

Глава 3. Палеомагнетизм раннего протерозоя юга Сибирского кратона

Реконструкции, выполненные на количественной палеомагнитной основе, для раннепротерозойского интервала достаточно немногочисленны и, что самое главное, они не однозначны. По нашему мнению, это связано, в основном, с двумя причинами. Во-первых, специфичность нижнепротерозойских образований накладывает ряд ограничений на применение палеомагнитного метода (менее 14 % палеомагнитных определений сделано по осадочным породам), что выражается в проблематичности применения двух прямых основных полевых тестов палеомагнитной стабильности – складки и конгломератов. Во-вторых - крайне неравномерным распределением палеомагнитных определений для нижнепротерозойских пород древних щитов (используемые здесь данные взяты из Глобальной палеомагнитной базы данных (Global Palaeomagnetic Data Base) (GPDB; McElhinny and Lock, 1996; <http://www.dragon.ngu>). Особенно наглядно это видно на примере Сибирского кратона; до 2003 г. для нижнепротерозойских пород (1600 – 2500 млн. лет) Сибири имелось всего 6 палеомагнитных определений (рис. 3.1а.). Примерно такое же положение с палеомагнитными данными наблюдается для Северного Китая и Южной Америки. Для других древних кратонов имеется существенно больше палеомагнитных определений. Особенно это заметно для Северной Америки вместе с Гренландией (всего 247) и Балтийского, Украинского щитов и Воронежского массива (всего 239), причем все они достаточно равномерно распределены во времени (рис. 3.1а.).

Критерии выбора стабильных в палеомагнитном отношении объектов, разработанные для фанерозойских пород (например, Didenko, Pechersky, 1993; Van der Voo, 1993), зачастую не работают при изучении докембрийских образований, претерпевших существенные метаморфические изменения. Существенное влияние на интерпретацию палеомагнитных данных имеет точность определения возраста пород, выполненных различными геохронологическими методами. Например, в реконструкции Родинии (Smethurst et al., 1998) положение Сибири рассчитано с использованием палеомагнитного полюса по габброидам кандыкской свиты (положительный тест обжига), возраст которой был определен как 730 млн. лет по K-Ar методу (Павлов, 1994). Затем, при использовании U-Pb метода по детритовому циркону из майямканской свиты (Rainbird et al., 1998) и бадделеиту из габбро-диабазового силла (Павлов и др., 2002), возраст свиты был пересмотрен – в настоящее время он оценивается примерно в 1 млрд. лет. Это еще раз подчеркивает, что датирование протерозойских осадочных и магматических пород основного состава затруднено по объективным причинам.

Надежных в палеомагнитном отношении, с одной стороны, и хорошо

датированных, с другой, данных для сибирских протерозойских объектов практически нет. Это хорошо видно на рис. 3.1б: для пяти определений точность датирования пород и, соответственно, возраста характеристической намагниченности 100 и более млн. лет. Для единственного определения с намагниченностью раннепротерозойского возраста (Михайлова и др., 1994; GPDB-4.4), где оценка погрешности не превышала 50 млн. лет (рис. 3.1б), возраст анортозитов Джугджурского и Сехтагского массивов Улканского пояса был существенно пересмотрен и был снижен до 1716-1736 млн. лет (Larin et al., 1997). Не случайно в одной из последних сводок по палеомагнитной изученности пород древних кратонов и возможности построения палеореконструкций на протерозойское время (Pesonen et al., 2003) для Сибири использовали всего лишь три определения: 1) на 1503 ± 5 млн. лет по дайкам Куонамского пояса (Ernst et al., 2000); 2) на 1043 ± 14 млн. лет по породам малгинской свиты (Gallet et al., 2000) с интерпретацией возраста по (Овчинникова и др., 2001); 3) на 1005 ± 4 млн. лет по силлам кандыской свиты (Павлов и др., 1992) с интерпретацией возраста по (Rainbird et al., 1998). Все вышеперечисленные проблемы поставили задачу выбора объектов для палеомагнитного исследования, на основе которого можно будет восстановить географическое положение Сибирского кратона в раннем протерозое.

Результаты исследований, проведенных многочисленными исследователями в Юго-Западном и Северо-Западном Прибайкалье (Беличенко и др., 1988; Бибикина и др., 1990а,б; Донская и др., 2002; Котов, 2003; Ларин и др., 2000б, 2002; Левицкий и др., 2002; Ножкин и др., 2003; Розен, Федоровский, 2001; Туркина и др., 2003; Федоровский и др., 1985; и другие) позволяют утверждать, что процессы складчатости и метаморфизма завершились в этом регионе перед образованием вулканогенно-осадочных пород акитканской серии Байкальского хребта, внедрением гранитов кадарского, таракского, саянского и шумихинского комплексов (рис. 3.2). Возраст этих послеметаморфических проявлений, по данным изохронных определений, колеблется от 1900 до 1700 млн. лет. Поэтому были все основания считать эти объекты наиболее пригодными и информативными для палеомагнитного изучения и последующего восстановления положения Сибирского кратона в это время. Проблему получения надежно датированных палеомагнитных направлений для протерозойских пород можно, в какой-то мере решить, изучая граниты и родственные им породы. Во-первых, гранитоиды хорошо датируются современными изотопно-геохимическими методами, и, во-вторых, на основе существующих генетических классификаций их образование связывается с определенными этапами геодинамических процессов развития кратонов (Розен, Федоровский, 2001; Складов и др., 2001б). Для протерозойских пород всех континентов на

конец 2002 года имелось 1209 палеомагнитных определений, из них в 56-ти использовались исключительно гранитоиды (GPMDB-4.4). В случае с Сибирским кратоном гранитоиды не использовались ни в одном из существующих 71 палеомагнитном определении, хотя за последние годы выполнено значительное количество прецизионных изотопно-геохронологических работ для протерозойских гранитоидов Сибири (Бибикина и др., 1990а,б; Донская и др., 2002; Котов, 2003; Ларин и др., 2000б, 2002; Левицкий и др., 2002; Ножкин и др., 2003; и др.).

Мы попытались восполнить этот пробел и провели палеомагнитные и петромагнитные исследования раннепротерозойских гранитов юго-западного обрамления Сибирского кратона (рис. 3.2), фиксирующих один из главных рубежей в геологическом развитии континентальной земной коры в раннем докембрии – образование суперконтинента в конце раннего протерозоя (Хаин, 2001; Condie, 2002; Rogers, 1996). Это потребовало, во-первых, проведения палеомагнитных и геохронологических работ, что называется «образец в образец», и, во-вторых, применения петромагнитных методов для определения генезиса намагниченности гранитоидов, магнитной структуры и текстуры носителей намагниченности, термальной истории пород, редко используемых при обычных палеомагнитных исследованиях. В связи с этим, в качестве одной из задач настоящей работы была отработка методики совместного палеомагнитного и изотопно-геохронологического изучения гранитоидов.

В качестве второго объекта для палеомагнитных исследований были намечены вулканогенно-осадочные породы акитканской серии Байкальского хребта (рис. 3.2). В случае вулканогенно-осадочных пород акитканской серии надо отметить следующие положительные моменты: 1) породы серии уже исследовались, в том числе и геохронологическими методами (Ларин и др., 2003б; Неймарк и др., 1991, 1998), отмечено слабое вторичное изменение пород, что очень важно для проведения палеомагнитных исследований; 2) возможность применять прямые полевые тесты палеомагнитной надежности (складки, конгломератов, обожженных контактов). Были изучены породы малокосинской, хибеленской и чайской свит акитканской серии. В настоящей работе представлены палеомагнитные результаты, полученные по породам чайской свиты. По нашему мнению, эти результаты можно отнести к высоконадежным, тогда как материал по другим свитам требует дальнейшего изучения.

3.1. Методика палеомагнитных и петромагнитных исследований

Полевые, лабораторные палеомагнитные исследования и обработка результатов

выполнялась, в основном, по стандартным методикам (Палеомагнитология, 1982; Печерский, Диденко, 1995; Butler, 1992; Kirshvink, 1980; и др.). Вкратце охарактеризуем их и опишем более подробно те методы, которые редко используются при стандартных палеомагнитных работах. Лабораторные палеомагнитные и петромагнитные исследования и обработка результатов выполнялась в палеомагнитных лабораториях Геологического института РАН, Института Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН и Геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН.

3.1.1. Полевые исследования

Отбор образцов для петромагнитного и палеомагнитного исследований предварялся измерением начальной магнитной восприимчивости полевым каппаметром КТ-5 (производство Чехия, чувствительность 1×10^{-5} ед. СИ) непосредственно в обнажениях. Предпочтение при отборе отдавалось участкам тонко- и мелкозернистых разностей осадков и магматическим породам с умеренной величиной. Среди магматических пород предпочтение отдавалось закалочным зонам, которые фиксировались как визуально, так и по закономерному спаду величины I от центра тел к краю. Для ряда интрузивных тел отбор был произведен и из центральных хорошо раскристаллизованных частей для изучения их магнитной текстуры.

Отбор ориентированных штуфов для палеомагнитных и петромагнитных исследований проводился из объектов, как правило, с отчетливо выраженными структурными элементами (слоистость, полосчатость, экзо- и эндоконтактовые зоны интрузивных тел и т.д.). Для пород гранитоидов замерялись азимут и угол падения контактовых зон между вмещающими гранитами второй генерации и жильными гранитоидами самой поздней третьей генерацией, для дайковых роев — простирание и угол падения эндоконтактовых зон, в вулканогенно-осадочных толщах — элементы залегания осадочных прослоев и поверхностей лавовых потоков. Измерение ориентировки образцов производилась магнитным компасом. Региональное магнитное склонение в зависимости от места работ учитывалось при определении средних палеомагнитных склонений.

Для оценки возраста приобретения породами компонент намагниченности естественной остаточной намагниченности (NRM) нам удалось применить тест внутриформационных конгломератов (Шипунов, Муравьев, 1997) для пород нижней и верхней подсвит чайской свиты. Тест складки для пород чайской свиты мало информативен, так как залегания пород свиты в изученных участках варьируют незначительно.

Для гранитоидов прямых полевых тестов, кроме теста обращения, применить, естественно, не удалось. Оценить природу и показать древний возраст их NRM нам удалось с помощью применения петромагнитных методик, о чем будет сказано ниже. Параллельно из магматических пород отбирались образцы для геохронологического и петрохимического исследований. Возможность проследить изменения химического состава, а также получение надежных возрастных датировок “образец в образец” повысили качество палеомагнитных результатов и выводов, сделанных на основе полученных данных.

3.1.2. Петромагнитные исследования

Для восстановления последовательности и условий образования пород изучалась магнитная текстура пород – величина и форма анизотропии начальной магнитной восприимчивости. Предпринята попытка, во-первых, оценить поле напряжений в моменты первичного формирования и последующего преобразования гранитоидов шумихинского и саянского комплексов Шарыжалгайского выступа и осадочных пород чайской свиты; а во-вторых, определить первичность или вторичность природы наблюдаемых структурных элементов. Кроме того, исследование формы и величины магнитной анизотропии позволили оценить возможное искажение истинного древнего палеомагнитного направления, связанного с анизотропными свойствами вещества.

Начальная магнитная восприимчивость (k) - физическая величина, характеризующая зависимость намагниченности вещества от магнитного поля - измерялась в 12 положениях на каппа-мосте KLY-2 (производство Чехия, чувствительность не хуже 10^{-7} ед. СИ) - по 4 измерениям через 45° в каждой из трех взаимно перпендикулярных плоскостях. В этих трех сериях магнитная восприимчивость по трем направлениям (X, Y, Z - в системе образца) измерялась дважды, что позволяло вести контроль дрейфа чувствительности прибора во время измерения. Измерения с различающимися из-за дрейфа чувствительности прибора величинами магнитной восприимчивости хотя бы по одной из трех осей (X, Y, Z) более чем на 1% браковались и повторялись. Однородность лабораторного магнитного поля позволяла проводить измерения с чувствительностью не хуже 1×10^{-7} ед. СИ, что примерно на порядок меньше чем k самого “слабого” образца. Исходные данные вводились в компьютер, и по программе «AMS» (Stupavsky, 1985) рассчитывались направления и величины главных осей эллипсоида магнитной восприимчивости в географических координатах. Направления главных осей эллипсоида магнитной восприимчивости наносились на

стереограммы для анализа характера их распределения на сфере.

Величина анизотропии магнитной восприимчивости характеризовалась отношением $A_k = (1 - k_{\min}/k_{\max})$, тип и степень магнитной анизотропии анализировались с использованием параметра $E = (k_{\text{int}} \times k_{\text{int}}) / (k_{\min} \times k_{\max})$ (линейный - $E < 1$, когда $k_{\text{int}} \approx k_{\min} < k_{\max}$; плоскостной - $E > 1$, где $k_{\min} < k_{\text{int}} \approx k_{\max}$; изотропный $E \approx 1$, где $k_{\max} \approx k_{\text{int}} \approx k_{\min}$). Для графического анализа преобладания того или иного типа магнитной анизотропии в изучаемых породах использовались диаграммы Д. Флинна (Flinn, 1965).

Для гранитоидов была определена палеонапряженность методом Телье (Щербакова и др., 2003). Метод является наиболее надежным в плане достоверности получаемых результатов; если исследуемая NRM является термоостаточной по своему происхождению, то можно воспроизвести в лаборатории процесс приобретения термоостаточной намагниченности и создать ее в известном лабораторном поле, затем, из сравнения величин NRM и лабораторной (TRM) намагниченности оценить значение древней напряженности геомагнитного поля. Состав и структура части образцов гранитоидов второй и третьей фаз изучались на электронном микроскопе и микроанализаторе «Самебах» на базе ГО «Борок» ИФЗ РАН, помощь и консультацию в этом изучении оказал к.ф.-м.н. В.А. Цельмович.

На ряде представительных образцов из всех разрезов исследовались магнитные параметры, характеризующие структуру, концентрацию и состав носителей магнетизма. В первую очередь изучались начальные и повторные температурные зависимости намагниченности насыщения (J_s) и остаточного насыщения (J_{rs}) до 600-700°C для определения точки (температуры) Кюри (T_c) - фундаментальной характеристики магнитного материала, зависящей от его состава и строения кристаллической решетки. В сериях твердых растворов либо в магнитных минералах, содержащих примеси, не меняющие их кристаллическую структуру, точка Кюри является однозначной функцией состава магнитного минерала. По отношению J_{rs}/J_s можно судить о размерах носителей намагниченности – однодоменном или многодоменном, а соответственно и о стабильности намагниченности во времени (Палеомагнитология, 1982; Щербаков, 1984; и др.).

О размерах и стабильности магнитных минералов можно судить также по значениям коэрцитивной силы (H_c) - напряженности внешнего постоянного обратного магнитного поля, в котором образец, первоначально намагниченный до насыщения, полностью размагничивается и остаточной коэрцитивной силы (H_{cr}) - напряженности постоянного обратного магнитного поля, направленного противоположно остаточной

намагниченности насыщения образца и компенсирующего величину последней. Коэрцитивная сила и остаточная коэрцитивная сила являются важными структурно-чувствительными характеристиками магнитных веществ, они варьируют от <1 до $>1000\text{mT}$, весьма чувствительны к изменениям внутренней структуры вещества, наличию дефектов, напряжений, зависят от размера зерна, особенно в области перехода от однодоменных зерен к многодоменным.

Для оценки стабильности NRM, изученных пород, для каждого образца рассчитывался фактор (коэффициент) Кенигсбергера (Q_n) - отношение естественной остаточной намагниченности образца природного материала к его индуктивной намагниченности, созданной в известном геомагнитном поле: $Q_n = \text{NRM} / 0.5k$. Фактор Кенигсбергера широко используется для оценки вклада NRM и индуктивной намагниченности в магнитные аномалии. Поскольку со временем происходит магнитное старение материала, сопровождающееся уменьшением NRM, то для горных пород и руд, содержащих однотипные магнитные минералы, Q_n можно использовать для приблизительной оценки относительного возраста пород.

Информация о составе и магнитной структуре необходима при интерпретации результатов по изучению магнитной анизотропии, так как однодоменные и многодоменные зерна магнетита имеют разную природу анизотропии и направление максимальной (легкой) оси намагничивания. Направление максимальной магнитной восприимчивости у однодоменных зерен магнетита лежит в плоскости его короткой оси, тогда как у многодоменных - в плоскости его длинной оси, которая "отслеживает" направление либо течения магмы, либо одноосного напряжения в момент его образования/преобразования (Ernst, 1990; Potter, Stephenson, 1988).

3.1.3. Палеомагнитные исследования

Все палеомагнитные образцы прошли полное ступенчатое терморазмагничивание в печах, помещенных в четырехслойные экраны из μ -металла (остаточное магнитное поле в печах составляло менее 15-20 нТл) до температур 600-700° С. При каждом нагреве для уменьшения влияния лабораторного подмагничивания положение образцов в печи менялось хаотически. Шаг нагрева зависел от поведения намагниченности в ходе исследования и изменялся от 50-100°С при низких температурах до 20-30°С и 10-5°С (и даже первых градусов) при средних и высоких температурах. Обычно число шагов температурной чистки составляло от 15 до 20. Измерения NRM производилось на магнитометрах JR-4 (производства Чехии, чувствительность по объемному магнитному

моменту не хуже 5×10^{-4} А/м), установленных в кольцах Гельмгольца, при переносе образцов от печи к измерительному прибору они помещались в контейнер из μ -металла. Для контроля минералогических изменений материала в ходе температурной чистки параллельно с NRM в ряде случаев измерялась магнитная восприимчивость на капнометре KLY-2.

Выделение компонент естественной остаточной намагниченности производилось при анализе данных температурного размагничивания путем использования специальных алгоритмов по программам, любезно предоставленным нам Р. Энкиным (Enkin, 1994). Выделялись компоненты, соответствующие на диаграммах Зийдervельда (Zijderveld, 1967) прямолинейным отрезкам, рассчитанные как минимум по 3-4 точкам ступенчатой чистки. В дальнейшем анализу подвергалась, в основном, характеристическая компонента, выделяющаяся на заключительных этапах чистки и «идущая» в начало координат. Анализировались также круги перемагничивания, соответствующие на стереограммах направлениям, смещающимся по дуге большого круга (Баженов, 2001).

Для определения возраста выделенных компонент применялись следующие тесты: складки (Watson, Enkin, 1993) и NFT (Шипунов, 1995), обращения (McFadden, McElhinny, 1990), конгломератов (Шипунов, 1995). Были использованы тесты выравнивания, корреляционный, галек и обращения (McFadden, Jones, 1981; McFadden 1990; Шипунов 1993; Шипунов, Муравьев, 1997). Анализ данных проводился по дублям одного образца, образцам из одной точки (“site” в англоязычной литературе), по точкам. В точки входили образцы, отобранные в определенной части разреза - естественные точки/сайты или объединенные по близким элементам залегания пород - искусственные.

Для анализа движения тектонических блоков на сфере и построения кажущейся траектории движения полюса (КТДП) использовалась программа GMAP (Torsvik, Smethurst, 1999). При анализе опубликованных палеомагнитных определений по Сибирскому и другим кратонам использовалась как исходные данные, так и глобальная палеомагнитная база данных GPMDB-4.4 (Pisarevsky, McElhinny, 2003).

3.2. Гранитоиды шумихинского и саянского комплексов Шарыжалгайского выступа

3.2.1. Краткая геологическая характеристика изученных объектов

Гранитоиды, выделяемые в Южно-Сибирский пояс (рис. 3.2), имеют все признаки посткинematических: их внедрение происходило после формирования главных картируемых структур, и в дальнейшем они не подвергались наложенному метаморфизму

и деформациям. Пояс занимает секущее положение по отношению к более ранним коллизионным зонам, разделяющим континентальные террейны, сложенные преимущественно архейской корой (Розен, 2001; Розен, Федоровский, 2001; Хильтова и др., 2003). Гранитоиды представляют собой геологические реперы, фиксирующие либо завершение развития подвижного пояса, либо процесс деструкции фундамента, в той или иной мере оторванный от орогенических событий. Они достаточно полно охарактеризованы петрогеохимическими и геохронологическими данными (Бибикова и др., 1990б; Донская и др., 2002; Ларин и др., 2000б, 2002; Левицкий и др., 2002; Ножкин и др., 2003), которые позволяют относить их к постколлизионным образованиям А-типа, и указывают на относительно узкий возрастной интервал их формирования (1840-1870 млн. лет). Более подробная характеристика приведена в главах 1 и 2.

Гранитоиды шумихинского комплекса были отобраны из двух массивов, отстоящих друг от друга на 70 км (рис. 3.2): 1) в районе горы Колокольная (правый борт долины р. Большой Хадарей) и в среднем течении реки Тойсук у деревни Хадарей (в 1.5 км выше от впадения р. Тойсук в р. Бол. Хадарей); 2) в районе карьера «Орленок», примерно в 4 км выше по течению р. Большая Олха от поселка Рассоха. Породы представлены практически неизменными гранитами, реже гранодиоритами, с характерной гипидиоморфнозернистой структурой и типичными минералами – кварцем, калиевым полевым шпатом, в меньшей степени - плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой, рудными минералами. В обнажениях у горы Колокольная и карьера «Орленок» присутствуют гранитоиды двух генераций: более ранняя представлена крупно- и среднезернистыми породами, и более поздняя - мелкозернистыми породами, формирующими жильные тела мощностью от нескольких сантиметров до первых метров. Тела гранитоидов второй генерации имеют закалочные контакты с гранитоидами первой генерации. Две генерации гранитоидов хорошо различаются по концентрациям магнитных минералов. Величина магнитной восприимчивости крупно- и среднезернистых гранитоидов первой генерации составляет $4-15 \times 10^{-4}$ ед. СИ, тогда как у тонкозернистых жильных гранитоидов поздней генерации $-5-20 \times 10^{-5}$ ед. СИ, то есть различаются почти на порядок.

3.2.2. Изотопно-геохронологические исследования

Для определения возраста изученных гранитоидов были проведены исследования U-Pb методом по цирконам двух проб порфириовидных биотит-амфиболовых гранитов главной фазы (первая генерация) шумихинского комплекса, отобранных в среднем течении р. Тойсук у деревни Хадарей и поселка Тальяны. Результаты анализов приведены

в таблице 3.1 и показаны на рисунке 3.3.

Для гранитов пробы КША-2 были проанализированы цирконы магматического генезиса трех размерных фракций. Цирконы представлены удлиненными, преимущественно 1:4, кристаллами призматической формы (рис. 3.3а). Окраска цирконов светло-коричневая, различной интенсивности. Преобладают замутненные, трещиноватые цирконы часто с включениями породообразующих минералов. Для анализов выбраны только прозрачные удлиненные цирконы без включений. Фигуративные точки анализов трех фракций циркона образуют на диаграмме дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 1844 ± 15 млн. лет, нижнее пересечение близко нулю (15 ± 150 млн. лет, СКВО=1.9; рис. 3.3а). Возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в этих цирконах практически такой же (табл. 3.1), что свидетельствует об отсутствии унаследованной компоненты и потерях радиогенного свинца только в гипергенных условиях. В этом случае среднее значение возраста по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ может быть принято за оценку возраста цирконов, и, соответственно, времени кристаллизации гранитоидов.

Для гранитов пробы КША-3 были проанализированы цирконы магматического генезиса четырех размерных фракций. Цирконы представлены преимущественно короткопризматическими кристаллами с удлинением 1:2-3 (рис. 3.3б). Окраска цирконов розовая, различной интенсивности. Преобладают прозрачные цирконы, но есть и непрозрачные. Для анализа были выбраны только прозрачные хорошо оформленные короткопризматические цирконы, различных размерных фракций. По точкам составов всех фракций циркона рассчитана дискордия, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует 1855 ± 5 млн. лет. Значение возраста по нижнему пересечению - 171 ± 54 млн. лет (рис. 3.3б), что также дает основание предполагать отсутствие наложенных высокотемпературных преобразований в исследуемых гранитоидах и о потерях радиогенного свинца только в гипергенных условиях. Следовательно, значение 1855 ± 5 млн. лет также можно рассматривать как возраст кристаллизации гранитов. Полученные в настоящей работе оценки возраста для двух проб исследуемых гранитоидов шумихинского комплекса геохронологически не различаются и лежат в интервале, установленном, как было указано выше, для всех постколлизийных гранитоидных комплексов Южно-Сибирского пояса.

Для пробы КШ-3 А.И. Ивановым (Диденко и др., 2003) были получены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки по амфиболу и биотиту (рис. 3.3в). Оба минерала характеризуются ступенчатыми спектрами потерь аргона при нагреве. Шесть наиболее высокотемпературных ступеней для амфибола составляют примерно 60% выделившегося радиогенного аргона и соответствуют интегральному возрасту "плато" 1854 ± 4 млн. лет,

который в пределах ошибки совпадает с возрастом цирконов этого массива. Примерно 90% радиогенного аргона в биотите формирует "субплато" с интегральным возрастом 1741 ± 12 млн. лет.

По данным проведенных изотопно-геохронологических исследований имеется несколько точек в координатах время-температура, которые позволили рассчитать скорость остывания изученных гранитоидов. Температура закрытия U-Pb системы в цирконе оценивается как более 800°C (Harris, 1996) или $600-900^\circ \text{C}$ (Склярков и др., 2001в), температура закрытия Ar-Ar системы в амфиболе и биотите составляет $450-550^\circ$ и $250-350^\circ \text{C}$, соответственно (Harris, 1996). Для биотита и амфибола рассчитывался суммарный возраст по всем ступеням по методике М.Х. Додсона (Dodson, 1973) на температуру закрытия K-Ar системы в амфиболе и биотите - $450-600^\circ \text{C}$ и $230-370^\circ \text{C}$, соответственно. Расчет температур закрытия проводился по формуле и константам, приведенным в (Склярков и др., 2001в).

На рис. 3.3г представлены результаты расчетов скорости остывания массива: с момента закрытия U-Pb системы циркона до закрытия K-Ar системы в амфиболе она составляла $7.8 \pm 6.0^\circ/\text{млн. лет}$, в последующем до закрытия K-Ar системы в биотите - $2.5 \pm 1.2^\circ/\text{млн. лет}$. Рубеж $580-480^\circ\text{C}$ гранитоиды «прошли» от 1850 до 1830 млн. лет (пунктир). По нашему мнению, это заниженная оценка, так как время закрытия измеренной Ar-Ar системы в роговой обманке составляет 1853.9 ± 3.8 млн. лет (минимальная температура закрытия Ar-Ar системы 450°C) близко времени становления магматических цирконов 1855 ± 5 млн. лет (температура закрытия U-Pb системы $\sim 750^\circ \text{C}$). Вероятно, временной рубеж достижения гранитоидами температуры $450-470^\circ\text{C}$ можно оценить нижним его значением - 1850 млн. лет.

3.2.3. Петромагнитные и палеомагнитные исследования гранитоидов шумихинского комплекса

При палеомагнитном исследовании гранитных массивов применение одного из основных полевых тестов стабильности NRM - теста складки невозможно. Конгломератов с галькой изученных гранитоидов в разрезе не обнаружено. Все это потребовало от нас проведения специальных петромагнитных и минералогических исследований, направленных на выяснение генезиса и структуры минералов-носителей намагниченности гранитов, их палеомагнитной стабильности. К числу таковых относятся микрозондовые исследования, специальное изучение магнитной коэрцитивности и физическое моделирование термоостаточной намагниченности гранитов, для последующего сопоставления с компонентами NRM.

Характеристика состава носителей намагниченности гранитоидов. Анализ зависимостей J_s -Т представительного ряда образцов гранитоидов показал (табл. 3.2), что они представлены как ярко выраженным ферримагнитным (Q-тип; рис. 3.4а), так и почти парамагнитным (h-тип; рис. 3.4б) видом кривых, имеются кривые и промежуточного типа. Зависимости J_s -Т имеют, как правило, однофазный вид. Парамагнитный тип кривых принадлежит образцам с чрезвычайно низкой концентрацией ферримагнитных минералов (первые сотые %), точка Кюри (T_c) для таких образцов определялись также и на зависимостях J_{rs} -Т. Второй крайний тип (Q) принадлежит образцам со значительной концентрацией магнитных минералов, судя по величинам J_s , она может достигать первых процентов (табл. 3.2). Точки Кюри изученных образцов лежат в интервале 555 - 635° С, за исключением T_c одного образца Т-6/5 (535° С; табл. 3.2). Вероятно, основной носитель магнетизма гранитоидов соответствует практически чистому магнетиту и его катион-дефицитным разновидностям. Точки Кюри таких образцов, рассчитанные по зависимостям J_{rs} -Т и J_s -Т, совпадают. Зависимости J_{rs} -Т имеют более сложный характер, чем J_s -Т, на большинстве из них фиксируются спад в районе 170 - 220° С, второй – близкий к T_c магнетита (рис. 3.4а,б). Прослеживается следующая закономерность, более резкий спад свойственен образцам с низкой величиной J_{rs}/J_s (табл. 3.2, рис. 3.4а). Вероятно, на зависимостях J_s -Т мы видим вклад, в основном, более крупной по размеру ферримагнитной фракции, а на зависимостях J_{rs} -Т и более тонкой. Ферримагнитная фракция практически всех образцов с Q-типом зависимостей J_s -Т имеет высокую стабильность к лабораторным нагревам. Отношение величины намагниченности насыщения после лабораторного нагрева до 670° С к исходному значению (J_{st}/J_{so} ; табл. 3.2) близко 1, то есть видимых существенных новообразований и уничтожения магнитных минералов не наблюдается. Это же отмечается и для J_{rst}/J_{rso} . В случае образцов с h-типом зависимостей J_s -Т величины намагниченности насыщения и остаточного насыщения после лабораторного нагрева существенно возрастают за счет появления нового ферримагнетика на фоне практически его отсутствия - J_{st}/J_{so} таких образцов равно 1.5-2 (табл. 3.2), J_{rst}/J_{rso} – более 2-5.

Исследования на электронном микроскопе и микроанализаторе «Camebax» показали, что магнитная фракция изучаемых гранитоидов состоит из минералов двух генераций. Первая генерация представлена зернами титаномагнетита с содержанием Ti до 1.5-2%, сумма элементов примесей не более 1%. Вероятно, в образце Т-5/6 с $T_c=535^\circ$ С сохранился первичный титаномагнетит с долей ульвошпинельного компонента менее 10%. Размер титаномагнетитов этой генерации от 10 до 50 мкм, нередко они встречаются в сростках с ильменитом, размер которого также составляет первые десятки мкм (рис.

3.4в). Состав сростков титаномагнетит-ильменит и последующий расчет по геотермометру Линдсли (Lerage, 2003) показали, что температура их совместной кристаллизации была немногим выше 620°C . Вероятно, образование низкотитанистых магнетитов происходило на солидусе гранитов, но выше температуры Кюри магнетита, и эти зерна обладали полной термоостаточной намагниченностью.

Состав магнитных зерен второй генерации замерить не удалось, так как они субмикронного размера (площадь возбуждения электронным пучком зонда более 3 мкм). Эти зерна частично заполняют трещины (рис. 3.4г-е) в практически чистом кварце ($\text{SiO}_2 > 96-97\%$). Ориентация трещин (рис. 3.4г) предполагает их образование в результате высокотемпературного процесса. Сканирование Fe по профилю перпендикулярному простиранию трещин показывает резкий пик над ней (рис. 3.4д). Как видно из следующего рисунка, заполняют они только часть площади трещины (рис. 3.4е), размер зерен с повышенным содержанием железа до 1 мкм. Сканирование по другим элементам вдоль профиля «всплеска» не дает. Это позволяет высказать предположение, что вышеописанные зерна являются практически чистым магнетитом.

Характеристика доменной структуры ферромагнетиков. Величины естественной остаточной намагниченности (NRM) и начальной магнитной восприимчивости (k) изученных образцов гранитоидов имеют существенный размах (рис. 3.5а, табл. 3.2): NRM от 2.3 А/м до 0.41 мА/м, k – от 0.14 ед. СИ до 43 мкед. СИ. Столь значительные вариации k обязаны, в первую очередь, различиями концентраций ферромагнитных минералов в этих образцах, что хорошо видно из сопоставления k и величины намагниченности насыщения (J_s) - с увеличением I_s растет и k (табл. 3.2), но коэффициент линейной корреляции не высок для этих параметров, немногим более 0.72. Коэффициент линейной корреляции NRM и J_s равен 0.6 и находится на пределе значимости. Полагаем, что, величину NRM определяют не только концентрация магнитных минералов, но и их структурные особенности. В породе присутствуют и многодоменные (магнитомягкие), и псевдо-однодоменные (магнито жесткие) носители остаточной намагниченности.

Рассмотрим некоторые петромагнитные параметры изученной коллекции гранитоидов, характеризующие структурное состояние магнитных носителей. Отношение Кенигсбергера (Q_n) образцов гранитоидов варьирует от 0.08 до 14, причем значительная их часть имеет $Q_n > 1$ (рис. 3.5а), что говорит о преобладании остаточной намагниченности над индуктивной для значительного ряда образцов. Размах величин J_{rs}/J_s составляет от 0.001 до 0.253, H_c – от 1.1 до 30.9 мТл, H_{cr}/H_c – от 2.2 до 18.1 (табл. 3.2). По расчетам В.П. Щербакова (1984), границу между многодоменными и псевдо-однодоменными зернами магнетитов по этим параметрам надо оценивать в следующих

интервалах: $J_{rs}/J_s - 0.05-0.2$; $H_c - 2-10$ мТл; $H_{cr}/H_c - 2-3$; $Q_n - 1-5$. Как видно из данных табл. 3.2 и рис. 3.5а, значительная часть образцов обладает псевдо-однодоменными свойствами, то есть обладают достаточной магнитной жесткостью для сохранения намагниченности во времени.

Параметры, перечисленные в предыдущем абзаце, несут интегральную информацию о магнитных свойствах изучаемого образца. Мы попытались оценить структурное магнитное состояние при помощи кривых технического намагничивания образцов гранитоидов. Оказалось, что практически все изученные образцы (85%) имеют бимодальное распределение спектра намагничивания (рис. 3.5б): первый пик лежит в интервале 10-70 мТл, второй – 90-160 мТл, что также свидетельствует о наличии в образцах изученных гранитоидов магнито жесткой фазы, для которой время релаксации первичной намагниченности превышает возраст их образования.

Как видно из изложенного выше материала, петромагнитные данные совпадают с данными микроскопического и микронзондового исследований. Обоиими методами фиксируется присутствие в изучаемых гранитоидах двух магнитных фаз: 1) относительно магнитомягкой, образованной магнетитами с характерными размерами 10-30 мкм (рис. 3.4в), именно эта фаза образует первый пик на спектральной зависимости кривой технического намагничивания (рис. 3.5б); 2) магнито жесткой, образованной тонким магнетитом (рис. 3.4г-е). Вероятно, она образует второй пик на спектральной зависимости кривой технического намагничивания (рис. 3.5б).

Анизотропия начальной магнитной восприимчивости. Для учета возможного влияния тектонических напряжений на изучаемые гранитоиды были проведены исследования по изучению анизотропии начальной магнитной восприимчивости. Оказалось, что величина анизотропии варьируется в значительных пределах: от первых процентов до 11% (A_k ; табл. 3.2; рис. 3.6а). При этом ее тип не имеет яркой специализации (табл. 3.2; рис. 3.6б). Наблюдается как линейный ($E < 1$), так и плоскостной ($E > 1$) тип анизотропии магнитной восприимчивости. Корреляции между величинами начальной магнитной восприимчивости (k), с одной стороны, и анизотропией (A_k), с другой, не наблюдается: коэффициент корреляции равен 0.12. Распределения ориентировок главных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости изученных образцов не имеют преимущественной ориентировки, они близки к планарным (рис. 3.6в). Распределение минимальных осей эллипсоидов начальной магнитной восприимчивости образцов гранитоидов имеет планарный характер, концентрационный параметр (кучность) этого распределения равен 1.99 по (Fisher, 1953). На основании этих данных можно заключить, что каких-либо существенных деформаций, приведших к

переориентации магнитных минералов, изученные гранитоиды не испытали.

Определение природы естественной остаточной намагниченности. Необходимо обсудить еще один немаловажный вопрос - природу естественной остаточной намагниченности. Оценки температуры образования минералов носителей намагниченности исследуемых пород (см. выше), показывают, что она более 600°C, то есть NRM, по крайней мере ее часть, могла сохранить термоостаточную природу. Для проверки этого предположения на 9-ти образцах был применен метод непрерывных нагревов Вильсона-Буракова (Бураков, 1978), позволяющий сравнить кривые терморазмагничивания NRM и полной термоостаточной намагниченности (TRM), созданной в лаборатории. Оказалось, что поведение зависимостей NRM-T и TRM-T большинства образцов сходно, а в высокотемпературном интервале они практически повторяют друг друга (рис. 3.7 а,б – обр. Т-1/15; рис. 3.7 в,г – обр. О-10/10). Зависимости Араи-Нагата в высокотемпературной области имеют линейный вид: коэффициенты корреляции функций NRM(T) и TRM(T) равны 0.997 для обр. Т-1/15 и 0.993 для обр. О-10/10 (рис. 3.7 б,г). Различие в низкотемпературном диапазоне функций NRM(T) и TRM(T) можно объяснить наличием вязкой намагниченности в NRM.

В пользу термоостаточной природы NRM образцов исследуемой коллекции говорят исследования, выполнявшиеся на образцах-дублях по методике Телье (Щербакова и др., 2003). В эксперименте обязательно делались повторные нагревы до более низких температур, по результатам которых рассчитывались так называемые контрольные точки (check-points), положение которых на диаграммах Араи-Нагата позволяет судить о возможных химических изменениях, происходящих в процессе эксперимента (Perrin, Shcherbakov, 1997). На диаграммах Араи-Нагата, использованных в определениях $H_{др}$, контрольные точки располагаются очень близко к первичным точкам, что позволяет говорить об отсутствии заметных химических изменений и температурной стабильности образцов.

Палеомагнитная характеристика поскользящих гранитоидов. К настоящему времени для 102 образцов гранитоидов шумихинского комплекса проведена детальная температурная магнитная чистка до температуры 600-650° С. NRM 33 образцов в ходе ступенчатой температурной чистки показывает нестабильное поведение (рис. 3.8). Такое поведение свойственно исключительно магнитомягким образцам с $Q_n < 0.5$ (табл. 3.2), но среди последних встречаются также образцы с закономерным поведением NRM (рис. 3.8 б,г,е). Поведение NRM оставшихся 69 образцов отличается достаточной сложностью, обычно выделяется не менее 2-3 палеомагнитных компонент. В качестве примера

приведем результаты температурной магнитной чистки 4-х образцов гранитоидов (рис. 3.9 а,б,в,г) на ортогональных диаграммах Зийдервельда (Zijderveld, 1967).

Образцы из точки Т-1 (рис. 3.9 а,б) отличаются практически идеальными диаграммами Зийдервельда. Здесь выделяются одна (рис. 3.9а) или две (рис. 3.9б) четкие компоненты, при этом среднетемпературная компонента, выделенная по 6 точкам от 20 до 440° С (Dec=50.2°, Inc=8.4°), представляет, на наш взгляд, наложение современной компоненты геомагнитного поля и вторичной, метахронной компоненты. Эта компонента представлена в половине образцов из точки Т-1. Высокотемпературная компонента выделяется в диапазоне температур от 520-540 до 630° С по 7-9 точкам и образует два неравноценных кластера - Dec=354.2°, Inc=-30.8° (два образца) и Dec=142.4°, Inc=33.7° (16 образцов).

Диаграммы Зийдервельда, полученные в ходе термочистки образцов из точек О-10 и О-11, а также Т-5 и Т-6, более сложны для интерпретации. Часть диаграмм интерпретировать из-за хаотического поведения NRM в ходе термического размагничивания невозможно, о чем говорилось выше (рис. 3.8). На других - можно выделить 2-3 компоненты. Наиболее характерные примеры представлены на рисунке 3.9в (образец Т-6/5) и рисунке 3.9г (образец О-10/10). В NRM образца Т-6/5 выделяются две компоненты: первая, низкотемпературная от 20 до 350° С (плавный перегиб в районе 300-350 градусов), имеющая Dec=24.4°, Inc=60.7°; вторая, высокотемпературная, выделяется по 5 точкам от 540-570 до 630 градусов и имеет Dec=12.7°, Inc=5.1°.

При размагничивании образца О-10/10 (рис. 3.9г) выделяются 3 компоненты: 1) низкотемпературная до 300° С с Dec=68.8° и Inc=74.8°; 2) среднетемпературная от 380 до 540 градусов, достаточно «шумная», с Dec=13.5°, Inc=-34.6°; 3) высокотемпературная от 570 до 630° С с Dec=10.6°, Inc=-38.6°.

Высокотемпературная компонента имеет как положительное наклонение со средним Dec=169.9°, так и отрицательное со средним Dec=359.2° (рис. 3.10а; табл. 3.3). Причем, образцы более поздних жильных внедрений мелкозернистых гранитоидов (17 обр.) имеют исключительно отрицательное наклонение, тогда как образцы вмещающих гранитов, имеют как положительное, так и отрицательное наклонение. Тест обращения положителен. Угловое расстояние по дуге большого круга между средними направлениями образцов прямой и обратной полярностями составляет $15.5 \pm 8.4^\circ$, при критическом значении $> 21^\circ$ ($\rho=0.05$) для настоящей выборки (McFadden, McElhinny, 1990).

Среднее направление после применения теста обращения равно Dec=353.0°, Inc=-

26.0°, $K=9.4$ и $\alpha_{95}=5.9^\circ$. Рассчитанный палеомагнитный полюс имеет координаты $Plat=23.9^\circ$ или -23.9° , $Plong=290.0^\circ$ или ($dp=3.4^\circ$, $dm=6.4^\circ$). Сопоставление средних значений по участкам отбора (рис. 3.10б; табл. 3.3) показывает различие средних направлений по склонению на $25\pm 7^\circ$ (участок реки Тойсук - $Dec=163.9^\circ$, $Inc=26.0^\circ$, $\alpha_{95}=8.0^\circ$; участок карьера Орленок - $Dec=189.2^\circ$, $Inc=26.2^\circ$, $\alpha_{95}=5.7^\circ$). Возможно, это связано с разворотом одного блока относительно другого исключительно вокруг вертикальной оси, так как наклоны этих двух выборок равны.

Обсуждение надежности палеомагнитных результатов. Для корректной интерпретации полученных палеомагнитных данных по гранитоидам шумихинского комплекса необходимо обсудить следующие вопросы: 1) возможный возраст высокотемпературной (характеристической) компоненты гранитоидов; 2) возможные развороты изученных блоков (р. Тойсук и к-р Орленок) вокруг горизонтальной оси (определение палеогоризонтали).

Результаты проведенного эксперимента по сопоставлению естественной остаточной и лабораторной полной термоостаточной намагниченностей, показали их соответствие для ряда образцов гранитоидов. Природу NRM изученных гранитоидов, по крайней мере, в ее высокотемпературной части, можно определить как TRM (тест Вильсона-Буракова). Тем более, что после становления аргоновой системы в роговой обманке, температура закрытия которой $450-550^\circ\text{C}$ (Harris, 1996), исследуемые породы не испытывали существенных вторичных прогревов (см. выше). Следовательно, интервал приобретения высокотемпературной компоненты естественной остаточной намагниченности гранитов ($580-450^\circ\text{C}$) можно оценить как 1850-1840 млн. лет. Косвенно в пользу отсутствия существенных вторичных прогревов свидетельствуют и наличие в коллекциях образцов с намагниченностью прямой и обратной полярностей (рис. 3.10а).

В пользу отсутствия существенных вращений вокруг горизонтальной оси свидетельствуют, по нашему мнению, следующие данные:

а) при полевых исследованиях было установлено, что становление жильных гранитоидов последнего цикла контролировалось "жесткими" деформациями - тела локализованы в трещинах и разрывах, поперечных к главным структурам. Анализ структурно-геологических данных позволяет высказать предположение, что после своего внедрения они не вовлекались в складкообразующие деформации;

б) средние наклоны двух объектов Шарыжалгайского выступа, удаленных друг от друга на 70 км практически совпадают (река Тойсук и карьер Орленок; рис. 3.10б, табл. 3.3). На этом основании мы полагаем, что существенных разворотов вокруг горизонтальной оси массивы не испытывали, а наклонение высокотемпературной

компоненты отражает близкую к истинной палеошироту формирования гранитоидов.

На основании вышеизложенного, полагаем: 1) выделенная в NRM гранитоидов высокотемпературная компонента близка по возрасту становления постколлизиионных (анорогенных) гранитоидов шумихинского комплекса; 2) изученные блоки не испытали существенных разворотов вокруг горизонтальной оси. Следовательно, полученное палеомагнитное направление и, соответственно, палеомагнитный полюс могут быть использованы для расчета положения Сибирского кратона на 1850-1840 млн. лет.

3.3. Вулканоогенно-осадочные породы чайской свиты акитканской серии

Как было указано в начале главы, для палеомагнитного изучения нами были намечены также и вулканоогенно-осадочные породы акитканской серии Байкальского хребта (рис. 3.2). За последние три года нами были изучены практически все три члена акитканской серии – породы малокосинской, хибеленской и чайской свит. По первым двум свитам экспериментальные лабораторные палеомагнитные исследования еще не закончены, и об их результатах говорить еще рано. Для пород чайской свиты, верхнего члена акитканской серии, получены определенные и конкретные палеомагнитные результаты, и хотя работы еще продолжаются, мы полагаем, что некоторые результаты можно публиковать, особенно в сопоставлении с данными по гранитоидам Шарыжалгайского выступа.

3.3.1. Краткая геологическая характеристика изученных объектов

Акитканская серия в этом районе с угловым несогласием через кору выветривания налегает на нижнепротерозойские образования и в свою очередь несогласно перекрыта байкальской серией. Отложения серии на р. Чае представлены двумя свитами: терригенно-эффузивной хибеленской (по представлениям некоторых исследователей домугдинской) ориентировочной мощности не менее 2700 м и эффузивно-терригенной чайской мощностью около 3100 м. Выше располагаются терригенные образования окуньской тепторгинской серии мощностью 1600 м (рис. 3.11). Основным объектом настоящих исследований явились породы чайской свиты, которую в 2004 г. мы изучали в стратотипическом разрезе на р. Чае. Ниже устья р. Налимды отложения чайской свиты представляют собой практически непрерывное обнажение на протяжении 7.5 км. Чайскую свиту в этом районе разделяют на две подсвиты. Нижняя - представлена зелено-серыми, реже вишнево-серыми разномерными полимиктовыми песчаниками с тонкими прослоями вишнево-красных алевролитов, вишнево-зелеными полимиктовыми

конгломератами, туфогенными породами с линзами фельзитовых порфиров. Мощность подсвиты на правобережье Чаи 1600 м. Более подробно характеристика свиты, приведена в главе 1, раздел 1.2.2. Ажитканский постколлизийный вулканоплутонический пояс. На подстилающей хибеленской свите нижняя подсвита лежит согласно и имеет с ней постепенные переходы через пачки переслаивания (ГГК-200, лист О-49-XXI, 1969; Салоп, 1964; Мац, 1965). Для палеомагнитного изучения из этой подсвиты были отобраны ориентированные образцы алевролитов и тонкозернистых песчаников из 5-и точек – 4-8 (рис. 3.11).

Верхняя подсвита представлена вишнево- и фиолетово-красными, реже зеленоватыми аркозовыми и полимиктовыми печаниками с горизонтами зелено-вишневых конгломератов, лиловых и серых фельзитовых и кварцевых порфиров. Мощность около 1500 м. Для палеомагнитного изучения из этой подсвиты были отобраны ориентированные образцы алевролитов из точек – 1, 2 и 14-16 и ориентированные образцы из силлов кварцевых диабазовых порфиритов 12, 13 (рис. 3.11). Помимо этих образцов из 2-х точек (3 и 11) были отобраны ориентированные образцы из внутриформационных конгломератов чайской свиты для проведения теста конгломератов – определения возраста характеристической намагниченности этих пород. Точка 3 находится на границе нижней и верхней подсвит, а точка 11 находится примерно в средней части разреза верхней подсвиты (рис. 3.11).

Отложения чайской свиты слагают моноклираль СВ простираения с пологим (до 30 °) погружением на северо-запад. Моноклираль участками осложнена малоамплитудными флексурами, для которых свойственны короткие северо-западные крылья и протяженные юго-восточные. В пределах флексур залегание слоистости достигает иногда 60 ° и здесь же отмечается грубый кливаж с падением на юго-восток. Возраст деформаций можно оценить как рифейский, когда эта область была вовлечена в длительное опускание (ГГК-200, лист О-49-XXI, 1969). Метаморфизм в породах чайской свиты проявлен крайне слабо и неравномерно и в целом не превышает низкотемпературных фаций зеленосланцевой фации. Породы, в основном, имеют кайнотипный облик, но есть участки с существенным проявлением низкотемпературного дислокационного метаморфизма и гипергенных процессов. Породы с видимыми следами изменений на палеомагнитные исследования не отбирались.

Образцы отбирались сайтами от 5 до 16 штуфов в каждом достаточно равномерно по разрезу. Как уже указывалось выше, из нижней подсвиты было отобрано 5 сайтов и из верхней – 9, всего 187 образцов. Они распределены достаточно равномерно по разрезу и как нам представляется, способны охарактеризовать на современном методическом

уровне магнитное поле Земли в период накопления чайской свиты.

3.3.2. Возраст пород чайской свиты

Возраст пород чайской свиты не имеет однозначного толкования, как и возраст отдельных подразделений акитканской серии. Это, прежде всего, связано с разным пониманием объема свиты. Если в объем свиты включать все вулканические комплексы, которые слагают крупные вулканические постройки и прорывают осадочные образования, коррелируемые с чайской свитой, то возрастные границы свиты будут необоснованно расширены. Естественно, возраст кислых магматитов, интродуцирующих чайскую свиту (например, чайский комплекс по В.В. Булдыгеров и В.Н. Собаченко (2005)), важен для обоснования верхней возрастной границы проявления магматизма в вулканоплутоническом поясе, но он не дает четкого представления о возрасте осадочных образований чайской свиты. В настоящее время имеются разные возрастные датировки магматитов, которые якобы коррелируются с осадками чайской свитой и выделяются в самостоятельные вулканические комплексы (Срывцев, 1986). Так, U-Pb датирование по цирконам кислых магматитов из экструзии чайского комплекса (среднее течение р. Кутимы) показало возраст 1801 ± 22 млн. лет (Булдыгеров, Собаченко. 2005). Возраст латитов ламборского комплекса (U-Pb метод по циркону) оценивается как 1823 ± 7 млн. лет (Неймарк, 1991). Возраст риолитов из Гольцовской плеовулканической постройки, определенный также U-Pb методом по циркону, соответствует 1854 ± 5 млн. лет (Ларин и др., 2003б). Из этой гаммы цифр видно, что намечается сильный разброс значений возрастов, которые могли бы определить возрастные границы чайской свиты.

Исходя из этого, наиболее важны определения возраста из вулканитов, которые имеют эффузивную природу и располагаются среди осадочных пород, поскольку они будут синхронны осадконакоплению. В процессе наших работ подобные эффузивы были опробованы в верховьях р. Суслинки (восточные отроги гольца Окунь), где они слагают покровы среди груботерригенных пород нижней подсвиты чайской свиты (Мац, 1965; Салоп, 1964). Вулканиты имеют вишневую окраску и по составу соответствуют кварцевым порфирам, в которых просматриваются элементы флюидалльной текстуры. Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из этих вулканитов дали возраст 1863.2 ± 8.7 млн. лет (таблица 3.4; рис. 3.12). Эти данные позволяют оценить возраст базальных слоев чайской свиты, а также уточнить границу между домугдинской и чайской свитами. Возраст же верхов разреза чайской свиты остается пока неопределенным, но он должен ограничиваться наиболее древними значениями возрастов субвулканитов, прорывающих образования чайской свиты, составляющими 1854 ± 5 млн.

лет (Ларин и др., 2003б). Следовательно, объем чайской свиты должен охватывать временной интервал от 1854 ± 5 млн. лет до 1863.2 ± 8.7 млн. лет.

3.3.3. Петромагнитные и палеомагнитные исследования

Характеристика состава и структуры минералов-носителей намагниченности вулканогенно-осадочных пород

Для палеомагнитного анализа были отобраны образцы из вулканогенных и осадочных пород. Практически все величины естественной остаточной намагниченности исследованных образцов осадочных пород находятся в достаточно узком интервале от 0.8×10^{-5} до 5×10^{-5} А/м (рис. 3.13а). Для образцов вулканогенных пород разброс этой характеристики несколько больше - от 0.9×10^{-5} до 11×10^{-5} А/м (рис. 3.13а). Размах величин начальной магнитной восприимчивости всех исследованных пород также находится в узком интервале – меньше порядка.

Примечательным для этой коллекции является тот факт, что отношение Кенигсбергера (Q_n), показывающее соотношение остаточной и индуктивной намагниченностей, практически у всех образцов более 1 – от 0.9 до 13, то есть наблюдается явное преобладание остаточной намагниченности над индуктивной. У подавляющего количества образцов осадочных пород этот параметр находится в диапазоне 2-5 единиц (рис. 3.13а), что, во-первых, свойственно красноцветным породам (Палеомагнитология, 1982), а, во-вторых, свидетельствует о магнитной жесткости этих пород и их палеомагнитной стабильности. Вероятно, носители намагниченности красноцветных пород близки по размерам к однодоменным. Отношение Кенигсбергера практически у всех образцов вулканических пород также больше 1, причем у значительной их части Q_n более 5, что также свидетельствует о магнитной жесткости и палеомагнитной стабильности минералов-носителей их намагниченности.

Анализ зависимостей $J_s(T)$ представительного ряда образцов из силлов кварцевых диабазовых порфиритов показал, что они представлены кривыми N- и R-типа, свойственных продуктам гетерофазного изменения первичных титаномагнетитов (Нагата, 1965). На кривой первого нагрева J_s образца порфирированного андезита (Д04/13-7) фиксируется перегиб (точка Кюри ?) в районе 560°C , на кривой второго – в районе $510-520^\circ\text{C}$ и $650-660^\circ\text{C}$ (рис. 3.13б). Вероятно, в результате лабораторного нагрева произошла частичная гомогенизация первичного титаномагнетита с точкой Кюри в районе $510-520^\circ\text{C}$, что может свидетельствовать о его кристаллизации в субэпизотических условиях, и об образовании вторичной фазы близкой гематиту. На зависимостях $J_{rs}(T)$ также

фиксируются два перегиба: один в районе 520-530°C, и второй в – 660°C (рис. 3.13б).

Данные термомагнитного анализа образца порфиривого андезита позволяют предположить кристаллизацию в субаэральных условиях первичных титаномагнетитов, по составу отвечающих точки Кюри 510-520°C. Затем, на постмагматической стадии, произошел их гетерофазный распад с образованием магнитной фазы близкой по составу магнетиту. Так как температура распада вряд ли превышала 600-700°C, продукты распада имели субмикронные размеры. Вероятно, именно этим объясняется повышенная магнитная жесткость исследованных вулканитов и, как будет показано ниже, существенная палеомагнитная стабильность.

Анализ зависимостей $J_s(T)$ представительного ряда образцов алевролитов показал, что они представлены кривыми исключительно h-типа (Нагата, 1965). На кривой первого нагрева J_s образца алевролита (Д04/15-1) фиксируется перегиб (точка Кюри ?) в районе 560-570° С и в районе точки Кюри гематита. На кривой второго – те же самые фазы (рис. 5.14в). На кривых $J_{rs}(T)$ как первого, так и второго нагрева фиксируются только гематитовые фазы. Очевидно, что основная часть остаточной намагниченности алевролитов чайской свиты обязана гематиту (аутигенному+аллотигенному?), и какая-то ее часть – магнетиту (аллотигенному?).

Ферромагнитная фракция практически всех исследованных образцов имеет высокую стабильность к лабораторным нагревам. Отношение величины намагниченности насыщения и остаточного насыщения после лабораторного нагрева до 670° С к исходному значению близко 1 (рис. 3.13б,в), то есть видимых существенных новообразований и уничтожения магнитных минералов в ходе лабораторных нагревов не наблюдается.

Анизотропия начальной магнитной восприимчивости.

Столь древние породы, какими являются нижнепротерозойские образования акитканской серии, ассоциируются с метаморфизмом и существенными вторичными преобразованиями. Выше уже подчеркивалось, что существенной метаморфической и деформационной переработки пород чайской свиты не наблюдается. Тем не менее, для полного исключения возможного влияния вторичных преобразований на всех образцах осадочных и вулканических пород в 12 положениях была измерена магнитная восприимчивость и рассчитаны полные эллипсоиды начальной магнитной восприимчивости для определения типа магнитной текстуры и оценки влияния на нее вторичных стрессовых процессов (см. методический раздел).

На рис. 3.14 и табл. 3.5 приведены характеристики анизотропии начальной магнитной восприимчивости изученных пород верхней подсвиты чайской свиты. Корреляции между величиной анизотропии и магнитной восприимчивостью не

отмечается как для осадочных, так и для вулканических пород (рис. 3.14а). Для основной части изученных образцов осадков величина анизотропии (A_k) находится в интервале 2-4% (3.0 ± 0.5), что характерно для осадочной магнитной текстуры (Шолпо, 1977). Для вулканических пород эта величина находится в районе 1% (среднее 1.0 ± 0.8), за исключением одного образца (рис. 3.14а).

Распределение отношений главных осей эллипсоидов восприимчивости осадочных пород на диаграмме Д. Флинна (Flinn, 1965) показывает плоскостной тип (рис. 3.14б), то же самое можно заключить и по параметру E_k (табл. 3.5) – он для всех образцов (кроме одного) больше 1 (среднее 1.012 ± 0.006), то есть максимальная и средняя оси эллипсоидов примерно равны, а минимальная – существенно меньше. Уплющенная форма эллипсоидов магнитной восприимчивости свойственна осадочным породам, когда в процессе их осаждения и последующего уплотнения ось, перпендикулярная плоскости напластования, оказывается минимальной. Об этом же свидетельствует распределение ориентировок главных осей эллипсоидов начальной восприимчивости изученных осадков: направление минимальной оси эллипсоида перпендикулярно к плоскости напластования, максимальная и средняя оси находятся в плоскости напластования изученных осадков (рис. 3.14в). Отчетливо это становится видно после введения поправки за залегание пород – минимальная ось становится перпендикулярной (рис. 3.14г). На последней стереограмме интересно также распределение ориентировок максимальных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости – они располагаются исключительно в восточном и западном румбах (рис. 3.14г). Вероятно, это связано с направлением течения водотока, в котором отлагались осадочные породы верхней подсвиты чайской свиты. Оно было субширотным в современных координатах.

Анализ формы и величины магнитной анизотропии для вулканических пород показал, что они также не были подвергнуты существенному вторичному преобразованию, связанному со стрессовыми деформациями. В среднем величина A_k составляет 1% (рис. 3.14а). Тип анизотропии на диаграмме Б. Флинна не выражен (рис. 3.14б), величина E_k не имеет преимущественного отклонения от 1 (размах от 0.984 до 1.005 при среднем 1.000 ± 0.006). На основании этих данных можно заключить, что вторичных деформаций изученные породы не испытывали.

Палеомагнитная характеристика пород чайской свиты

Все отобранные породы чайской свиты были подвергнуты ступенчатой термомагнитной чистке до 680°C , число шагов ступенчатой чистки составляло от 16 до 20. Тест складки из-за моноклиального и довольно выдержанного залегания пород применить не удалось. Из доступного арсенала полевых тестов палеомагнитной

надежности на сегодня удалось применить только тест конгломератов, который показал высокую палеомагнитную стабильность исследованных пород.

Тест конгломератов. Для теста галек, как уже было указано выше, мы опробовали две точки, относящихся к верхней подсвите: 1) на границе нижней и верхней подсвит – точка 3; 2) в средней части верхней подсвиты – точка 11 (рис. 3.11). Первая точка (04/3) – 25 образцов, в гальке представлены в основном порфириды нижележащей хибеленской свиты, алевролиты и песчаники чайской свиты и железистые кварциты. Вторая точка (04/11) – 31 образец, в гальке исключительно алевролиты и песчаники чайской свиты, схожие с вмещающими толщами.

Поведение естественной остаточной намагниченности образцов галек из этих двух точек в ходе термочистки сильно различается. Образцы из третьей точки обладают хорошими диаграммами Зийдервельда и, в общем, у них гораздо более «чистый» и сильный сигнал. Например, NRM образца Д04/3-1 состоит практически из одной компоненты (рис. 3.15а): 1) среднее направление компоненты, счищенной температурой до 250°C составляет Dec=245°, Inc=-49° (современные координаты); 2) 250-550° C – Dec=270.3°, Inc=-57.5°, $\mathcal{D}_{95}=2.0^\circ$; 3) 620-660° C – Dec=269.8°, Inc=-57.9°, $\mathcal{D}_{95}=0.4^\circ$. Встречаются образцы, в низкотемпературной части спектра NRM (до 250° C) которых есть вязкая компонента, направленная практически по современному полю в точке отбора, но количество таких образцов немного (рис. 3.15в). Только в случае 7 образцов из 25 можно говорить о присутствии этой компоненты: n=7, Dec=5.8°, Inc=73.9°, K=8.66, $\mathcal{D}_{95}=21.74^\circ$ (современные координаты).

Поведение NRM образцов галек из точки 11 несколько другое. Например, NRM образца Д04/11-17 состоит из трех компонент (рис. 3.15б): 1) среднее направление компоненты, счищенной температурой до 250°C составляет Dec=332°, Inc=78° (современные координаты); 2) 250-550°C – Dec=260.6°, Inc=-23.4°, $\mathcal{D}_{95}=8.5^\circ$; 3) 600-640°C – Dec=159.7°, Inc=+2.5°, $\mathcal{D}_{95}=2.9^\circ$. Направления низкотемпературной компоненты NRM образцов галек этой точки образуют несколько вытянутый кластер ровно в районе современного геомагнитного поля для этого региона (рис. 3.15д): n=28, Dec=344.2°, Inc=72.9°, K=48.02, $\mathcal{D}_{95}=4.0^\circ$ (современные координаты). Очевидно, что такое поведение NRM образцов галек из двух точек связано с разными породами; в случае точки № 3 преобладают гальки кварцевых порфиритов, в случае точки № 11 – исключительно гальки алевролитов и тонкозернистых песчаников чайской свиты.

Распределение направлений высокотемпературной компоненты NRM образцов 24-х галек (именно в таком количестве удалось выделить высокотемпературную компоненту) из точки № 3 равномерное (хаотичное). Величина нормализованного вектора-результанта

этой выборки (рис. 3.15г) равна 0.181, тогда как критическая величина этого параметра для $\alpha=0.05$ равна 0.328 (Шипунов, 1994). В случае распределения направлений высокотемпературной компоненты NRM образцов 29-ти галек (в таком количестве удалось выделить высокотемпературную компоненту) из точки № 11 о полной хаотичности говорить нельзя. Величина нормализованного вектора-результанта этой выборки (рис. 3.15е) равна 0.499, тогда как критическая величина этого параметра для $\alpha=0.05$ равна 0.296 (Шипунов, 1994), то есть в NRM галек имеется, хоть и в незначительной доле, компонента, имеющая систематическое направление. Для выборки, показанной на рис. 3.15е, эта компонента имеет следующие характеристики: $n=29$, $Dec=171.4^\circ$, $Inc=-7.5^\circ$ (современные координаты) и $Dec=171.8^\circ$, $Inc=+20.3^\circ$ (древние координаты), $K=1.93$, $\sigma_{95}=27.4^\circ$. Как будет показано ниже, это направление достаточно близко направлению характеристической компоненты красноцветов чайской свиты. Вероятно, в случае внутриформационных конгломератов точки № 11, представленных галькой алевролитов и тонкозернистых песчаников, мы, так же как и для остальных пород свиты, имеем дело с намагниченностью аутигенного гематита. В случае же конгломератов точки № 3 гальки представлены как алевролитами, так и кварцевыми порфиритами (большой частью), в NRM последних вклад аутигенных магнитных минералов невозможен.

Как можно видеть, полностью положительный тест конгломератов получается только по одной точке, а по второй он неопределенный, но все равно, тестирование, на наш взгляд, в целом положительное, то есть выделенное в коренных породах направление близко ко времени образования внутриформационных конгломератов. Иначе, породы чайской свиты не испытывали в дальнейшей истории регионального перемагничивания.

Нижняя подсвита. Изучено 53 образца из 3-х точек по 15 в каждой и 1-й точки, для которой после «несчастливого случая» (образцы сгорели в результате неисправного терморегулятора) осталось только 8 дублей. Все изученные образцы исключительно вишневые и вишнево-серые алевролиты и алевропесчаники. Естественная остаточная намагниченность по величине колеблется от 1.7 до 99.1 mA/m. Диаграммы Зийдервельда на удивление хороши, здесь обычно выделяется 2-3 компоненты NRM (рис. 3.16а-г). В большинстве образцов при прогревах до 200-250°C удаляется незначительная по величине вторичная низкотемпературная компонента. Выделяется не везде, и ее направление в основном не совпадает с направлением современного геомагнитного поля. Во многих образцах (чуть больше трети) в диапазоне от 200-250° до 560°C присутствует довольно шумная, но устойчивая метакронная компонента, которая образует на стереограмме кластер в южном направлении и с отрицательными средними (около 30°) наклонениями.

Тест складки в модификации (Watson, Enkin, 1993) отрицательный, что указывает на послескладчатый возраст этой компоненты.

И, наконец, практически во всех образцах, начиная с 480°C, а чаще всего после 600°C выделяется характеристическая компонента, идущая в начало координат и повторяющаяся от образца к образцу (табл. 3.6). На стереограмме она образует довольно плотный кластер. Тест складки вышеупомянутой модификации неопределенный, что очевидно связано с малыми вариациями элементов залегания. Именно эту высокотемпературную компоненту (табл. 3.6, рис. 3.16а-г) мы считаем близкой по возрасту образованию собственно пород.

Верхняя подсвита. Из этой подсвиты изучено 75 образцов, отобранных из 7-ми точек (рис. 3.11) от 5 до 16 образцов в каждой из них. В основном это вишневые алевролиты и алевропесчаники, но два сайта отобраны из маломощных потоков (или силлов) риолитов и андезитодацитов. NRM варьируется по величине в широких пределах от 1 до 239 mA/m, только риолиты (точка 04/12) обладают слабым сигналом – порядка 0.09-0.3 mA/m, что сопоставимо с шумом прибора и повлияло на то, что по ним мы не получили отчетливого результата. По сравнению с нижней подсвитой в верхней палеомагнитная запись гораздо более «шумная», в некоторых образцах (в основном в вулканитах) хаотичная, часто можно наблюдать круги вместо среднетемпературной метакронной компоненты. Но в целом наблюдается та же картина, что и в нижней подсвите, на диаграммах Зийдервельда (рис. 3.16д-з) можно выделить несколько компонент ЕОН. Чуть больше трети образцов в диапазоне до 250-300°C «несут» низкотемпературную компоненту, по направлению достаточно близкую направлению современного геомагнитного поля в районе работ. Довольно часто на диаграммах (примерно половина образцов) выделяется метакронная, в основном среднетемпературная, компонента в широком интервале от 250°C вплоть до 640°C. Эта компонента не имеет преимущественного направления (как в нижней подсвите), распределена на стереограмме хаотично и больше похожа на круги перемагничивания.

Высокотемпературная компонента (табл. 3.6) выделяется довольно уверенно, чаще всего в узком интервале после 580°C и вплоть до 680-690°C. Но есть ряд образцов (№ Д04/13-12, рис. 5.16д; № Д04/16-15, рис. 5.16з), которые представлены практически однокомпонентной NRM. Недостаточно часто высокотемпературная компонента спадает в начало координат, что может указывать на неполное разделение и влияние вторичной компоненты. Но, еще раз повторим, в целом картина та же, что и для нижней подсвиты. Тест складки из-за практически моноклиального залегания пород дал неопределенный результат.

Обсуждение надежности палеомагнитных результатов

Направления высокотемпературных компонентов естественной остаточной намагниченности образцов нижней и верхней подсвит тесно группируются вокруг своих средних (рис. 3.17 а,б; табл. 3.6). Средние направления образцов двух подсвит “лежат” на сфере близко друг от друга, но все же различие между ними значимо: 1) нижняя подсвита – Dec=191.4°, Inc=22.0°, \mathcal{D}_{95} =3.9°; 2) верхняя подсвита – Dec=193.4°, Inc=14.1°, \mathcal{D}_{95} =3.5°. Палеомагнитные полюсы чайской свиты Аakitканского хребта находятся рядом с полюсом гранитоидов шумихинского комплекса Шарыжалгайского блока (рис. 3.18).

На рисунке 3.18 показаны два возможных положения палеомагнитных полюсов Сибири, определенных в настоящей работе. Одно – в районе Мексиканского залива, второе – в Индийском океане у западных берегов Австралии, между ними разница 180° по дуге большого круга. Второй возможный район положения полюсов находится у позднеордовикского (435-450 млн. лет) участка кривой кажущейся миграции северного полюса Сибири (рис. 3.18), что может свидетельствовать о вторичной природе выделенного характеристического направления. Попробуем показать, что это совпадение можно считать случайным.

Действительно, в раннем палеозое наблюдается пик эндогенной активности, связанный с закрытием Палеоазиатского океана (например, Добрецов, 2003; и др.). Наиболее масштабно эти события проявились к югу от Сибирского кратона в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса. В краевых областях Сибирского кратона коллизионно-аккреционные события этого этапа были проявлены слабее и, что самое главное, произошли существенно раньше, в раннем ордовике. По данным Т.В. Донской с соавторами (Донская и др., 2000) пик метаморфизма в Китойкинской зоне, расположенной к югу от Шарыжалгайского массива за Главным Саянским разломом, имел место 474±3 млн. лет тому назад. В пределах Ольхонской коллизионной системы раннепалеозойский пик метаморфической активности имел место 490±10 млн. лет тому назад (Бибикова и др., 1990а). Метаморфические события были обусловлены приращением одноименных террейнов к южной окраине Сибирского кратона. Следовательно, данные по возрасту метаморфических комплексов южного обрамления Сибирского кратона, также как и приведенные ранее результаты петромагнитных исследований, позволяют исключить перемагничивание, в том числе и раннепалеозойское.

Еще раз перечислим все доводы в пользу древней природы высокотемпературной намагниченности исследованных пород. Во-первых, тест конгломератов для пород верхней подсвиты чайской свиты имеет положительный отклик, что позволяет датировать

эту намагниченность возрастом образования пород (конгломераты внутрiformационные). Во-вторых, высокотемпературная компонента намагниченности вулканических и осадочных пород совпадают. В-третьих, самый убедительный, на наш взгляд, довод в пользу древней близкой по возрасту формирования пород природы высокотемпературной компоненты намагниченности как пород чайской свиты, так и гранитоидов является совпадение положения палеомагнитных полюсов этих объектов, удаленных друг от друга почти на 700 км и принадлежащих различным тектоническим структурам юга Сибирского кратона.

На основании этого сходства мы можем говорить о тектонической жесткости (ригидности) различных тектонических структур юга Сибирского кратона (по крайней мере) на рубеже 1850 млн. лет: Шарыжалгайский блок, являющийся выступом фундамента Сибирского кратона и Аkitканский хребет, являющийся анорогненным горным сооружением. Таким образом, можно использовать эти данные как для “продолжения” траектории кажущейся миграции полюса Сибири в ранний протерозой, так и построения магнитотектонических реконструкций на время примерно 1850 млн. лет.

3.4. Интерпретация полученных результатов

Для раннего протерозоя имеются только два палеомагнитных определения по Сибирскому кратону. Первое определение выполнено Г.Г. Камышевой по габброидам Анабарского щита в районе р. Оленек, возраст которых 1850-2080 млн. лет по K-Ar (Pisarevsky, McElhinny, 2003). Второе – по анортозитам Джугджурского и Сехтагского массивов Улканского пояса Алданского щита, возраст 2000-2100 млн. лет по K-Ar (Михайлова и др., 1994). Качество, определение возраста намагниченности и, соответственно, палеомагнитная надежность первого определения по современным меркам не высока, и мы не будем его здесь рассматривать. Второе определение, принадлежащее Н.П. Михайловой с соавторами, выполнено на достаточно высоком методическом уровне в отношении палеомагнитных процедур, но возраст анортозитов, который они принимали в своей работе, был пересмотрен, и в настоящее время оценивается от 1712 до 1730 млн. лет (Ларин и др., 2002). Кроме того, первичное положение палеомагнитных полюсов Джугджурского и Сехтагского массивов (средние направление компоненты A и координаты полюса составляют $Dec=116.05^\circ$, $Inc=-1.56^\circ$, $a_{95}=12.8^\circ$, $\alpha_{95}=-15.3^\circ$, $\Theta=201.9^\circ$, $dp=6.4^\circ$, $dm=12.8^\circ$ (Михайлова и др., 1994)) было повернуто на угол 27° вокруг полюса с координатами 57° с.ш. и 110° в.д. (Павлов В.Э., устное сообщение), что позволило устранить вклад разворота Алданского блока

относительно Ангаро-Анабарского во время раскрытия Вилюйского рифта в среднем палеозое. Координаты «новых» направления компоненты А и полюса составляют: $Dec=89.36^\circ$, $Inc=1.3^\circ$, $a_{95}=12.8^\circ$, $e\tau=54.85^\circ$, $\bullet=133.25^\circ$, $\varphi=0.9^\circ$, $\ominus=223.4^\circ$, $dp=7.6^\circ$, $dm=15.1^\circ$.

Перед использованием полюсов, полученных в настоящей работе для рубежа примерно 1860-1840 млн. лет и пересчитанного с (Михайлова и др., 1994) для рубежа примерно 1730-1712 млн. лет (Ларин и др., 2002), для построения реконструкций необходимо оговорить вопрос полярности полученных древних палеомагнитных направлений. Однозначно, как мы полагаем, решить его в настоящее время не представляется возможным, так как остается неопределенным знак полярности не только для раннепротерозойских, но и для венд-рифейских полюсов Сибири (Павлов и др., 2002; Шацилло и др., 2003). Вероятно, на настоящем этапе исследований необходимо привлекать другие данные о возможном положении Сибири относительно других кратонов, в частности Лаврентии. Ниже мы рассмотрим эти возможности.

Образование Южно-Сибирского пояса постколлизийных гранитоидов может быть связано с причленением к кратону континентальных блоков, в которых представлены континентальная архейская и раннепротерозойская кора, и, возможно, палеоостроводужные и палеоокеанические комплексы, реконструируемые в Ерминском террейне Шарыжалгайского выступа (Скляр и др., 1998; Гладкочуб и др., 2001а). Вместе с тем, становление структуры фундамента Сибирской платформы в целом определяется раннепротерозойскими аккреционными и коллизийными процессами, проявление которых связывают с формированием более крупной тектонической единицы – суперконтинента (Хаин, Божко, 1988; Rozen et al., 1994; и др.).

В качестве модели мы рассматриваем континент Арктика или континент Колумбия, в состав которого включены преимущественно архейские образования Лаврентии и Сибири, переработанные в раннем протерозое (Розен, 2001; Rogers, 1996; Rogers, Santosh, 2002). С этих позиций образование Южно-Сибирского пояса гранитоидов к 1870-1840 млн. лет завершило коллизийные процессы наиболее поздней стадии формирования раннепротерозойского суперконтинента. Становление же более ранних коллизийных поясов, определяющих внутреннее строение Сибирского кратона, может быть связано с процессами тектогенеза в первой половине раннего протерозоя и, возможно, архее (Rozen et al., 1994).

Всего для Лаврентийского кратона в интервале 1800-1900 млн. лет имеется 42 палеомагнитных полюса (Pisarevsky, McElhinny, 2003). Анализ набора данных по двум критериям - точность определения возраста намагниченности не хуже 25 млн. лет и

наличие хотя бы одного положительного теста - позволил для дальнейшего рассмотрения оставить только 10 результатов. Оказалось, что 8 определений относятся к породам нижнего протерозоя Трансгудзонского пояса, 1 – провинции Слейв, 1 – Сьюпириор (Pisarevsky, McElhinny, 2003).

Для определения положения Лаврентии на рубеже 1860-1840 млн. лет нами были использован средний палеомагнитный полюс с координатами $Plat=-11.0^\circ$, $Plong=279.0^\circ$, рассчитанный по объектам Трансгудзонского пояса, провинции Черчилл (Pesonen et al., 2003). Для определения положения Лаврентии на рубеже 1730-1710 млн. лет мы использовали интерполяционный полюс с координатами $Plat=5.1^\circ$, $Plong=261.3^\circ$, рассчитанный по среднему полюсу на 1765 млн. лет провинций Сьюпириор и Черчилл ($Plat=-11.0^\circ$, $Plong=272.0^\circ$) и полюсу протерозойских кварцитов с возрастом 1700–1650 млн. лет ($Plat=21.0^\circ$, $Plong=250.0^\circ$) (Pesonen et al., 2003). В цитируемой выше работе этим полюсам приписывается положительная полярность, то есть они являются северными, что согласуется с разработанной более 20-ти лет тому назад кривой кажущейся миграции полюса Лаврентии (Piper, 1982). В последнее время эта интерпретация полярности докембрийских полюсов Лаврентии стала сталкиваться с затруднениями при глобальных магнито-тектонических построениях (Park, 1994). Аналогичная ситуация отмечается и для раннепалеозойских-докембрийских полюсов Гондваны, а пересмотр полярности последних требует пересмотра полярности и полюсов Лаврентии (Schmidt, Clark, 1997). Подчеркнем, что и для палеоконтинента Лаврентии вопрос полярности имеющихся палеопротерозойских палеомагнитных полюсов не решен, то есть, возможна двойкая интерпретация.

В наших построениях мы приняли прямую полярность вышеперечисленных полюсов Лаврентии, так как выбор обратной опции полярности требует более подробного анализа и ревизии существующего набора докембрийских полюсов. Согласно этим данным Лаврентийский кратон в интервале 1860-1840 млн. лет располагался в экваториальных широтах; его современная арктическая окраина находилась на 15° с.ш. и была обращена на юго-восток (рис. 3.19). Положение Сибирского кратона, рассчитанное по координатам палеомагнитного полюса, находящегося в районе Мексиканского залива (наст. работа), несколько ниже по широте. Сибирь занимает положение в экваториальных широтах от $5-10^\circ$ северной широты, там располагалась северная окраина Тунгуской провинции (Розен, 2001), до $10-15^\circ$ южной широты - современная южная окраина Сибири (рис. 3.20 – первый вариант). Расстояние между двумя палеоконтинентами небольшое – в пределах $5-7^\circ$. В случае другой опции полярности – северный полюс в Индийском океане

- положение Сибири измениться на 180° , то есть у арктической окраины Лаврентии на $8-15^\circ$ северной широты будет находиться южная (байкальская) окраина Сибирского кратона (рис. 3.19 – второй вариант). Палеоконтинентальные блоки в этом случае соприкасаются.

Для рубежа 1730-1710 млн. лет мы имеем следующее положение блоков. Лаврентия немного сдвинулась на север (первые градусы) с одновременным разворотом по часовой стрелке (рис. 3.19). Сибирь, в случае северного полюса с координатами $Plat=0.9^\circ$, $Plong=223.4^\circ$, будет находиться целиком в экваториальных широтах южного полушария от экватора (арктическая окраина) до $15-20^\circ$ южной широты, там могла располагаться байкальская окраина Сибири (рис. 3.19 – первый вариант). Сибирский палеоконтинент находится на некотором удалении по широте от Лаврентии, и ширина бассейна между двумя блоками могла достигать $10-15^\circ$, то есть Сибирь в этом случае не могла входить в структуру суперконтинента.

В случае другой опции полярности (северный полюс $Plat=-0.9^\circ$, $Plong=43.4^\circ$) положение Сибири измениться на 180° , то есть у арктической окраины Лаврентии на $12-20^\circ$ северной широты будет находиться южная (байкальская) окраина Сибирского кратона, а арктическая – на экваторе (рис. 3.19 – второй вариант). Палеоконтинентальные блоки в этом случае соприкасаются, то есть такое их расположение не противоречит гипотезе их совместного вхождения в состав суперконтинента. Именно о таком расположении кратонов на основе анализа геологических и изотопно-геохронологических данных для конца позднего протерозоя указано в (Condie, 2002). Такое же относительное расположение этих двух палеоконтинентов в рифее на основе геолого-структурных и изотопно-геохимических данных принимается в (Rainbird et al., 1998) и на основе палеомагнитных – в (Павлов и др., 2002).

3.5. Заключение

Полученные нами палеомагнитные данные не противоречат тому, что на рубеже 1850-1830 млн. лет Сибирский раннепротерозойский континент вошел в состав суперконтинента Колумбия. Его сочленение с Лаврентийским кратоном, являвшимся ядром суперконтинента Колумбия, проходило, вероятно, по современной южной (байкальской) окраине Сибири и современной северной окраине Лаврентии (рис. 3.19 - второй вариант). Примерно о таком относительном положении этих кратонов в теле

палеопротерозойского суперконтинента указано в (Condie, 2002).

По мнению К. Конди, основные процессы рифтинга, приведшие к распаду палеопротерозойского суперконтинента прошли около 1.4 млрд. лет (Condie, 2002). Геологические данные по югу Сибирского кратона свидетельствуют о стабильном его развитии с преобладанием платформенных режимов седиментации и внутриплитного растяжения от 1800 до 1000 млн. лет (Гладкочуб и др., 2003б). На этом основании мы полагаем, что южный фланг Сибирского кратона располагался во внутренних областях фрагмента, уцелевшего после распада палеопротерозойского суперконтинента, вплоть до образования неопротерозойского суперконтинента.

Магнитотектонические реконструкции совместного положения Сибири и Лаврентии на 1860-1840, 1730-1720 млн. лет (наст. работа) и на 1050-1000 млн. лет (Павлов и др., 2002) хорошо согласуются с этим предположением. Для трех временных рубежей установлено сходное относительное расположение этих двух блоков. Предположение о распаде, а затем сборе спустя 300-350 млн. лет двух блоков в сходной конфигурации выглядит маловероятным. Более вероятно, что агломерат двух кратонов (Сибирского и Лаврентийского) существовал с 1850 млн. лет и, по крайней мере, до 1050 млн. лет, то есть на протяжении 800 млн. лет.

Исследования и подготовка главы выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 02-05-64332, 02-05-64208, 06-05-64352).