

Рифейский вулcano-плутонический комплекс в горах Принс-Чарльз (Восточная Антарктида): геологическое строение и геодинамическая обстановка формирования

**А.А. Лайба¹, Д.М. Воробьев¹,
Н.А. Гонжуров¹, Е.В. Михальский²**

*1 – «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (ФГУНПП «ПМГРЭ»
г. Ломоносов, г. Санкт-Петербург, Россия*

2 – ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга»

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

Экспедиционные исследования последних лет, выполненные в рамках 3 МПГ, включая пересмотр и интеграцию на новом уровне ранее собранных материалов, позволили существенно уточнить строение, состав и границы рифейского вулcano-плутонического комплекса (Фишерский комплекс), формирующего узловую область в общей геологической картине региона. Для осадочно-вулканогенной серии комплекса реконструирована стратиграфическая последовательность напластований, включающая семь вулканогенных и осадочно-вулканогенных свит общей мощностью около 10 км. Их формирование происходило в период около 1300 млн. лет. Установлено, что общий тренд эволюции вулканитов имел, в целом, прямой, непрерывно-дифференцированный характер: от основных к кислым, от толеитовых к известково-щелочным и умеренно щелочным, от натровых к калиево-натровым и калиевым по щелочности типам пород. Подтверждено выделение двух интрузивных ассоциаций: ранней габбро-диорит-плагиогранитной и поздней габбро-гранит-сиенитовой. Интрузивные ассоциации формировались в период между 1290 и 1200 млн. лет назад. Наличие петрохимических интрузивных серий, достаточно хорошо коррелируемых со сходными сериями в вулканических породах, подтверждает их общую вещественную и генетическую связь. В региональном плане Фишерская область входит в состав Циркумантарктического подвижного пояса – наиболее крупной структуры Восточноантарктического кратона. Фишерская область представляет собой, по-видимому, наиболее сохранившийся построению и составу фрагмент этой протерозойской подвижной структуры и отражает один из вариантов его развития на раннем этапе. Палеотектонические обстановки для данного фрагмента соответствуют надсубдукционным магматическим дугам в период 1300–1200 млн. лет.

Введение

Рифейский (мезопротерозойский) вулcano-плутонический комплекс, выделенный в 1990-е годы в центральной части гор Принс-Чарльз в качестве ассоциации сходных по химическому составу и характеру метаморфизма вулканогенных образований и прорывающих их интрузивных тел (Иванов и Каменев, 1990), резко

отличающихся от образований, развитых в сопредельных районах Восточной Антарктиды, составляет сравнительно узкую (50–80 км шириной) структурную область между позднерифейскими (неопротерозойскими) гранулитовыми комплексами на севере и архейскими полиметаморфическими образованиями на юге (рис. 1). Коренные выходы в пределах этой области представлены пятью небольшими изолированными горными массивами: Фишер, Уиллинг, Скалы Нильссон, Коллинс и частично Мередит. Наиболее полно формации комплекса вскрываются на массиве Фишер, почему он и получил название Фишерского комплекса. Это название для краткости будет в дальнейшем использовано.

Горные массивы центральной части гор Принс-Чарльз располагаются непосредственно в западном плече мезо-кайнозойской рифтогенной структуры ледников Ламберта – Эймери. По данным радиолокационного зондирования, массивы Фишер, Мередит, Уиллинг и Скалы Нильссон объединены между собой подледным плато, имеющим уровень поверхности в среднем 200 м над уровнем моря. Сами горные выходы представляют собой приподнятые изолированные тектонические блоки размером от 2×11 км (массив Коллинс) до 10×32 км (массив Фишер) с относительными превышениями скальных бортов над уровнем ледника от 50 до 1500 м.

Структурное положение Фишерского комплекса на стыке двух крупных тектонических областей делает его, по сути, ключевым в строении региона гор Принс-Чарльз. Умеренный метаморфизм (не выше амфиболитовой фации средних ступеней) и местами слабая дислоцированность пород позволяют с достаточной уверенностью реконструировать их первичный состав, формационную принадлежность и палеогеодинамическую обстановку заложения и эволюции данной структуры. Вот почему к этому узловому объекту проявлен повышенный интерес: целенаправленные геолого-геофизические исследования в его пределах проводились в ходе 10 экспедиций в период 1985–2008 гг. Уже к середине 1990-х годов был накоплен большой материал, обработка и обобщение которого позволили создать геодинамическую модель развития Фишерского вулcano-плутонического комплекса в конвергентных геодинамических условиях. Однако детальное строение, возрастные рубежи, границы развития Фишерского комплекса оставались не вполне ясными. Да и выдвинутая геодинамическая модель вызывала у некоторых специалистов определенный скептицизм и даже неприятие, вплоть до отрицания наличия вулканитов в составе комплекса. Например, Каменев и Семёнов (2008) предполагают исключительно энсиалическое развитие протерозойского подвижного пояса с преобладанием чарнокит-гранулитовых и гранит-гнейсо-сланцевых поясов при локальном развитии гранит-зеленокаменных поясов.

В связи с этим в 2006–2008 гг. (51-53 РАЭ) в рамках 3 МПГ были осуществлены дополнительные экспедиционные исследования основных объектов Фишерского комплекса и обобщен весь обширный материал, как по этому узловому району, так и по смежным областям, включая зоны возможного продолжения комплекса на юг и на восток. Данная статья представляет собой краткий сводный результат такой интеграции.

1. Краткий обзор исследований

Горные массивы центральной части гор Принс-Чарльз были впервые обследованы в начале 1970-х гг. геологами НИИГА (ныне ВНИИОкеангеоло-

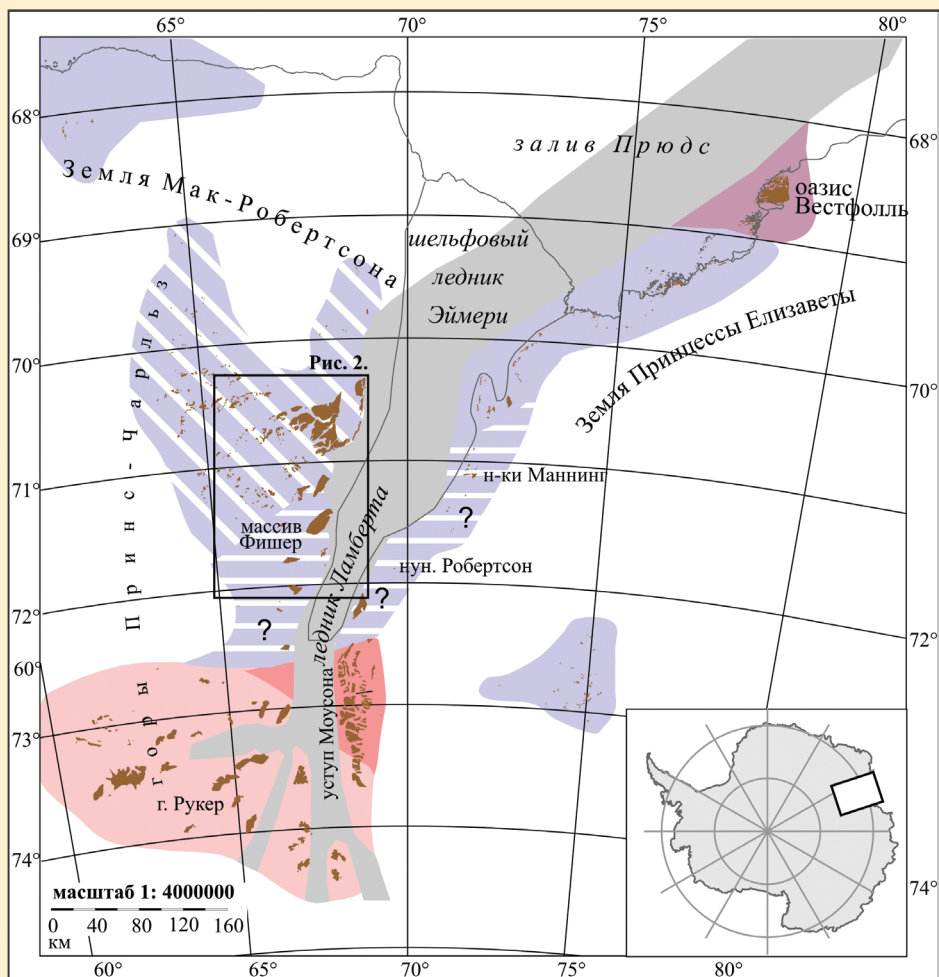


Рис. 1. Упрощенная схема тектонического районирования региона ледников Ламберта-Эймери.

1-2 – мезоархейско-палеопротерозойская Рукерская провинция:
 1 – Рукерская область, 2 – Ламбертская область. 3 – неоархейский блок оазиса Вестфолль. 4-6 – мезопротерозойско-неопротерозойская Рейнерская провинция: 4 – неклассифицированные территории,
 5 – Фишерская область, 6 – Биверская область.
 7 – мезозойско-кайнозойская рифтовая система.

гия) в ходе комплексных региональных работ 17-19 САЭ. На массиве Фишер в ходе рекогносцировочных авиадесантных исследований были обнаружены метабазиты, отнесенные затем в единую формацию с архейскими метабазитами супракрустальных серий юга гор Принс-Чарльз (*Соловьев, 1971; Равич и др., 1978*).

В 1983–1986 гг. (29 и 31 САЭ) на массивах Мередит и Фишер специалистами ПМГРЭ была осуществлена геологическая съемка, приближающаяся к масштабу 1:200 000. Было установлено, что на массиве Фишер развиты осадочно-вулканогенные породы, прорванные интрузивами от основного до кислого составов. Супракрустальные породы, выделенные авторами как «фишерский комплекс», были расчленены на две толщи общей мощностью до 3,5 км, а их возраст был принят условно как раннепротерозойский (*Красников и Федоров, 1992*).

В 1987–1988 гг. (34 САЭ) на массиве Фишер были проведены дополнительные геологические работы, специализированные по петролого-геохимическому направлению, и тогда же авиадесантным способом были обследованы массивы Коллинс, Уиллинг и Скалы Нильссон. Большая часть интрузивных образований на массиве Фишер объединена в габбро-диорит-плагиогранитную ассоциацию с верхним возрастным пределом 1380 ± 90 млн. лет (*Михальский, 1993*). В 1990–1991 гг. (36 САЭ) на массиве Фишер выполнены детальные работы по составлению стратотипных разрезов осадочно-вулканогенных толщ. Выделена вулканогенно-осадочная серия Фишер, включающая четыре толщи общей мощностью до 3,7 км, положенная в основу современной стратиграфической схемы. Изотопное датирование кислых метавулканитов установило их возраст, равный 1300 млн. лет (*Beliatzky et al., 1994*).

В 1993–1996 гг. (39 и 40 РАЭ) на массивах Уиллинг и Скалы Нильссон были проведены картировочные работы, по результатам которых построены схематические геологические карты масштабов 1:10 000–1:25 000, а также составлен подробный сводный разрез расслоенных метагабброидов. В 1999–2000 гг. (45 РАЭ) выполнены картировочные работы на массиве Коллинс, в ходе которых построена схематическая геологическая карта масштаба 1:25 000 и выявлено сложное строение многофазного диорит-сиенитового интрузива, отнесенного в состав Фишерского комплекса. В 2003–2006 гг. (49–51 РАЭ) проведены исследовательские и картировочные работы на массиве Мередит, позволившие построить уточненную геологическую карту масштаба 1:100 000 и выделить в южной половине массива образования Фишерского комплекса, а также в более южных участках (массив Шо и др.) и в восточном борту шельфового ледника Эймери, где были выявлены геологические тела сходного состава.

В разные годы массивы Фишер, Коллинс, Уиллинг, Мередит и Скалы Нильссон посещались также австралийскими геологами. В ходе кратковременных вывездантных исследований изучались вещественный состав и структурное положение пород Фишерского комплекса. Наиболее значимыми результатами явились определения с помощью локального ионного микрозондирования (SHRIMP) возрастов метавулканитов и гранодиоритов массива Фишер, гранитов и сиенитов массива Коллинс и парагнейсов массива Мередит (*Sheraton et al., 1996; Kinny et al., 1997*).

Наконец, в 2006–2008 гг. (52 и 53 РАЭ), в рамках программы 3 МПГ, были проведены дополнительные работы на массивах Фишер и Уиллинг, позволившие построить уточненные геологические карты масштабов 1:25000–1:100 000, составить наиболее полный сводный разрез осадочно-вулканогенной серии

Фишер, мощность которой увеличена до 10 км, и детализировать строение расслоенных и многофазных плутонов ранней интрузивной ассоциации.

Таким образом, в ходе многолетних отечественных исследований установлено, что центральный район гор Принс-Чарльз (между 71°15' и 72°00' ю.ш.) сложен своеобразным комплексом умеренно метаморфизованных осадочно-вулканогенных и интрузивных пород рифейского возраста. В определении палеотектонической обстановки для Фишерского комплекса мнения специалистов разошлись.

По результатам первых рекогносцировочных исследований проводилась корреляции фишерских метабазитов с формацией рифейских траппов плоскогорья Ричер на Земле Королевы Мод (*Равич и др., 1978*). Следующие исследователи полагали, что образование этой ассоциации было приурочено к прогибу типа грабен-синклинория с развитием по принципу раннедокембрийских зеленокаменных поясов (*Красников и Федоров, 1992*). Авторы монографии по геологическому строению Антарктиды (*Иванов и Каменев, 1990*) сопоставили фишерские метавулканиты со спилит-кератофировой группой формаций, плутониты с габбро-плагиогранитной группой формаций, а сам комплекс отнесли к архейско-раннепротерозойским зеленокаменным структурам Рукерской области, развитой на юге гор Принс-Чарльз. Сходной интерпретации придерживался и Д.П. Крылов, отнесший массив Фишер к фрагменту зеленокаменного пояса бимодального типа (*Крылов и Крутикова, 1994*).

Е.В. Михальский и А.А. Лайба выдвинули альтернативную геодинамическую модель: Фишерский комплекс был отождествлен с конвергентными образованиями гренвилльского тектонического цикла. Было обосновано его сходство с краевыми вулcano-плутоническими поясами, развитыми на активных континентальных окраинах в ассоциации с островными вулканическими дугами (*Михальский, 1993, 2007; Mikhalsky et al., 1996; 2001; Михальский, 1993, 2007; Лайба и Михальский, 1999; 2001; Лайба, 2000* и др.). Представления о конвергентной природе Фишерского комплекса остаются и сейчас наиболее обоснованной и непротиворечивой геодинамической моделью.

2. Положение в региональной структуре

Горы Принс-Чарльз и прилегающие районы Земли Принцессы Елизаветы составляют один из крупнейших горных регионов Восточной Антарктиды. В его пределах вскрываются три древнейших тектонических провинции (рис. 1): а) мезоархейско-палеопротерозойская Рукерская провинция на юге; б) неоархейская Вестфолльская провинция на северо-востоке; в) обширный мезо-неопротерозойский Циркумантарктический подвижный пояс, разделяющий и цементирующий раннедокембрийские провинции (*Tingey, 1991; Иванов и Каменев, 1990; Лайба и др., 2001; и др.*). В составе Рукерской провинции некоторыми исследователями выделяются две области или террейна, различающиеся особенностями геологического строения и истории формирования: мезо-неоархейская Рукерская гранит-зеленокаменная область и палеопротерозойская Ламбертская орогеническая область (*Mikhalsky et al., 2006*). Циркумантарктический подвижный пояс в регионе ледника Ламберта также неоднороден и включает, по крайней мере, две структурно-формационные области: мезопротерозойскую Фишерскую «амфиболито-сланцевую» область и раннепротерозойскую Биверскую гранулит-гнейсовую область (*Иванов и Каменев, 1990; Mikhalsky et al., 2001*).

Фишерский вулканоплутонический комплекс развит в пределах Фишерской области в центральной части гор Принс-Чарльз; он включает осадочно-вулканогенную серию Фишер мощностью не менее 10 км и ассоциацию специфических интрузивных образований, развитых только в пределах данного комплекса. Серия Фишер наиболее полно вскрывается на одноименном массиве, где включает семь свит, сложенных толщами умеренно метаморфизованных (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации) вулканических и туфогенно-осадочных пород преимущественно андезитового состава. Вулканогенные свиты прорваны сравнительно небольшими, но многочисленными интрузивами основных, средних и кислых составов, большей частью метаморфизованных наравне с вулканитами. К комагматичным с последними отнесены габброиды, диориты, тоналиты и плагиограниты, развитые на всех указанных массивах. Они объединены по вещественным и возрастным признакам в раннюю габбро-диорит-плагиогранитную ассоциацию. Распространенные не столь широко интрузивы субщелочных габброидов, трахидолеритов, гранитов, гранодиоритов и сиенитов выделены по геологическим и геохронологическим данным в позднюю габбро-гранит-сиенитовую ассоциацию.

Осадочно-вулканогенные и интрузивные образования включены в состав единого вулканоплутонического комплекса по следующим признакам: а) пространственной сопряженности; б) отсутствию подобных на сопредельных территориях; в) сходным условиям наложенного метаморфизма; г) формационному соответствию, указывающему на их образование в однотипных геодинамических (тектонических) условиях; е) совпадающими или близкими с вулканитами геохронологическими датировками.

3. Осадочно-вулканогенная серия Фишер

Преимущественно вулканогенные по своему первичному составу толщи занимают на массиве Фишер и Скалах Нильссон не менее 50% их обнаженных площадей; на массивах Уиллинг и Коллинс они присутствуют в форме ксенолитовых блоков среди резко преобладающих интрузивных ассоциаций, а на массиве Мередит занимают его южную половину, контактируя по тектоническому разлому с метаморфическими сериями Биверского комплекса (рис. 2).

На массиве Фишер осадочно-вулканогенная серия слагает центральные и южные районы (рис. 2). Современное генеральное залегание пород – моноклиналиное с падением на север – северо-запад под углами 50-90°, в отдельных случаях были зафиксированы крутые юго-восточные падения. Анализ всех имеющихся геологических материалов дает основание рассматривать преобладающее залегание пород с северо-западным падением – как опрокинутое. Нарастивание разреза следует в целом с северо-запада на юго-восток и завершается, вероятно, свитой из жерловых фаций, сформировавшихся в кратерной части крупной вулканической постройки. Суммарная мощность супракраustальных свит оценивается в 9,5–10 км.

В составе серии выделено, с учетом последних исследований в рамках ЗМПГ, семь свит: 1) андезибазальтовая, 2) андезитовая, 3) базальт-андезибазальтовая, 4) туфогенно-осадочная, 5) андезито-базальтовая, 6) дацит-андезитовая (туфогенная), 7) андезит-базальт-дацитовая (жерловая). В большинстве свит наряду с покровными вулканитами присутствуют прорывающие согласные и пологосекущие тела субвулканитов среднего – кислого составов. В сводном

разреze серии суммарные мощности вулканогенных пород (лав, туфов, субвулканитов) составляют: базальты – 21%, андезибазальты – 36%, андезиты – 21%, андезидациты – 9%, дациты – 7%, риодациты – 6%. Собственно осадочные породы: метаморфизованные туфоалевролиты, туфопесчаники и алевропесчаники с подчиненным объемом мраморизованных карбонатов и гематитовых кварцитов, – не превышают 10% от объема серии.

U-Pb изохронный возраст фишерских метавулканитов был определен по пробам, отобранным из кислых и средних метавулканитов шестой и седьмой свит. Исследования показали, что большинство выделенных цирконов были кристаллизованы в течение одного термального события: 1300 ± 4 млн. лет, интерпретируемого как возраст извержения (*Belitsky et al, 1994*). Среднерифейский возраст фишерских метавулканитов был подтвержден австралийскими геологами, получившими методом SHRIMP возраст 1283 ± 21 млн. лет, проинтерпретированный также как возраст извержения (*Kinny et al, 1997*).

На массиве Скалы Нильссон метаморфическая свита Нильссон достигает в мощности 1,5 км. В ее составе преобладают амфибол-биотитовые (нередко с гранатом) гнейсы и плагиогнейсы, мафические существенно амфиболовые (иногда с клинопироксеном) кристаллосланцы и амфибол-биотитовые меланогнейсы. Мафические кристаллосланцы сохраняют реликты субофитовых, микрогаббро-долеритовых, базальтоидных (апостекловатых) и туфогенных структур. В свою очередь гнейсы и плагиогнейсы обладают полосчатыми, тонкослоистыми и слоисто-обломочными (туфогенными) текстурами и также сохраняют реликты порфировых, фельзитовых (эффузивных) и микроинтрузивных (субвулканических) первичных структур.

На массиве Мередит метаморфические толщи, соответствующие по вещественным и возрастным характеристикам Фишерскому комплексу, слагают его южную половину. Они выделены в свиту Мередит мощностью около 4 км (без учета складчатости), которая включает толщи биотит-плагиоклазовых и биотитовых парагнейсов, маломощные пачки кварцитов, мраморов и кальцифиоров, прослоенных крупными пачками ортогнейсов биотит-амфибол-плагиоклазового (метадиориты) и биотит-амфиболового (метакриноклиты) составов. Парагнейсовые разности составляют около 80% объема свиты и отвечают по реконструкциям осадочным и туфогенно-осадочным породам. По цирконам из ортогнейсов методом SHRIMP-II получены конкордатные возрастные рубежи: 1294 ± 3 , 1105 ± 5 , 957 ± 4 и 887 ± 2 млн. лет (*Лайба и Гонжуров, 2006; Гонжуров и Лайба, 2009*). Наиболее древние датировки отражают, по-видимому, время кристаллизации ортогнейсовых протолитов, а остальные – датируют различные фазы гренавильского метаморфизма.

Метабазальты массива Фишер имеют достаточно выдержанные химические составы по всем компонентам. Их общей особенностью является относительно низкие содержания K_2O (обычно менее 1%) при стабильно повышенных, в целом, количествах Na_2O (2-4,6%). При этом базальты четко разделяются на два петрохимических типа, названные для краткости типами B1 и B2. Базальты B1 имеют $mg=53-65$ и содержат нормативный оливин, а базальты B2 имеют низкий показатель магнетиальности $mg=45-52$ и содержат нормативный кварц. На диаграмме AFM (не приведена) оба типа располагаются в поле толеитовых пород, но при этом B2 демонстрируют тенденцию перехода к известково-щелочному типу. На графике нормированных содержаний микрокомпонентов (не приведен), базальты B1 демонстрируют черты P-MORB со слабой обогащенностью крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, K, Th, U), а базальты

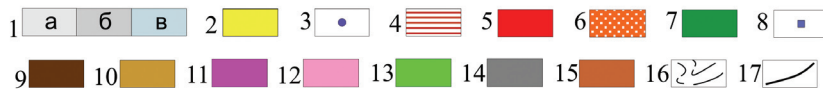
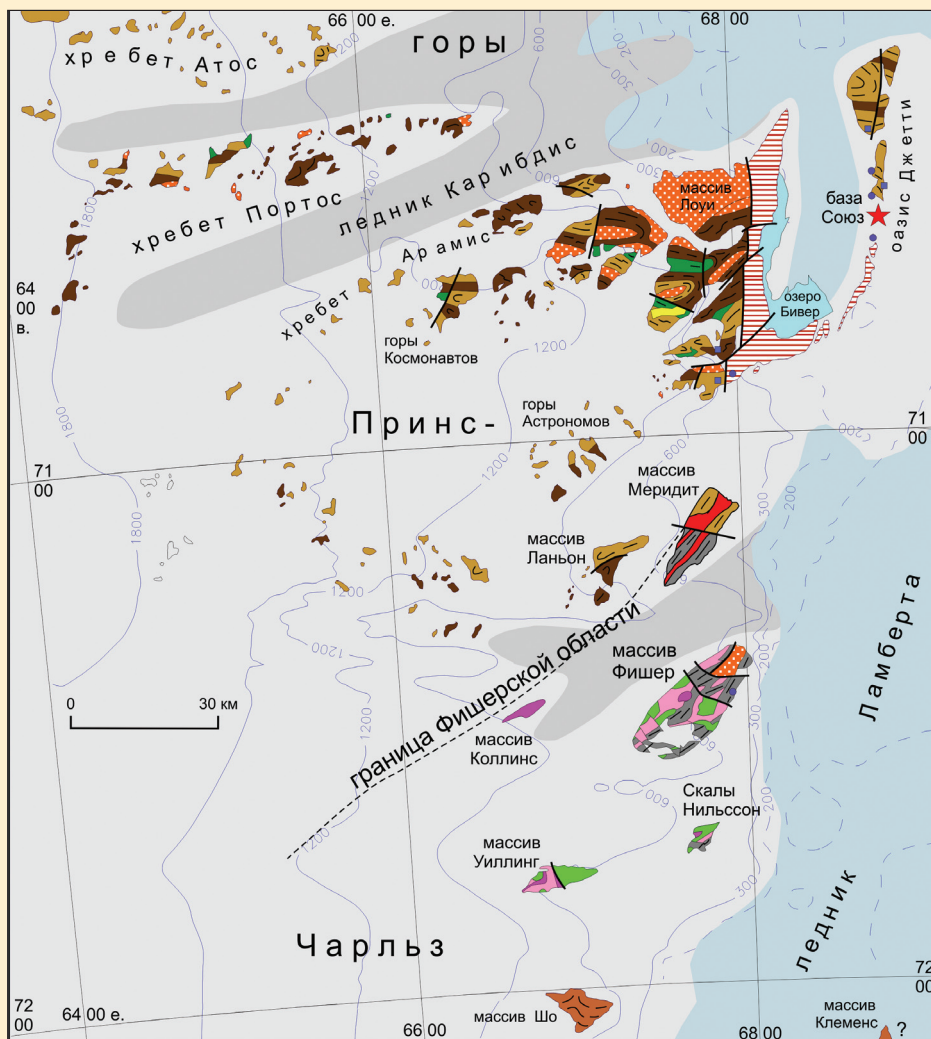


Рис. 2. Геологическая схема северных и центральных районов гор Принс-Чарльз.

- 1 – ледниковый покров: а) материковый лед, б) выводные ледники, в) шельфовые ледники;
 2 – палеогеновые покровные трахибазальты; 3 – меловые штоки и дайки щелочно-ультраосновных пород; 4 – пермско-триасовый угленосный комплекс Эймери; 5 – раннепалеозойские граниты;
 6–10 – неопротерозойский Биверский комплекс: 6 – интрузивные чарнокиты, граниты и гранодиориты, 7 – метагабброиды и метабазиты, 8 – мелкие тела гипербазитов, 9 – существенно ортогнейсовая серия Портос, 10 – существенно парагнейсовые серии Атос и Астрономов;
 11–14 – мезопротерозойский (рифейский) Фишерский комплекс: 11 – гранитоиды поздней ассоциации, 12 – гранитоиды ранней ассоциации, 13 – габброиды ранней ассоциации, 14 – осадочно-вулканогенная серия Фишер; 15 – нерасчлененные образования Фишерского комплекса; 16 – структурные линии; 17 – тектонические нарушения.

группы В2 еще более обогащены литофилами, не только крупноинными, но и высокочargedными (Nb, Zr, Ti) и в определенной степени близки базальтам океанических островов (OIB, *Mikhalsky et al.*, 1996, *Михальский*, 2007). Отрицательные Nb аномалии не характерны для этих пород.

Кислые и средние вулканиты и субвулканиты большинства фишерских свит стабильно выделяются повышенными содержаниями Na₂O (в среднем 4,58%) при пониженных K₂O (в среднем 0,6%) и по этому признаку выделены в петрохимическую группу А1. На диаграмме АФМ низкокремнистые составы А1 образуют известково-щелочной тренд, связанный с изменением состава пород в направлении снизу вверх по разрезу серии Фишер. Эффузивные и пирокластические породы шестой свиты выделены в петрохимическую группу А2. Они обладают характерно повышенными содержаниями K₂O (в среднем 2,12%), имея, таким образом, уже калиево-натровую специализацию. На диаграмме АФМ средние составы вулканитов А2 располагаются в поле известково-щелочных пород (*Mikhalsky et al.*, 1996, 2001; *Лайба*, 2000). Для пород группы А2 весьма характерны значительные отрицательные аномалии Nb. Химические составы метаморфических свит других массивов Фишерской области, имеют сходные характеристики с выделенными петрохимическими группами. Метавулканиты Фишерского комплекса в целом характеризуются низкими значениями Sr_i (0.703–0.704 и высокими значениями параметра εNd (2–4).

4. Интрузивные ассоциации Фишерского комплекса

Среднерифейские метаинтрузивы Фишерского комплекса по вещественным и возрастным признакам разделены на раннюю габбро-диорит-плагиогранитную и позднюю габбро-гранит-сиенитовую ассоциации. Интрузивные породы несут наряду с вулканитами следы явного метаморфического воздействия, однако в дальнейших описаниях приставка «мета» из названий пород убрана с целью упрощения.

Габбро-диорит-плагиогранитная ассоциация на массиве Фишер представлена группой сопряженных или самостоятельных тел варьирующего состава: габброиды и габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты. По площади развития преобладают габброиды и диориты. Массив Уиллинг почти целиком сложен интрузивными телами обеих ассоциаций, но при доминировании первой. Она представлена наиболее крупным плутоном расслоенных габброидов (плутон «Уиллинг») и крупным интрузивом тоналит-плагиогранитного состава, а также штоками габброидов, жилами и дайками metabasites (амфиболитов), кварцевых диоритов, тоналитов и плагиогранитов. В Скалах Нильссон ассоциация представлена преимущественно габброидами, тогда как диориты и плагиогранитоиды развиты весьма ограниченно. Кроме того, здесь обнаружены несколько мелких тел ультраосновного состава, также включенных в состав рассматриваемой ассоциации.

Для габброидов большинства сравнительно крупных плутонов характерна хорошо выраженная вещественная дифференциация, проявленная в форме видимой и скрытой расслоенности. Наиболее крупным и подробно изученным в этом ряду является плутон «Уиллинг», слагающий целиком восточную половину одноименного горного массива. Максимальные размеры обнаженной части плутона составляют 3,8×7,6 км, а по данным аэромагнитной съемки интрузив представляет собой изометричное тело диаметром 10–12 км, большая часть которого перекрыта ледником. Истинная мощность обнаженной части

плутона составляет не менее 3135 м. Sm-Nd исследования по валовым пробам габброидов показали возраст 1233 ± 160 млн. лет (*Mikhalsky et al., 1993*); по орто- и клинопироксену тем же методом получен возраст 1292 ± 67 млн. лет (неопубликованные данные). U-Pb датирование по циркону из метагабброида плутона «Уиллинг» указывает на кристаллизацию пород на рубеже 1238 ± 32 млн. лет и наложенное термальное событие на рубеже 800 млн. лет назад (*TIMS; Лайба и Михальский, 1999*).

Диориты, тоналиты и плагиограниты также формирует довольно крупные интрузивные тела, как правило, многофазного состава. Это тоналит-плагиогранитный плутон (4×7 км) на массиве Уиллинг, диорит-тоналит-плагиогранитный плутон ($2,5 \times 8$ км) на массиве Фишер и другие. Как крупные, так и мелкие тела ориентированны в целом конкордатно с генеральным залеганием вмещающих толщ, каковыми являются осадочно-вулканогенные толщи и интрузивные габброиды. По взаимным соотношениям устанавливается последовательность внедрения: диориты (кварцевые диориты) – тоналиты – плагиограниты. U-Pb определения по цирконам из метатоналитов массива Уиллинг показали возраст 1177 ± 16 млн. лет (*Mikhalsky et al., 1999*), который в первом приближении может рассматриваться как возраст внедрения.

Анализ химических составов интрузивных пород габбро-диорит-плагиогранитной ассоциации позволил выделить, по крайней мере, две крупных геохимических группы (серии), отличные по соотношениям щелочей и других элементов. Эти группы, принадлежат соответственно к натровой и к калиево-натровой сериям. Судя по прямым и косвенным геологическим данным, становление каждой из них начиналось с внедрения габброидных дифференцированных плутонов и заканчивалось образованием плагиогранитных интрузивов и жил различных составов. Наличие петрохимических интрузивных серий, достаточно хорошо коррелируемых со сходными сериями в вулканических породах, подтверждает их общую вещественную и генетическую связь.

Габбро-гранит-сиенитовая ассоциация развита менее широко по сравнению с ранней. Она включает субщелочные габброиды, трахидолериты, нормальные и субщелочные граниты, гранодиориты и сиениты. Судя по вещественным особенностям и пространственной сопряженности, эти магматиты также составляют родственную интрузивную ассоциацию.

Субщелочные метагабброиды известны только в Скалах Нильссон, где слабают несколько тел и мелких штоков, прорывающих породы метаморфической свиты. Наиболее крупные тела (до 500 м в поперечнике) имеют неправильные формы, а мелкие линзовидные тела ориентированы согласно со структурой вмещающих пород. Метатрахидолериты в форме редких и маломощных даек были обнаружены на массивах Фишер и Уиллинг. Они интродуцированы как в осадочно-вулканогенные толщи, так и в габброидные плутоны.

Метаморфизованные граниты и субщелочные граниты в форме небольших тел, штоков и многочисленных жил развиты на большинстве горных массивов. Размеры наиболее крупных тел достигают $1 \times 2,8$ км. U-Pb определения по циркону из гранитов показали конкордатный возраст 1194 ± 1 млн. лет, интерпретируемый как возраст внедрения (*Лайба, 2000*). Все граниты данной группы имеют практически однотипные химические составы, подтверждающие их вещественно-генетическую и возрастную однородность. Они относятся преимущественно к калиевой серии, а по сумме щелочей (7,5-9%) большей частью относятся к субщелочному ряду.

Метаморфизованные сиениты слагают субщелочной многофазный плутон, занимающий целиком горный массив Коллинс. (рис. 2). По данным аэромагнитной съемки реальные размеры интрузива достигают 5×14 км. В составе плутона выделено пять интрузивных фаз и многообразный прорывающий жильный комплекс. Интрузивные фазы включают (от ранних к поздним): 1) субщелочные диориты, 2) монцодиориты, 3) сиениты, 4) граниты, 5) субщелочные габброиды. По объему развития преобладают породы первой и третьей интрузивных фаз. Широко развитый (до 10% от объема всех фаз) поздний жильный комплекс насчитывает шесть групп различных монцодиоритов и трахидолеритов, которые секут все без исключения породы интрузивных фаз. U-Pb изотопные определения по интрузивным и жильным фазам показали соответственно рубежи 1250 и 1220 млн. лет, интерпретируемые как возрасты внедрения (Лайба и др., 2001).

5. Метаморфизм и складчатые деформации

Анализ метаморфических преобразований, выявленных на всех горных массивах, входящих в Фишерскую область, позволил выделить в общей сложности три этапа регионального метаморфизма. Главный этап метаморфических преобразований достигал условий эпидот-амфиболитовой фации ($T=480-585^{\circ}\text{C}$, $P=2-3$ кбар) в центральной части массиве Фишер и условий гранат-амфиболитовой фации ($T\geq 600^{\circ}\text{C}$, $P\geq 6$ кбар) на массивах Уиллинг, Коллинс и Скалы Нильссон. По-видимому, он протекал в две стадии или даже составлял два самостоятельных этапа M_1 и M_2 на рубежах 1110 и 1000 млн. лет (Mikhalsky et al., 1993, 1999). Третий этап M_3 соответствовал зеленосланцевой фации и достигал условий субфации высоких ($330-460^{\circ}\text{C}$) температур и низких-средних давлений в период 870–810 млн. лет (Лайба, 2000).

Выделено соответственно не менее трех последовательных этапов пластических деформаций пород Фишерской области. Наиболее ранний этап D_1 связан с формированием мелкой дисгармоничной складчатости F_1 , имевшей место, по-видимому, одновременно с метаморфизмом M_1 . Этап D_2 являлся наиболее значительным в Фишерской области. С ним связано формирование основной складчатости, выраженной в образовании крупных открытых складок с амплитудами 5–15 км и крутопадающими на северо-запад осевыми поверхностями, осложненных складками второго порядка. По-видимому, складчатость F_2 сформировалась в результате бокового сжатия в период перестройки (закрытия?) фишерской структуры. Этап деформаций D_2 коррелируется со вторым этапом метаморфизма M_2 .

Этап D_3 выражен в образовании в приразломных зонах локальной складчатости F_3 , многочисленных зон расщепления, бластомилонитизации и структур типа вязких разломов («shear zones»). Возможно, деформации этапа D_3 сопровождалась метаморфизмом M_3 на рубеже около 800 млн. лет назад. Не исключено, что некоторые деформации данного этапа имели место позднее, в период кембрийской активизации (550–500 млн. лет), проявленной, в частности, на массиве Мередит. В дальнейшем Фишерская структура выступала как жесткий блок, испытывавший лишь хрупкие разрывные деформации в период мезозойского рифтогенеза и неотектонической активизации.

6. Палеотектоническая (геодинамическая) обстановка

Возраст и пространственное положение Фишерского комплекса определенно привязывают его к протерозойскому подвижному поясу, протягивающемуся вдоль всего побережья Восточной Антарктиды от Земли Королевы Мод до островов Уиндмилл. Данная структура, так называемый Циркумантарктический подвижный пояс, является в свою очередь составной частью глобальной гренвилльской системы подвижных поясов (*Dalziel, 1991*). Существует предположение о том, что он развивался как краевой вулканно-плутонический пояс, сформированный последовательной аккрецией ювенильных вулканических и магматических дуг на интервале 1500–1050 млн. лет назад (Михальский, 2007, 2008). Наиболее вероятными палеотектоническими обстановками (геодинамическими моделями) для формирования Фишерской вулканно-плутонической структуры могут быть по существу только две: а) конвергентная и б) рифтогенная.

Геологические особенности Фишерской зоны, такие как очевидная локальность развития, значительные мощности вскрытых осадочно-вулканогенных толщ (до 10 км), преобладающий базальт-андезитовый вулканизм, наличие многочисленных и разнообразных по составу интрузивов, наложенная складчатость, вызванная по всей вероятности боковым сжатием, позволяют отождествлять Фишерскую палеоструктуру со структурами типа надсубдукционных островных и магматических дуг. Подобные пояса известны, начиная с раннего протерозоя (Хаин и Божко, 1988). Особенности вещественного состава магматических пород Фишерского комплекса подтверждают высказанное суждение. Фишерские метавулканиды включают широкий диапазон составов при явном преобладании андезитов, включая типично толеитовые составы островодужного типа. Для вулканидов характерен общий тренд вещественной эволюции от толеитовых к известково-щелочным и умеренно-щелочным петрохимическим сериям. Отсутствие отрицательной аномалии Nb на диаграмме нормированных содержаний микрокомпонентов в большинстве базальтоидов, при отчетливой обогащенности крупноионными элементами, определяется незначительными концентрациями легких редкоземельных элементов. Это может быть следствием особенностей фактора метасоматизации мантийного клина в надсубдукционных условиях. В частности, пониженные концентрации легких редкоземельных элементов могут указывать на ограниченное вовлечение осадочного вещества при преобладающем воздействии жильных образований. В целом указанные вещественные особенности типичны для магм, произведенных в конвергентных условиях плитной окраины (*Богатиков и др., 1987 а*). Состав и строение плутонических изученных ассоциаций близки к таковым для вышеуказанных вулканно-плутонических поясов.

Тройные вариационные диаграммы: $Zr/4-2Nb-Y$ (*Meschede, 1986*), $Ti/100-3Y$ (*Pearce & Cann, 1973*) и $10MnO-TiO_2-10P_2O_5$ (*Mullen, 1983*) (не представлены) показывают, что фишерские metabазальты обоих геохимических типов образуют поля, частично перекрывающие области островодужных базальтов (IAB) и базальтов срединно-океанических хребтов (MORB), но отчетливо лежащие вне области внутриплитных базальтов. Средние породы вулканических групп A1 и A2 также имеют островодужные известково-щелочные характеристики. Кроме того, кислые метавулканиды типа A2 имеют низкие содержания Rb, Y и Nb, более характерные для гранитоидов островных дуг, чем для пород коллизионных, внутриплитных или океанических хребтов – по классификации (*Pearce et al., 1984*). Наконец, все интрузивные граниты поздней ассоциации

по аналогичным соотношениям Y, Nb и Rb имеют составы островодужного типа. При этом субщелочной многофазный плутон массива Коллинс уже соотносим с позднеорогенной (коллизионной) монцонит-гранодиорит-сиенитовой формацией (по Богатикову и др., 1987 б).

Рифтогенный генезис Фишерского вулканоплутонического комплекса менее предпочтителен как по вещественным, так и по геологическим аспектам. Рифтогенные вулканические серии обычно составлены из бимодального ряда, а не базальт-андезитового, как в Фишерском комплексе; в геохимическом плане для них характерны внутриплитные щелочные серии пород, а не близкие к островодужным серии с трендом от толеитовых к известково-щелочным. В пользу рифтогенного генезиса Фишерской структуры (Mikhalsky et al., 1992) может свидетельствовать, пожалуй, только наличие расслоенных габброидных плутонов, обычно связанных с внутриплитными и рифтогенными обстановками, и широкое распространение в сопредельных районах (оазис Вестфолль и Рукерская область) дайковых роев основного состава, имеющих сопоставимый с Фишерским комплексом возраст. Однако в некоторых случаях интрузивы расслоенных габброидов приурочены к нестабильным геодинамическим обстановкам или к зонам преимущественного сжатия. В этих случаях они кристаллизуются до или одновременно со складчатыми или разрывными деформациями, например, в фанерозойских геосинклинальных областях или в мезо-кайнозойских активных континентальных окраинах (массивы Златогорский и Лысогорский в каледонидах Северного Казахстана и Западного Саяна; массив Гваделупа в североамериканских Кордильерах) (Михайлов и др., 1971; Андреева и др., 1985; Кузнецов, 1989).

Таким образом, геологические, вещественные и возрастные особенности магматитов Фишерской области показывают, что последняя, по-видимому, представляет собой фрагмент конвергентной палеоструктуры гренвилльской тектонической эпохи. Это могла быть надсубдукционная зона, образованная вначале по типу океанической островной дуги (продукты нижних существенно натровых свит), затем эволюционировавшая в зрелую вулканическую или магматическую дугу с привлечением к континенту (вулканические продукты верхней калиево-натровой свиты плюс ранняя интрузивная ассоциация), и завершившая свое развитие по типу активной континентальной окраины и зоны коллизии (поздняя интрузивная ассоциация). Развитие этой геодинамической системы происходило на интервале 1300–1200 млн. лет назад. Возможно, что на интервале времени 1100–1000 млн. лет назад развивалась сходная система или происходила активизация структур более раннего заложения, на что указывают датировки в этом диапазоне, полученные для основных кристаллических сланцев и тоналитовых гнейсов в восточном борту шельфового ледника Эймери (Михальский и др., 2006) и массива Шо (Маслов и др., 2007).

Область развития Фишерского комплекса, возможно, продолжается к северо-востоку, пересекая рифтовую долину ледников Ламберта – Эймери. В восточном борту указанных ледников на небольших горных выходах выявлены метаморфические толщи, имеющие определенное вещественное и возрастное сходство с образованиями Фишерского комплекса. Так для парагнейсовых свит этого региона (Робертсон и Маннинг) реконструируются терригенные и вулканогенные (базальт-андезитовые) первичные составы, а ортогнейсовая свита Пиккеринг с возрастом протолита не менее 1100 млн. лет довольно хорошо коррелируется с породами габбро-диорит-плагиогранитной ассоциации (Лайба и Кудрявцев, 2006; Михальский и др., 2006).

7. Корреляция со сходными структурами

На антарктическом континенте образования Фишерского комплекса наиболее хорошо сопоставляются с вулканогенными породами гор Сер-Роннانه Земли Королевы Мод (примерно в 1500 км к западу от гор Принс-Чарльз) (Лайба, 2000; Лайба, 2000; Михальский, 2007). Геологические формации Земли Королевы Мод также входят в региональную структуру Циркумантарктического подвижного пояса, составной частью которого является и Фишерский комплекс. Супракрустальная серия гор Сер-Роннانه, метаморфизованная в условиях от зеленосланцевой до гранулитовой фаций, состоит из различных гнейсов и плагиогнейсов, амфибол-плагиоклазовых кристаллосланцев, биотитовых амфиболитов, кальцифиров, мраморов и кварцитов. В наименее метаморфизованных породах различимы магматические (эффузивные) структуры. Для большинства метаморфитов реконструируется вулканогенный и осадочный генезис. Метаэффузивы прорваны мощными метаморфизованными жилами тоналитов, возможно, когенетичными аналогами первых (Иванов и Камнев, 1990). Позднейшие исследователи разделили супракрустальные породы гор Сер-Роннانه на шесть толщ с выделением по геохимическим данным вулканитов океанического, островодужного и окраинно-материкового типа, а также аккреционных осадков. Протолиты вулканических пород были образованы до 1000 млн. лет (Osanai et al., 1992). Модельные Sm-Nd возраста TDM – источника вулканогенных пород – составляют 1100–1290 млн. лет (Shiraisi & Kagami, 1992). Предполагается, что осадочно-вулканогенные формации центральной части гор Сер-Роннانه были сформированы условиях надсубдукционного режима. И это является наиболее важным сближающим признаком для двух сопоставляемых областей: Фишерской и Сер-Роннانه. Следовательно, можно достаточно уверенно предполагать для некоторых областей Циркумантарктического подвижного пояса палеотектонические обстановки близкие или соответствующие конвергентным в период 1300–1100 млн. лет.

Фишерские образования по возрасту, составу и типу развития могут быть сопоставлены со среднерифейскими комплексами других континентов Гондваны, в частности, с рифейским подвижным поясом Олбани-Фрэзер (Albany-Fraser Orogen), развитом на юго-западе Австралии. Комплекс Фрэзер состоит из нескольких тектонических пластин и массивов, сложенных мафическими метаморфическими породами. Исходя из составов, реконструируются древние вулканические дуги, заложенные в энсиматических условиях, а геохимические особенности пород свидетельствуют о существенном влиянии субдукционных процессов (Nelson et al., 1995). Возраст заложения и развития пояса Олбани-Фрэзер – 1350–1140 млн. лет (Clark et al., 2000) – практически идентичен с рубежами развития Фишерского комплекса.

Фишерский комплекс также может быть довольно хорошо сопоставлен со среднерифейскими вулканогенными формациями Аравийско-Нубийской области, в меньшей степени с формациями Мавритано-Сенегальского пояса и провинции Наталь в южной Африке (Greenwood et al., 1976; Al-Shanti & Gass, 1983; Thomas et al., 1999), а также с некоторыми более молодыми структурами Казахстана, Тянь-Шаня и Забайкалья. Развитие Фишерского комплекса может отражать одну из ранних ступеней формирования суперконтинента Родиния на аккреционной стадии существования отдельных неконсолидированных блоков литосферы.

Список литературы

- Андреева Е.Д., Богатилов О.А., Борсук А.М. и др., 1985. Магматические горные породы, том 1: Основные магматические породы. М., Наука, 485 с.
- Богатилов О.А., Богданова С.В., Борсук А.М. и др., 1987 а. Магматические горные породы, том 6: Эволюция магматизма в истории Земли. Москва, Наука, 438 с.
- Богатилов О.А., Богданова С.В., Борсук А.М. и др., 1987 б. Магматические горные породы, том 4: Кислые и средние породы. М., Наука, 373 с.
- Гонжуров Н.А., Лайба А.А., 2009. Гренвилевские и пан-африканские тектоно-термальные события в центральной части гор Принс-Чарльз, Восточная Антарктида. Материалы 42 Тектонического совещания, том 1. М., ГЕОС, с. 143–147.
- Иванов В.Л., Каменев Е.Н. (ред.), 1990. Геология и минеральные ресурсы Антарктиды. М., Недра, 232 с.
- Каменев Е.Н., Семёнов В.С., 2008. Тектонические провинции Восточной Антарктиды. В кн.: 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. Сборник научных трудов. Санкт-Петербург, ВНИИОкеангеология, С. 339–350.
- Красников Н.Н., Федоров Л.В., 1992. Геологическое строение массива Фишер. Изв. АН СССР, сер.геол., 8, с. 123–134.
- Крылов Д.П., Крутикова С.В., 1994. Зеленокаменная ассоциация пород массива Фишер, горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида. Петрология, том 2, № 3, с. 305–310.
- Кузнецов Ю.А., 1989. Избранные труды, том 2: Главные типы магматических формаций. Новосибирск, Наука, 392 с.
- Лайба А.А., Михальский Е.В., 1999. Габброиды массива Уиллинг, Восточная Антарктида: расслоенная интрузия в протерозойском подвижном поясе, геологическое строение и вещественный состав. – Петрология, том 7, №1, с. 35–57.
- Лайба А.А., 2000. Строение протерозойского вулканоплутонического комплекса центральной части гор Принс-Чарльз, Восточная Антарктида. Автореферат дисс. на соискание уч. ст. канд. геол.-мин. наук. СПбГУ, 23 с.
- Лайба А.А., Масолов В.Н., Лейченко Г.Л. и др., 2001. Основные черты геологического строения региона гор Принс-Чарльз (Восточная Антарктида) по результатам исследований 1970–2000 гг. Сб. Полярные области земли: Геология, тектоника, ресурсное значение, природная среда (Рабочие материалы международной конференции 1–3 ноября 2001). С.-Петербург, с. 194–195.
- Лайба А.А., Михальский Е.В., 2001. Мезопротерозойские вулканические и плутонические ассоциации гор Принс-Чарльз (Восточная Антарктида) как индикаторы древних геодинамических режимов. Сб. Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия (материалы совещания 4–6 июня 2001), Иркутск, с. 128–131.
- Лайба А.А., Воробьев Д.М., Гонжуров Н.А., Мельник А.Ю., 2001. Субщелочной многофазный плутон массива Коллинс (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида): результаты новейших исследований. Сб. Полярные области земли: Геология, тектоника, ресурсное значение, природная среда (Рабочие материалы международной конференции 1–3 ноября 2001). СПб, с. 193–194.
- Лайба А.А., Кудрявцев И.В., 2006. Геологическое строение восточного борта шельфового ледника Эймери. СПб, ВНИИО, с. 33–53.
- Лайба А.А., Гонжуров Н.А., 2006. Геологическое строение массива Меридит (горы Принс-Чарльз) по результатам работ 49 РАЭ. СПб, ВНИИО, с. 8–32.
- Маслов В.А., Воробьев Д.М., Беляцкий Б.В., 2007. Геологическое строение и эволюция массива Шо, горы Принс-Чарльз (Восточная Антарктида). Проблемы Арктики и Антарктики. №76. С. 137–153.
- Михайлов Н.П., Иняхин М.В., Ляпичев Г.Ф., 1971. Петрография Центрального Казахстана, том 2: Интрузивные формации основных и ультраосновных пород. М., Недра.
- Михальский Е.В., 1993. Петрохимическая характеристика изверженных пород массива Фишер (горы Принс-Чарльз, Восточная Антарктида). – Сб. Антарктика, вып. 32, 41–57 с.
- Михальский Е.В., 2007. Мезопротерозойские геологические комплексы Восточной Антарктиды: вещественный состав и

геодинамические условия формирования. Бюллетень МОИП, отдел геол. Т. 82. № 5. С. 3–18.

Михальский Е.В., 2008. Основные этапы и геодинамические режимы формирования земной коры Восточной Антарктиды в протерозое-раннем палеозое. Геотектоника. № 6. С. 1–23.

Михальский Е.В., Лайба А.А., Беляцкий Б.В., 2006. Возраст и некоторые черты вещественного состава горных пород массива Меридит и восточного побережья шельфового ледника Эймери. СПб, ВНИИО, с. 66-93.

Равич М.Г., Соловьев Д.С., Федоров Л.В., 1978. Геологическое строение Земли Мак-Робертсона (Восточная Антарктида). Л., Гидрометеиздат, 229 с.

Соловьев Д.С., 1971. Геологическое строение горного обрамления ледников Ламберта и Эймери. – Сб. Антарктика. Доклады комиссии. М., Наука, с. 89–101.

Хаин В.Е., Божко, 1988. Историческая геотектоника. Докембрий. М., Недра, 381 с.

Al-Shanti A.M., Gass I.G., 1983. The Upper Proterozoic ophiolite melange zones of the easternmost Arabian Shield. – J. Geol. Soc., London, vol. 140 № 6, pp. 867-876.

Belitsky B.V., Laiba A.A., Mikhalsky E.V., 1994. U-Pb zircon age of metavolcanics from Fisher Massif (Prince Charles Mountains), «Antarctic Science», 6 (3), pp.355–358.

Clark D.J., Hensen B.J., Kinny P.D., 2000. Geochemical constraints for a two-stage history of the Albany-Fraser Orogen, Western Australia // Prec. Res., V. 102. P. 155183.

Dalziel I.W.D., 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. Geology, 19, pp. 598–601.

Greenwood W., Anderson R.E., Fleck R.J. & Schmidt D.L., 1976. Late Proterozoic cratonization in South-Western Saudi Arabia. - Phil. Trans. Soc., London, A. 280, p. 517–527.

Kinny P.D., Black L.P., Sheraton J.W., 1997. Zircon U-Pb ages and geochemistry of igneous and metamorphic rocks in the northern Prince Charles Mountains, Antarctica. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, 16 (5), p. 637–654.

Meschede M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology, 56, pp. 207–218.

Mikhalsky E.V., Andronikov A.V., Belyatsky B.V., 1992. Mafic igneous suites in the Lambert-Amery rift zone. In: Yoshida Y., Kaminuma K., Shiraishi K. (Eds.) Recent progress in Antarctic Earth Sciences. Terrapub, Tokyo, pp. 173–178.

Mikhalsky E.V., Andronikov A.V., Belitsky B.V. & Kamenev E.N. 1993. Mafic and ultramafic igneous suites in the Lambert-Amery rift zone. In: Findlay R.H., Unrug R., Banks M.R. & Veevers J.J. (eds.), Gondwana Eight. A.A.Balkema, Rotterdam, P. 541–546.

Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Laiba A.A., Belitsky B.V., 1996. Geochemistry and origin of Mesoproterozoic metavolcanic rocks from Fisher Massif, Prince Charles Mountains, East Antarctica. Antarctica Science 8, London, pp. 85–104.

Mikhalsky E.V., Laiba A.A., Belitsky B.V. & Stuwe K., 1999. Geology, age and origin of the Mount Willing area (Prince Charles Mountains, East Antarctica). Antarctica Science 11 (3), London, pp. 338–352.

Mikhalsky E.V., Sheraton J.W., Laiba A.A. et al., 2001. Geology of the Prince Charles Mountains, Antarctica. AGCO – Geoscience Australia, Canberra; Bulletin 247, pp. 1-210.

Mikhalsky E.V., Belitsky B.V., Sheraton J.W., Roland N.W. 2006. Two distinct Precambrian terranes in the southern Prince Charles Mountains, East Antarctica: SHRIMP dating and geochemical constraints. Gondwana Research. V. 9. P. 291–309.

Mullen E.D., 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters, 62, pp. 53–62.

Nelson D.R., Myers J.S. Nutman A.P., 1995. Chronology and evolution of the middle Proterozoic Albany-Fraser Orogen, Western Australia. Australian Journal of Earth Sciences. 42, 481–4

Osanai Y., Shiraishi K., Takahashi Y. et al., 1992. Geoschemical characteristics of metamorphic rocks from the Central S-r Rondane Mountains, East Antarctica. In: Recent Progress in Antarctic Earth Science (edited by Y. Yoshida). Tokio, pp. 17–27.

Pearce J.A. & Cann J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, pp. 290–300.

Pearce J.A., Harris N.B.W. & Tindle A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, pp. 956–983.

Sheraton J.W., Tindle A.G., Tingey R.J., 1996. Geochemistry, origin, and tectonic setting of granitic rocks of the Prince Charles Mountains, Antarctica. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, 16 (3), p. 345–370.

Shiraishi K., Kagami H., 1992. Sm-Nd and

Rb-Sr ages of metamorphic rocks from The S-r Rondane Mountains, East Antarctica. In: *Recent Progress in Antarctic Earth Science* (edited by Y. Yoshida). Tokyo, pp. 29–35.

Thomas R.J., Cornell D.H., Armstrong R.A., 1999. Provenance age and metamorphic history of the Quha Formation, Natal Metamorphic Province: a U–Th–Pb zircon SHRIMP study. *South African Journal of Geology*, V. 102. P. 83–88.

Tingey R.J., 1991. The regional geology of Archaean and Proterozoic rocks in Antarctica. In: Tingey R.J. (ed.) *The Geology of Antarctica*. Oxford, Clarendon Press, pp. 1–73.

Riphean volcanic-intrusive complex in the Prince Charles Mountains (East Antarctica): geological structure and palaeogeodynamic environments

**A.A. Laiba¹, D.M. Vorobyev¹, N.A. Gonzhurov¹,
E.V. Mikhalsky²**

1 – Polar Marine Geosurvey Expedition (PMGE), 24, Pobeda Str., St. Petersburg, Lomonosov, 188512, Russia

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

Annotation

Recent field and laboratory studies carried out in the frame of 3 IPY, including a review and integration of previously collected data, have greatly clarified the structure, composition and boundaries of the Riphean volcanic-plutonic complex (Fisher complex), serving a key region in general region grid. The sedimentary-volcanic succession comprises seven units with a total thickness of about 10 km. Their formation occurred at about 1300 Ma. The overall trend in the evolution of volcanic rocks has, in general, continuous-differentiated character: from basic to acid, from tholeiitic to calc-alkaline and moderately alkaline, from sodium to potassium, sodium and potassium rock types. Two intrusive associations may be distinguished: an early gabbro-diorite-plagiogranite and a late gabbro-granite-syenite. The early association was formed approximately at 1290–1260 Ma, and the later in the period between 1250–1195 Ma. The presence of petrochemical intrusive series, well correlated with similar series in the volcanic rocks suggests that they had common genetic features. In terms of regional geology the Fisher region is part of the Circum-Antarctic mobile belt – the largest structure of the East Antarctic craton. The Fisher region is apparently the most preserved area in the structure of this Proterozoic mobile belt and reflects one of the options of development at an early stage. Paleotectonic environment for the Fisher region corresponds with a subduction magmatic arc between 1300–1200 Ma.