). Получена цифра 4352 ± 10 млн лет [18]. Т. Харрисон [27] привел данные ϵ_{Hf} +15 до +7 и интерпретировал их как свидетельство, подтверждающее формирование высокообогащенной коры уже на рубеже 4400 млн лет.

Очевидно, что сложная геологическая история (история наложенных тектоно-термальных активизаций) часто не позволяет делать заключения о реальном времени формирования различных горных пород нейпирского комплекса. Этому мешает, как уже отмечалось, и отсутствие систематического изотопно-геохронологического картирования. Были ли «материнские» тоналиты (эндербиты), гранодиориты (нейпириты) и древнейшие ортогнейсы интрузиями, или древними вулканами, или они представляют собой какую-то часть самой ранней кислой коры, не ясно. На возможное существование более древней коры в районе Земли Эндерби указывают данные, полученные Lu-Hg изотопным методом, а наличие данных о существовании высокообогащенной коры древнее 4000 млн лет в кратоне Илгарн (Австралия) делает это предположение более убедительным и не таким уникальным в целом для материка Гондвана. Древнейшие породы нейпирского комплекса, судя по изотопным данным, имеют возраст, сравнимый с возрастом протолита, и представляют собой наиболее глубокий эрозионный срез континентальной коры на Земле Эндерби. Очевидно, что гранулиты нейпирского комплекса – вскрытый средний-нижний

уровень архейской коры. Этот уровень располагался на глубинах от 15 до 35 км, а кора во время пика метаморфизма могла достигать толщины 40–45 км.

Датировки ~ 3100 и 2800 млн лет, полученные для пород Земли Эндерби, показывают, что внедрение гранитной магмы длилось долго, и этот временной отрезок, возможно, был главным периодом формирования коры континентального типа. Следует отметить, что с теми же периодами времени связывается мощное батолитообразование в Зимбабвийском кратоне (Южная Африка).

О чем свидетельствует метаморфизм? Гранулиты нейпирского комплекса пока единственные, в которых минеральные ассоциации сапфирин + кварц распространены в региональном масштабе на площади более 4000 км² (рис. 2).

Первоначальная природа этих высокоглиноземистых магнезиальных кристаллических сланцев не ясна. Допускается их происхождение за счет эвапоритовых аргиллитов; гидротермально измененных мафических или ультрамафических изверженных пород; продуктов выветривания ультрамафических изверженных пород [23, 25, 42]. Е. Н. Каменев [7] предполагает их биметасоматическое происхождение при высоких температурах и давлениях вблизи контактов ультрамафических и мафических изверженных пород с гнейсами, гранитоидами, кварцитами и другими породами, богатыми литофильными элементами и глиноземом.

Широкое распространение ассоциации осумилит + гранат, как было отмечено, позволило Д. Еллису [23, 24] оценить величину геотермического градиента. При P 8–10 кбар и T 900–980 °C величина геотермического градиента оценена равной 30 °C/км при глубине залегания метаморфических пород около 30 км. Температуры метаморфизма в нейпирском гранулит-гнейсовом ареале, очевидно, были значительно выше и достигали максимума, возможного для нижнекорового метаморфического комплекса. Некоторые вариации РТ условий в разных частях нейпирского комплекса скорее всего отражают различия в обнаженном сейчас эрозивном уровне (срезе) комплекса, но могут указывать и на другую геологическую историю их формирования. Какие процессы могли привести к столь высокотемпературному метаморфизму?

Д. Еллис высказал мнение [23, 24], что высокий геотермальный градиент, возможно, является следствием внедрения мантийных магм, скопившихся в основании континентальной коры. Можно отметить, что район, где обнажены сапфирин+кварцсодержащие метапелиты, соответствует отрицательным гравитационным аномалиям, которые ассоциируются с гранитоидными интрузивами, а возможно, и анортозитами, мало мощные тела (слои) которых были найдены в горах Тьюла. Именно здесь наблюдается необычно крутой геотермический градиент. Поэтому действительно возможно, что период ~ 3100–2800 млн лет был важнейшим в формировании коры континентального типа, а метаморфизм гранулитовой фации стал следствием внедрения такой магмы. Другое тектоно-термальное событие произошло на рубеже 2500–2450 млн лет. Оно привело к значительно «омоложению» пород нейпирского комплекса, связанному также с высокотемпературным метаморфизмом, в результате которого были сформированы сапфиринсодержащие минеральные ассоциации. Таким образом, нет оснований отрицать

реализацию условий высокотемпературного метаморфизма гранулитовой фации на рубеже 3100 млн лет – эпохи мощного гранитообразования.

Выводы. Проведенные исследования подтвердили ранее выявленные предпосылки к отнесению пород нейпирского комплекса Земли Эндерби к наиболее древним образованиям катархейского (хадейского) – архейского возраста. По парагенетическим ассоциациям, слагающим его породы, и фациям их метаморфических преобразований он имеет большое сходство с породными комплексами Алданского щита (Восточная Сибирь) и другими древнейшими щитами Земли. В подошве (основании) нейпирского комплекса (группа Раггат) залегают, как было установлено, породы преимущественно базальтового состава, подвергшиеся высокобарическому и высокотемпературному метаморфизму гранулитовой фации и гранитизации и превращенные в кристаллические сланцы и разнообразные гнейсы. Базальтовые излияния в последующий период геологического развития сменились осадконакоплением, также сопровождавшимся излияниями и внедрением пород базитового и гранитоидного состава, но объем магматических пород основного состава был несопоставимо меньшим, чем в основании разреза нейпирского комплекса. В результате метаморфизма гранулитовой фации эти образования представлены супракрystalльными породами – слоистыми пачками кварцитов, высокоглиноземистыми и глиноземистыми кристаллическими сланцами и гнейсами (серия Тьюла).

Общий разрез толщ нейпирского комплекса по набору первичных пород, последовательности их образования и метаморфизма имеет полную аналогию с катархейскими–архейскими комплексами кристаллических щитов Земли.

В структуре Земли Эндерби нейпирский комплекс формирует древнейшее архейское нейпирит-эндербитовое ядро с реликтами древнейших супракрystalльных образований. Нейпирский гранулит-гнейсовый ареал являет собой сложнопостроенный и глубокоэродированный палеократон, история формирования которого начинается как минимум с ~ 3850 млн лет. Породы группы Раггат – древнейшие породы нейпирского комплекса – формируют нижний структурный этаж. Породы серии Тьюла – древнейшие супракрystalльные образования, формирующие второй структурный этаж, напоминают зеленокаменные толщи архея, отличаясь от них метаморфизмом высоких температур и давлений. Аналогом этих толщ могут быть метаморфические образования «Восточных Гат» в Индии.

Полученный для протолита возраст примерно 3850 млн лет при значениях ε_{Hf} $2,5 \pm 0,3$ до $5,6 \pm 0,4$ предполагает, что ювенильный источник (мантийный) ортогнейсового протолита с возрастом примерно 3850 млн лет был весьма истощен относительно CHUR. Эти данные свидетельствуют, что для эндербитовых и нейпиритовых плутонов, слагающих древнейшее архейское нейпирит-эндербитовое ядро, служил «истощенный» источник.

Очевидно, что гранулиты нейпирского комплекса представляют собой вскрытый нижний-средний уровень архейской коры. Этот уровень располагался на глубинах от 15 до 35 км, а кора во время пика метаморфизма могла достигать толщины 40–45 км. Породы нейпирского комплекса после 3850 млн лет

претерпели ряд тектоно-термальных активизаций, главные из них протекали на рубежах 3100–2800 (внедрение магм гранитного состава, гранулитовый метаморфизм) и 2500–2450 млн лет (гранулитовый «сапфирин-кварцевый» метаморфизм).

Высокие значения параметров метаморфизма пород нейпирского гранулит-гнейсового ареала (Т 1020–980 °С и Р 6–9 и 9–11 кбар) очевидно отражают нижнекоровые условия формирования пород, а некоторые вариации РТ условий в разных частях нейпирского комплекса — скорее всего различия в обнаженном сейчас эрозионном уровне (срезе) комплекса.

Авторы благодарят Г. П. Плескач (ИГГД РАН) и А. С. Сотникову (ВНИИОкеангеология) за помощь в подготовке статьи к печати.

1. Каменев Е.Н., Климов Л.В., Шулятин О.Г. Геологическое строение Земли Эндерби, Берега Принца Улафа // Антарктика. Доклады комиссии за 1964 г. — М.: Наука, 1965. — С. 5–27.

2. Каменев Е.Н. Геология Земли Эндерби // Антарктика. Доклады комиссии. Вып. 14. — М.: Наука, 1975. — С. 34–58.

3. Каменев Е.Н., Маслов В.А., Семенов В.С. и др. Структура и метаморфизм антарктического щита // Геотектоника. 2013. № 2. — С. 58–75.

4. Климов Л.В., Духанин С.Ф., Митрошин М.И. Геологические исследования в западной части Земли Эндерби // Информ. бюлл. САЭ. 1962. № 37. — С. 5–27.

5. Крылов Д.П., Устинов В.И. Условия образования архейских чарнокитов района пиков Акер (нейпирский комплекс, Восточная Антарктида) по результатам исследования химического состава пород и распределения кислорода // Геохимия. 1994. № 1. — С. 14–23.

6. Крылов Д.П., Шуколюков Ю.А. Хес-Хеп возраст двух образцов циркона из нейпирского комплекса (Земля Эндерби, Восточная Антарктида) // Петрология. 2003. Т. 11. № 1. — С. 102–109.

7. Равич М.Г., Каменев Е.Н. Кристаллический фундамент Восточно Антарктической платформы. — Л.: Гидрометеоздат, 1972. — 658 с.

8. Соболев Э.В., Каменев Е.Н., Комаристый А.А., Рудник В.А. Древнейшие породы Антарктиды (Земля Эндерби) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 11. — С. 30–50.

9. Шулятин О.Г., Каменев Е.Н., Духанин С.Ф. Геологические исследования в центральной части Земли Эндерби в феврале — марте 1963 г. // Информ. бюлл. САЭ. 1964. № 47. — С. 10–12.

10. Belyatsky V.V., Krylov D.P., Levsky L.K., Grikurov G.E. Zircon geochronology of the granulite complex of Enderby Land, East Antarctica // Zbl. Geol. Palaeont. 1990. Vol. 1. No 1/2. P. 1–18.

11. Belyatsky V.V., Rodionov N.V., Sergeev S.A., Kamenev E.N. New evidence for the Early Archaean evolution of Aker Peaks, Napier Mountains, Enderby Land (East Antarctica) // Antarctica: A Keystone in a Changing World—Online Proceedings for the 10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences. — Santa Barbara, 2007. California: U.S. Geological Survey and The National Academies. — P. 187.

12. Bennett V.C., Nutman A.P., McCulloch M.T. Nd isotopic evidence for transient, highly depleted mantle reservoirs in the early history of the Earth // Earth and Planet. Sci. Lett. 1993. Vol. 119. — P. 299–317.

13. Bizzarro E.A., Baker J.A., Haack H. et al. Early history of the Earth's crust-mantle system inferred from hafnium isotopes in chondrites // Nature. 2003. Vol. 421. — P. 931–933.

14. Black L.P., James P.R., Harley S.L. Geochronology, structure and metamorphism of Early Archaean rocks at Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica // Precam. Res. 1983. Vol. 21. — P. 197–222.

15. Black L.P., McCulloch M.T. Evidence for isotopic re-equilibration of Sm-Nd whole-rock systems in Early Archaean crust of Enderby Land, Antarctica // Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 82. — P. 15–24.

16. Black L.P., Sheraton J.W., James P.R. Late Archaean granites of the Napier Complex, Enderby Land, Antarctica: a comparison of Rb-Sr, Sm-Nd and U-Pb isotopic systematics in a complex terrain // Precam. Res. 1986. Vol. 32. — P. 343–368.

17. Carson C.J., Ague J.J., Coath C.D. U-Pb geochronology from Tonagh Island, East Antarctica: implications for the timing of ultrahigh temperature metamorphism of the Napier Complex // Precam. Res. 2002. Vol. 116. — P. 237–263.

18. Cavosie A.J., Valley J.W., Wilde S.A. The oldest terrestrial mineral record: A review of 4400 to 4000 Ma detrital zircons from Jack Hills, Western Australia / Eds. by van M.J. Kranendonk, R.H. Smithes, V.C. Bennett // Earth's Oldest Rocks. 2007. Vol. 15. — P. 663–681.

19. Crohn P.W. A contribution to the geology and glaciology of the western part of Australian Antarctic Territory // Aust. Nat. Antarct. Res. Exped. Reports, Series A. Geology. 1959. Vol. 3. — P. 103.

20. Choi S.H., Mukasa S.B., Andronikov A.V. et al. Lu-Hf systematics of the earliest crust in Antarctica: The ultrahigh temperature (UHT) Napier Metamorphic Complex of Enderby Land // Earth and Planet. Sci. Lett. 2006. Vol. 246. — P. 305–316.

21. Dallwitz W.B. Co-existing sapphirine and quartz in granulite from Enderby Land, Antarctica // Nature. 1968. Vol. 219. — P. 476–477.

22. DePaolo D.J., Manton W.I., Grew E.S., Halpern M. Sm-Nd, Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of granulite facies rocks from Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica // Nature. 1982. Vol. 298. — P. 614–618.

23. Ellis D.J. Origin and evolution of granulites in normal and thickened crust // Geology. 1987. Vol. 15. — P. 201–210.

24. Ellis D.J., Sheraton J.W., England R.N., Dallwitz W.B. Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica—mineral assemblages and reactions // Contrib. to Mineral. Petrol. 1980. Vol. 72. — P. 123–143.

25. Grew E.S. Sapphirine-garnet and associated parageneses in Antarctica / Eds. by R.L. Oliver, P.R. James, J.B. Jago // Antarctic Earth Science. Australian Academy of Science. Canberra. 1983. — P. 40–43.

26. Halpin J.A., Geratikeys C.L., Clarke G.L. et al. In situ U-Pb geochronology and Hf isotope analyses of the Rayner Complex, East Antarctica // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. Vol. 148. — P. 689–706.

27. Harrison T.M., Blichert-Toft J., Muller W. et al. Response to Comment on "Heterogeneous Hadean hafnium: Evidence of continental crust at 4.4 to 4.5 Ga". 2006. Science 312, doi: 10.1126/science. 1125408.

28. Harley S.L. Archaean to PanAfrican crustal development and assembly of East Antarctica: metamorphic characteristics and tectonic implications / Eds. by M. Yoshida, B.F. Windley // Proterozoic East Gondwana: supercontinent assembly and breakup. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2003. № 206. — P. 203–230.

29. Harley S.L., Kelly N.M. Ancient Antarctica: the Archaean of the East Antarctic Shield / Eds. by M.J. Van Kranendonk, R.H. Smithes, V.C. Bennett // Earth's Oldest Rocks. Develop. in Precamb. Geol. 2007. Vol. 15. — P. 149–186.

30. Hokada T., Misawa K., Yokoyama, Shiraishi K., Yamaguchi A. SHRIMP and electron microprobe chronology of UHT metamorphism in the Napier Complex, East Antarctica: implications for zircon growth at >1000 °C // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. Vol. 147. — P. 205–218.

31. Kamenev E.N. Regional metamorphism in Antarctica / Ed. by C. Craddock // Antarctic Geosci. Madison: Univ. of Wisconsin Press. 1982. — P. 429–433.

32. Kamenev E.N. A succession of the Antarctic oldest metamorphic rocks of the Fyfe Hills (Enderby Land) / Ed. by C. Craddock // Antarctic Geoscience. Madison: Univ. of Wisconsin Press. 1982. — P. 455–464.

33. Kelly N.M., Clarke G.L., Fanning C.M. Archaean crust in Rayner Complex of East Antarctica: Oygarden Group of Islands, Kemp Land: transactions of the Royal Society of Edinburgh // *Earth and Environ. Sci. Vol. 95*. 2004. — P. 491–510.
34. Kelly N.M., Harley S.L. An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archaean history of the Napier Complex, East Antarctica // *Contrib. to Mineral. and Petrol.* 2005. Vol. 149. — P. 57–84.
35. Lovering J.F. The evidence for 4000 m.y. crystal material in Archean times // *J. Geol. Soc. Australia*. 1979. Vol. 26. No 5–6. — P. 268.
36. Lovering J.F. Proto-crustal nuclei: ion-microprobe evidence for ca. 4000 Ma crustal material in Archaean terrains in West Greenland and Enderby Land (Antarctica)? Abstract 2nd Int. Archaean Symp. // *Spec. Publ. Geol. Soc. Austr.* 1980. Vol. 7. — P. 84–85.
37. McCulloch M.T., Black L.P. Sm-Nd isotopic systematics of Enderby Land granulites and evidence for the redistribution of Sm and Nd during metamorphism // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 71. — P. 46–58.
38. Motoyoshi Y., Hensen B.J. Sapphirine-quartz-orthopyroxene symplectites after cordierite in the Archaean Napier Complex, Antarctica: evidence for a counterclockwise P-T path // *European J. of Minerl.* 1989. Vol. 1. — P. 467–471.
39. Osanai Y., Toyoshima T., Owada M. et al. Ultrahigh temperature sapphirine-osumilite and sapphirine-quartz granulites from Bunt Island in the Napier Complex, East Antarctica — Reconnaissance estimation of P-T evolution // *Polar Geosci.* 2001. Vol. 14. — P. 1–24.
40. Sandiford M., Wilson J.L. The origin of Archaean gneisses in the Fyfe Hills region, Enderby Land: field occurrence, petrography and geochemistry // *Precam. Res.* 1986. Vol. 31. — P. 37–68.
41. Sandiford M. The metamorphic evolution of granulites at Fyfe Hills: implications for Archaean crustal thickness in Enderby Land, Antarctica // *J. Metam. Geol.* 1985. Vol. 3. — P. 155–178.
42. Sheraton J.W., Tingey R.J., Black L.P., Offe L.A., Ellis D.J. Geology of an unusual Precambrian high-grade metamorphic terrane — Enderby Land and western Kemp Land, Antarctica // *BMR Bull.* 223. 1987. Canberra. Australian Government Pub. Service. — 51 p.
43. Suzuki S., Arima M., Williams I.S., Shiraishi K., Kagami H. Thermal History of UHT Metamorphism in the Napier Complex, East Antarctica: insights from zircon, monazite, and garnet ages // *J. Geol.* 2006. Vol. 114. — P. 65–84.
44. Tilley C.E. Rocks from Enderby Land: The BANZ Antarctic Research Expedition, 1929–1931 // *Geogr. J.* 1937. Vol. 80. — P. 101–131.
7. Ravich M.G., Kamenev E.N. Kristallicheskiy fundament Vostochno Antarkticheskoy platformy [The crystalline basement of the East Antarctic Platform]. Leningrad: Gidrometeoizdat. 1972. 658 p.
8. Sobotovich Je.V., Kamenev E.N., Komaristyj A.A., Rudnik V.A. The oldest rocks of Antarctica (Enderby Land). *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.* 1974. No 11, pp. 30–50. (In Russian).
9. Shulyatin O.G., Kamenev E.N., Duhanin S.F. Geological studies in the central part of Enderby Land in February – March 1963. *Inform. byull. SAEN.* 1964. No 47, pp. 10–12. (In Russian).
10. Belyatsky, B.V., Krylov, D.P., Levsky, L.K., Griukorov, G.E. 1990: Zircon geochronology of the granulite complexed of Enderby Land, East Antarctica. *Zbl. Geol. Palaeont. Vol. 1. 1/2.* 1–18.
11. Belyatsky, B.V., Rodionov, N.V., Sergeev, S.A., Kamenev, E.N. 2007: New evidence for the Early Archaean evolution of Aker Peaks, Napier Mountains, Enderby Land (East Antarctica). *Antarctica: A Keystone in a Changing World-Online Proceedings for the 10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences.* Santa Barbara, California: U.S. Geological Survey and The National Academies. 187.
12. Bennett, V.C., Nutman, A.P., McCulloch, M.T. 1993: Nd isotopic evidence for transient, highly depleted mantle reservoirs in the early history of the Earth. *Earth and Planet. Sci. Lett. Vol. 119.* 299–317.
13. Bizzarro, E.A., Baker, J.A., Haack, H. et al. 2003: Early history of the Earth's crust-mantle system inferred from hafnium isotopes in chondrites. *Nature. Vol. 421.* 931–933.
14. Black, L.P., James, P.R., Harley, S.L. 1983: Geochronology, structure and metamorphism of Early Archaean rocks at Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica. *Precam. Res. Vol. 21.* 197–222.
15. Black, L.P., McCulloch, M.T. 1987: Evidence for isotopic re-equilibration of Sm-Nd whole-rock systems in Early Archaean crust of Enderby Land, Antarctica. *Earth and Planet. Sci. Lett. Vol. 82.* 15–24.
16. Black, L.P., Sheraton, J.W., James, P.R. 1986: Late Archaean granites of the Napier Complex, Enderby Land, Antarctica: a comparison of Rb-Sr, Sm-Nd and U-Pb isotopic systematics in a complex terrain. *Precam. Res. Vol. 32.* 343–368.
17. Carson, C.J., Ague, J.J., Coath, C.D. 2002: U–Pb geochronology from Tonagh Island, East Antarctica: implications for the timing of ultrahigh temperature metamorphism of the Napier Complex. *Precam. Res. Vol. 116.* 237–263.
18. Cavosie, A.J., Valley, J.W., Wilde, S.A. 2007: The oldest terrestrial mineral record: A review of 4400 to 4000 Ma detrital zircons from Jack Hills, Western Australia. In Van Kranendonk, M.J., Smithes, R.H., Bennettp, V.C. (eds.): *Earth's Oldest Rocks. Vol. 15.* 663–681.
19. Crohn, P.W. 1959: A contribution to the geology and glaciology of the western part of Australian Antarctic Territory. *Aust. Nat. Antarct. Res. Exped. Reports, Series A. Geology. Vol. 3.* 103.
20. Choi, S.H., Mukasa, S.B., Andronikov, A.V. et al. 2006: Lu-Hf systematics of the earliest crust in Antarctica: The ultrahigh temperature (UHT) Napier Metamorphic Complex of Enderby Land. *Earth and Planet. Sci. Lett. Vol. 246.* 305–316.
21. Dallwitz, W.B. 1968: Co-existing sapphirine and quartz in granulite from Enderby Land, Antarctica. *Nature. Vol. 219.* 476–477.
22. DePaolo, D.J., Manton, W.I., Grew, E.S., Halpern, M. 1982: Sm-Nd, Rb-Sr and U-Th-Pb systematics of granulite facies rocks from Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica. *Nature. Vol. 298.* 614–618.
23. Ellis, D.J. 1987: Origin and evolution of granulites in normal and thickened crust. *Geology. Vol. 15.* 201–210.
24. Ellis, D.J., Sheraton, J.W., England, R.N., Dallwitz, W.B. 1980: Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica-mineral assemblages and reactions. *Contrib. to Mineral. Petrol. Vol. 72.* 123–143.
25. Grew, E.S. 1983: Sapphirine-garnet and associated parageneses in Antarctica. In Oliver, R.L., James, P.R.,

Jago, J.B. (eds.): *Antarctic Earth Science. Australian Academy of Science. Canberra.* 40–43.

26. Halpin, J.A., Geratikeys, C.L., Clarke, G.L. et al. 2005: In situ U–Pb geochronology and Hf isotope analyses of the Rayner Complex, East Antarctica. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 148. 689–706.

27. Harrison, T.M., Blichert-Toft, J., Muller, W. et al. 2006: Response to Comment on "Heterogeneous Hadean hafnium: Evidence of continental crust at 4.4 to 4.5 Ga". *Science* 312, doi: 10.1126/science. 1125408.

28. Harley, S.L. 2003: Archaean to PanAfrican crustal development and assembly of East Antarctica: metamorphic characteristics and tectonic implications. In Yoshida, M., Windley, B.F. (eds.): *Proterozoic East Gondwana: supercontinent assembly and breakup.* *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 206. 203–230.

29. Harley, S.L., Kelly, N.M. 2007: Ancient Antarctica: the Archaean of the East Antarctic Shield. In van Kanendonk, M.J., Smithes, R.H., Bennett, V.C. (eds.): *Earth's Oldest Rocks. Develop. in Precamb. Geol.* Vol. 15. 149–186.

30. Hokada, T., Misawa, K., Yokoyama, K., Shiraishi, K., Yamaguchi, A. 2004: SHRIMP and electron microprobe chronology of UHT metamorphism in the Napier Complex, East Antarctica: implications for zircon growth at >1000 °C. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 147. 205–218.

31. Kamenev, E.N. 1982: Regional metamorphism in Antarctica. In Craddock, C. (eds.): *Antarctic Geosci. Madison: Univ. of Wisconsin Press.* 429–433.

32. Kamenev, E.N. 1982: A succession of the Antarctic oldest metamorphic rocks of the Fyfe Hills (Enderby Land). In Craddock, C. (eds.): *Antarctic Geoscience. Madison: Univ. of Wisconsin Press.* 455–464.

33. Kelly, N.M., Clarke, G.L., Fanning, C.M. 2004: Archaean crust in Rayner Complex of East Antarctica: Oygarden Group of Islands, Kemp Land: transactions of the Royal Society of Edinburgh. *Earth and Environ. Sci.* Vol. 95. 491–510.

34. Kelly, N.M., Harley, S.L. 2005: An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archaean history of the Napier Complex, East Antarctica. *Contrib. to Mineral. and Petrol.* Vol. 149. 57–84.

35. Lovering, J.F. 1979: The evidence for 4000 m.y. crystal material in Archean times. *J. Geol. Soc. Australia.* Vol. 26. 5–6. 268.

36. Lovering, J.F. 1980: Proto-crustal nuclei: ion-microprobe evidence for ca. 4000 Ma crustal material in Archaean terrains in West Greenland and Enderby Land (Antarctica)? Abstract 2nd Int. Archaean Symp. *Spec. Publ. Geol. Soc. Austr.* Vol. 7. 84–85.

37. McCulloch, M.T., Black, L.P. 1984: Sm–Nd isotopic systematics of Enderby Land granulites and evidence for the redistribution of Sm and Nd during metamorphism. *Earth and Planet. Sci. Lett.* Vol. 71. 46–58.

38. Motoyoshi, Y., Hensen, B.J. 1989: Sapphirine-quartz-orthopyroxene symplectites after cordierite in the Archaean Napier Complex, Antarctica: evidence for a counterclockwise P–T path. *European J. of Minerl.* Vol. 1. 467–471.

39. Osanai, Y., Toyoshima, T., Owada, M. et al. 2001: Ultrahigh temperature sapphirine-osumilite and sapphirine-quartz granulites from Bunt Island in the Napier Complex, East Antarctica – Reconnaissance estimation of P–T evolution. *Polar Geosci.* Vol. 14. 1–24.

40. Sandiford, M., Wilson, J.L. 1986: The origin of Archaean gneisses in the Fyfe Hills region, Enderby Land: field occurrence, petrography and geochemistry. *Precam. Res.* Vol. 31. 37–68.

41. Sandiford, M. 1985: The metamorphic evolution of granulites at Fyfe Hills: implications for Archaean crustal thickness in Enderby Land, Antarctica. *J. Metam. Geol.* Vol. 3. 155–178.

42. Sheraton, J.W., Tingey, R.J., Black, L.P., Offe, L.A., Ellis, D.J. 1987: Geology of an unusual Precambrian high-grade metamorphic terrane – Enderby Land and western Kemp Land, Antarctica. *BMR Bull.* 223. *Canberra. Australian Government Pub. Service.* 51 p.

43. Suzuki, S., Arima, M., Williams, I.S., Shiraishi, K., Kagami, H. 2006: Thermal History of UHT Metamorphism in the Napier Complex, East Antarctica: insights from zircon, monazite, and garnet ages. *J. Geol.* Vol. 114. 65–84.

44. Tilley, C.E. 1937: Rocks from Enderby Land: The BANZ Antarctic Research Expedition, 1929–1931. *Geogr. J.* Vol. 80. 101–131.

Каменев Евгений Николаевич – доктор геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, ВНИИОкеангеология¹.
<Oleg.shul@mail.ru>

Шулятин Олег Германович – канд. геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, ВНИИОкеангеология¹. <Oleg.shul@mail.ru>
Михайлов Вячеслав Михайлович – вед. инженер, ВНИИОкеангеология¹. <slava.mvm@yandex.ru>

Семенов Владимир Сергеевич – канд. геол.-минер. наук, ст. науч. сотрудник, Институт геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН). Наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия. <svs77@rambler.ru>

Каменев Игорь Алексеевич – геолог, Полярная морская геологоразведочная экспедиция (ПМГРЭ). Ул. Победы, 24, Санкт-Петербург, Ломоносов, 198412, Россия. <svs77@rambler.ru>

Kamenev Evgenii Nikolaevich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VNIIOkeangeologia¹.
<Oleg.shul@mail.ru>

Shulyatin Oleg Germanovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VNIIOkeangeologia¹.
<Oleg.shul@mail.ru>

Mihaylov Vyacheslav Michaylovich – Leading Engineer, VNIIOkeangeologia¹. <slava.mvm@yandex.ru>

Semenov Vladimir Sergeevich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences (IPGG RAS). 2 Naberezhnaya Makarova, St. Petersburg, 199034, Russia. <svs77@rambler.ru>

Kamenev Igor Alekseevich – Geologist, Polar Marine Geosurvey Expedition (PMGE). 24 Pobedy st., St. Petersburg, Lomonosov, 198412, Russia. <svs77@rambler.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. акад. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга). Английский пр., д. 1, Санкт-Петербург, 190121, Россия.

All-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean named after Igor Gramberg (VNIIOkeangeologia named after I.S. Gramberg). 1 Angliyskiy Avenue, St. Petersburg, 190121, Russia.