

## ВМЕСТО ПРЕДИСЛОВИЯ

... Да, да! А сколько захватывающего сулят эксперименты в узко специальных областях! Ну, например, икота. Мой глупый земляк Солоухин зовет вас в лес соленые рыжики собирать. Да плюньте вы ему в его соленые рыжики! Давайте лучше займемся икотой, то есть, исследованием пьяной икоты в ее математическом аспекте...

- Помилуйте! - кричат мне со всех сторон. - да неужели же на свете, кроме этого, нет ничего такого, что могло бы...!

- Вот именно: нет! - кричу я во все стороны! - Нет ничего, кроме этого! Нет ничего такого, что могло бы! Я не дурак, я понимаю, есть еще на свете психиатрия, есть внегалактическая астрономия, все это так!

Но ведь все это - не наше, все это нам навязали Петр Великий и Дмитрий Кибальчич, а ведь наше призвание совсем не здесь, наше призвание совсем в другой стороне! В этой самой стороне, куда я вас приведу, если вы не станете упираться! Вы скажете: "призвание это гнусно и ложно". А я вам скажу, я вам снова повторяю: "нет ложных призваний, надо уважать всякое призвание".

И тьфу на вас, наконец! Лучше оставьте Янкам внегалактическую астрономию, а немцам психиатрию. Пусть всякая сволота вроде испанцев идет на свою корриду смотреть, пусть подлец-африканец строит свою ассуанскую плотину, пусть строит, подлец, все равно ее ветром сдует, пусть подавится Италия своим дурацким бель-канто, пусть!..

А мы, повторяю, займемся икотой.

Венедикт Ерофеев. Москва - Петушки  
(Купавна - 33-й километр)

Уважаемые посетители нашей страницы, дорогие коллеги, как Вы понимаете, эта цитата в «твердый» вариант диссертационной работы не вошла и не могла войти из этических соображений. Как мне кажется, здоровая шутка значительно облегчает общение и восприятие, посему электронный вариант я начинаю строками из бессмертной ПОЭМЫ.

PS По прошествии двух лет после защиты некоторые моменты работы я пересмотрел (что, в частности, касается «критики» рифейских полюсов во 2-й главе), что связано, в первую очередь с получением новых данных, однако, основные выводы = защищаемые положения пока опровергнуть не удастся.

Искренне Ваш, Андрей Шацилло.

17.03.2008г.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта  
Российской Академии наук

На правах рукописи

ШАЦИЛЛО АНДРЕЙ ВАЛЕРЬЕВИЧ

**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕНДА ЮГА СИБИРСКОЙ  
ПЛАТФОРМЫ И НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ  
ПОЗНЕДОКЕМБРИЙСКОЙ ГЕОДИНАМИКИ**

**Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук**

Научный руководитель:  
к.ф.-м.н., Павлов В.Э.

МОСКВА  
2006

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	4
<b><u>Глава 1.</u></b> Краткий обзор важнейших этапов геодинамической эволюции Сибирского кратона	13
<b><u>Глава 2.</u></b> Обзор и критическая оценка палеомагнитных данных для конца рифея, венда и раннего кембрия Сибирской платформы	25
<b><u>Глава 3.</u></b> Геологическое описание районов работ и объектов исследований	42
<b>3.1</b> Стратиграфия вендских образований изученных регионов	42
Обоснование возраста изученных стратиграфических единиц	65
<b>3.2</b> Тектоника и магматизм	72
<b>3.3</b> Объекты исследований	89
<b><u>Глава 4.</u></b> Методика и техника исследований	92
<b><u>Глава 5.</u></b> Палеомагнетизм венда Юго-западного Прибайкалья и Восточного Присяянья	96
Объекты исследований	96
Результаты магнитных чисток	98
Сравнение средних направлений	123
<b><u>Глава 6.</u></b> Палеомагнетизм венд- раннекембрийских отложений Енисейского Кряжа, Бирюсинского и Центрального Присяянья	128
Объекты исследований	128
Анализ компонент намагниченности	131
<b>1</b> Бирюсинское Присяянье	131
<b>2</b> Центральное Присяянье	135
<b>3</b> Енисейский Кряж	137
Анализ палеомагнитных направлений	146
<b><u>Глава 7.</u></b> Особенности поведения геомагнитного поля на границе докембрия и фанерозоя	171
<b>7.1</b> Анализ мировых палеомагнитных данных для венда – раннего кембрия	175

7.2	Тестирование предложенной модели	182
7.3	Тектоническое приложение к модели или «Расстояние между Чикаго и Мирным 540 млн. лет назад»	190
<b>Глава 8.</b>	<b>Венд-раннекембрийский сегмент кривой кажущейся миграции полюса Сибирской платформы</b>	<b>195</b>
8.1	Оценка надежности полученных результатов	195
8.2	Венд-раннекембрийское перемагничивание: полюсы метахронных компонент намагниченности, время их образования и возможные варианты интерпретации	203
8.3	Венд-раннекембрийский сегмент КМП Сибирской платформы	209
8.4	Сибирь в венде	213
8.5	Сибирь и Лаврентия	214
	Заключение	218
	Литература	221



## Введение

В настоящее время проблема палеомагнетизма пограничного докембрийско-фанерозойского интервала геологической истории стоит особенно остро. Вопрос о положении вендских и раннекембрийских полюсов является не только проблемой палеомагнетизма Сибирской платформы: аналогичная ситуация имеет место и на других древних кратонах, таким образом, представляя собой проблему планетарного масштаба.

Неоднозначность в интерпретации имеющихся венд-раннекембрийских палеомагнитных данных имела своим следствием появление порой достаточно «экзотических» гипотез, касающихся эволюции литосферной оболочки планеты на рубеже докембрия и фанерозоя, нуждающихся в тщательной проверке палеомагнитным методом. В частности, Киршвинком с соавторами была предложена гипотеза Inertial Interchange True Polar Wander (ИТПВ, Kirschvink et al., 1997), согласно которой в результате перераспределения масс в литосфере и мантии в раннем кембрии произошла смена осей инерции Земли, что явилось причиной быстрого, в течение времени 15–20 млн.лет, смещения литосферы и мантии относительно оси вращения (истинного смещения полюса). Это, в свою очередь, послужило спусковым механизмом для принципиальной тектонической, палеогеографической, климатической и биосферной перестройки, произошедшей на нашей планете в начале кембрийского периода.

Неопределенность в положении венд-раннекембрийских полюсов Сибирской платформы обусловлена крайней противоречивостью имеющихся палеомагнитных данных, причем попытки селекции имеющихся определений по их надежности и качеству не дают определенного результата, что ставит под сомнение саму возможность их использования для решения тектонических задач.

В то же время на вопросе о положении вендского и раннекембрийского полюса Сибири замыкается ряд актуальных проблем палеомагнитологии, тектоники и геодинамики. Так, к настоящему времени, по Сибирской

платформе накоплен значительный объем палеомагнитных данных, позволяющих построить в той или иной степени обоснованные кривые кажущейся миграции полюса (КМП) для палеозоя (начиная со среднего кембрия) и мезо-неопротерозоя (Smethurst et al., 1998). В тоже время отсутствие связующего вендского «звена» между ними делает достаточно условным использование принципа минимизации перемещений при определении полярности палеомагнитных направлений в докембрии, что не позволяет адекватно состыковать разрозненные участки КМП в единый тренд. Таким образом, несмотря на наличие достаточно надежных палеомагнитных данных по среднему и началу позднего рифея мы даже не можем уверенно сказать в северном или в южном полушарии находилась в это время Сибирская платформа. В свою очередь с выбором полярности докембрийских палеомагнитных направлений и соответственно с общей конфигурацией кривой КМП Сибири напрямую связано решение вопроса о положении Сибирского кратона в структуре суперконтинента Родиния и о самой возможности существования этого суперконтинента (Павлов и др., 2002).

Обоснование базовых геодинамических моделей формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса (Mossakovsky, et al., 1993; Диденко и др., 1994; Berzin, Dobretsov, 1993; Sengör, et al., 1993) в значительной степени зависит от позиции Сибирской платформы в конце докембрия. Представляется очевидным, что без надежных вендских и раннекембрийских палеомагнитных данных для Сибири такие построения не могут рассматриваться как достаточно обоснованные.

Перечисленные выше проблемы подчеркивают важность и актуальность палеомагнитного изучения позднейшего докембрия Сибирской платформы, что и было предпринято в настоящей работе.

### ***Цели и задачи исследования***

Основными целями настоящего исследования были следующие:

1. Построение вендского сегмента кривой кажущейся миграции полюса Сибирской платформы.
2. Получение ограничений на выбор полярности палеомагнитных направлений позднего рифея Сибири, что необходимо, в частности, для тестирования гипотезы суперконтинента Родиния.
3. Оценка кинематики и палеогеографического положения Сибирского кратона на границе докембрия и фанерозоя и его места в системе глобальных палеотектонических реконструкций для этого времени.
4. Палеомагнитное тестирование гипотезы Inertial Interchange True Polar Wander.
5. Оценка структуры и характера поведения магнитного поля Земли в венде – раннем кембрии.

Для решения поставленных целей необходимо получение надежных палеомагнитных данных по вендским образованиям Сибирской платформы, удовлетворяющих современным методическим и аппаратным требованиям. Получение этих данных и являлось основной задачей настоящей работы.

### ***Фактический материал***

Для решения поставленных задач было изучено значительное количество позднедокембрийских и некоторых раннекембрийских объектов юга Сибирской платформы, представляющих Восточную платформенную зону Енисейского Кряжа – алешинская, чистяковская, мошаконская, редколесная, островная свиты (V) и климинская свита ( $\text{Є}_{1\text{atd}}$ ); Бирюсинское, Центральное и Восточное Присяянье – айсинская, усть-тагульская, мотская и иркутская свиты (V); Юго-Западное Прибайкалье – ушаковская и куртунская свиты (V). В общей сложности обработано 1219 ориентированных образцов, отобранных из 25 объектов, включающих в себя 63 обнажения/сайта. Лабораторная

обработка коллекций проводилась в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН (г.Москва), в Группе палеомагнитных исследований Центральной лаборатории ВСЕГЕИ (г.Санкт-Петербург), в лаборатории палеомагнетизма Парижского института физики Земли IPGP (г.Париж), в Специальном тектоническом исследовательском центре Университета Западной Австралии (г.Перт) и в Геофизической обсерватории «Борок» (Ярославская область). Методический и аппаратный уровень исследований полностью удовлетворяет современным мировым стандартам.

### ***Научная новизна работы***

Изучение палеомагнетизма позднейшего докембрия и раннего кембрия Сибирской платформы началось еще в начале 60-х годов прошлого века и в первую очередь связано с работами сотрудников палеомагнитной лаборатории ВНИГРИ под руководством А.Н.Храмова и ВОСТСНИИГиМСа под руководством А.Я. Кравчинского. За прошедшие более чем 40 лет исследований получено около 100 палеомагнитных определений для этого возраста, однако до сих пор положение венд-раннекембрийских полюсов Сибирской платформы однозначно определить не удалось. В целом палеомагнитные полюсы для венда – раннего кембрия Сибирской платформы крайне “противоречивы” и образуют разброс на сфере более 120 градусов по долготе и 60 по широте. Значительная часть имеющихся определений не удовлетворяет принятым в настоящее время палеомагнитным критериям надежности, однако даже при самой жесткой селекции данных, и выявлении из них наиболее «надежных», определить какое-либо преимущественное палеомагнитное направление не удастся. Таким образом, несмотря на колоссальные усилия, затраченные на решение этой задачи, до последнего времени венд-раннекембрийский интервал геологической истории оставался, по сути, «белым пятном» в палеомагнетизме Сибирской платформы. Результаты, полученные в данной работе, позволяют существенно продвинуться в решении этой проблемы.

### *Защищаемые положения*

1. По изученным объектам юга Сибири получен ряд палеомагнитных полюсов, отвечающих трем временным уровням в объеме вендской системы: эдиакарий (~560Ma), конец эдиакария – начало немакит-далдына (~550Ma) и немакит-далдын (~540Ma). Полученные данные позволяют сделать следующие выводы:

А) В позднем венде - раннем кембрии Сибирская платформа находилась в тропических и субтропических широтах южного полушария и была обращена к северу своей южной (в современных координатах) окраиной. В течение эдиакария, Сибирь испытывала южный дрейф (~25°), без существенных разворотов. К концу эдиакария Сибирская платформа находилась в самой южной точке своего пути за последние 550 млн. лет. С рубежа эдиакарий – немакит-далдын и вплоть до начала раннего кембрия (томмот) Сибирь претерпела существенный разворот по часовой стрелке (~55°), и незначительный северный дрейф.

Б) Распад фрагмента Родинии «Сибирь-Лаврентия» должен был произойти в доэдиакарское время.

В) Вендский сегмент сибирской КМП находится в Индийском океане, что находится в противоречии с существовавшими ранее представлениями о Тихоокеанском тренде позднерифейских и вендских полюсов и предполагает изменение принятой к настоящему времени полярности палеомагнитных направлений для рифея Сибири.

2. В осадочных породах позднейшего венда юга Сибири обнаружен необычный характер палеомагнитной записи. Анализ мировых палеомагнитных данных для венда – раннего кембрия показывает, что данное явление имеет планетарный масштаб и может рассматриваться как результат аномального поведения геомагнитного поля в это время. Полученные палеомагнитные результаты противоречат гипотезе Inertial Interchange True Polar Wander (Kirschvink et al., 1997).

3. В вендских породах Енисейского Кряжа, Присяньи и Юго-Западного Прибайкалья широко распространено региональное перемагничивание поздневендско – раннекембрийского возраста, отражающее, по-видимому, крупное тектоно-термальное событие, имевшее место на юге Сибирской платформы в это время.

### ***Теоретическое и практическое значение***

Результаты палеомагнитных исследований, полученные в ходе настоящей работы, могут служить основой для различных тектонических построений и могут быть использованы при создании геодинамических карт, палеогеографических, палеоклиматических, и других реконструкций. Исключительно важным представляется использование полученных данных, для выяснения положения Сибирского кратона в системе глобальных палеореконструкций для венд – кембрийского времени. Полученный вендский тренд палеомагнитных полюсов позволяет адекватно связать рифейский и фанерозойский участки кривой кажущейся миграции полюса Сибирской платформы и определить полярность палеомагнитных направлений мезо- и неопротерозоя, что в свою очередь является ключевым моментом в решении вопроса о вхождении Сибири в состав суперконтинента Родиния и о самой возможности существования этого суперконтинента. Полученные данные также необходимы для тестирования ряда моделей формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса и в целом для понимания геологической и тектонической эволюции нашей планеты на рубеже докембрия и фанерозоя.

### ***Представление работы на научных конференциях, совещаниях и семинарах***

Результаты, полученные в ходе настоящей работы, были представлены на 15-ти Всероссийских и Международных научных конференциях и совещаниях, это: Молодежная конференция памяти Л.А. Яншина (г.Москва),

2001, 2003; конференция Межведомственного тектонического комитета «Эволюция тектонических процессов в истории Земли» (г.Москва), 2004; Совещание по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород, 1999, 2000, 2001, 2002, 2003 (пос. Борок), 2004 (г.Казань); конференция «Строение и история развития платформ и подвижных поясов Евразии» (г.Москва), 2000; конференция по тектонике плит памяти Л.П. Зоненшайна (г.Москва), 2001; конференция «Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков» (г.Москва), 2002; конференция «Problems of geocosmos» (г.Санкт-Петербург), 2000; конференция европейского геофизического общества (г.Ницца), 2000; конференция «Строение литосферы и геодинамика» (г.Иркутск), 2005, а также были неоднократно доложены на Общемосковском семинаре по магнетизму и палеомагнетизму в ИФЗ РАН.

### ***Публикации***

В общей сложности по теме диссертационной работы подготовлено 23 публикации, из них 17 - тезисы конференций и статьи в сборниках по материалам конференций, 5 статей в реферируемых журналах, и одна статья в сборнике трудов ГИН РАН.

### ***Структура и объем диссертации***

Диссертация состоит из введения, 8 глав, заключения и списка литературы.

### ***Благодарности***

В первую очередь я хочу поблагодарить своего научного руководителя В.Э. Павлова, по инициативе которого я занялся изучением палеомагнетизма венда Сибири, да и палеомагнетизмом вообще.

За неоценимую помощь в проведении полевых исследований и за ценные консультации по геологии и тектонике юга Сибири автор выражает искреннюю благодарность сотрудникам Института Земной коры СО РАН

(Иркутск): Е.В. Складову, А.М. Мазукабзову, А.М. Станевичу, Д.П. Гладкочубу, Т.В. Донской, Е.Ф.Летниковой и А.В. Иванову. Отдельные полевые сезоны были проведены совместно с И.В. Коровниковым и Б.Б. Кочневым (ИГНГ СО РАН, Новосибирск), на всех этапах исследования я пользовался их многочисленными консультациями по стратиграфии региона, в значительной степени сформировавшими мои взгляды на проблемы стратиграфии позднего докембрия и раннего кембрия Сибири. Я выражаю благодарность А.А. Постникову (ИГНГ СО РАН, Новосибирск), предоставившему автору некоторые палеомагнитные коллекции. Автор также благодарен В.С. Федоровскому и Н.М. Чумакову (ГИН РАН, Москва) за консультации по вопросам структурной геологии Байкальского региона. Я благодарен П.Ю. Петрову (ГИН РАН, Москва) с которым мы делили все тяготы Учуро-Майской экспедиции 1998 года.

Отдельно хочется поблагодарить московских коллег в области палеомагнетизма за полезные рекомендации и постоянную моральную поддержку, это: Г.З. Гурарий, А.Н. Диденко, Н.М. Левашова, М.Л. Баженов, М.В. Алексютин, В.М. Трубихин и А.В. Гарбузенко (ГИН РАН), В.А. Большаков, В.Н. Вадковский и Н.В. Лубнина (МГУ), Д.В. Коваленко (ИГЕМ РАН) а также Д.М. Печерский, В.Ю. Водовозов, Р.В. Веселовский и все сотрудники лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН. Работа была бы неполноценной без своевременных критических замечаний новосибирских коллег – А.Ю. Казанского, Д.В. Метелкина и Н.Э. Михальцова (ИГ СО РАН), которым автор также благодарен. Выражаю искреннюю признательность палеомагнитологам ВНИГРИ (Санкт-Петербург) – первопроходцам палеомагнетизма Сибирской платформы А.Н. Храмову, В.П. Родионову, Р.А. Комиссаровой, Е.Л. Гуревичу, А.Г. Иосифиди и В.В. Попову, с которыми я неоднократно обсуждал результаты исследований.

Спасибо С.В. Шипунову (ВСЕГЕИ, СпбГУ, Санкт-Петербург) за обсуждение материала на стадии обработки коллекций и предварительной интерпретации, а также за предоставление палеомагнитных компьютерных



программ, использованных в работе. Автор выражает благодарность С.А. Писаревскому (TSRC, Университет Западной Австралии, г.Перт), который взял на себя труд по магнитным чисткам отдельных коллекций, а также консультировал автора по некоторым вопросам палеомагнетизма докембрия.

В заключение хочется поблагодарить двух прекрасных девушек – О. Печенкину и Ю. Осадчую (компания Art project, Москва) за подготовку цветной графики диссертационной работы и пр. Этот список не исчерпывает имена всех тех, с кем мне посчастливилось работать и общаться и кто в той или иной степени влиял на выполнение диссертационной работы, всем вам я говорю – СПАСИБО!

P.S. Спасибо также высшему разуму за «Big Bang», а китайцам за компас.

## Глава 1. Краткий обзор важнейших этапов геодинамической эволюции Сибирского кратона

### Стадия кратонизации (AR-PR)

Согласно современным взглядам (Розен, 2003) Сибирский кратон представляет собой древнюю коллизионную область, образованную из разнородных раннедокембрийских (AR-PR) тектонических блоков или террейнов в результате раннепротерозойской аккреции, подвергшуюся, в дальнейшем, глубокой эрозии и перекрытую рифей-фанерозойскими комплексами платформенного чехла. Предполагается, что террейны, слагающие фундамент Сибирской платформы, формировались независимо друг от друга как изолированные микроконтиненты в разное геологическое время, а разделяющие их зоны разломов интерпретируются как реликтовые сутурные швы. Среди раннедокембрийских террейнов выделяются архейские гранулитогнейсовые (с возрастом 3,3 и 3,0 млрд.лет) и гранит-зеленокаменные (3,5 и 2,5 млрд.лет) террейны, различающиеся, соответственно, по степени метаморфизма и составу слагающих их пород, а также образовавшиеся на их фундаменте раннепротерозойские вулканогенно-осадочные складчатые пояса (2,4 и 2,1 млрд.лет) (Рис 1.1). Амальгамация микроконтинентов происходила в течение ряда этапов: сначала отдельные террейны формировали более крупные единицы – супертеррейны, которые при дальнейшем объединении сформировали современную структуру фундамента Сибирского кратона. По комплексу геологических и геофизических данных в настоящее время в пределах Сибирского кратона выделяются пять супертеррейнов или тектонических провинций: Тунгусская, Анабарская, Оленекская, Алданская и Становая (Розен, 2003) (Рис 1.1), которые в свою очередь состоят из разнородных тектонических блоков. С формированием Сибирского кратона (т.е. объединение террейнов и супертеррейнов в единую структуру) связано три эпохи коллизии:

- 1 – поздняя 1,97-1,9 и 1,87-1,76 млрд.лет (поздний палеопротерозой);
- 2 – промежуточная ~2,3 млрд.лет (ранний палеопротерозой);

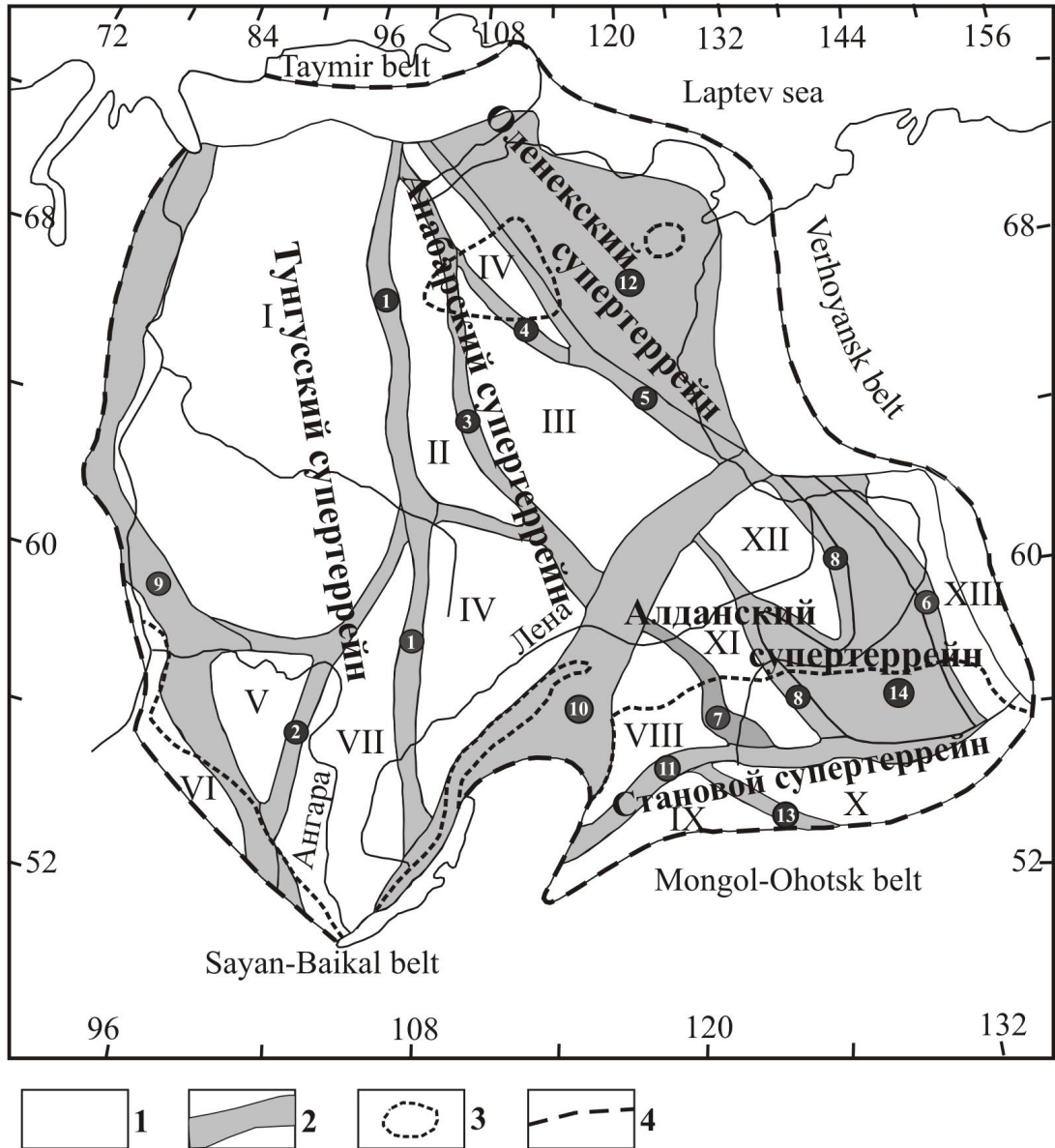


Рис 1.1 Схема строения фундамента Сибирского кратона (составлена Д.П. Гладкочубом, с использованием материалов Rosen et al., 1994; Хильтова и др., 2003; Гладкочуб, 2003).

Рисунок взят из работы (Гладкочуб, 2003)

Условные обозначения:

1 - Архейские террейны (I - Тунгусский; II - Маганский; III - Тюнгский; IV - Приленский; V - Тасеевский; VI - Канско-Бирюсинский; VII - Ангаро-Ленский; VIII Западно-Алданский; IX Западно-Становой; X - Восточно-Становой; XI - Центрально-Алданский; XII - Синский; XIII - Батомгский);

2- Палеопротерозойские коллизионные пояса и орогены, а также реликты верхнеархейских коллизионных зон испытавших повторную переработку в раннем протерозое (1 - Байкало-Таймырский; 2 - Китойский, 3 - Маганский; 4 - Котуйканский; 5 - Билляхский; 6 - Улканский; 7 - Амгинский; 8 - Тыркандинский; 9 - Ангарский; 10 - Чуя-Вилуйский; 11 - Становой; 12 - Биректинский; 13 - Джелтулакский; 14 - Учурский);

3 - выступы фундамента в современном эрозионном срезе;

4 - современная граница Сибирского кратона

3 – ранняя 2,76 млрд.лет (архей).

В интервале 2-1,8 млрд.лет Сибирский кратон приобрел конфигурацию близкую к современной (исключая раскрытие среднепалеозойского Виллюйского палеорифта) (Павлов, Петров, 1997; и др.), и представлял собой часть палеопротерозойского суперконтинента Пангея1 (Хаин, 2000; и др.).

Метавулканы Ангарского пояса (Рис 1.1), сформированные 2,2-1,9 млрд.лет, и ассоциирующие с ними линейные массивы гранитов, внедрившихся 1,9-1,78 млрд.лет назад, позволяют предполагать, что в конце раннего протерозоя «ангарская» часть кратона развивалась в режиме активной окраины (Ножкин, 1999). По данным (Розен, 2003) северо-восточный край Сибирской платформы (периферия Оленекской провинции) в это время также развивался в режиме активной окраины.

**Мезо-неопротерозойский** этап развития юго-запада Сибирского кратона и его складчатого обрамления. Следующим важнейшим этапом геодинамической эволюции является мезо-неопротерозойский – после интенсивной эрозии фундамента и образования пенеплена Сибирский кратон переходит в авлакогенную (Хаин, Ломизе, 1995) стадию развития. В заложившихся внутрикратонных рифтах и перикратонных прогибах начинают накапливаться осадочные и вулканогенно-осадочные толщи рифея. Рубежу 1100 млн.лет отвечает объединение всех (или почти всех) континентальных масс, в том числе и Сибирского кратона, в единый суперконтинент Родиния (Hoffman, 1991; Dalziel, 1991; и др.). На сегодня остается спорным вопрос – имела ли место полная дефрагментация палеопротерозойской Пангеи? Согласно недавно полученным палеомагнитным и изотопно-геохронологическим данным (Диденко, и др., 2002, Гладкочуб, и др., 2003) не исключается возможность, что на протяжении ~1800-750 млн.лет (от образования Пангеи-1 и до распада Родинии) Сибирский и Североамериканский кратоны составляли композитный «трансдокембрийский» континент. Однако, как отмечается в (Тектоника, геодинамика...2001), для рифейского этапа тектонического развития восточной части Сибирской платформы ведущую роль играет рифтогенез (в конечном

счете являющийся индикатором (супер)континентального распада). В данной работе авторы выделяют четыре этапа магматизма, связанного с процессами рифтогенеза (дайковые рои, и др.): 1 – 1850-1600 млн.лет; 2 – 1550-1400 млн.лет; 3 – 1350 -1070 млн.лет и 4 – 763-558 млн.лет. В пределах юго-западной части Сибирского кратона третьему и четвертому этапам, вероятно, может соответствовать внедрение ангаульского и нерсинского комплексов, представленных дайковыми роями основного состава (Скляров и др., 2001).

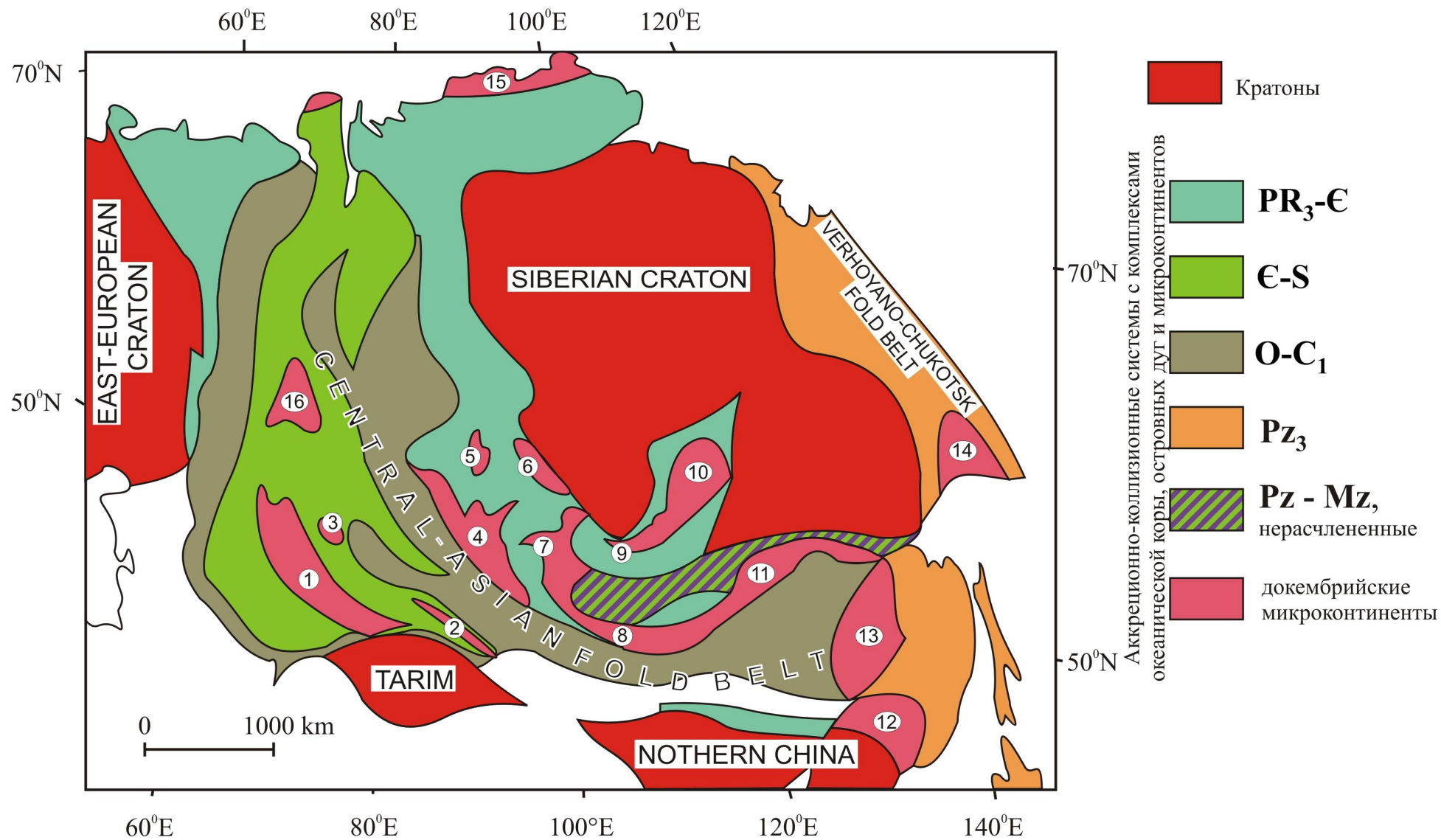
По данным А.К. Худолея (Худолей, 2003), в интервале 1650-1000 млн.лет (ранний и средний рифей) восточная окраина Сибирского кратона представляла собой часть внутрикратонного бассейна, имеющего связь с мировым океаном и ограниченного с востока «Несибирским» континентальным блоком, являющимся поставщиком терригенного материала. Начиная с позднего рифея (1000-950 млн.лет) происходит деструкция восточного края Сибирского кратона с образованием пассивной окраины, существующей вплоть до начала каменноугольного периода. С деструкцией восточной окраины сопряжено отчленение Омолонского, Омудевского, Охотского, Приколымского и, возможно Авековского и Срединно-Камчатского террейнов, входивших ранее в состав Сибирского кратона, а ныне являющихся структурными единицами Верхоянского и Кони-Тайгоносского мезозойских складчатых поясов (Худолей, 2003).

Западная, юго-западная и южная периферии Сибирского кратона в неопротерозое представляли собой пассивную окраину Палеоазиатского океана, образованного в результате распада суперконтинента Родиния (Хоментовский, Постников, 2001; Верниковский, 2003; Берзин, и др., 2002; Берзин, Кунгурцев, 1996; и др.). В конце рифея здесь закладывается система островных дуг (от Таймыра до Забайкалья), обдукция которых на окраину Сибири происходит почти одновременно в интервале 630-600 млн.лет (Верниковский, 2002). В пределах Енисейского кряжа обдукции Приенисейской островной дуги предшествовала коллизия Центрально-Ангарского террейна 760-720 млн. лет назад.

Байкало-Муйская островная дуга (Южное Прибайкалье) и связанный с ней задуговой бассейн обязаны своим происхождением субдукции Байкало-Витимского океанического блока, в состав которого входил Баргузинский микроконтинент под Байкало-Патомский фрагмент Сибирской платформы (Хоментовский, Постников, 2001). Тектоническая активизация вендского этапа в Забайкалье привела к образованию новой венд-кембрийской Джидавитимской островодужно-океанической системы с субдукцией в сторону Сибирского кратона под Баргузинский микроконтинент (Хоментовский, Постников, 2001). Коллизия Баргузинского микроконтинента привела к его столкновению с Олоkitской зоной (север Байкала), а затем возможно с Прибайкальем. Относительно времени баргузинской коллизии существует, однако, и альтернативное мнение, согласно которому коллизионные процессы происходили в начале палеозоя (ордовик – силур) (Бухаров, и др., 1993).

В конце неопротерозоя по периферии Сибирского кратона сформировался Южно-Сибирский аккреционно-коллизионный пояс, состоящий из террейнов островных дуг, фрагментов океанической коры и микроконтинентов, на окраине которого зародились новые системы островных дуг, развивавшихся в отдельных районах до позднего кембрия – начала ордовика (Берзин, Кунгурцев, 1996) (Рис 1.2). В целом в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) наблюдается тенденция к омоложению островодужных систем от Сибирского кратона в юго-западном направлении.

Целесообразно остановится на вопросе происхождения микроконтинентов с раннекембрийским фундаментом, входящих в ЦАСП. Согласно модели (Mossakovsky, et al., 1993, Диденко и др., 1994), рассматриваемые микроконтиненты являлись осколками Гондванского материка и в процессе развития Палеоазиатского океана аккретировали к южной окраине Сибири, то есть имели несибирское происхождение. По мнению другой группы исследователей (Berzin, Dobretsov, 1993), обосновываются два типа микроконтинентов – одни из них являются фрагментами Сибирского кратона и были обособлены в ходе рифейского рифтогенеза, другие же – представляются



Микроконтиненты: 1- Северо-Тяньшаньский; 2- Илийский; 3- Атасу-Монтийский; 4- Алтае-Монгольский; 5- Томский; 6- Дербинский и Канский; 7- Сангиленский; 8- Центральномонгольский; 9- Хамар-Дабанский; 10- Баргузинский; 11- Аргуньский; 12- Ханкайский; 13- Хингано-Буреинский; 14- Охотский; 15- Северо-Таймырский; 16- Ханты-Мансийский

Рис 1.2 Геодинамическая карта Восточной Евразии. Согласно (Берзин и др., 1994).

отторженцами Гондваны (Тарим, Алтае-Монгольский массивы). К фрагментам Сибирского кратона отнесены Сангиленский блок Центрально-Монгольского массива, Дербинский и Томский блоки.

Наконец третья модель развития ЦАСП, предложенная Шенгером с соавторами (Sengör, et al., 1993), рассматривает южно-Сибирскую окраину Лавразии в венде-кембрии как активную. В результате коллизии Центрально-Монгольского, Томского и Барнаульского микроконтинентов с югом Сибирского кратона здесь образовался байкальский краевой ороген, по периферии которого заложилась зона субдукции. Рифтогенез в краевом орогене, начавшийся еще в венде, в середине палеозоя привел к отчленению от последнего узкой полосы континентальной коры, образовавшей гипотетическую островную дугу Кипчак, опоясывающую юго-запад, запад Сибири и уральскую окраину Балтики, в тылу которой раскрылся Ханты-Мансийский океан. Данные геоструктуры просуществовали вплоть до карбона. Рассматриваемая модель предполагает, что в венде-кембрии Сибирский кратон и Балтика были совмещены своими северными (в современных координатах) окраинами. Согласно Шенгеру ведущую роль в формировании структуры ЦАСП играли значительные сдвиговые перемещения, связанные с взаимным разворотом Сибири и Балтики в интервале венд-пермь; следствием этого было тектоническое совмещение островодужных и других комплексов разного возраста в сложный коллаж террейнов. Таким образом, модель Шенгера рассматривает некоторые микроконтиненты ЦАСП как фрагменты пассивной позднекембрийской окраины Сибири, отделенные от кратона в палеозое.

Начало **вендского** этапа в пределах Ю-З части Сибирского кратона характеризуется развитием бассейнов осадконакопления форландового типа (Sovetov, 2002; Хоментовский, Постников, 2001), в которых накапливались мощные молассы. Нижневендские бассейны наследовали более древние рифейские прогибы, приуроченные к краевым частям платформы, однако охватывали гораздо большие площади осадконакопления (Кочнев, 2002). В конце венда Сибирская платформа полностью покрывается мелководным



морем с карбонатным осадконакоплением и переходит к плитному (собственно платформенному) режиму. Практически повсеместно на территории Сибирской платформы рифейский и вендский комплексы разделяет угловое несогласие, что говорит о перестройке структурного плана на этом рубеже. Рифей-вендское несогласие наиболее выразительно в пределах Учуро-Майского района, где вендский комплекс (юдомий) последовательно с востока на запад «срезает» все горизонты рифея вплоть до кристаллического фундамента.

**Ранний ордовик.** Многочисленные изотопно-геохронологические данные (обзор в Hain, et al., 2003; Розен, Федоровский, 2001; и др.), полученные как по структурам ЦАСП (Байкало-Муйский пояс, Дариб-Шишхид-Гарганская, Дербинская и Озерная зоны, Хамардабанский, Китойкинский и Ольхонский террейны, Сангиленский блок), так и по фундаменту Сибирского кратона (Сарминская зона Прибайкалья) (рис 1.3) указывают на то, что в интервале ~470-490 млн. лет данные структуры испытали сильнейшую переработку часто вплоть до гранулитовой фации метаморфизма. Столь интенсивные метаморфические преобразования связываются с коллизионными процессами, начавшимися вследствие закрытия Палеоазиатского океана. В пределах Сибирского кратона раннеордовикское тектоническое событие проявилось, в частности, в деформации рифей-раннепалеозойского осадочного чехла. Наиболее ярко это проявлено в пределах Прибайкалья, где структуры чехла смяты в крутые, порой запрокинутые линейные складки, разбитые разломами, конформные с коллизионным швом Ольхонского террейна. Более того, по данным Александрова с соавторами (2001), деформированные толщи Прибайкалья в отдельных районах сорваны с фундамента и представляют собой тектонические покровы с амплитудами перемещения до первых километров. На территории Присаянья рифей-кембрийские комплексы платформенного чехла также деформированы, однако не столь интенсивно.

**Средний-верхний палеозой.** Данный этап характеризуется широким проявлением рифтогенеза в восточной части платформы, получившим отчетливое структурное выражение – Ыгыаттинский (Виллюйский),

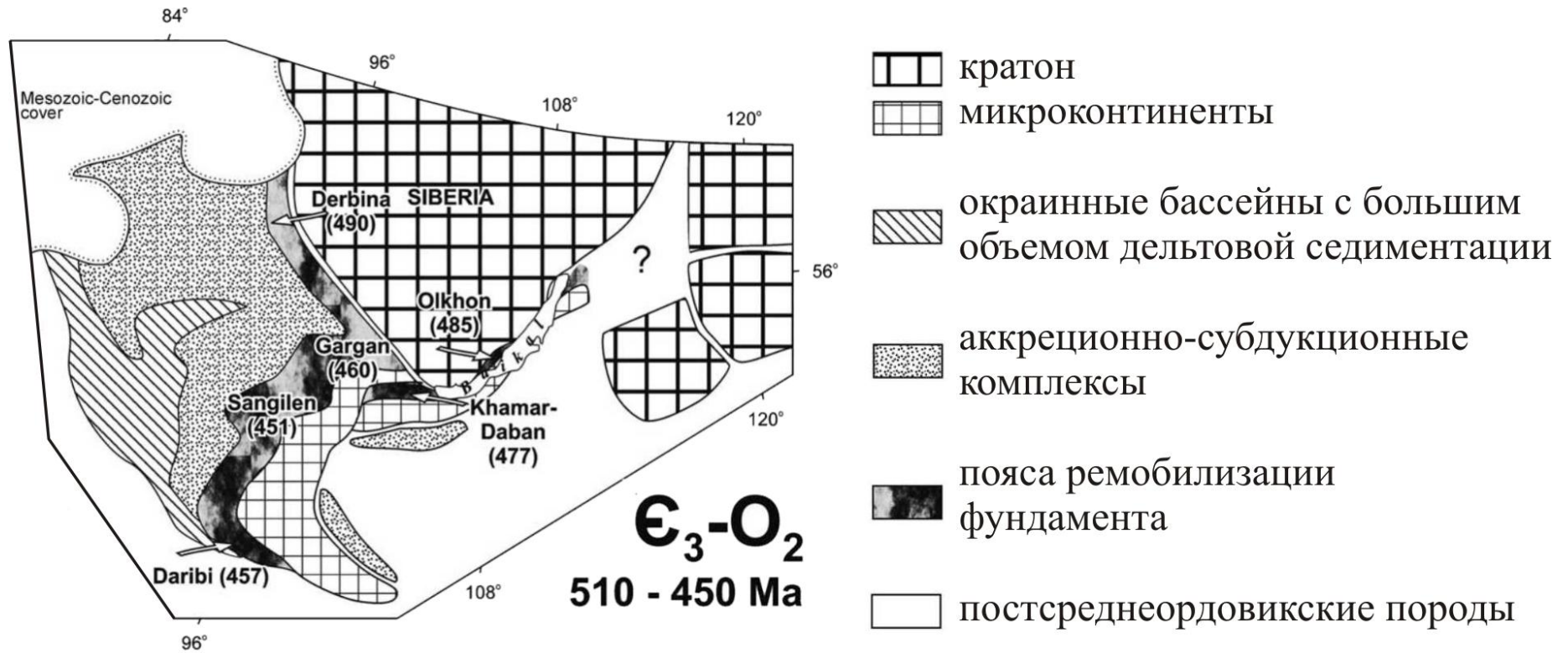


Рис 1.3 Главные тектонические единицы и возраста омоложения “Сибирской” части Центрально-Азиатского Складчатого Пояса. Согласно (Khain et al., 2003).

Кемпендяйский и Кютюнгинский рифты (Тектоника, геодинамика...2001). Рифтовые структуры выполнены осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями средне-верхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста, берут свое начало в районе фронта Верхоянского складчатого пояса и постепенно затухают вглубь платформы. С рифтами сопряжены горсты и протяженные пояса базитовых даек и силлов, характерны также кимберлиты, базальтовые трубки взрыва и щелочно-ультраосновные массивы (Тектоника, геодинамика...2001). В структуре Сибирского кратона Вилюйский палеорифт занимает пограничное положение между Алданским и Ангаро-Оленекским мегатеррейнами фундамента, согласно палеомагнитным данным (Павлов, Петров, 1997) раскрытие палеорифта вызвало разворот этих мегаструктур на угол порядка 20-25° друг относительно друга. Структуры осадочного чехла Енисейской и Таймырской окраин Сибирской платформы испытали «сквозное» палеозойско-раннемезозойское тектоническое развитие и, по всей видимости, были неоднократно деформированы или, во всяком случае, претерпевали изменение структурного плана, что находит отражение в разрывах и угловых несогласиях, отвечающих рубежам **R-V**, **V<sub>1</sub>-V<sub>2</sub>**, **Є<sub>2</sub><sup>1</sup>-Є<sub>2</sub><sup>2</sup>**, **O<sub>1</sub>-O<sub>2</sub>**, **C<sub>1</sub>-C<sub>2</sub>**, и др. (Геология и полезные...2002). Так для восточной части Енисейского Кряжа наиболее выраженным является **R-V** несогласие, где вендская (Советов, Комлев 2005) тасеевская серия с глубоким размывом и угловым несогласием ложится на различные уровни нижнего и верхнего протерозоя (Семихатов, 1962). На тасеевской серии, частично срезая верхние горизонты последней, залегает редколесная свита верхнего венда – т.е. выявляется еще одна структурная перестройка, отвечающая внутривендскому интервалу. Современная складчатая структура этих регионов окончательно оформилась лишь в начале мезозоя: Турухано-Игарская зона дислокаций – **T<sub>1</sub>**, Северный Таймыр – **T<sub>1</sub><sup>2</sup>-T<sub>2</sub>**, Енисейский Кряж – **J<sub>1</sub>** (Макаренко, 1971).

**Пермо-триасовая «катастрофа».** На рубеже перми и триаса в западной части Сибирской платформы произошло колоссальное по своим масштабам магматическое событие. В результате рассеянного рифтогенеза в обстановке

близкой к континентальной произошло излияние огромного количества толеитовых платобазальтов, образовавших Тунгусскую синеклизу, Норильский, Маймеча-Котуйский районы и плато Путорана. По некоторым оценкам, общий объем материала (интрузивные, эффузивные и вулканогенно-осадочные породы), слагающего Сибирские траппы, составляет около  $2 \times 10^6 - 3 \times 10^6$  км<sup>3</sup> при максимальной мощности разрезов до 3-х километров (Тектоника, геодинамика...2001). Формирование Сибирских траппов произошло в рекордно короткие сроки, не превышающие 1 млн. лет. Такого типа магматизм лучше всего объясняется мантийной струей (плюмом), которая зарождается на границе ядра и мантии и никак не связана со структурами литосферы (Тектоника, геодинамика...2001). В результате пермо-триасового траппового события в атмосфере Земли резко увеличилось содержание SO<sub>2</sub> и вулканической пыли, что привело к появлению кислотных дождей и похолоданию климата. С границей перми и триаса связаны массовые вымирания организмов и резкие изменения уровня океана. В глобальном масштабе пермо-триасовому времени отвечает окончательное закрытие Палеоазиатского океана (Sengör, et al., 1993; и др.) и объединение Сибири и Балтики в Евразийский «стабильный» континент (Зоненшайн и др., 1990), что сейчас достаточно убедительно подтверждено палеомагнитными данными (Веселовский и др., 2003 и др.).

**Мезозойский этап.** В конце поздней юры – начале неокома происходит формирование складчатой структуры Верхоянского пояса и его надвигание на восточную окраину Сибирского кратона с сопутствующими деформациями осадочного чехла последнего (Чекуровская, Булкурская антиклинали, Юдомо-Майская складчатая зона, и др.). Согласно (Тектоника, геодинамика...2001) рассматриваемые деформации связаны со столкновением (сближением) Колымо-Омолонского супертеррейна и Сибирской платформы. По абсолютному возрасту трещинных гранитоидов в структурах Верхоянского складчатого пояса выявляется продвижение фронта складчатости в направлении от Колымо-Омолонского супертеррейна (132 млн.лет) к Сибири

(98 млн.лет). Юрско-меловому времени соответствует тектоно-магматическая активизация южной части Алданского щита, выразившаяся в становлении многочисленных мелких массивов гранитоидов (Геология и полезные...2002). В этот временной интервал на Сибирской платформе формируются Верхоянский, Пясино-Хатангский прогибы, Вилюйская синеклиза и более мелкие наложенные структуры, выполненные континентальными, мелководно-морскими и лимническими отложениями.

К главному событию **кайнозоя** можно отнести заложение и развитие Байкальской рифтовой зоны. Байкальская рифтовая зона сопряжена с левосдвиговыми субширотными деформациями, вызванными коллизией Евразии и Индии, где последняя выступает в качестве «континента-индентора» (Рундквист, и др., 2001). Собственно Байкальская впадина представляет собой присдвиговый бассейн растяжения типа pull-apart. С кайнозойским рифтогенезом связан новейший вулканизм, широко представленный в Патомском нагорье, Удоканском хребте и Тункинской впадине, при этом не имевший развития в рифте озера Байкал (Трифонов, 1999).

## **Глава 2. Обзор и критическая оценка палеомагнитных данных для конца рифея, венда и раннего кембрия Сибирской платформы**

Несмотря на то, что настоящая работа направлена, в первую очередь, на изучение палеомагнетизма сибирского венда, в данной главе будут также освещены материалы по самым верхам рифея и раннему кембрию Сибирской платформы, накопленные с первых шагов изучения пород этого возраста по сегодняшний день. Это обусловлено тем, что проблема палеомагнетизма венда неразрывно связана с палеомагнитными свойствами близких по возрасту образований, в которых часто наблюдается схожий, подчас труднообъяснимый, характер палеомагнитной записи, что особенно касается раннекембрийских пород.

### **Исторический аспект**

Первые пионерские работы по палеомагнитному изучению рифея – кембрия Сибири, были выполнены группой палеомагнитологов ВНИГРИ (Ленинград) под руководством А.Н. Храмова, это: Е.Л. Гуревич, Р.А. Комиссарова, Э.П. Осипова (Сидорова), В.П. Родионов и С.А. Писаревский. Вероятно, первая работа по палеомагнетизму раннего кембрия вышла в открытую печать в 1963 году (Сидорова, 1963), в это же время появляются публикации красноярских (А.Я. Власов, В.П. Апарин) и иркутских (В.Ф. Давыдов, А.Я. Кравчинский) исследователей по позднему докембрию юго-запада Сибирской платформы. После некоторого «затишья» 70-х годов (рис 2.1), в 80-х наблюдается резкий всплеск новых публикаций по палеомагнетизму верхов рифея, венда и раннего кембрия Сибири: это по-прежнему труды палеомагнитологов ВНИГРИ, а также работы С.С.Брагина по масштабному изучению позднейшего докембрия Присаянья. С 1980 по 1989 год получено порядка 50-ти палеомагнитных определений по различным регионам Сибири – Прибайкалью, Присаянью, Учуро-Майскому району, Уджинскому и Оленекскому поднятиям, данные работы были направлены, главным образом,

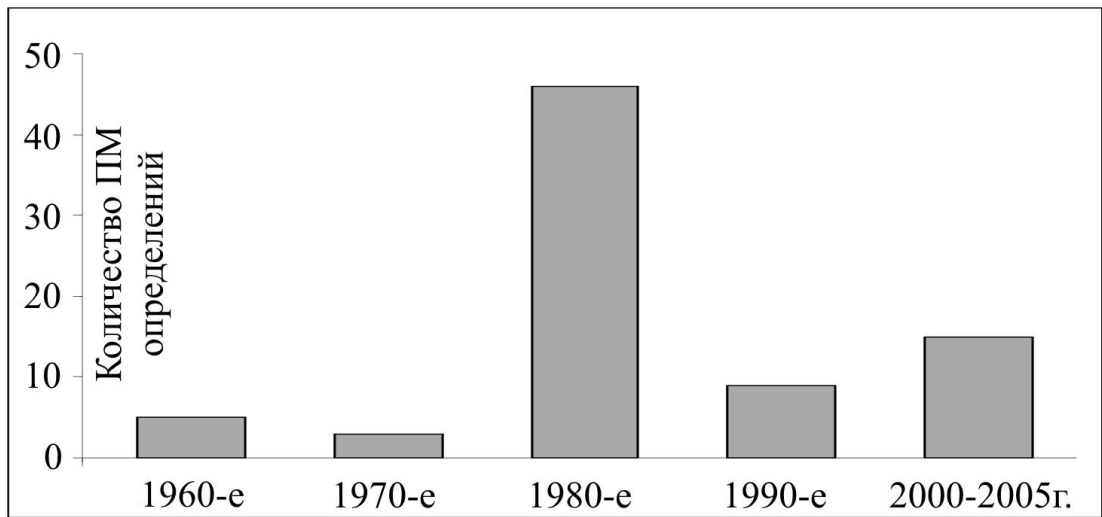


Рис 2.1 Динамика публикаций по палеомагнетизму позднейшего рифея, венда и раннего кембрия Сибирской платформы.

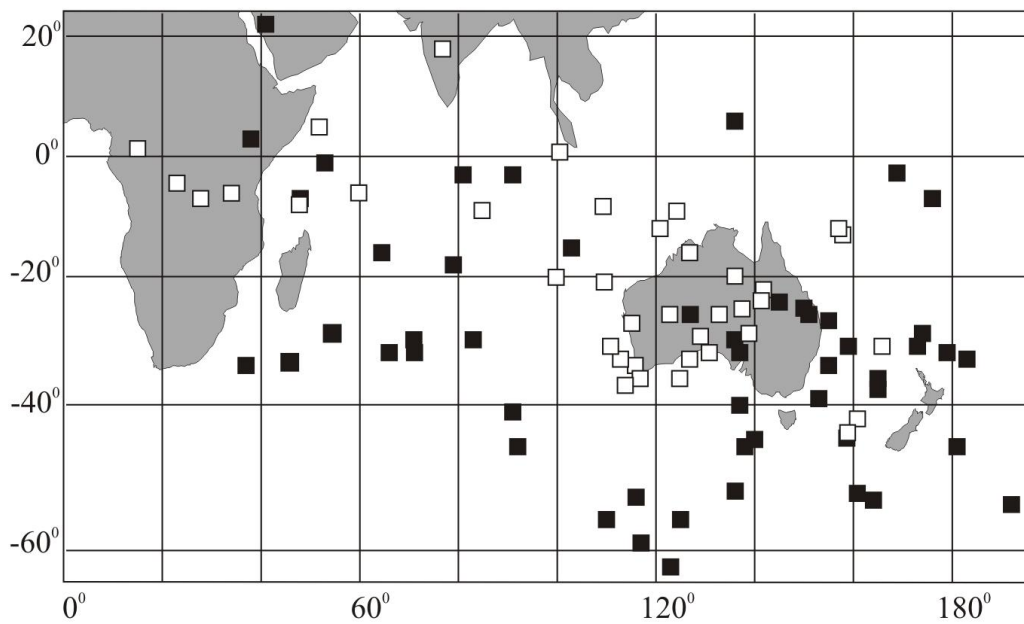


Рис 2.2 Палеомагнитные полюсы позднейшего рифея, венда и раннего кембрия Сибирской платформы полученные к 2005 году.  
(Только единичные определения)

Залитые значки - полюсы венда-раннего кембрия, открытые - позднейшего рифея.

на решение магнитостратиграфических задач. Это обстоятельство предопределяло достаточно низкое качество (низкую интенсивность), а иногда и отсутствие магнитных чисток при выделении «полезного» сигнала, поскольку при исследованиях такого рода первоочередной задачей является выделение зон полярности, что, в общем случае, не требует детального размагничивания коллекций.

Для выделения характеристической намагниченности при лабораторной обработке с начала 60-х по начало 90-х годов применялась следующая методика (Палеомагнетизм палеозоя, 1974):

1. Временная чистка образцов и компенсация вязкой остаточной намагниченности. Эта операция заключалась в двукратных измерениях: после выдержки образцов в положении «in situ» и в положении, повернутом относительно первого на  $180^\circ$  вокруг оси восток-запад, время выдержки составляло 30-120 суток. При этом предполагалось, что в результате временной чистки снимается вязкая намагниченность или, хотя бы частично, вторичная намагниченность, «наложенная» полем эпохи Брюнес. Однако, уже в 70-х годах, стало очевидным, что перемагничивание современным магнитным полем это лишь частный случай, и обычно при палеомагнитных исследованиях древних пород приходится иметь дело с целым спектром метакронных компонент намагниченности, различной природы и возраста.

2. Магнитная чистка в переменном поле  $h=200-800$ э и (или) термочистка при температуре  $t=200-600^\circ\text{C}$  до «заданных значений». Параметры и способ чистки коллекций определялись по результатам детального размагничивания лидирующей «пилотной» группы образцов, составляющих примерно 10% от всей коллекции.

3. Отбраковка по показателям палеомагнитной и магнитной стабильности пород. Сводилась к тому, что после проведения какого-либо вида магнитной чистки, отбраковывались образцы с соотношением оставшейся и снятой намагниченности (по модулю) меньшим 1:10. Также исключались образцы с



направлением остаточной намагниченности, совпадающим с современным геомагнитным полем.

Тем временем к 80-м годам в мировом научном сообществе резко возрастают требования к надежности палеомагнитного результата, а также к методическому и аппаратурному уровню лабораторных процедур, требующих, в том числе детальных магнитных чисток всего объема коллекций, применение компонентного анализа и т.д. Вероятно, переломным моментом в изучении палеомагнетизма позднейшего докембрия – раннего кембрия Сибири является работа Дж. Киршвинка 1984 года (Kirschvink, Rozanov, 1984) по нижнему кембрию среднего течения р. Лены. Это было, по сути, первое исследование, проведенное на уровне, близком к современным требованиям надежности. Данное палеомагнитное определение совершенно не согласовывалось с уже сложившимися, хотя и не в достаточной степени обоснованными представлениями о положении раннекембрийского полюса Сибирской платформы, основанными на результатах более чем 20-летних работ. Данные, полученные отечественными исследователями, указывали на положение сибирского палеомагнитного полюса в раннем кембрии к югу от Австралии, полюс же Киршвинка, в зависимости от выбора полярности, лежал либо к востоку от острова Мадагаскар, либо к югу от Калифорнийского залива, что никак не согласовывалось ни с данными по среднему кембрию, ни по среднему рифею. Таким образом, к середине 80-х годов возникает неопределенность в выборе раннекембрийского палеомагнитного полюса Сибирской платформы, при этом сторонники Мадагаскарского (Калифорнийского) полюса априорно предполагали, что Австралийский полюс является результатом среднекембрийского перемагничивания (из-за относительной близости к полюсу среднего кембрия), а сторонники «классического» Австралийского полюса считали альтернативный полюс Киршвинка «случайным».

В девяностых годах наблюдается резкий спад палеомагнитных исследований, связанный, вероятно, с политической и финансовой обстановкой

в стране, однако при этом публикуемые данные имеют уже качественно другой уровень, чем работы прошедших лет. В результате переизучения коллекций нижнего кембрия Оленекского поднятия на современном уровне С.А.Писаревский с соавторами (Pisarevsky et al., 1997) подтверждают базовый «Австралийский» полюс для этого времени. В тоже время палеомагнитные данные по самому концу венда и раннему кембрию юга Сибири, изложенные в кандидатской диссертации К.М. Константинова (Константинов, 1998) принадлежат к Мадагаскарской группе.

Наступило третье тысячелетие (жить стало лучше, жить стало веселее). Выходит в свет публикация С.А.Писаревского с соавторами по палеомагнетизму венда Прибайкалья (Pisarevsky et al., 2000), рассчитанный палеомагнитный полюс близок к сибирским полюсам для конца среднего рифея и соответственно резко дискордантен к поздневендским – раннекембрийским полюсам австралийской и мадагаскарской групп. А.Ю. Казанский по породам раннего кембрия и верхам позднего венда в удаленных районах Сибири (на реках Енисей, Лена и Алдан) получает направления мадагаскарской группы (Казанский, 2002). В результате палеомагнитных исследований пород нижнего кембрия и верхнего венда Оленекского поднятия В.Э.Павловым с соавторами для тойона и немакит-далдына получены полюса австралийской группы, а в томмотских породах этого региона обнаружены следы присутствия компонент намагниченности, соответствующих и мадагаскарским и австралийским полюсам (Gallet et al., 2003; Павлов и др., 2004). И, наконец, в непрерывном разрезе переходных венд-кембрийских слоев Чекуровской антиклинали (нижнее течение р.Лены) зафиксировано наличие двух четко отличающихся палеомагнитных направлений, полюса которых относятся к австралийской и мадагаскарской группам (Павлов и др., 2004). В это время появляются работы по палеомагнетизму позднерифейских образований Присаянья: данные К.М. Константинова (в Скляр и др., 2001) по нерсинскому комплексу рек Китой и Олот, полюс по которому близок к средне- позднерифейским полюсам Сибири, и определения Д.В. Метелкина с соавторами (Метелкин и др., 2005) по

карагасской серии и нерсинскому комплексу реки Бирюса, полюса которых близки к направлениям ордовика-силура.

Все имеющиеся палеомагнитные данные по верхам рифея, венду и раннему кембрию Сибирской платформы, полученные к настоящему времени, которые удалось собрать автору из литературных источников, приведены в таблице 2.1 и на рисунке 2.2. Из палеомагнитных определений, опубликованных до 2000 года, исключены осредненные полюсы, для данных 2000-2005 годов представлены единичные и, в отдельных случаях, осредненные определения. Приведены координаты места отбора коллекций, названия стратиграфических подразделений (свиты, серии и комплексы для интрузивных образований), краткое описание пород, статистические параметры ( $V$  – количество изученных обнажений,  $N$  – количество ориентированных образцов, вошедших в статистику). Палеомагнитные определения разделены по трем классам, характеризующим качество магнитной чистки ( $Ч$ ): 0 - отсутствие чистки или временная чистка; 1 – температурная чистка или чистка переменным полем до заданных значений; 2 - детальная температурная чистка. Для каждого определения был уточнен возраст пород в соответствии с новейшими палеонтологическими, геохимическими и геохронологическими данными, отдельно рассмотренными в главе 3.

**Палеомагнитные данные для позднего рифея – раннего кембрия Сибири,  
удовлетворяющие современным требованиям к надежности  
палеомагнитного результата**

Прежде всего, необходимо перечислить принятые к настоящему времени критерии надежности палеомагнитного результата. Для выполнения такой оценки в практике палеомагнитологии предложено несколько формальных схем (Van der Voo, 1993; Li and Powell, 1993; Печерский и Диденко, 1995), которые, отличаясь в деталях, опираются, в той или иной степени, на схожие критерии. Каждая из этих схем имеет свои достоинства и недостатки, поэтому,

№	возраст	свита / серия / комплекс	породы	объект	φ	λ	B	N	Φ	Λ	A95, dp/dm	источник	Ч
1	Є1atd	пестроцветная свита	красноцветные глинистые известняки	р.Лена	61,1	126,2	1	3+15с	-27,2	69,2	3,1/5,9	Казанский, 2002	2
2	Є1tom-atd	пестроцветная свита	красноцветные глинистые известняки	р.Алдан	58,5	129	1	1+15с	-30,6	71,4	4,8/9,1	Казанский, 2002	2
3	Є1bot	краснопорожская свита(?)	известняки	р.Енисей	67,5	86,3		1+6с	-28,9	54,2	7,3/14	Казанский, 2002	2
4	Є1tom	нохтуйская свита	пестроцветные терригенные породы	р.Б.Патом	60	116	2	81	-30	71	2,7/5,3	Константинов, 1998	2
5	Є1tom-atd	пестроцветная свита	пестроцветные известняки	р.Лена	61	126,8		50	-16,6	64,5	3,1/6,2	Kirschvink, Rozanov, 1984	2
6	Є1tom-bot	эмяксинская свита	известняки	р.Оленек	68,5	112,5	4	20	-39	153	8	Палеомагнитные..., 1973	1
7	Є1tom-bot	пестроцветная свита	известняки, аргиллиты	р.Мая, Юдома	59,5	135	2	19	-46	181	7	Палеомагнитные..., 1973	1
8	Є1tom-bot	пестроцветная свита	известняки, пестрые сланцы	р.Иникан	59	135	2	18	-40	137	2	Палеомагнитные..., 1986	0
9	Є1tom-bot	эмяксинская свита	карбонатно-терригенные пестроцветы	р.Уджа	71,5	116	1	40	-32	137	6	Гуревич, 1983	1
10	Є1tom-bot	пестроцветная свита	пестроцветные известняки	р.Мая	59	134	1	8	62	303	5,0/8	Комиссарова, Осипова, 1986	0
11	Є1tom-bot	еркекетская свита	красноцветные известняки	р.Оленек	70,9	122,6	8	23	-44,8	158,7	5,7/8,8	Pisarevsky et al., 1997	2
12	Є1tom-Є2amg	еркекетская свита	пестроцветные известняки	р.Хорбусуонка	71,5	124	1	28	-52,2	136,1	5,3/7,7	Gallet et al., 2003	2
13	Є1bot(?) -toy	чарская свита	известняки, доломиты	р.Олекма	60,5	120,8	3	21	-54	192	7	Сидорова, 1963	0
14	Є1toy(?)	подкрасноцветная свита	известняки, доломиты	р.Лена	60,5	120,8	9	50	6	136	7,9	Сидорова, 1963	0
15	Vnd-Є1tom	юдомская свита	доломиты, известняки, песчаники	р.Белая	62	137	1	9	-3	91	14	Палеомагнитные..., 1982	0
16	Vnd-Є1tom	юдомская свита	доломиты, известняки	р.Мая	59	134	1	6	-7	176	14/25	Комиссарова, Осипова, 1986	0
17	Vnd-Є1tom	юдомская свита	доломиты, известняки	р.Белая	62	137	1	9	-3	81	10/20,	Комиссарова, 1991	1
18	Vnd-Є1tom	кесьюсинская свита	красноцветные терригенные породы	р.Оленек	70,9	122,6	4	12	-37,6	165	9,3/15,4	Pisarevsky et al., 1997	2
19	Vnd-Є1tom	переход харьюттехской и тюсерской свит	терригенные и карбонатные пестроцветные породы	р.Лена	71,1	127,4	1	25	-53,4	164,1	6,2/5,8	Павлов и др., 2004	2
20	Vnd-Є1tom	переход харьюттехской и тюсерской свит	терригенные и карбонатные пестроцветные породы	р.Лена	71,1	127,4	1	19	-15,2	102,9	6,1/12,1	Павлов и др., 2004	2
21	Vnd-Є1tom	юдомская свита	серые доломиты	р.Алдан	58,5	129	1	3+15с	-28	66,5	6,1/11,6	Казанский, 2002	2
22	Vnd	сухарихинская свита (?)	известняки	р.Енисей	67,5	86,3	1	7с	-33,4	45,6	5,8/10,6	Казанский, 2002	2
23	Vnd(?)	харьюттехская свита	известняки, доломиты, туфы	р.Ухта	71	128	1	21	7	228	5/11,	Комиссарова, 1991	1
24	Vnd	усть-тагульская свита	терригенные породы (красноцветы)	р.Бирюса, Тагул	55,5	97,5	3	87	-45	140	3	Палеомагнитные..., 1971	1
25	Vnd	усть-тагульская свита	терригенные породы (красноцветы)	р.Тагул	55,3	97,5	1	66	-56	110	3	Палеомагнитные..., 1982	1
26	Vnd	ушаковская свита	песчаники, алевролиты	р.Сарма	53	107	2	84	1	233	7	Палеомагнитные..., 1982	0
27	Vnd	ушаковская свита	песчаники, алевролиты, сланцы	р.Лена	54	108	4	112	-36	165	4	Палеомагнитные..., 1982	0
28	Vnd	мотская (усатовская?) свита	сероцветные осадочные породы	р.Ревунья	56,5	108	1	22	-32	179	4/7	Палеомагнитные..., 1982	0
29	Vnd	ушаковская (миньская?) свита	сероцветные осадочные породы	р.Ревунья	56,5	108	1	29	-31	173	6/11	Палеомагнитные..., 1982	0
30	Vnd	мотская (усатовская?) свита	красноцветные мергели, алевролиты, глины	р.Чая	58	110	1	46	-46	92	7	Палеомагнитные..., 1982	0
31	Vnd	куртунская, аянканская свита	зел-сер. песчаники и серые доломиты	р.Лена	54	108	1	14	-34	155	6/13	Комиссарова, 1983	1
32	Vnd	ушаковская свита	песчаники, алевролиты	р.Сарма	53	107	1	68	-3	218	5/9	Комиссарова, 1983	1
33	Vnd	туркутская свита	красноватые карбонатные породы	р.Хорбусуонка	71,4	123,9	1	12	-52,5	160,8	6,4/8,9	Павлов и др., 2004	2
34	Vnd	шаманская (мотская) свита	красноцветные терригенные породы	р.Иркут	52,1	103,8	1	11	-32	66	7	Константинов, 1998	2
35	Vnd	шаманская (мотская) свита	красноцветные терригенные породы	р.Иркут	52,1	103,8	1	40	-32	71,1	6,9/13,8	Kravchinsky, et al., 2001	2
36	Vnd	ушаковская свита	красноцветные песчаники	р.Лена	54	108		32	-2,7	168,8	5,5/10,1	Pisarevsky et al., 2000	2
37	Vnd(?)	миньская свита	красноцветные осадочные породы	р.Чая	58	110		12	-34	37	8,6/14,7	Константинов, 1998; Kravchinsky, et al., 2001	2
38	Vedc-nd	качергатская свита	песчаники, алевролиты, сланцы	р.Сарма	53	107	1	31	-31	159	8	Палеомагнитные..., 1982	1
39	Vedc-nd	качергатская свита	алевролиты, сланцы, известняки	р.Ревунья	56,5	108	1	28	-25	150	10	Палеомагнитные..., 1982	0
40	Vedc-nd	хатыспытская, туркутская свиты	карбонатные породы	р.Хорбусуонка	71	124	1	10	-18	79	6/13	Гуревич, 1983	0
41	Vedc-nd	качергатская свита	терригенные и терригенно-карбонатные породы	р.Миня	56,5	108		29	-27	155	10,5/20,5	Гуревич, 1981	0
42	Vedc-nd	редколесная свита	пестроцветные терригенные породы	р.Иркинеева	58,7	97	1	12	-41	91	8/16	Павлов, Петров, 1997	2
43	Vedc-nd(?)	жуинская серия	серо и зел-цв. терригенные породы	р.Чая	58	110		28	-30	136	7/14	Гуревич, 1981	0
44	Vedc	айсинская свита	пестроцветные аргиллиты и алевролиты	р.Тагул	55,3	97,5	1	224	-59	117	1/2	Палеомагнитные..., 1982	0
45	Vedc	удинская свита	сероцв. реже красн. алевр., арг., песчаники	р.Тагул	55,3	97,5	1	37	-56	125	3/5	Палеомагнитные..., 1982	0
46	Vedc	улунтуйская свита	песчаники, сланцы, известняки	р.Сарма, руч.Нуган	53	107	2	26	-33	183	5	Палеомагнитные..., 1982	0
47	Vedc	улунтуйская свита	красные алевролиты	Елохин мыс	54,5	108,5	1	53	30	263	6	Давыдов, Кравчинский, 1965	1
48	Vedc	айсинская свита	пестроцветные аргиллиты и алевролиты	р.Тагул	55,3	97,5	1	224	-53	116	2/3,5	Гуревич, 1981	1
49	Vedc	оселковская серия	терригенные породы	р.Уда			1	31	-24	145		Брагин, 1988	1

50	Vedc	улунтуйская свита	сероцветные сланцы	р.Ревунья	56,5	108	1	25	-29	174	7/13	Палеомагнитные..., 1982	0
51	Vedc(?)	голоустенская свита	кварцевые песчаники	р.Ревунья	56,5	108	1	15	-26	151	13/27	Палеомагнитные..., 1982	0
52	Vedc(?)	голоустенская свита	кварцевые песчаники	р.Чая	58	110	1	38	-46	138	8	Палеомагнитные..., 1982	0
53	Vedc(?)	томторская свита	красноцветные песчаники, алевролиты	р.Томтор	71,5	116	3	8	-26	127	7	Родионов, 1984	1
54	Vedc(?)	голоустенская свита	серые терригенные и карбонатные породы	р.Сарма	53	107	1	5	-22	221	26/38	Комиссарова, 1983	1
55	R3-Vedc	карагаская и оселковая серии	терригенные и карбонатные породы	р.Ия			1	9	-34	115		Брагин, 1988	1
56	R3-V1(?)	уджинская свита	вулканогенно-осадочные породы	р.Уджа	71,5	116	3	35	-6	59	6	Родионов, 1984	1
57	R3-V1(?)	кютюнгдинский комплекс	дайки долеритов	р.Уджа	71,5	116	2	10	-9	84	2,5/5	Родионов, 1984	1
58	R3	карагаская серия	красноцветные карбонатные и терригенные породы	р.Тагул, Ильмига	54,5	98,5	23	23	-22	141	4	Давыдов, 1964	1
59	R3	изанская свита	песчаники, алевролиты, доломиты	р.Тагул	55,3	97,5	1	46	-36	116	4	Палеомагнитные..., 1982	1
60	R3	верхнехайпахская подсвита	строматолитовые известняки	р.Хорбусуонка	71	124	1	9	-8	47	17	Гуревич, 1983	0
61	R3	верхнехайпахская подсвита	туфоалевролиты и доломиты	р.Хорбусуонка	71	124	1	11	-20	99	9	Гуревич, 1983	0
62	R3	нэлгерская свита	доломиты, известняки, туффиты	р.Ухта	71	128	1	25	-5	231	6/11	Комиссарова, 1991	1
63	R3	шангулежская свита	красноцветные песчаники и доломиты	р.Бирюса	54,5	98	1	58	-33	126		Брагин, Комиссарова, 1986	1
64	R3	шангулежская свита	красноцветные песчаники и доломиты	р.Бирюса	54,5	98	1	43	-29	138		Брагин, Комиссарова, 1986	1
65	R3	шангулежская, тагульская свита	красноцветные песчаники и доломиты	р.Бирюса	54,5	98	1	18	-33	112		Брагин, Комиссарова, 1986	0
66	R3	шангулежская, тагульская свита	красноцветные песчаники и доломиты	р.Бирюса	54,5	98	1	37	-36	124		Брагин, Комиссарова, 1986	1
67	R3	тагульская свита	красноцветные песчаники и доломиты	р.Бирюса	54,5	98	1	90	-31	110		Брагин, Комиссарова, 1986	1
68	R3	тагульская свита	красноцветные песчаники и доломиты	р.Бирюса	54,5	98	1	67	-37	113		Брагин, Комиссарова, 1986	0
69	R3	ипситская свита	красноцветные песчаники и доломиты	р.Бирюса	54,5	98	1	28	-26	122		Брагин, Комиссарова, 1986	0
70	R3	нерсинский комплекс	силл габбро-диабазов	р.Бирюса	54,5	98	1	25	-44	158	3/6	Брагин, Комиссарова, 1986	1
71	R3	шангулежская, тагульская свита	терригенные и карбонатные породы	р.Мара			1	128	-26	132		Брагин, 1988	1
72	R3	шангулежская, тагульская свита	терригенные и карбонатные породы	р.Уда			1	93	-32	130		Брагин, 1988	1
73	R3	тагульская, ипситская свита	терригенные и карбонатные породы	р.Уда			1	13	-13	157		Брагин, 1988	1
74	R3	нижнеангарская свита	гематитовые руды	Енисейский Кряж	58	95	1	40	18	76	12	Власов, Апарин, 1963	0
75	R3	нерсинский комплекс (среднее)	дайки и силлы долеритов	р.Онот, Китой	52	103	15	63	3	11	3,2/6,4	Склярков и др., 2001	2
76	R3	нерсинский комплекс	дайки и силлы долеритов	р.Китой	52	103	5	29	1,4	14,2	2,7/5,4	Константинов и др. в печати	2
77	R3	нерсинский комплекс	дайки и силлы долеритов	р.Китой	52	103	4	16	-4,4	22,2	3,7/7,3	Константинов и др. в печати	2
78	R3	нерсинский комплекс	дайки и силлы долеритов	р.Китой	52	103	5	18	-7	27	3,9/7,7	Константинов и др. в печати	2
79	R3	нерсинский комплекс	дайка долеритов	р.Онот	52	103	1	8	-6,1	33,2	7/13,8	Константинов и др. в печати	2
80	R3	нерсинский комплекс (среднее 76-79)	дайки и силлы долеритов	р.Онот, Китой	52	103	15	71	-3,4	21,7	1,9/3,8	Константинов и др. в печати	2
81	R3	нерсинский комплекс	силл долеритов	р.Бирюса	55,5	98	1	8	-29,5	128,2	3,4/6,7	Метелкин и др., 2005	2
82	R3	нерсинский комплекс	силл долеритов	р.Бирюса	55,5	98	1	9	-12	156,2	5,8/11,4	Метелкин и др., 2005	2
83	R3	нерсинский комплекс	силл долеритов	р.Бирюса	55,5	98	1	7	-25,1	136,6	2,5/5	Метелкин и др., 2005	2
84	R3	нерсинский комплекс	силл долеритов	р.Бирюса	55,5	98	1	5	-16	126	6,1/11,3	Метелкин и др., 2005	2
85	R3		контактные роговики (экзоконтакт нерсинского силла)	р.Бирюса	55,5	98	1	12	-19,8	135,2	2,7/5,3	Метелкин и др., 2005	2
86	R3	нерсинский комплекс	дайка долеритов	р.Бирюса	55,5	98	1	9	-27,4	114,3	4,7/9,3	Метелкин и др., 2005	2
87	R3		граниты экзоконтакта нерсинской дайки	р.Бирюса	55,5	98	1	6	-20,8	108,7	3,8/7	Метелкин и др., 2005	2
88	R3	нерсинский комплекс	дайка долеритов	р.Бирюса	55,5	98	1	7	-23,8	140,5	2,6/5,2	Метелкин и др., 2005	2
89	R3	нерсинский комплекс (среднее 81-88)	дайки и силлы долеритов, экзоконтакты	р.Бирюса	55,5	98	6	63	-22,7	129,8	12,2	Метелкин и др., 2005	2
90	R3	ипситская свита	песчаники	р.Бирюса	55,5	98	1	6	0,8	99,7	11,4/16,1	Метелкин и др., 2005	2
91	R3	тагульская свита	песчаники	р.Бирюса	55,5	98	1	10	-8,3	108,5	6,3/10,1	Метелкин и др., 2005	2
92	R3	шангулежская свита	песчаники	р.Бирюса	55,5	98	1	8	-9,1	123,4	4,3/7,1	Метелкин и др., 2005	2
93	R3	карагаская серия (среднее 90-92)	песчаники	р.Бирюса	55,5	98	3	24	-6,3	110,7	20,3	Метелкин и др., 2005	2

Таблица 2.1 Палеомагнитные определения по позднему рифею, венду и раннему кембрию Сибирской платформы полученные к 2005 году.

$\varphi$  и  $\lambda$  - широта и долгота объекта; В - количество обнажений; N - количество образцов;  $\Phi$  и  $\Lambda$  - широта и долгота палеомагнитного полюса; A95,  $dp/dm$  - радиус (полуоси) круга (овала) доверия; Ч - способ магнитной чистки (0-отсутствие чистки или временная чистка, 1-температурная чистка или чистка переменным полем до заданных значений, 2-детальная температурная чистка). Серым цветом выделены осредненные полюсы.

для оценки результатов, продемонстрируем наиболее популярную из них – схему Ван дер Ву (Van der Voo, 1993), в которой, в зависимости от того, отвечает или нет данное палеомагнитное определение последовательно рассматриваемым критериям, оно получает оценку  $Q_v$  по семибальной шкале. Чем выше оценка, тем выше надежность палеомагнитного определения.

1. Возраст исследуемых пород достаточно хорошо определен.
2. Результат основывается на более чем 24 образцах, при этом кучность векторов больше 10 и величина угла доверия меньше  $16^\circ$ .
3. Выполнены детальные лабораторные исследования с использованием подробной магнитной чистки и компонентного анализа.
4. Надежность палеомагнитного определения подтверждается положительными результатами полевых тестов.
5. Исследуемые геологические объекты расположены на территориях, тектоническая позиция которых (принадлежность к тому или иному кратону, тектоническому блоку и т.п.) четко установлена. Хороший структурный контроль.
6. Наличие в изученных объектах векторов прямой и обратной полярности, различающихся (статистически) на угол равный  $180^\circ$ .
7. Отсутствие сходства положения полученного палеомагнитного полюса с положением более молодых полюсов.

Из личного опыта палеомагнитных работ по достаточно широкому кругу вендских объектов Сибири позволю утверждать, что наличие детальных температурных чисток (критерий №3 Ван дер Ву), при обработке коллекций является необходимым (хотя и не достаточным) условием, к выполнению при работе с породами этого возраста. Намагниченность в позднедокембрийско – раннекембрийских породах, изученных автором на территории Сибири, в большинстве случаев многокомпонентна, а характеристические компоненты часто выделяются на самых последних шагах магнитной чистки, иногда

векторы разновозрастных компонент намагниченности на стереограммах образуют перекрывающиеся кластеры, формальное разделение которых не возможно без применения специальных компьютерных программ. В этой связи палеомагнитные определения, которым в таблице 2.1 был присвоен класс 0 и 1, должны быть исключены из дальнейшего рассмотрения. Не исключено, что, по крайней мере, некоторые из этих определений, могут отражать положение палеомагнитного полюса времени формирования пород, однако, как представляется автору, без переизучения, с применением детальных чисток, мы не вправе включать их в рассмотрение, чтобы не исказить картину, возможно несколько более приближенную к «истинной».

Несомненно, не менее важным критерием является количество образцов, вошедших в статистику, данный критерий (№2 по схеме Ван дер Ву) есть ни что иное, как верификация данных и позволяет, грубо говоря, оценить стоит ли вообще в серьез воспринимать палеомагнитное определение?, каков его статистический «вес». В схеме Ван дер Ву для этого критерия несколько условно предложена цифра 24 образца – к сожалению, значительная часть определений, прошедших «первый этап» селекции, не удовлетворяет этому требованию (таблица 2.2). В тоже время среди определений, не удовлетворяющих критерию 2, есть существенная дифференциация на более или менее «слабые». Наиболее слабыми в этом отношении являются определения № 1-3, 21 и 22 (Казанский, 2002), полученные, в основном, методом пересечения кругов перемагничивания с единичными конечными точками «zero point». Метод пересечения кругов перемагничивания «работает» при значительной разнице в элементах залегания пород и в некоторой степени зависит от кучностей первичного и перемагничивающего направлений (Шипунов, 2000). Из перечисленных определений данное условие выполняется только для Енисейского разреза (определения 3 и 22), где осадочные толщи достаточно интенсивно деформированы, разрезы же Лены и Алдана (определения 1, 2, 21) имеют субгоризонтальное залегание.

№	возраст	свита / серия / комплекс	объект	$\varphi$	$\lambda$	B	N	$\Phi$	$\Lambda$	A95, dp/dm	источник
1	Є1atd	пестроцветная свита	р.Лена	61,1	126,2	1	3+15с	-27,2	69,2	3,1/5,9	Казанский, 2002
1R	С поправкой на раскрытие Виллойского рифта (Э.П: $\Phi=60$ ; $\Lambda=116$ ; поворот 20 против час. стрелки)							-29,6	82,7		
2	Є1tom-atd	пестроцветная свита	р.Алдан	58,5	129	1	1+15с	-30,6	71,4	4,8/9,1	Казанский, 2002
2R	С поправкой на раскрытие Виллойского рифта (Э.П: $\Phi=60$ ; $\Lambda=116$ ; поворот 20 против час. стрелки)							-33,3	84,2		
3	Є1bot	краснопорожская свита(?)	р.Енисей	67,5	86,3		1+6с	-28,9	54,2	7,3/14	Казанский, 2002
4	Є1tom	нохтуйская свита	р.Б.Патом	60	116	2	81	-30	71	2,7/5,3	Константинов, 1998
4R	С поправкой на раскрытие Виллойского рифта (Э.П: $\Phi=60$ ; $\Lambda=116$ ; поворот 20 против час. стрелки)							-32,6	83,9		
5	Є1tom-atd	пестроцветная свита	р.Лена	61	126,8		50	-16,6	64,5	3,1/6,2	Kirschvink, Rozanov, 1984
5R	С поправкой на раскрытие Виллойского рифта (Э.П: $\Phi=60$ ; $\Lambda=116$ ; поворот 20 против час. стрелки)							-18,4	79,8		
11	Є1tom-bot	еркекетская свита	р.Оленек	70,9	122,6	8	23	-44,8	158,7	5,7/8,8	Pisarevsky et al.,1997
12	Є1tom-Є2amg	еркекетская свита	р.Хорбусуонка	71,5	124	1	28	-52,2	136,1	5,3/7,7	Gallet et al., 2003
18	Vnd-Є1tom	кессюсинская свита	р.Оленек	70,9	122,6	4	12	-37,6	165	9,3/15,4	Pisarevsky et al.,1997
19	Vnd-Є1tom	переход харюттехской и тюсерской свит	р.Лена	71,1	127,4	1	25	-53,4	164,1	6,2/8,5	Павлов и др., 2004
20	Vnd-Є1tom	переход харюттехской и тюсерской свит	р.Лена	71,1	127,4	1	19	-15,2	102,9	6,1/12,1	Павлов и др., 2004



21	Vnd-C1tom	юдомская свита	р.Алдан	58,5	129	1	3+15с	-28	66,5	6,1/11,6	Казанский, 2002	
21R	С поправкой на раскрытие Виллойского рифта (Э.П: $\Phi=60$ ; $\Lambda=116$ ; поворот 20 против час. стрелки)							-30,0	79,8			
22	Vnd	сухарихинская свита (?)	р.Енисей	67,5	86,3	1	7с	-33,4	45,6	5,8/10,6	Казанский, 2002	
33	Vnd	туркутская свита	р.Хорбусуонка	71,4	123,9	1	12	-52,5	160,8	6,4/8,9	Павлов и др., 2004	
34	Vnd	шаманская (мотская) свита	р.Иркут	52,1	103,8	1	11	-32	66	7	Константинов, 1998	
35	Vnd	шаманская (мотская) свита	р.Иркут	52,1	103,8	1	40	-32	71,1	6,9/13,8	Kravchinsky, et al., 2001	
36	Vnd	ушаковская свита	р.Лена	54	108		32	-2,7	168,8	5,5/10,1	Pisarevsky et al., 2000	
36R	Поворот относительно современного географического положения на 90гр. по час. стрелке							-18,2	81,6			
37	Vnd(?)	миньская свита	р.Чая	58	110		12	-34	37	8,6/14,7	Константинов, 1998; Klavchinsky, et al., 2001	
42	Vedc-nd	редколесная свита	р.Иркинеева	58,7	97	1	12	-41	91	8,0/16	Павлов, Петров, 1997	
80	R3	нерсинский комплекс (среднее 76-79)	р.Онот, Китой	52	103	15	71	-3,4	21,7	1,9/3,8	Константинов и др. в печати	
89	R3	нерсинский комплекс (среднее 81-88)	р.Бирюса	55,5	98	6	63	-22,7	129,8	12,2	Метелкин и др., 2005	
93	R3	карагаская серия (среднее 90-92)	р.Бирюса	55,5	98	3	24	-6,3	110,7	20,3	Метелкин и др., 2005	

Таблица 2.2 Палеомагнитные определения по позднему рифею, венду и раннему кембрию, выполненные с применением детальных магнитных чисток.

Пояснения в тексте, подписи к таблице см. в таблице 2.1.

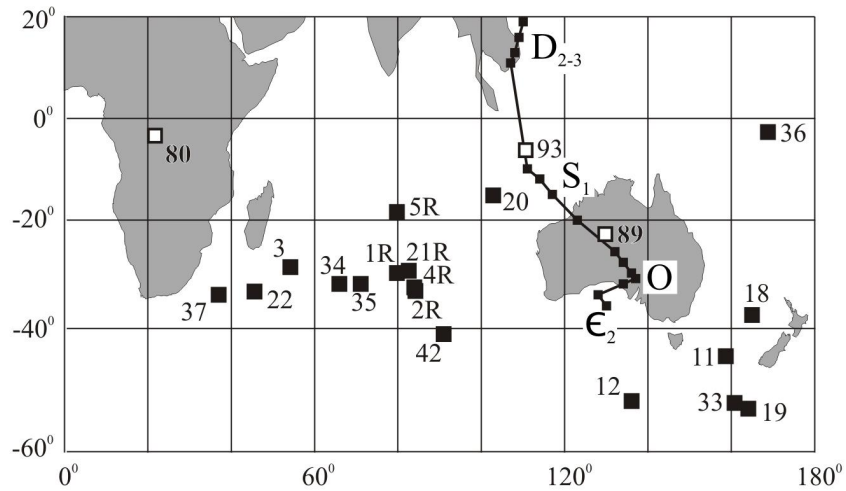


Рис 2.3 Палеомагнитные полюсы позднейшего рифея, венда и раннего кембрия Сибирской платформы полученные с применением детальных магнитных чисток.

Залитые значки - полюсы венда-раннего кембрия, открытые - позднейшего рифея. Номера полюсов соответствуют номерам в таблицах 2.1 и 2.2.

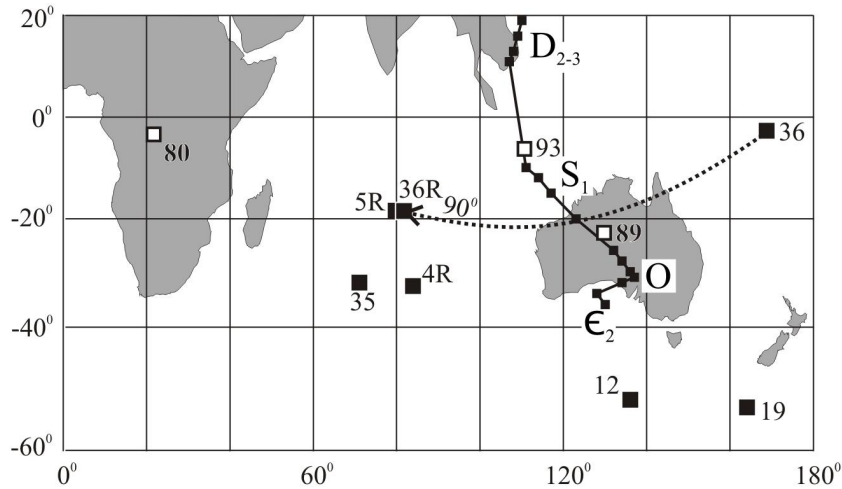
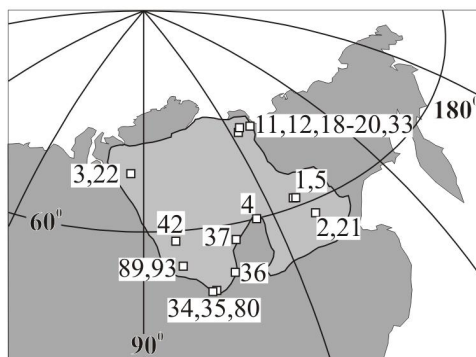


Рис 2.4 Палеомагнитные полюсы позднейшего рифея, венда и раннего кембрия Сибирской платформы полученные с применением детальных магнитных чисток, число образцов, вышедших в статистику  $\geq 24$ .

Пояснения в тексте.

Залитые значки - полюсы венда-раннего кембрия, открытые - позднейшего рифея. Номера полюсов соответствуют номерам в таблицах 2.1 и 2.2.



К рисункам 2.3 и 2.4

Географическое положение объектов по которым получены палеомагнитные определения. Номера соответствуют номерам полюсов.

Необходимо отметить, что сравнение палеомагнитных полюсов по породам древнее карбона для Алданского и Ангаро-Оленекского блоков Сибирской платформы корректно лишь при введении поправки на раскрытие Вилюйского рифта, формирование которого, согласно геологическим данным произошло в среднем палеозое (Масайтис и др., 1975). В таблице 2.2 полюсы, полученные по Алданскому блоку (№ 1,2,4,5,21), приведены к Ангаро-Оленекскому путем вращения вокруг Эйлеровского полюса  $\Phi=60$ ;  $\Lambda=116$  с поворотом на  $20^\circ$  против часовой стрелки, как это было предложено в работе (Павлов и др., 1997), развернутые таким образом полюсы имеют индекс «R» (таблица 2.2, рис 2.3 и 2.4).

Из «надежных» данных по позднему рифею (таблица 2.2) исключено определение К.М. Константинова по нерсинскому комплексу (№75 в таблице 2.1), опубликованное в (Скляр и др., 2001) как предварительное, данное определение дублирует полюс №80 этого же автора, являющийся конечным результатом исследования, который будет опубликован в ближайшее время. Для осреднения вековых вариаций геомагнитного поля, влияние которых на «полезный» палеомагнитный сигнал в быстроостывающих интрузиях может быть значительным, из определений по нерсинскому комплексу мы используем только осредненные полюсы – упомянутый №80 и полюс №89 Д.В. Метелкина (2005). Ввиду территориальной близости объектов карагасской серии, изученных Д.В. Метелкиным с соавторами (2005), а также малого статистического «веса» полученных по свитам единичных определений, в таблице 2.2 используется осредненный карагасский полюс (№93).

### **Анализ результатов селекции**

*Позднерифейские палеомагнитные полюсы.* Процедуру двухступенчатой селекции по интенсивности магнитных чисток и количеству вошедших в статистику образцов смогли пройти только три определения – это полюс К.М. Константинова по нерсинскому комплексу рек Китой и Олот (№80), и

«Бирюсинские» полюсы Д.В. Метелкина с соавторами (2005) по нерсинскому комплексу (№89) и карагасской серии (№93) (рис 2.3 и 2.4). Полюс №80 находится на значительном удалении от фанерозойской кривой кажущейся миграции полюса (КМП) Сибирской платформы (рис 2.4), при этом согласуясь с полюсами для конца среднего начала позднего рифея Учуро-Майского района (Павлов и др., 2002), что вместе с положительными результатами теста обжига (Константинов и др., в печати) позволяет считать данное направление первичным, отвечающим времени образования пород (~740 млн.лет).

Оба определения Д.В. Метелкина (№89,93) ложатся на ордовикско-раннесилурийский участок кривой КМП Сибири (рис 2.4) и с большой долей вероятности (в связи с отсутствием дополнительных данных, свидетельствующих в пользу первичности намагниченности) могут рассматриваться как результат перемагничивания соответствующего возраста. Косвенным доводом за ордовик-силурийское перемагничивание могут служить некоторые геологические данные. Рассматриваемый регион входит в область «Восточно-Саянской активизации» Сибирской платформы (Геология и полезные...2002), в пределах которой пользуются широким распространением вулканиты и интрузивные образования (в том числе гранитоиды) с возрастом от ордовика до девона, занимающие обширные поля в 40-50км к западу от района работ (Государственная геологическая...2000). Вполне вероятно, что становление гранитных интрузий могло вызвать региональный прогрев, послуживший причиной перемагничивания пород. Кроме того, недавние геохронологические исследования интрузий (Gladkochub et al., in press), по которым получено палеомагнитное определение №89, показали, что среди них присутствуют две возрастные группы 740 и 612 млн.лет. Статистически незначимое отличие направлений, зафиксированных в породах с разницей возраста в 70 млн.лет, а также резкое несоответствие рассчитанного палеомагнитного полюса с полюсом К.М. Константинова (№80) для возраста 740 млн.лет и одновременное совпадение с полюсами ордовика-силура, в комплексе с изложенными геологическими предпосылками в пользу

перемагничивания, достаточно убедительно говорят о палеозойском возрасте намагниченности определений 89 и 93.

*Венд-раннекембрийские палеомагнитные полюсы.* Как видно (рис 2.4) в результате второго шага селекции общая картина распределения полюсов практически не меняется. Как и после первого шага (рис 2.3), достаточно отчетливо выделяются две группы полюсов, описанных выше как «Австралийская» и «Мадагаскарская»; следует отметить, что в обе группы попадают как вендские, так и раннекембрийские определения. Единственное определение, не вписывающееся в общее распределение это поздневендский полюс №36 С.А. Писаревского с соавторами (Pisarevsky et al., 2000) по ушаковской свите верховьев р.Лены. Данное определение имеет достаточно высокий индекс надежности и является, пожалуй, одним из лучших, полученных для Сибири по этому возрасту – в статистике участвуют 32 образца, выделенная компонента намагниченности доскладчатая, направление биполярно, а палеомагнитный полюс явно отличается от более молодых полюсов Сибирской платформы. По мнению автора дискордантное положение полюса №36 по отношению к другим определениям для венда - раннего кембрия можно объяснить несоблюдением, в полной мере, критерия надежности «5» Ван дер Ву «четко установлена принадлежность к кратону» (в данном случае ненарушенное положение относительно Сибирской платформы), что находит некоторые свидетельства в имеющихся геологических данных. Отношение данного объекта к Сибирской платформе не вызывает сомнений, однако, по данным структурно-геологических исследований и геофизическим материалам в этом регионе сильно развита складчато-надвиговая тектоника, и в целом, общая структура представляет собой набор надвиговых пластин, перемещенных в северо-западном направлении (от периферии к центру кратона) (Мазукабзов, 2003; Александров и др., 2001; Малых, 1997). По некоторым оценкам (Мазукабзов, 2003; и др.) амплитуда смещения по поверхностям надвигов в Прибайкалье составляла от 1 до 10км. Перемещения такого масштаба не могут исключать вращений надвиговых пластин в

горизонтальной плоскости. Исходя из этого предположения, было произведено тестирование – может ли являться дискордантное положение полюса №36 следствием локального разворота тектонического блока содержащего в себе мадагаскарское или австралийское палеомагнитное направление? Для этого полюс №36 вращался вокруг полюса эйлера, соответствующего современным географическим координатам места отбора коллекции. В результате чего, при повороте на  $90^\circ$  по часовой стрелке полюс №36 совпал с «корректированным» раннекембрийским полюсом Дж.Киршвинка (5R) (рис 2.4). Возможно, это совпадение не является случайным. При таком экзотическом варианте интерпретации предполагается, что толща ушаковской свиты, содержащая древнее вендское направление мадагаскарской группы, в послевендское время была развернута на  $90^\circ$  против часовой стрелки относительно структуры Сибирского кратона. Возможен и еще один вариант – данное направление является результатом ордовикского (доскладчатого) перемагничивания, что подразумевает последующий разворот тектонического блока на  $50^\circ$  против часовой стрелки. Автор ни сколько не настаивает на перечисленных вариантах интерпретации полюса №36, однако объяснение его дискордантного положения по отношению к другим венд-раннекембрийским полюсам, как следствие локальной тектоники, представляется небезосновательным.

Резюмируя все вышесказанное можно сделать следующий вывод: позднерифейских, вендских и раннекембрийских палеомагнитных определений по Сибирской платформе, удовлетворяющих современным требованиям к надежности палеомагнитного результата, **КРАЙНЕ** мало, а имеющиеся палеомагнитные полюсы распределены в географическом пространстве **КРАЙНЕ** не равномерно, что не позволяет в полной мере использовать их при построении палеотектонических реконструкций. Таким образом, получение новых надежных палеомагнитных данных по позднему докембрию – раннему кембрию Сибирской платформы, на что и направлена настоящая работа, представляется весьма актуальным.

### **Глава 3. Геологическое описание районов работ и объектов исследований**

#### **3.1 Стратиграфия вендских образований изученных регионов**

Вендские толщи юго-запада Сибирской платформы в современном эрозионном срезе образуют узкую полосу выходов окаймляющих окраину кратона. На основе анализа мощностей палеоструктур, особенностей осадконакопления и литологического состава отложений, а также взаимоотношения с подстилающими толщами вендские образования юго-запада Сибири разделяются на ряд структурно-фациальных районов (СФР), зон (СФЗ) и подзон (Кочнев, 2002) (рис 3.1.1). В настоящей работе были исследованы и опробованы естественные обнажения вендских и подстилающих позднерифей(?) - вендских, и в отдельных случаях раннекембрийских толщ в пределах Тохомской СФ подзоны, Ангаро-Канской и Предсаянской СФЗ, Присаянского СФР, Иркутской и Прибайкальской СФ подзон.

Относительно объема венда Сибири среди стратиграфов к настоящему времени не выработано единого мнения, с некоторой степенью условности решен лишь вопрос о его верхней границе (по находкам мелкораковинной фауны и появлению скелетных организмов характерных для нижнего кембрия, а также отдельных хеостратиграфических данных). Верхний венд в той или иной степени обоснован находками микрофоссилий, известковых водорослей и редкими Metazoa (эдиакарий), более четко, по появлению мелкораковинной фауны, а также сабеллитид и вендотениевой флоры выделяется немакит-далдынский ярус. Наиболее спорным является вопрос об объеме и нижней границе нижнего венда на юго-западе Сибирской платформы, что связано с практически полным отсутствием фауны и валидных датировок абсолютного возраста. В основе определения нижней границы венда ведущую роль играет историко-событийный подход, т.е. граница отбивается по стратиграфическим несогласиям, обусловленным коренными перестройками структурного плана

Рис 3.1.1 Схема структурно-фациального районирования вендских отложений западной части Сибирской платформы, согласно (Кочнев, 2002) и изученные объекты.

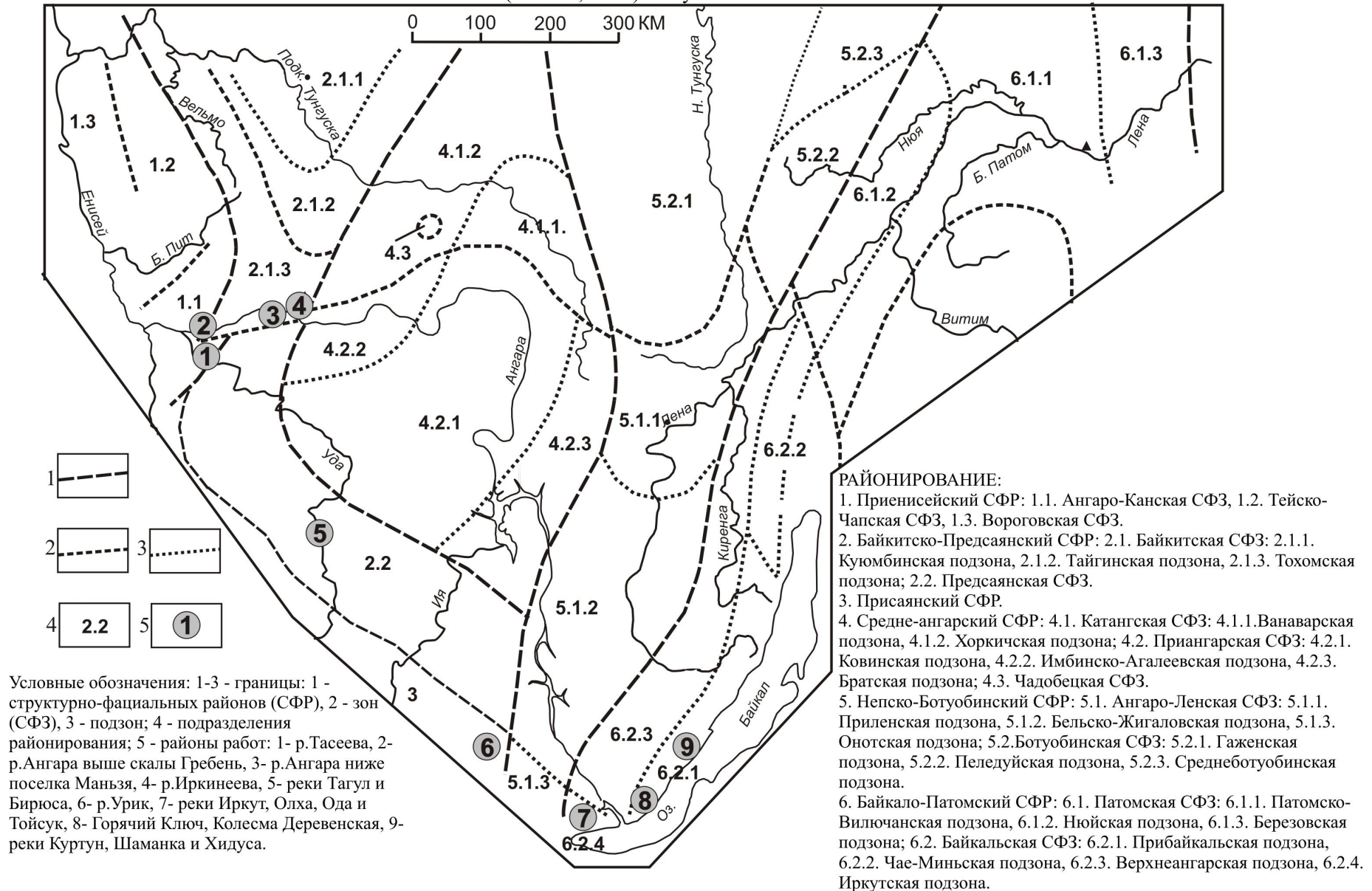
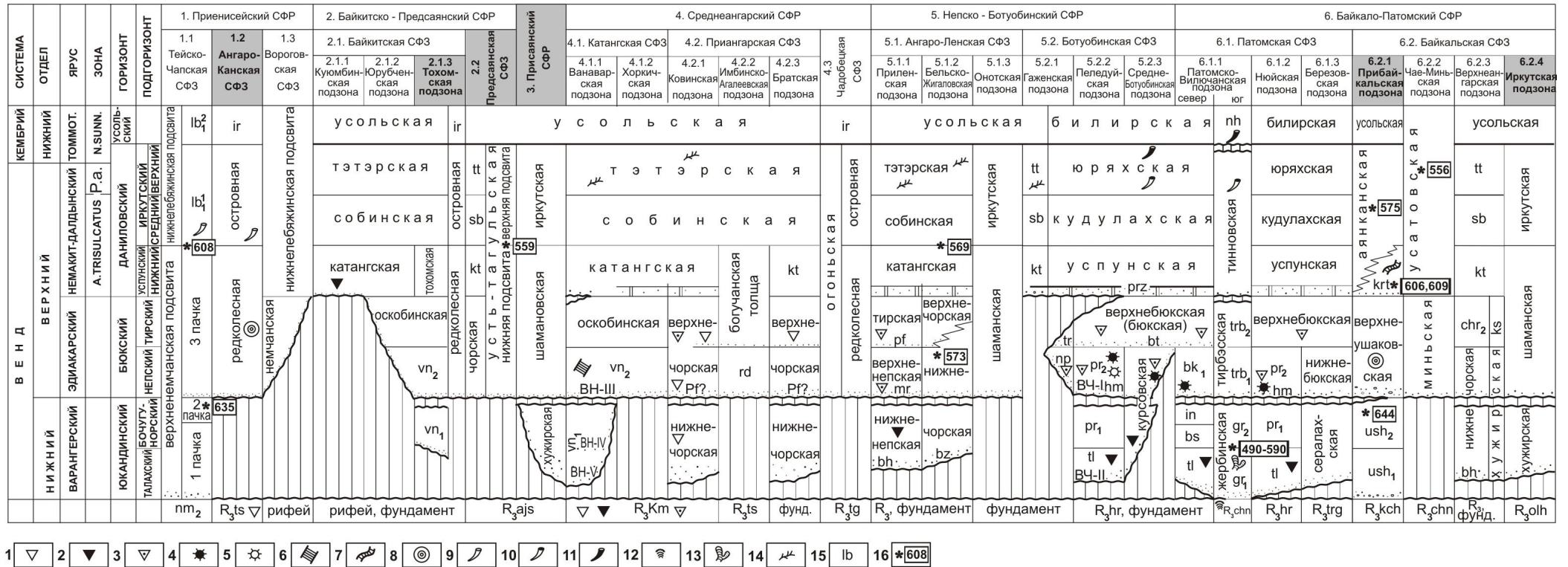




Рис 3.1.2 Стратиграфическая схема вендских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Согласно Кочнев, 2002



Условные обозначения: 1-6 - комплексы микрофоссилий: 1 - первый, 2 - второй, 3 - подкомплекс Ша, 4 - подкомплекс ШБ, 5 - сходный с формацией Пертатака, 6 - ванаварский; 7 - вендотениевая флора; 8 - эдиакарская фауна; 9-11 - мелкораковинная фауна: 9 - зоны *Anabarites trisulcatus*, 10 - зоны *Purella antiqua*, 11 - зоны *Nochoroicyathus sunnaginicus*; 12-13 - комплексы строматолитов: 12 - ченчинский, 13 - жербинский (юдомский); 14 - известковые водоросли; 15 - индексы свит:  $lb$  - лебяжинская,  $ir$  - иркинеевская,  $tt$  - тэтэрская,  $sb$  - собинская,  $kt$  - катангская,  $vn$  - ванаварская,  $rd$  - редколесная, ВН - III-V - ванаварские продуктивные пласты III-V,  $pf$  - парфеновский пласт,  $mr$  - марковский пласт,  $bh$  - боханский пласт,  $bz$  - безымянный пласт,  $prz$  - преображенский пласт,  $tr$  - тирская,  $nr$  - непская,  $pr$  - паршинская,  $tl$  - талахская, ВЧ - I-II, верхнечонские пласты I-II,  $bt$  - ботубобинский пласт,  $bk$  - бюкская,  $in$  - ынахская,  $bs$  - бесюряхская,  $nh$  - нохтуйская,  $trb$  - тирбэсская,  $gr$  - жербинская,  $ush$  - ушаковская,  $chr$  - чорская,  $ks$  - космическая,  $nm$  - немчанская,  $ts$  - тасеевская серия,  $ajs$  - айсинская,  $K_m$  - камовская серия,  $tg$  - тогоньская,  $hr$  - хоронохская,  $chn$  - ченчинская,  $trg$  - торгинская,  $kch$  - качергатская,  $olh$  - олхинская; 16 - определения абсолютного возраста К-Аг методом по глаукониту, млн.лет.

Серым выделены подразделения к которым принадлежат изученные в работе объекты.

(Кочнев, 2002; Хоментовский и др., 1972; Хоментовский, Постников, 2001 и др.). Однако, обнаруженные недавно в толщах Присяня относимых к байкалию (R<sub>3</sub>) тиллиты (Советов, 2002а; Советов, Комлев, 2005), характерные для нижнего венда Восточно-Европейской платформы, позволяют значительно увеличить стратиграфический объем сибирского венда за счет «байкалия». Условность имеющихся абсолютных датировок и недостаточная палеонтологическая обоснованность байкалия юго-запада Сибирской платформы как верхнерифейского комплекса (устное сообщение Ю.К. Советова) формально допускает это.

В качестве стратиграфической основы для расчленения, сопоставления и корреляции вендских толщ юго-запада Сибирской платформы в настоящей работе принята схема, предложенная Б.Б. Кочневым (Кочнев, 2002) (рис 3.1.2), однако, «объем» венда, а соответственно и возрастные рубежи данной схемы, учитывая последние геологические данные требуют существенного пересмотра, и это будет отдельно рассмотрено в конце раздела.

Ниже дается литологическое описание изученных разрезов по регионам в объеме стратотипов свит.

### **Енисейский Кряж**

#### **(Тохомская СФ подзона и Ангаро-Канская СФЗ)**

В рассматриваемом регионе были изучены тасеевская серия (поздний рифей?-венд); редколесная и островная свиты (венд) и климинская свита (ранний кембрий).

Тасеевская серия залегает с глубоким размывом и угловым несогласием на различных уровнях верхнего и нижнего протерозоя, в состав серии входят (снизу вверх) алешинская, чистяковская и мошаковская свиты. В стратотипическом разрезе по правому берегу р.Тасеевой (ниже устья р.Усолки) тасеевская серия имеет следующий состав (Хоментовский и др., 1972):

*Алешинская свита*

1. Песчаники полимиктовые красноцветные, в нижней части с прослоями конгломератов – 380м
2. Чередование тонкозернистых песчаников и грубых алевролитов. Окраска вишнево-красная – 200м
3. Песчаники вишнево-красные мелкозернистые полимиктовые – 250м.

Выше согласно залегает *чистяковская свита*

1. Ритмичное чередование зеленовато-серых полимиктовых песчаников (1-1,5м) и темно-серых аргиллитов (2-10м) – 160-170м
2. Аргиллиты с прослоями и линзами (3-20см) песчаников. Окраска пород темно-серая с зеленоватым оттенком. Отмечаются редкие прослои доломита – 100-120м.

Выше согласно и с постепенным переходом залегает *мошаковская свита*

1. Песчаники существенно кварцевые, кирпично-красные, мелкозернистые, в основании с прослоями крупнозернистых – 300м
2. Алевролиты темно-вишнево-красные, грубые с прослоями мелкозернистых песчаников – 200-250м
3. Песчаники кирпично-красные, кварцево-полевошпатовые, с более крупными (3-5мм) зернами калиевого полевого шпата и кварца – 200м.

По породам алешинской свиты недавно получены определения абсолютного возраста Rb-Sr методом по гидрослюдам, составляющие  $685 \pm 8,6$  и  $641 \pm 18$  млн.лет (Гутина, Сидорас, 2001)

Разрез алешинской свиты был опробован в описанном разрезе по р.Тасеевой; чистяковская свита опробовалась в трех обнажениях – р.Тасеева, р.Ангара ниже пос.Маньзя и выше скалы Гребень; мошаковская свита опробовалась в двух обнажениях по р.Ангаре ниже пос.Маньзя и выше скалы Гребень (рис 3.2.1, фото 1, 2). Характерной особенностью строения тасеевской серии является последовательное сокращение ее мощности в восточном





Фото 1 Обнажение мошаконской свиты по правому берегу р.Ангара между ск.Гребень и устьем руч.Гремячий.



Фото 2 Фрагмент обнажения мошаконской свиты по правому берегу р.Ангара между ск.Гребень и устьем руч.Гремячий.

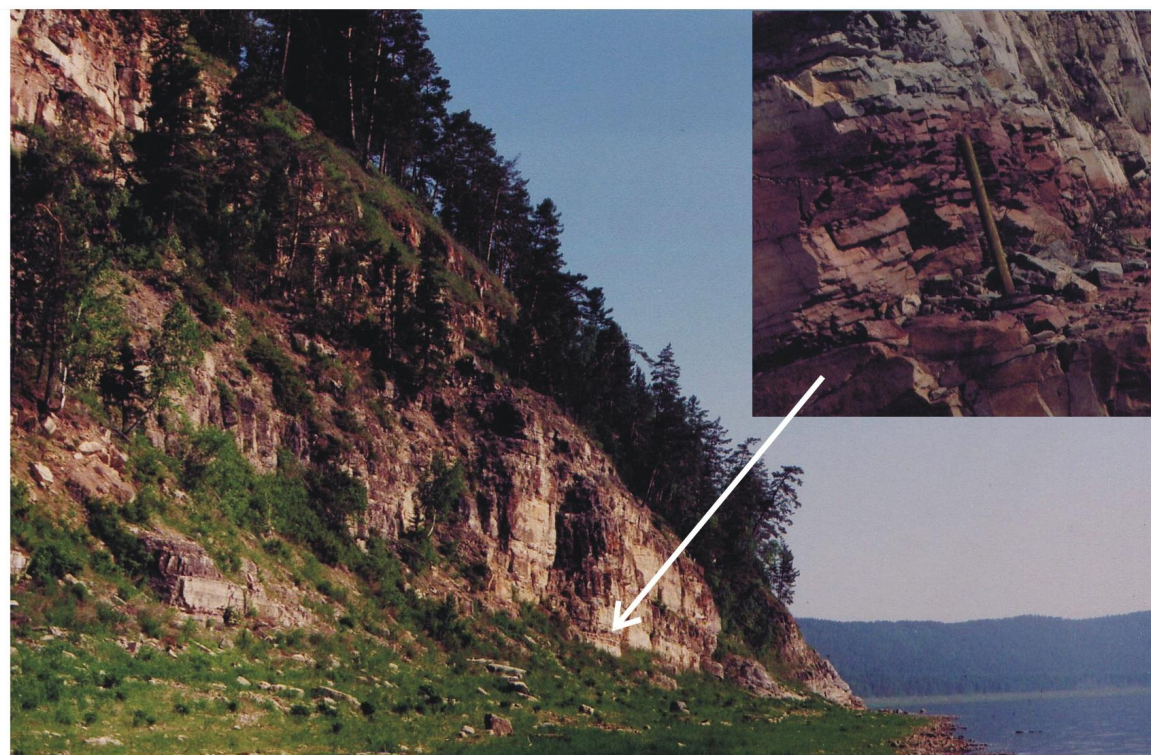


Фото 3 Обнажение островной свиты по правому берегу р.Ангара возле устья руч.Гремячий. На врезке пачка красноцветных доломитовых мергелей и доломитистых алевролитов.



направлении от ~1900м в стратотипическом разрезе на р.Тасеевой до ~300м на Манье.

*Редколесная свита* трансгрессивно залегает на тасеевской серии частично срезая верхние горизонты мошаконской свиты.

Один из лучших разрезов редколесной свиты обнажается по правому берегу р.Ангара между скалой Гребень и руч. Гремячий (Кочнев, 2002) (рис 3.2.1.). В составе нее здесь резко преобладают разнотернистые, до гравелитов, кварцево-полевошпатовые песчаники, кирпично-красные, часто грубокосошлой с плавающей галькой жильного кварца и обычно вытянутыми полуокатанными обломками лилово-красных алевритов и аргиллитов. Размер обломков 1-2 см, реже до 5 см. Цемент песчаников, в основном, железисто-глинистый. В верхней части свиты отмечаются прослои и линзы запесоченных доломитов. Мощность редколесной свиты в этом обнажении достигает 380 м. В верхней части редколесной свиты (обнажение по р.Н.Теря приток р.Иркинеевой) была найдена эдиакарская фауна *Cyclomedusa ex. gr. Davidi* (Чечель, 1976).

Редколесная свита свита была опробована в описанном обнажении по р.Ангара и в двух выходах по р.Иркинеевой ~25км выше устья по правому берегу и ~30км по левому.

*Островная свита* согласно и без признаков размыва залегает на редколесной (Кочнев, 2002). В обнажении по правому берегу р. Ангара выше скалы Гребень интервал разреза порядка 50 м, разделяющий редколесную и островную свиты, не вскрыт. Стратиграфически выше обнажаются доломитовые мергели, алевритистые и запесоченные доломиты. Для этой пачки, мощностью около 50 м, характерны бледные розовато- и зеленовато-серые окраски.

Выше залегают серые слоистые доломиты, переслаивающиеся с плитчатыми глинистыми разностями, включающие пачки (~0,5м) красноцветных доломитовых мергелей и доломитистых алевритов. Завершается разрез пачкой (15 м) буроватых грубослоистых доломито-

песчаников. Количество кварцевых зерен в них резко варьирует по латерали. В доломитах отмечаются многочисленные псевдо- и глиптоморфозы по каменной соли и сульфатам. Видимая мощность островной свиты в этом разрезе порядка 130 м. Стратиграфически выше согласно залегают массивные сероцветные доломиты с массой гипергенных брекчий, относящиеся уже к иркинеевской свите нижнего кембрия.

В нижней части данного обнажения сделана находка мелкораковинной фауны *Cambrotubulus sp.*, свидетельствующая о принадлежности островной свиты к верхам венда (зона А. *Trisulcatus* немакит-далдынского яруса) (Хоментовский и др., 1998). На основании хемотратиграфических данных по  $\delta^{13}\text{C}$  вблизи кровли островной свиты проводится граница немакит-далдынского и томмотского ярусов венда и раннего кембрия (Хоментовский и др., 1998).

Островная свита (красноцветные доломиты и песчаники) была опробована в описанном обнажении (фото 3).

*Климинская (бельская) свита* согласно залегает на иркинеевской, опробование проводилось в обнажении горы Дыроватый утес (правый берег р.Тасеева ~7км выше устья р.Усолки) (рис 3.2.1, фото 4) здесь видимая часть разреза сложена (Хоментовский и др., 1972):

1. Известняки и доломитизированные известняки, тонкослоистые, обогащенные песчаной примесью – 50м
2. Доломиты и доломитизированные известняки массивные и тонкослоистые – 100м
3. Чередование доломитов, доломитизированных известняков и песчанистых доломитов и мергелей, с редкими прослоями красно-бурых кварцевых песчаников. Характерны псевдоморфозы по каменной соли – 200м.

По комплексу трилобитов климинская свита относится к атдабанскому ярусу нижнего кембрия (Кембрий Сибири...1992).

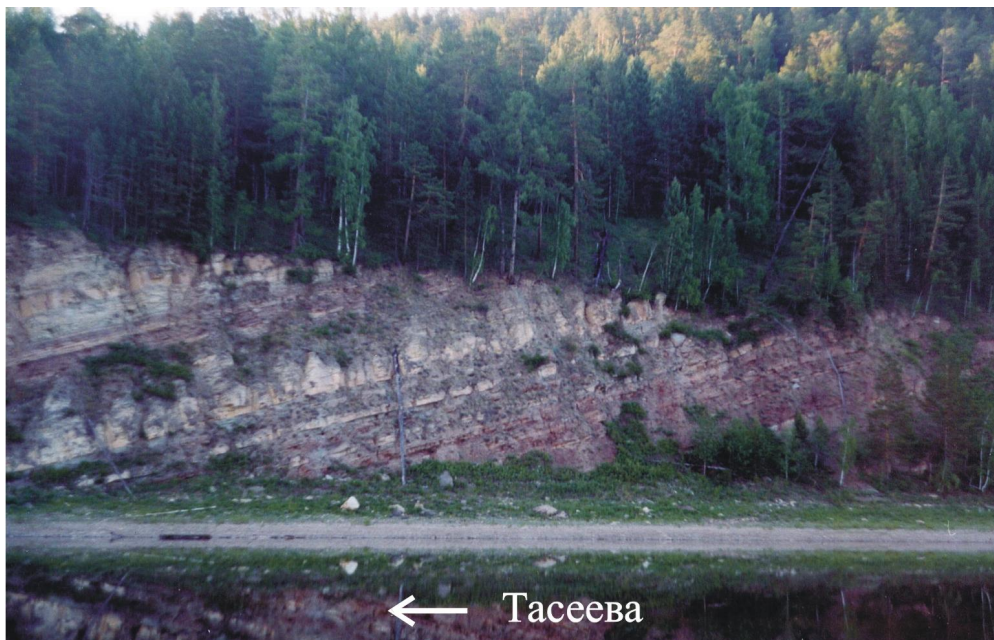


Фото 4 Фрагмент обнажения климинской свиты по правому берегу р.Тасеева.



Фото 5 Обнажение мотской свиты по левому берегу р.Урик (г.Красная).



Фото 6 Обнажение мотской и иркутской свит по левому берегу р.Иркут (г.Шаман).



Для палеомагнитного исследования были отобраны красноцветные разности третьей пачки.

Разрез климинской свиты надстраивается толщей чередования доломитов, мергелей и слюдистых песчаников, выделяемой здесь под названием свиты Дыроватого утеса (Хоментовский и др., 1972), являющейся аналогом булайской свиты (Сулимов, 1970).

Выше в осадочном чехле рассматриваемого региона выделяются четыре структурных яруса ( $E_{2-3}$ ,  $D_3-C_1$ ,  $C_1-P_1^2$  и  $J_2$ ) разделенных перерывами в осадконакоплении (размывами?) и стратиграфическими несогласиями.

### **Бирюсинское Присянье**

#### **(Предсаянская СФЗ)**

В данном регионе исследовались оселковая серия в объеме айсинской свиты (поздний рифей?-венд) и усть-тагульская свита (венд).

Отложения оселковой серии без видимого углового несогласия с размывом ложатся на различные горизонты верхней части карагасской серии позднего рифея по данным (Хоментовский и др., 1972) глубина размыва, предшествовавшего накоплению оселковой серии, составляла от 100 до 900м. В составе оселковой серии выделяются три свиты (снизу вверх): марнинская, удинская и айсинская. Свиты, слагающие оселковую серию, представляют единый седиментационный цикл и имеют согласные взаимоотношения, без видимого размыва. Марнинская и удинская свиты имеют преимущественно терригенный состав, с подчиненным вкладом карбонатов. Лучший разрез айсинской свиты расположен по правому берегу р.Бирюсы, против пос.Сереброво (Хоментовский и др., 1972), здесь выше песчаников удинской свиты наблюдается:



*Айсинская свита*

1. Переслаивание коричневато-лиловых, реже серых, алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями буро-серых песчаников полимиктовых – 180м
2. Ритмичное переслаивание песчаников (1-3м) , алевролитов (2-5м) и аргиллитов (2-6м). Породы окрашены в красно-бурый (песчаники) и лилово-коричневый цвет. Мощность ритмов от 16 до 30м, внутри крупных ритмов хорошо выделяются мелкие (от 1 до 4м) – 370м
3. Ритмичное переслаивание песчаников серых и серовато-бурых косослоистых мелко- среднезернистых (слои 1-1,5м через 3-6м), алевролитов коричневато-лиловых, реже ярко-зеленых и аргиллитов коричневато-лиловых и зеленых (слои по 0,5-1,5м). Количество прослоев зеленых алевролитов и аргиллитов, незначительное в нижней части пачки, увеличивается в кровле – 250м
4. Ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов. В нижней части пачки песчаников до 30%, в верхней резко преобладают алевролиты и аргиллиты. Окраска красно-буро-лиловая – 230м
5. Переслаивание песчаников грубых косослоистых зеленых и в меньшем количестве бурых и серых, алевролитов и аргиллитов коричневато-лиловых и серых, до темно-серых. Сероцветные породы в большем количестве характерны для верхней части пачки. В нижней части пачки, в отдельных пластах песчаников встречается редкая галька кварцитов размером до 10-20см – 400м
6. Ритмичное переслаивание алевролитов и аргиллитов серых, темно-серых, реже лилово-коричневых. Прослой бурых и серых песчаников (слои до 1-1,5м через 5-10м). В верхней части пачки преобладают алевролиты и аргиллиты – 170м

Общая мощность айсинской свиты 1600м.

В отложениях оселковой серии (удинская свита) обнаружены микрофитолиты указывающие на байкальский ( $R_3$ ) возраст данных толщ (Хоментовский и др., 1972), однако, как показывают исследования последних лет, данные органические остатки имеют ограниченное применение для задач биостратиграфии. С бóльшей долей уверенности можно говорить о нижней возрастной границе оселковой серии – подстилающая последнюю карагасская серия прорвана основными субвулканическими телами (дайки и силлы) нерсинского комплекса, гальки которых встречаются в основании марнинской свиты. Согласно полученным недавно данным (Гладкочуб, 2003) среди даек нерсинского комплекса выделяется две генерации, четко различающиеся по петролого-геохимическим и изотопным характеристикам. По дайкам первой генерации была получена предварительная датировка (Ar-Ar метод по плагиоклазу), ограничивающая время внедрения интервалом 860-890 млн.лет (Гладкочуб и др., 2000), которая была в дальнейшем уточнена, и составила  $741 \pm 4$  млн.лет (Gladkochub et al., in press). Для даек второй генерации получена вендская датировка (Ar-Ar метод по плагиоклазу) составляющая  $611 \pm 3,1$  млн.лет (Гладкочуб, 2003). Следует, однако, отметить, что дайки вендского возраста локализованы среди палеопротерозойских гранитоидов фундамента и их взаимоотношения с образованиями осадочного чехла платформы пока неизвестны. То есть имеющиеся изотопно-геохронологические данные могут уверенно говорить, что возраст оселковой серии, по крайней мере, моложе 740 млн.лет.

В низах марнинской свиты оселковой серии на реках Уда, Бирюса и Тагул Ю.К. Советовым были обнаружены валунные диамиктиты (микститы) имеющие типовые литологические признаки тиллитов и характерные постледниковые «кэп-доломиты», включающие многочисленные остатки следов жизнедеятельности Metazoa (Советов, 2002a; Советов, Комлев, 2005). Выше марнинских кэп-доломитов найдены остатки эдиакарских Metazoa отнесенные Ю.К. Советовым к *cf. Nemiana Palij.*; *cf. Tirasiana Palij.*; *Dickinsonia Sprigg.* и *cf. Pteridinium Gurich.* (Советов, Комлев, 2005). Данные

хемотратиграфии по  $\delta^{13}\text{C}$  по карбонатным отложениям марнинской и вышележащей удинской свит, при сравнениями с модельными кривыми для неопротерозоя, уточняют стратиграфическое положение тиллитов, указывая на ранневарангерский возраст оледенения и раннеэдиакарский возраст биоты Metazoa марнинской свиты (Советов, Комлев, 2005).

Схожие ледниковые и постледниковые образования выделены Ю.К. Советовым в ряде других стратиграфических аналогов оселковой серии (в частности в тасеевской серии Енисейского Кряжа и байкальской серии Ю-3 Прибайкалья) что, в комплексе с методами сиквенс-стратиграфии позволило их объединить в единый тиллитовый горизонт, соответствующий варангерскому (лапландскому) оледенению Восточно-Европейской платформы (Советов, 2002б; Советов, Комлев, 2005), отвечающему по объему нижнему венду (Соколов, 1997).

Согласно представлениям Ю.К. Советова айсинская свита может быть отнесена к котлинскому горизонту верхнего венда Восточно-Европейской платформы (Советов, 2002б) т.е. к позднеэдиакарскому – донемакит-далдынскому времени применительно к Сибири. Таким образом, комплекс имеющихся геохронологических, палеонтологических, хемо- и сиквенс-стратиграфических данных указывает на вендский возраст пород оселковой серии и ее стратиграфических аналогов.

Породы айсинской свиты опробовались в двух обнажениях по правому берегу р.Бирюсы, на участке от пос. Сереброво до устья р.Тымбыр и в двух обнажениях по правому берегу р.Тагул ниже пос. Георгиевка до острова Катальчиков (рис 3.2.3).

*Усть-тагульская свита* разделяется на две подсвиты – нижнюю и верхнюю, залегает без видимого несогласия с размывом (Кочнев, 2002) и конгломератами в основании, на породах айсинской свиты. Лучший разрез нижней подсвиты усть-тагульской свиты обнажается в правом берегу р.Тагул ниже острова Катальчиков (Хоментовский и др., 1972):

### Усть-тагульская свита нижняя подсвита

1. Конгломераты. Галька от 1-3 до 20см, хорошо окатана. В составе преобладают серые кварциты, реже алевролиты и песчаники. Еще реже встречаются граниты, кварц и кремнистые породы. Цемент – среднезернистый песчаник аркозового типа. Чередуются пласты с преобладанием гальки или цемента – 41м
2. Песчаники аркозовые, красные, косослоистые, крупнозернистые, с редкими прослоями алевролитов и гравеллитов – 49м
3. Алевролиты и аргиллиты красные и красновато-лиловые с прослоями до 1,5м песчаников аркозовых от мелко- до крупнозернистых. В кровле прослой (0,2м) глауконитовых песчаников – 39м
4. Переслаивание доломитов серых глинистых плотных, песчаников крупнозернистых кварцевых красных, алевролитов лилово-красных. Слои по 1-3м, соотношение пород в пачке примерно равное – 15м
5. Доломиты глинистые, афанитовые, плитчатые, плотные – 10м
6. Аргиллиты лиловые, слюдистые, в нижней части двухметровый прослой песчанистого доломита, в кровле 5м песчаников аркозовых, грубозернистых, красных – 23м.

Общая мощность 187м.

Абсолютный возраст нижней подсвиты усть-тагульской свиты оценивается в 559 млн.лет (К-Аг метод по глаукониту) (Анисимова, Титоренко, 1976). При совместных работах в полевой сезон 2003 года Б.Б. Кочневым в данном разрезе (3-я пачка) были обнаружены следы жизнедеятельности организмов, по заключению Д.В. Гражданкина (ПИН РАН), представленных *Treptichnus pedum*. Данная форма является типовой для основания кембрия международной стратиграфической шкалы в стратотипе на п-ве Ньюфаундленд (Brasier et al., 1994; Gehling et al., 2001), то есть отвечает подошве немакит-далдынского яруса

Сибири, включаемого отечественными геологами в состав венда (Кембрий Сибири, 1992 и др.).

Нижняя подсвита опробовалась в описанном обнажении и в обнажении по правому берегу р.Бирюсы в ~2км выше устья р.Соленая (рис 3.2.3).

Лучший разрез верхней подсвиты усть-тагульской свиты выходит по правому берегу р.Бирюсы, между пос. Благодатское и устьем р.Тагул (Хоментовский и др., 1972):

#### Усть-тагульская свита верхняя подсвита

1. В нижней части пачки тонкое переслаивание доломитов, аргиллитов, алевролитов, песчаников. Выше доломиты серые, глинистые и песчанистые, реже онколитовые; часто тонкие прослои (5-15см) красных грубозернистых песчаников и алевролитов – 37м
2. Переслаивание глинистых и песчанистых доломитов и алевролитов. Изредка встречаются прослои грубых песчаников. Преобладают серые окраски – 16м
3. Характерная пачка тонкопереслаивающихся пестрых пород: аргиллитов, алевролитов, песчаников, мергелей и доломитов – 24м.

Общая мощность 77м.

Красноцветы верхней подсвиты опробовалась в двух обнажениях: по правому берегу р.Бирюсы ниже устья р.Соленой и в описанном разрезе (рис 3.2.3).

На породах усть-тагульской свиты согласно залегают гипергенные доломитовые брекчии основания тальской свиты нижнего кембрия. Выше в осадочном чехле выделяются шесть структурных ярусов ( $\text{Є}_{2-3}$ ,  $\text{O}_1\text{-O}_{2-3}$ ,  $\text{S}_1$ ,  $\text{D}_{2-3}$ ,  $\text{C}_1$  и  $\text{J}_1$ ), разделенных размывами.

## Центральное Присяянье

### (Присяянский СФР)

К вендским образованиям данного района относятся (снизу вверх) хужирская, шаманская (мотская) и иркутская свиты (Кочнев, 2002). В настоящей работе исследовались шаманская (мотская) и иркутская свиты.

Полный разрез хужирской свиты вскрыт скважиной №4 в основании горы Красной (левый берег р.Урик) сложена она красноцветными терригенными (от конгломератов до аргиллитов) породами полимиктового состава, общей мощностью 166м (Хоментовский и д.р., 1972). Хужирская свита с размывом (Кочнев, 2002) залегает на тыретской (айсинской) свите (мощность 52м), которая в свою очередь с размывом ложится на граниты фундамента (Хоментовский и д.р., 1972).

*Шаманская (мотская) свита*, без видимого несогласия, с размывом залегает на хужирской (Кочнев, 2002). Нижняя часть шаманской свиты вскрываются скважиной №4 выше разрез надстраивается в естественном обнажении г.Красной на правом берегу р.Урик (Хоментовский и д.р., 1972):

#### Шаманская (мотская) свита

1. Песчаники красно-бурые с прослоями белых кварцевых, в основании прослой светлых зеленоватых гравеллитов, переходящих в мелкогалечный конгломерат – 8м
2. Песчаники лилово-красные, кварцевые, грубые, иногда гравийные; в обломках кварц и плоские гальки зеленых аргиллитов – 28м
3. Песчаники кварцевые, рыхлые, красные и розовые, редко белые – 51м
4. Песчаники кварцевые, белые и серые, рыхлые, разнотернистые, с разрозненной галькой кварца до 3см и линзами конгломерата. Характерна косая слоистость – 64м.

В скважине №4 вскрываются лишь нижние 17м этой пачки. Остальная часть ее обнажена в разрезе г.Красной, где выше выделяются:

5. Песчаники красные, слюдистые, мелкозернистые. На поверхностях напластования иногда глиптоморфозы по каменной соли – 90м
6. Чередование алевролитов и мелкозернистых песчаников. Преобладающая окраска красно-бурая и лиловая – 50м.  
Мощность свиты 155-165м.

*Иркутская свита* согласно залегает на шаманской (мотской) ее разрез вскрывается в горе Серой (левый берег р.Урик), где он имеет следующее строение (Хоментовский и д.р., 1972):

#### Иркутская свита

1. Белые кварцевые песчаники – 2-5м
2. Доломиты серые, глинистые, иногда песчанистые, сменяющиеся выше доломитистыми известняками темно-серого цвета (10-12м), а затем чередованием светлых, песчанистых доломитов и доломитовых брекчий – 20-25м
3. Чередование доломитов серых плитчатых и слоистых (слои до 3м) с серыми доломитовыми мергелями; реже прослой глинистых сланцев и алевролитов – 38-40м
4. Чередование доломитовых мергелей розовых, зеленоватых, желтых, доломитов глинистых, песчаников красных, алевролитов и глинистых сланцев – 8м
5. Чередование доломитов глинистых серых прослоями песчанистых и мергелей доломитовых плитчатых, голубоватых, бледно-желтых, редкие прослой глинистых сланцев и алевролитов – 55м
6. Пачка (урикская) тонкого переслаивания (от 3 до 30см) пестроцветных пород: песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, доломитов и известняков. В пачке преобладают алевролиты и глинистые сланцы.

Породы окрашены в зеленый, красно-лиловый, желтый и серый тона. В кровле пласт 1,5-2м черного глинистого известняка – 3бм.

Мощность свиты 155-165м.

Иркутская свита согласно перекрывается доломитами, доломитовыми брекчиями и известняками усольской свиты нижнего кембрия, выше залегают нижнекембрийские бельская и булайская свиты, трансгрессивно перекрытые толщами юры.

Опробование шаманской (мотской) и иркутской (красноцветные разности) свит производилось в описанных разрезах (рис 3.2.5, фото 5).

### **Восточное Присаянье**

#### **(Иркутская СФ подзона)**

Как и в Присаянском СФР к венду здесь относятся хужирская, шаманская (мотская) и иркутская свиты. Ввиду того, что в данном районе исследовались шаманская (мотская) и иркутская свиты (их переходная зона) повторное описание хужирской свиты представляется нецелесообразным. Взаимоотношение с выше и ниже лежащими толщами аналогично таковым для Присаянского СФР, следует лишь отметить, что хужирская свита залегает здесь на олховской свите относимой к верхнему рифею (Хоментовский и др., 1972). В обнажении на р.Тойсук олховская и хужирская свиты полностью выпадают из разреза и шаманская (мотская) свита ложится на раннепротерозойские граниты фундамента.

Стратотипический разрез *шаманской (мотской) свиты* расположен на р.Иркут 2,5км выше пос. Моты где ее нижняя часть вскрыта скважиной №2 и наращивается в горе Шаман (левый берег р.Иркут, см. фото 6) (Хоментовский и др., 1972):

Шаманская (мотская) свита

1. Песчаники белые кварцитовидные, мелкозернистые – 17м



2. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, косослоистые, коричневатокрасноватые, с прослоями серых и зелено-серых – 19м
3. Песчаники серые, существенно кварцевые, с прослоем карбонатных пород (до 5см) в верхней части – 17м
4. Песчаники серые, существенно кварцевые, разнозернистые, косослоистые – 84м
5. Песчаники красные, аркозовые, грубо- и среднезернистые – 24м.

Разрез пятой пачки надстраивается в г.Шаман. Вместе с припуском в разрезе (20м аллювия в скважине) здесь добавляется мощность 55м (мощность 5 пачки – 79м)

6. Песчаники красноцветные, аркозовые, среднезернистые до грубозернистых, косослоистые, с прослоями алевролитов. Иногда в песчаниках обломки алевролитов – 75м
7. Чередование тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, единичные маломощные прослои доломитов. Породы окрашены в красно-бурый, розовый, серый и желтоватый цвета – 28м.

Суммарная мощность – 319м.

Наиболее полный разрез *иркутской свиты* вскрывается на правом берегу р.Иркут ниже р.Н.Моты, где она совершенно согласно и с постепенным переходом залегает на шаманской свите (Хоментовский и д.р., 1972):

#### Иркутская свита

##### А. Пестроцветная пачка

1. Песчаники кварцевые, розовато-серые, грубозернистые, массивные – 1,5м
2. В отдельных коренных выходах и высыпках песчаники и алевролиты красные плитчатые и серые глинистые доломиты – 14м

3. Доломиты глинистые серые массивные сменяются вверх доломитовыми мергелями толстоплитчатыми серыми и зеленовато-серыми – 12м
4. Переслаивание лиловых слюдистых алевролитов и песчаников кварц-полевошпатовых красных, розовых и желтовато-серых; в кровле пачки преобладают песчаники – 5,5м
5. Доломиты и доломитовые мергели серые, плитчатые, иногда песчанистые – 7м
6. Переслаивание песчаников вишневых и желтовато-серых, алевролитов лиловых, слюдистых, серых доломитов, песчанистых и доломитовых мергелей – 5м
7. Переслаивание слюдистых алевролитов лиловых и песчанистых доломитов, в кровле (3м) песчанистые серые доломиты – 10м.

Мощность пачки – 55м.

#### Б. Доломитово-мергелистая пачка

1. Пачка переслаивания доломитов глинистых, серых, иногда темно-серых и мергелей серых, иногда голубоватых и розоватых. Породы плитчатые, реже массивные – 45м
2. Плохо обнаженная часть разреза. В отдельных выходах и высыпках мергели серые, тонкоплитчатые, сильно глинистые, в кровле пачки встречены отпечатки ходов илоедов на поверхностях напластования – 27м
3. Доломитовые мергели белесые, тонкоплитчатые – 20м.

Мощность пачки – 92м.

Мощность иркутской свиты в этом разрезе – 147м.

Иркутская свита (красноцветы) опробовалась в обнажении по правому берегу р.Олха выше пади Ханчин; переходная часть шаманской (мотской) и иркутской свит была опробована в описанных обнажениях на р.Иркут, а также

в двух обнажениях правого берега р.Тойсук (правый приток р.Китой) выше дер. Ходарей и в двух обнажениях правого борта долины р.Ода (рис 3.2.6, фото б-10).

### **Юго-западное Прибайкалье** **(Прибайкальская СФ подзона)**

Согласно (Кочнев, 2002) к вендским образованиям здесь относятся ушаковская, куртунская и аянканская свиты. В настоящей работе исследовались ушаковская и куртунская свиты.

*Ушаковская свита* совершенно согласно, а в ряде случаев с постепенным переходом, залегает на тонкотерригенных породах качергатской свиты байкальской серии (Кочнев, 2002). В составе ушаковской свиты выделяются три подсвиты – нижняя, средняя и верхняя. Нижнеушаковская подсвита представлена полимиктовыми песчаниками, гравеллитами в основании конгломератами. Среднеушаковская подсвита сложена главным образом тонкообломочными породами – алевролитами и аргиллитами с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников. Цвет пород нижней и средней подсвит преимущественно серый и зеленовато-серый. Верхнеушаковская подсвита отличается от подстилающих отложений большей грубостью обломочного материала – она сложена относительно грубым переслаиванием конгломератов, гравелитов и песчаников. Более мелкозернистые породы встречаются в верхнеушаковской подсвите в подчиненном количестве и преобладают в ее верхней части. В отдельных обнажениях зафиксирован размыв между толщами среднеушаковской и верхнеушаковской подсвит. Характерной особенностью ушаковской свиты является значительное изменение ее мощностей по простиранию Прибайкальского прогиба (от 400м в стратотипическом разрезе по р.Пр.Ушаковке до 1300-1500м в районе р.р. Куртун – Бол.Лена) (Кочнев, 2002).





Фото 7 обнажение мотской свиты по правому берегу р.Тойсук.



Фото 8 Фрагмент обнажения иркутской свиты по правому берегу р.Тойсук.



Фото 9 обнажение переходной части мотской и иркутской свит по правому берегу р.Ода.



Фото 10 Фрагмент обнажения иркутской свиты по правому берегу р.Олха.

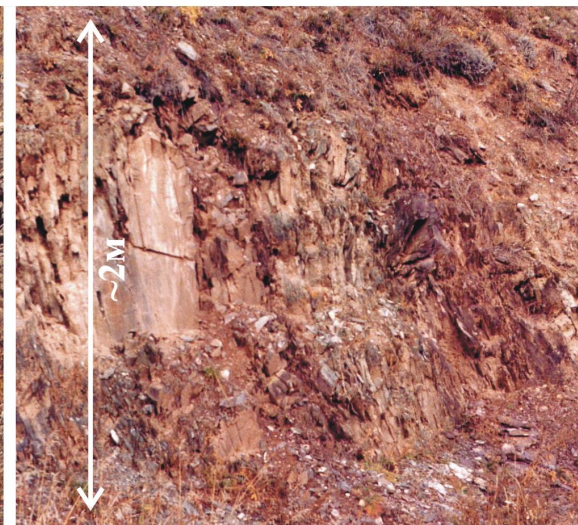


Фото 11 Фрагмент обнажения пестроцветной пачки куртунской свиты по левому берегу р.Куртун.



*Куртунская свита* согласно залегает на ушаковской свите, лучший ее разрез вскрывается по левому берегу р.Куртун выше устья р.Аянкан, где на песчаниках вернеушаковской подсвиты залегают (Хоментовский и др., 1972):

#### Куртунская свита

1. Песчаники светло-серые, кварцитовидные, сливные – 1-3м
2. Песчаники зеленовато-серые, слюдистые, кварцевые, содержащие обломки черных глинистых сланцев. В песчаниках прослой зеленовато-серых алевролитов – 70-80м
3. Песчаники слюдистые, полевошпат-кварцевые; алевролиты и глинистые сланцы красные, вишневые и зеленые – 30-35м
4. Алевролиты и глинистые сланцы зеленые, тонкоплитчатые – 50-60м
5. Известковистые алевролиты и глинистые сланцы зеленовато-серые с тонкими прослоями глинистых доломитов, содержащих остатки *Paleolina aff. Evenkiane Sokolov* – 30м
6. Доломиты афанитовые, серые и темно-серые, среднеслоистые, с прослоями плитчатых – 10м
7. Сланцы алевролитистые и глинисто-карбонатные с прослоями глинистых доломитов – 30м.

Выше по разрезу с согласными взаимоотношениями залегает *аянканская свита*, сложенная преимущественно доломитами, содержащими *Boxonia* sp., общей мощностью 140м. На аянканской свите, по-видимому, согласно в плохо обнаженном разрезе залегают доломитовые брекчии, относимые уже к усольской свите нижнего кембрия надстраивающиеся бельской, булайской и ангарской свитами (Є<sub>1</sub>). Выше в осадочном чехле Прибайкалья выделяются два структурных яруса (Є<sub>2-3</sub> и J<sub>1</sub>-J<sub>2</sub>), разделенные перерывами в осадконакоплении и размывами.

Как и в ушаковской свите в куртунской наблюдается значительное изменение мощностей от 20м на р.Ушаковке до 150м в стратотипе на р.Куртун.

Из куртунской свиты в стратотипическом разрезе были получены определения абсолютного возраста К-Аг методом по глаукониту 606 и 609 млн. лет (Анисимова, Титоренко, 1976). Большое значение для обоснования возраста имеют находки фауны эдиакарского типа в бассейне р. Мал. Анай (верховья р. Лены) *Baicalina sessilis* Sok., *Cylindrichnus* sp., *Pteridinium* sp. (Соколов, 1975), что указывает на верхневендский возраст вмещающих отложений. Стратиграфическая принадлежность их в этом районе не вполне ясна, поскольку они были встречены в делювии на площади развития куртунской и верхнеушаковской свит, однако, судя по составу вмещающих пород, они принадлежат верхнеушаковской подсвите (Кочнев, 2002).

Куртунская свита (фото 11) опробовалась на р.Куртун (2 обнажения), на реках Хидуса, и Шаманка, а также в районе пос. Горячий Ключ. Ушаковская свита (верхняя подсвита) была опробована в крупном обнажении на р.Куртун и рекогносцировочно на р.Колесма Деревенская (рис 3.2.7).

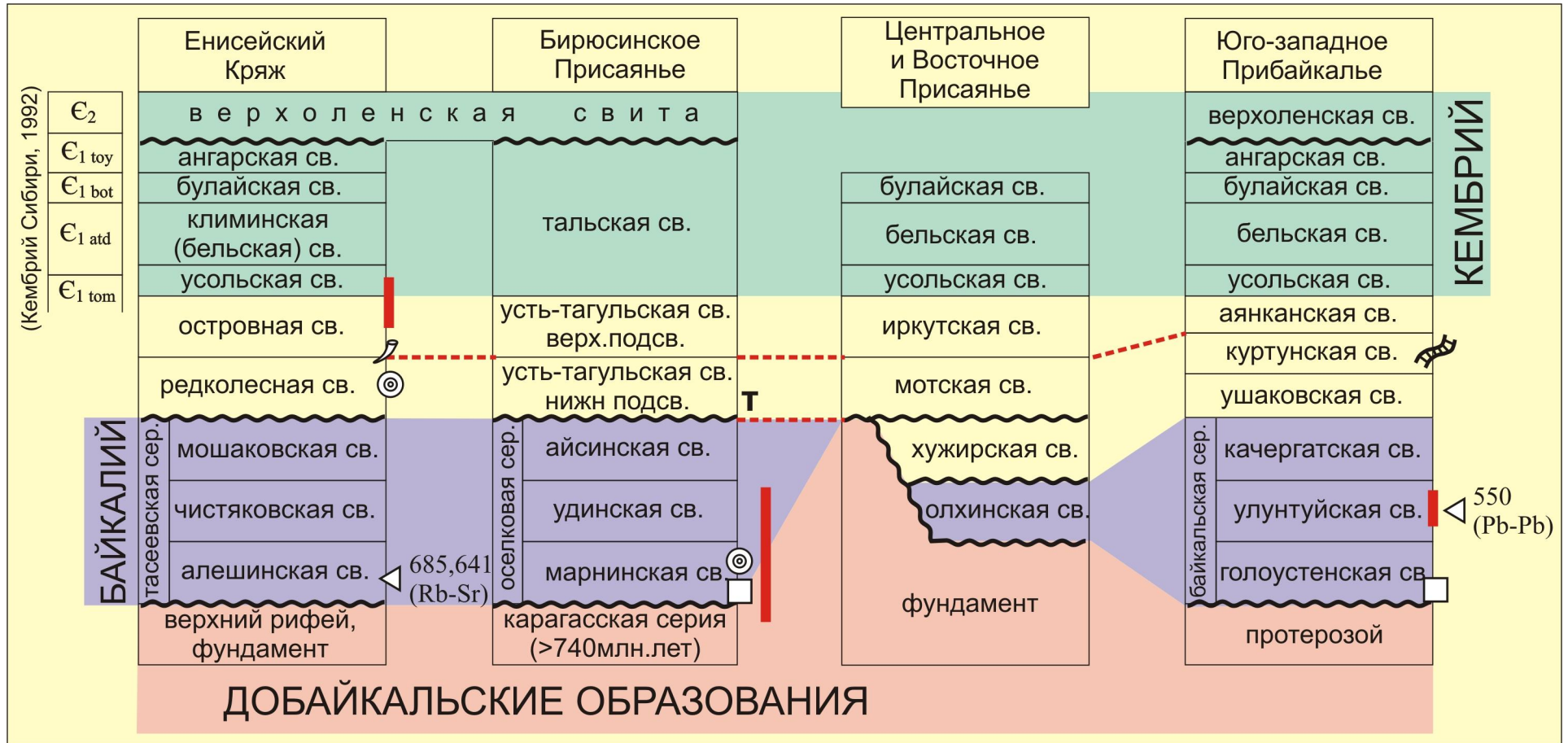
### **Обоснование возраста изученных стратиграфических единиц**

(см. рис 3.1.3)

При использовании результатов палеомагнитных исследований для решения задач тектоники обоснование возраста пород имеет принципиальное значение. Ниже кратко представлены накопленные к настоящему времени данные, позволяющие наметить главные возрастные рубежи формирования изученных пород:

**Енисейский Кряж** (тасеевская серия, редколесная, островная и климинская свиты).

*Тасеевская серия* (алешинская, чистяковская и мошаковская свиты). По породам наиболее древней алешинской свиты получены геохронологические датировки,  $685 \pm 8,6$  и  $641 \pm 18$  млн.лет (Rb-Sr по гидрослюдам) (Гутина, Сидорас, 2001), соответствующие верхам позднего рифея. При региональной корреляции, с привлечением методов сиквенс-стратиграфии верхняя часть



- △ - определения абсолютного возраста
- - данные хемотратиграфии
- 🐚 - мелкораконная фауна зоны A. Trisulcatus
- 🌿 - вендотениевая флора
- Т - находка *Treptichnus pedum*
- ⊙ - эдиакарская фауна
- - тиллиты
- - наиболее четко трассируемые внутривендские границы

Рис 3.1.3 К разделу “Обоснование возраста изученных стратиграфических единиц”.  
Пояснения в тексте.

алешинской свиты Ю.К. Советовым коррелируется с марнинской свитой оселковой серии Бирюсинского Присянья, подошва которой соответствует основанию раннего венда (Советов, Комлев, 2005). Исходя из этого чистяковская и мошаконская свиты, находящиеся стратиграфически выше алешинской свиты, имеют более молодой (поздневендский) возраст. Верхний возрастной предел накопления пород тасеевской серии определяется по возрасту перекрывающих толщ редколесной свиты (см. ниже) как донемакит-далдынский. Таким образом, чистяковская и мошаконская свиты могут быть отнесены к эдиакарию.

*Редколесная свита.* Находка *Cyclomedusa ex. gr. Davidi* (Чечель, 1976) указывает на то, что отложения редколесной свиты могли накапливаться от эдиакария и до немакит-далдына включительно. Такая неопределенность вызвана тем, что данная форма является «проходной» из эдиакария в немакит-далдынский ярус (устное сообщение Б.Б. Кочнева ИГНГ СО РАН, Новосибирск). Однако, тот факт, что вышележащая островная свита имеет хорошо обоснованный немакит-далдынский возраст, а ее низы отвечают зоне *A. Trisulcatus*, соответствующей нижней части немакит-далдынского яруса, время формирования редколесной свиты можно оценить как эдиакарско-ранненемакит-далдынское.

*Островная свита.* Находка в основании островной свиты *Cambrotubulus sp.* свидетельствует о ее немакит-далдынском возрасте (Хоментовский и др., 1998). По геохимическим данным ( $\delta^{13}\text{C}$ ) кровля островной свиты соответствует границе немакит-далдынского и томмотского ярусов (Хоментовский и др., 1998).

*Климминская свита.* По комплексу трилобитов относится к атдабанскому ярусу нижнего кембрия (зоны *Elganellus* и *Bulaiaspis*) (Кембрий Сибири, 1992)

### **Бирюсинское Присянье** (айсинская и усть-тагульская свиты)

*Айсинская свита* оселковой серии. Палеонтологических остатков в айсинской свите не обнаружено, геохронологические данные также



отсутствуют. Возраст айсинской свиты может быть определен по положению в разрезе как поздневендский, донемакит-далдынский: с одной стороны нижележащие толщи верхней части марнинской и удинской свит относятся к эдиакарию (Советов Комлев, 2005), с другой стороны перекрывающая усть-тагульская свита соответствует немакит-далдынскому ярусу в полном его объеме (см. ниже).

*Усть-тагульская свита.* В низах нижней подсвиты усть-тагульской свиты обнаружены «trace fossils» *Treptichnus pedum* (неопубликованные данные Б.Б.Кочнева) характерные для основания немакит-далдынского яруса. Верхняя подсвита усть-тагульской свиты уверенно коррелируется с островной свитой Енисейского Кряжа (Кочнев, 2002), возраст которой определен как немакит-далдынский, предтоммотский. То есть усть-тагульская свита соответствует немакит-далдынскому ярусу в полном объеме.

**Центральное и Восточное Присяянье** (шаманская (мотская) и иркутская свиты). Убедительные палеонтологические и геохронологические данные, позволяющие определить возраст пород, отсутствуют, однако по литологическим особенностям, мощностям и положению в разрезе эти свиты четко коррелируются с усть-тагульской свитой Бирюсинского Присяянья (Кочнев, 2002). Таким образом, возраст шаманской (мотской) и иркутской свит может быть определен как немакит-далдынский.

**Юго-западное Прибайкалье** (ушаковская и куртунская свиты).

*Ушаковская свита.* Точная стратиграфическая привязка находок эдиакарской фауны (Соколов, 1975) сделанных в бассейне р.Мал. Анай указывающих на поздневендский возраст вмещающих отложений, окончательно не ясна, что не позволяет с полной уверенностью относить верхнеушаковскую подсвиту (где предположительно была сделана эта находка) к эдиакарию. Верхняя возрастная граница ухаковской свиты может быть определена по соотношению с вышележащей *куртунской свитой*, в которой обнаружена вендотениевая флора, характерная только для немакит-

далдынского яруса (Соколов, 1998). То есть по возрасту ушаковская свита, по крайней мере, не моложе немакит-далдынского яруса. Вопрос о нижней возрастной границе ушаковской свиты следует рассмотреть несколько подробнее. В схеме, предложенной Б.Б. Кочневым (рис 3.1.2) нижнеушаковская подсвита ушаковской свиты отождествляется с нижним вендом, соответственно по ее подошве проводится основание вендской системы, а подстилающая байкальская серия, как и предполагают традиционные стратиграфические схемы (Хоментовский и др., 1972; Хоментовский, Постников, 2001 и др.), считается верхнерифейской. Это обосновывается по комплексам микрофоссилий, микрофитолитам и строматолитам, обнаруженным в стратиграфических аналогах нижнеушаковской подсвиты во внутренних районах Сибирской платформы и на Патомском нагорье (Кочнев, 2002). При этом в работе отмечается, что, в целом, данный уровень (юкандинский горизонт) плохо охарактеризован ископаемыми остатками, а имеющиеся группы имеют слабое значение при стратиграфической корреляции и обосновании возраста.

Выполненные недавно Е.Ф. Летниковой с соавторами геохимические исследования ( $\delta^{13}\text{C}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) отложений байкальской серии (улунтуйская свита) рассматриваемого региона показали, что полученные изотопные характеристики вступают в противоречие с имеющимися данными, о рифейском возрасте байкальской серии (Летникова и др., 2004; Летникова и др., в печати). По данным Е.Ф. Летниковой накопление улунтуйской свиты (средний член байкальской серии) происходило в позднем венде (~550 млн. лет назад). На эдиакарский возраст улунтуйской свиты также указывают геохронологические данные (Pb-Pb метод по карбонатам, неопубликованные данные Е.Ф.Летниковой, устное сообщение). Кроме этого в толщах голоуспенской свиты (основание байкальской серии) близ устья р.Куртун описаны тиллиты (Советов, Комлев, 2005), данный тиллитовый горизонт авторы прослеживают в Бирюсинское Присянье, выводя на тиллиты марнинской свиты, ранневендский возраст которых подтвержден

хемотратиграфическими данными и находками в вышележащих отложениях эдиакарской фауны.

Все перечисленные факты дают основание для «переведения» байкальской серии и ее стратиграфических аналогов в венд, как это предложено в работах (Советов, Комлев, 2005; Летникова и др., в печати). Из этого следует, что, в первом приближении, вендские подразделения, выделенные Б.Б.Кочневым (рис 3.1.2), при той же схеме корреляции, соответствуют не венду в полном объеме, а представляют лишь самые его верхи (немакит-далдынский ярус). То есть ушаковская свита, также как и куртунская, должна относиться к немакит-далдынскому ярусу.

Таким образом, докембрийские образования, изученные в ходе проведенной работы, представляют четыре возрастных уровня:

1. позднерифейско-ранневендский – алешинская свита Енисейского Кряжа;
2. эдиакарский – айсинская свита Бирюсинского Присаянья, чистяковская и мошаковская свиты Енисейского Кряжа;
3. переходный эдиакарско-немакит-далдынский – редколесная свита Енисейского Кряжа;
4. немакит-далдынский – островная свита Енисейского Кряжа, усть-тагульская свита Бирюсинского Присаянья, шаманская (мотская) и иркутская свиты Центрального и Восточного Присаянья, ушаковская и куртунская свиты Юго-западного Прибайкалья.

В заключение раздела, чтобы в дальнейшем избежать «терминологической путаницы», необходимо заострить внимание на вопросе о положении границы венда и раннего кембрия. Суть проблемы заключается в существовании двух альтернативных точек зрения на фаунистическое обоснование при проведении этой границы.

С позиций подавляющего большинства геологов отечественной школы граница докембрия и кембрия должна проводиться по массовому появлению

скелетных организмов, чему соответствует подошва зоны *sunnaginicus* основания томмотского яруса типового разреза Уллахан-Сулугур на р.Алдан (Кембрий Сибири, 1992; Розанов и др., 1997; Соколов, 1997; Хоментовский и др., 1998; Хоментовский, 2000; Кочнев, 2002 и др.). Эта позиция подразумевает отнесение немакит-далдынского яруса к докембрию (венд). По мнению другой группы исследователей (Вальков, 1989; Миссаржевский, 1989; Harland et al., 1990; Brasier et al., 1994; Landing, 1994; Tucker & McKerrow, 1995 и др.) граница должна проводится по появлению первых скелетных организмов «trace fossils» что соответствует основанию немакит-далдынского яруса в принятом стратотипе Бюрин на п-ове Ньюфаундленд (для Сибирской платформы это зона *A. Trisulcatus*). То есть в этом случае немакит-далдынский ярус начинает ранний кембрий. В принятой сейчас международной стратиграфической схеме немакит-далдынский ярус отнесен к раннему кембрию, в тоже время у нас во многих публикациях, его традиционно (и вероятно небезосновательно) относят к венду. В настоящей работе решение этой дилеммы не имеет принципиального значения, так как при палеомагнитных работах важен в первую очередь возраст отложений, а не положение границы эонов и принцип ее обоснования, важно то, что подошвы томмотского и немакит-далдынского ярусов с высокой точностью датированы – их возраст составляет  $534,6 \pm 0,4$  и  $543,9 \pm 0,2$  млн.лет, соответственно (Bowring et al., 1993). Далее мы для простоты изложения «традиционно» рассматриваем немакит-далдынский ярус как верхнее подразделение позднего венда.

## 3.2 Тектоника и магматизм

### Енисейский Кряж

Изученные объекты (рис 3.2.1) располагаются в пределах листов О-46-ХVII, О-46-ХХIII и О-47-ХIII карты 200 000 масштаба. Согласно (Шибистов, 1976; Лесгафт, 1968; Рубаев, 1965) в данном регионе выделяются два структурных этажа (рис 3.2.2), разделенные резкими структурным и стратиграфическим несогласиями: нижний этаж сложен дислоцированными верхнепротерозойскими породами фундамента платформы и «западных» террейнов (причленившихся в позднем докембрии) (Верниковский, 2003), а верхний представлен вендскими, палеозойскими и мезозойско-кайнозойскими отложениями платформенного чехла. В составе верхнего этажа выделяются пять структурных ярусов, разделенных стратиграфическими перерывами и незначительными угловыми несогласиями: венд-нижнекембрийский; среднекембрийско-нижнеордовикский; каменноугольно-пермский; нижнетриасовый; нижнеюрский, а также кайнозойский (наложенные впадины мел-палеогенового и неогенового возраста). Основными структурами района на востоке являются (рис 3.2.1): субширотный Иркинеевский выступ, который рассматривается как краевое поднятие Сибирской платформы, субмеридианальный Ангаро-Питский синклинорий и Чуно-Мурский прогиб, осложненные на участке сочленения надразломной зоной Ангарских складок. На юго-западе, в нижнем течении р.Тасеевой выделяются структуры байкалид Ангаро-Канского антиклинория, к востоку от которого расположены структуры Предьенисейского краевого прогиба Сибирской платформы. Северо-западную часть занимает Центральный (Татарский) антиклинорий Енисейского кряжа, отделенный от собственно платформенной части коровым Мотыгинским разломом. Перечисленные главные структуры региона включают структуры (син- и антиформы) второго и третьего порядков.

Более подробно остановимся на структурах, в пределах которых расположены изученные объекты .

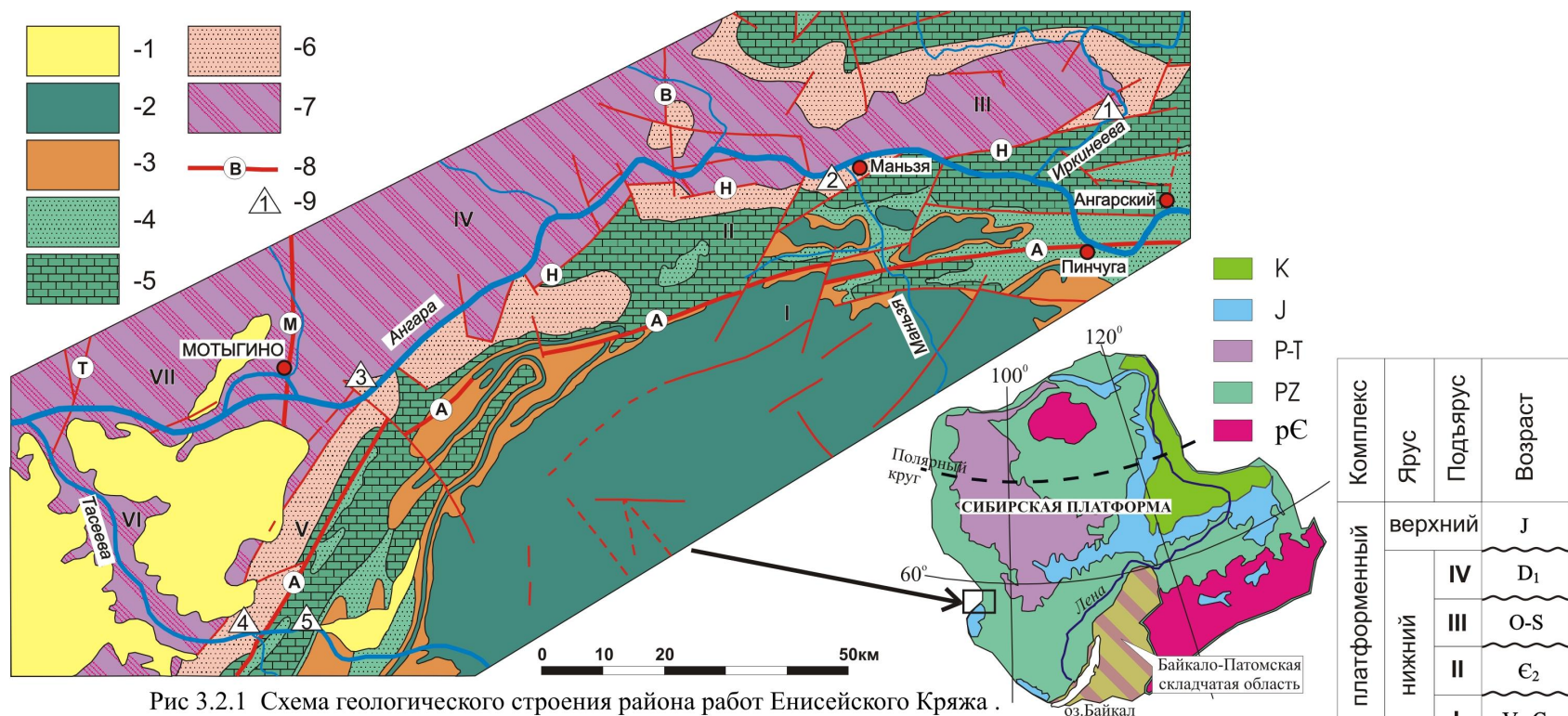


Рис 3.2.1 Схема геологического строения района работ Енисейского Края .

Условные обозначения:

образования платформенного чехла: 1- неоген, 2- пермо-триасовые траппы, 3- карбон и пермь, 4- средний верхний кембрий (верхоленская свита), 5- нижний кембрий, 6- верхний рифей(?) венд (тасеевская серия, редколесная и островная свиты); 7- довендские образования; 8- разрывные нарушения, буквами обозначены разломы докембрийского заложения: А - Ангаро-Канский; В - Вельминский; М - Мотыгинский; Н - Нижнеангарский; Т - Татарский ; 9 объекты исследований: 1- р.Иркинеева, редколесная свита, 2- левый берег р.Ангара ниже п.Манья, чистяковская и мошаконская свиты, 3 правый берег р.Ангара от р.Гремячий до скалы Гребень, чистяковская, мошаконская, редколесная и островная свиты, 4 правый берег р.Тасеева ниже устья р.Усолка, алевинская свита, 5 правый берег р.Тасеева скала Дыроватый Учес, климинская свита.

Римскими цифрами обозначены главные тектонические структуры.

Сибирская платформа:

I - Чуна-Мурский прогиб; II - зона Ангарских складок; III - Иркинеевский выступ; IV - Ангаро-Питский синклиорий; V -Предъенисейский краевой прогиб.

Террейны, причленившиеся в позднем докембрии: VI - Ангаро-Канский антиклинорий; VII - Центральный (Татарский) антиклинорий.

Рис 3.2.2 Этапы тектонического развития Енисейского Края. Пояснения в тексте.

Структуры Предъенисейского краевого прогиба. Залегают на тектонических структурах байкалид Енисейского кряжа с резким несогласием и включают отложения позднего докембрия (тасеевская серия, редколесная и островная свиты) и палеозоя. Отложения позднего докембрия и нижнего кембрия на западном крыле прогиба образуют крутые линейные складки и флексуры северо-восточного направления (тасеевские складки). Образование этих складок связано с длительно развивавшимися разломами фундамента, по которым прогиб сопрягался с Енисейским кряжем. К востоку от Енисейского кряжа напряженность складчатости отложений, слагающих прогиб, резко падает, и структуры приобретают более спокойный характер. Однако и в этом случае они подчинены определенной системе разломов фундамента. Изученные обнажения верхнего докембрия и нижнего кембрия принадлежат к Антошкинскому горстовому поднятию и Верхнетасеевской антиклинали, входящих в Тасеевскую синклиналиную структуру Предъенисейского краевого прогиба. *Антошкинское горстовое поднятие* имеет меридиональное направление и сложную внутреннюю структуру, сложено преимущественно отложениями алешинской свиты, смятыми в интенсивные складки. В изученном обнажении породы алешинской свиты находятся в запрокинутом залегании (средний азимут падения  $140^\circ$ , угол падения  $125^\circ$ ). С запада и востока горст ограничен тектоническими нарушениями, по которым и произошло данное поднятие. *Верхнетасеевская антиклиналь* сложена отложениями нижнего кембрия: климинской свиты (в ядре) и свиты Дыроватого утеса на крыльях. На западном крыле антиклинали породы климинской свиты падают на запад под углом  $20-25^\circ$ , восточное крыло антиклинали наклонено на восток под углом  $40-75^\circ$ . На западе антиклиналь несогласно перекрыта отложениями среднего кембрия (эвенкийская = верхоленская свита), а также девона и пермо-карбона.

Иркинеевский выступ. Представляет собой крупную антиклинальную структуру субширотного простирания. В ядре ее обнажены верхнепротерозойские образования, а крылья сложены породами венда –

нижнего кембрия (тасеевская серия – агалевская свита), ширина данной структуры составляет 35-40 км. Падение крыльев Иркинеевского выступа 10-30°, причем на периферии эти углы положе чем в центре. Крылья осложнены рядом более мелких антиклиналей и синклиналей субширотного и субмеридианального простирания.

Зона Ангарских складок представляет собой полосу структур субширотного и северо-восточного простирания. Разделяет Чуно-Мурский прогиб и Иркинеевский выступ и является по отношению к ним более молодой (наложенной) тектонической структурой, сформировавшейся в результате активизации Нижнеангарского и Ангаро-Канского «долгоживущих» разломов. Обнажения по р.Ангара выше скалы Гребень входят в структуры Шалыгинской брахиантиклинали, осложненной на крыльях более мелкими, обычно пологими складками (углы падения 5-30°). В ядре брахиантиклинали обнажаются толщи чистяковской свиты тасеевской серии, на восточном крыле выходят отложения вплоть до нижнего кембрия (иркинеевская свита). Обнажения ниже п.Манзя представляют собой пологую синклинальную структуру ограниченную разломами, где в ядре выходят отложения нижнего кембрия, а крылья сложены породами тасеевской серии.

Разрывные нарушения. В рассматриваемом регионе разрывные нарушения подразделяются на две группы (рис 3.2.1) (Шибистов, 1976): 1) разломы в фундаменте платформы и связанные с ними нарушения в платформенном чехле Иркинеевского выступа, Предъенисейского прогиба, зоны Ангарских складок и др.; 2) разломы в платформенном чехле северного борта Чуно-Мурского прогиба. Разломы первой группы сбросового, взбросового и сбросо-сдвигового характера (Нижнеангарский, Ангаро-Канский и Мотыгинский и др.) заложены еще в докембрии и проявляли активность вплоть до кайнозоя, данные разломы подчеркивают простирание основных складчатых структур района. Разломы второй группы мезозойского времени заложения, большая их часть, видимо, связана с крупными подвижками позднепермского-



раннетриасового времени, предшествовавшими трапповому магматизму, часть разломов имеет более молодой возраст и смещает отложения юры.

Магматизм. Ввиду того, что на магнитные характеристики пород изученного возраста ( $V-C_1$ ) могли повлиять лишь более молодые магматические образования докембрийские магматиты широко распространенные на западе региона исключены из рассмотрения. К магматическим образованиям фанерозоя относится позднепермско – раннетриасовая формация сибирских траппов (ангарский комплекс). Пространственно интрузии приурочены к зоне Ангарских складок и, видимо, контролируются Ангарскими разломами глубокого заложения. По морфологии трапповые тела подразделяются на пластовые (силлы), пластообразные секущие и мелкие секущие интрузии. Пластовые тела залегают среди отложений эвенкийской свиты ( $C_2$ ) и ордовика, в верхнепалеозойских толщах, а также между верхнепалеозойскими и юрскими отложениями (Шибистов, 1976).

Этапы развития: 1) В конце протерозоя рассматриваемый регион испытывал погружение и незначительные колебательные движения, чему соответствует накопление терригенно-карбонатных толщ рифея;

2) В конце рифея (предтасеевское время) колебательные движения сменяются общим поднятием, складчатостью и заложением «ангарских» разломов. В эту фазу складчатости образуются основные структуры нижнего этажа (Чуна-Мурский прогиб, Иркинеевский выступ и др.), однако полной консолидации структур не происходит.

3) Далее происходит погружение периферийных зон Сибирского кратона с накоплением терригенных пород тасеевской серии. Перед накоплением толщ редколесной свиты (верхний венд) происходит незначительный размыв с изменением структурного плана. Погружение продолжается вплоть до нижнекембрийского времени и сопровождается расширением бассейна осадконакопления. В конце нижнекембрийского времени морской бассейн представлял собой лагуну.

4) В среднекембрийскую эпоху происходит новое поднятие района, что приводит к развитию старых и формированию новых разломов. Возобновляются складкообразовательные движения, приведшие к деформациям толщ венда-нижнего кембрия и осложнениям складчатых структур нижнего этажа. В среднем кембрии фиксируется формирование структуры Иркинеевского выступа (сокращение мощности эвенкийской свиты почти в 2 раза по сравнению с соседними районами).

5) В ордовике – среднем карбоне вся область испытывает общее поднятие, что приводит к частичному размыву эвенкийской свиты.

6) Верхний палеозой характеризуется дальнейшим развитием структур Чуна-Мурского прогиба и Иркинеевского выступа, а также проявлением надразломной зоны Ангарских складок, выразившимся в сокращении мощности верхнепалеозойских отложений по направлению к этой структуре.

7) В конце перми область испытывает общее поднятие, которое привело к размыву значительной части верхнепалеозойских отложений. В это же время закладываются разломы, послужившие подводными каналами для внедрения пермо-триасовых траппов. В послеюрское время рассматриваемый регион перешел в относительно спокойный тектонический режим.

### **Бирюсинское Присяянье**

Рассматриваемая территория (рис 3.2.3) является краевой частью Сибирской платформы, к юго-западу от нее, за структурой Главного Саянского разлома располагаются складчатые сооружения каледонид Восточного Саяна. Согласно (Одинцов, 1966) в структуре Сибирской платформы здесь выделяются два комплекса (рис 3.2.4): 1- выполняющий краевой прогиб Присяянья, представленный породами позднего докембрия карагасской ( $R_3$ ) и оселковой ( $R_3^?-V$ ) серий и 2- платформенный комплекс, включающий отложения от верхнего венда (усть-тагульская свита) до четвертичных, разделяющийся на два структурных яруса. Первый структурный ярус платформенного комплекса, формировавшийся от верхнего венда до девона включительно, в свою очередь

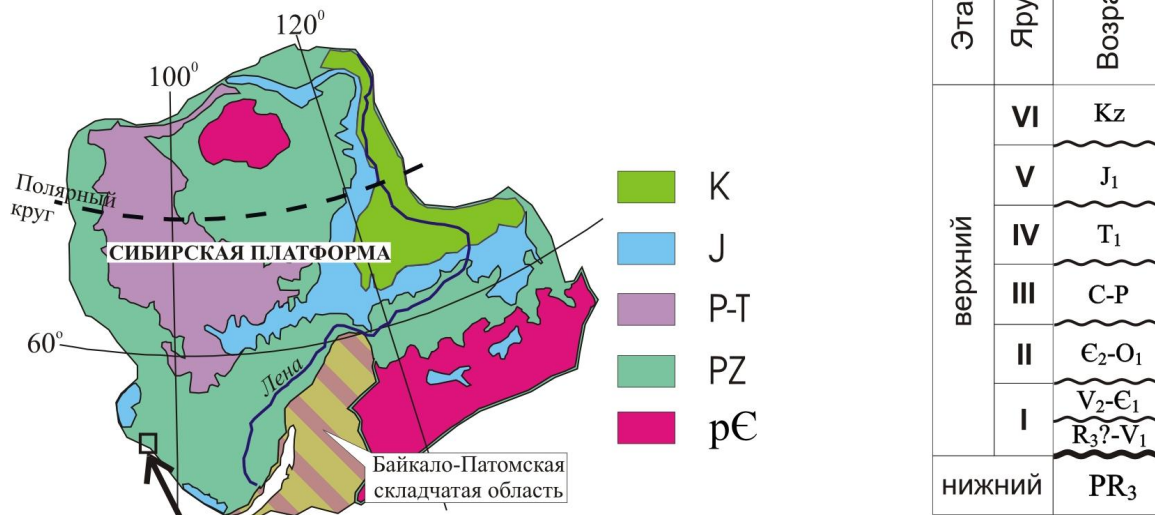


Рис 3.2.4 Этапы тектонического развития Бирюсинского Присяянья. Пояснения в тексте.

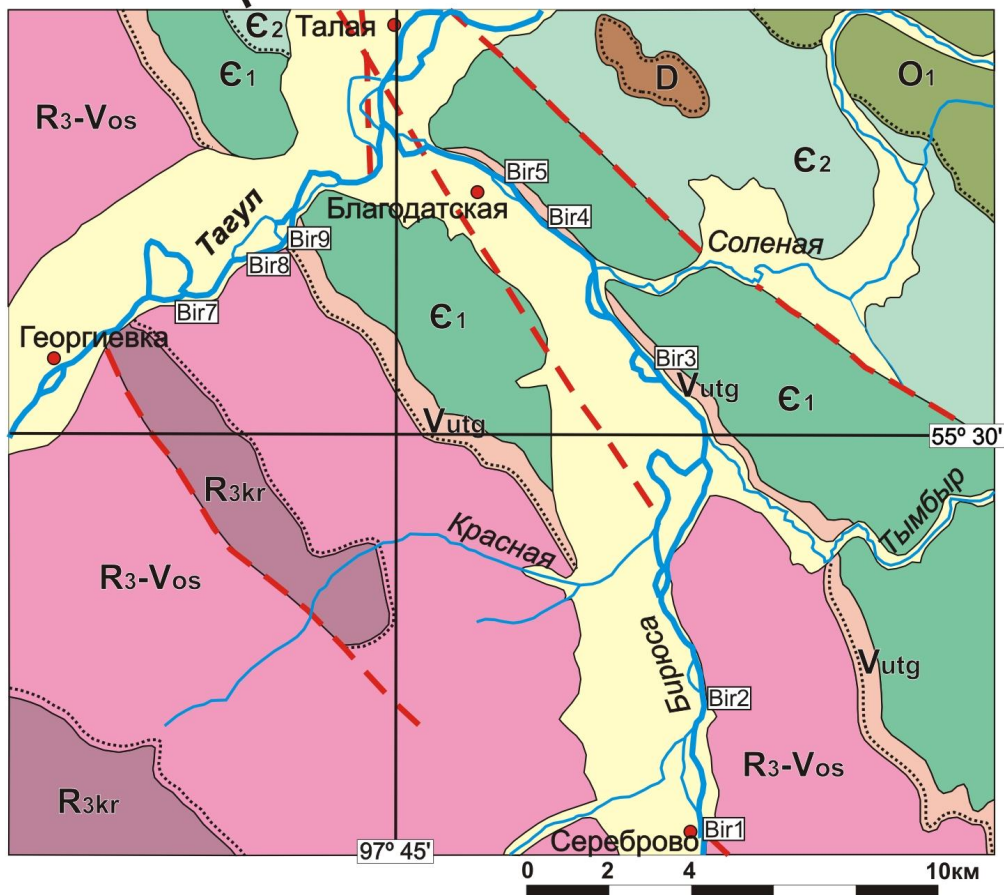


Рис 3.2.3 Схема геологического строения района работ Бирюсинского Присяянья.

Индексы свит/серий: kr карагасская серия, os оселковая серия, utg усть-тагульская свита. Прямоугольники и соответствующие им индексы - изученные обнажения.

расчленяется на четыре подъяруса. Первый подъярус образован породами верхнего венда и нижнего кембрия, второй – верхнего кембрия (верхоленская свита), третий – породами ордовика и силура и четвертый – терригенно-карбонатными отложениями девона.

Второй структурный ярус платформенного комплекса, включающий континентальные отложения юры, находится за пределами рассматриваемой территории. Структурные комплексы, в общем, имеют сложное моноклиальное строение с непрерывным наращиванием разреза в направлении Сибирской платформы.

Позднекембрийские толщи (карагасская и оселковская серии), выполняющие Присянский прогиб залегают на разных горизонтах фундамента Сибирской платформы с резким угловым несогласием и конгломератами в основании, образуют зону гребневидных и коробчатых складок северо-западного простирания (Большереченская и Георгиевская антиклинали), осложненных на крыльях разломами и флексурами.

Первые три подъяруса платформенного комплекса (верхний венд – силур) образуют моноклиальную зону, где породы непрерывно выволаживаются от наклонного залегания до горизонтального в северо-восточном направлении (к Сибирской платформе). Нижний подъярус ( $V_2-C_1$ ) образует моноклиаль северо-западного простирания, с падением толщ на северо-восток с углами 15-25°. Второй и третий структурные подъярусы ( $C_2-S$ ) характеризуются моноклиальным падением слоев на северо-восток, с постепенным уменьшением углов падения в северо-восточном направлении от 15° до горизонтального залегания. Четвертый ярус ( $D_1$ ) трансгрессивно залегает на отложениях нижнего палеозоя, имеет субгоризонтальное залегание со слабым наклоном на восток.

Магматизм. Среди магматических образований на рассматриваемой территории распространены интрузивные и субвулканические тела, относящиеся к формации Сибирских траппов  $P_2-T_1$  возраста. Интрузии

распространены к северо-востоку представлены дайками и силлами долеритов приуроченных к осадочным породам нижнего палеозоя. Субвулканические тела имеют ограниченное распространение (р-н д.Талая) и представлены трубками взрыва, сложенными брекчиями, туфопесчаниками и туфами основного состава.

### **Центральное Присянье**

По сравнению с вышеописанными регионами характеризуется относительно простым геологическим строением и тектоникой (рис 3.2.5). Данный участок входит в состав листа госгеолкарты N-47-XXX и представляет собой переходную зону от платформенного чехла Сибирского кратона к его кристаллическому раннедокембрийскому фундаменту (Шарыжалгайский выступ). На рассматриваемой территории можно выделить три структурных яруса – архей-раннепротерозойский, слагающий фундамент Сибирской платформы, вендско – раннекембрийский (мотская, иркутская, усольская, бельская, булайская и ангарская свиты), и мезозойский, включающий отложения нижней-средней юры, распространенные несколько к северу. На породах фундамента вендско – раннекембрийский структурный ярус залегает с угловым несогласием и корой выветривания в основании. Основной чертой геологического строения рассматриваемой площади является пологое погружение толщ венда – нижнего кембрия к северо-востоку при северо-западном простирании. Общее моноклиальное залегание местами осложнено мелкой прерывистой складчатостью (Флоренсов, 1961). Магматические образования на изученной территории не зафиксированы, однако встречаются к югу от нее в структурах Шарыжалгайского выступа фундамента и представлены, главным образом, неопротерозойскими дайковыми роями нерсинского комплекса.

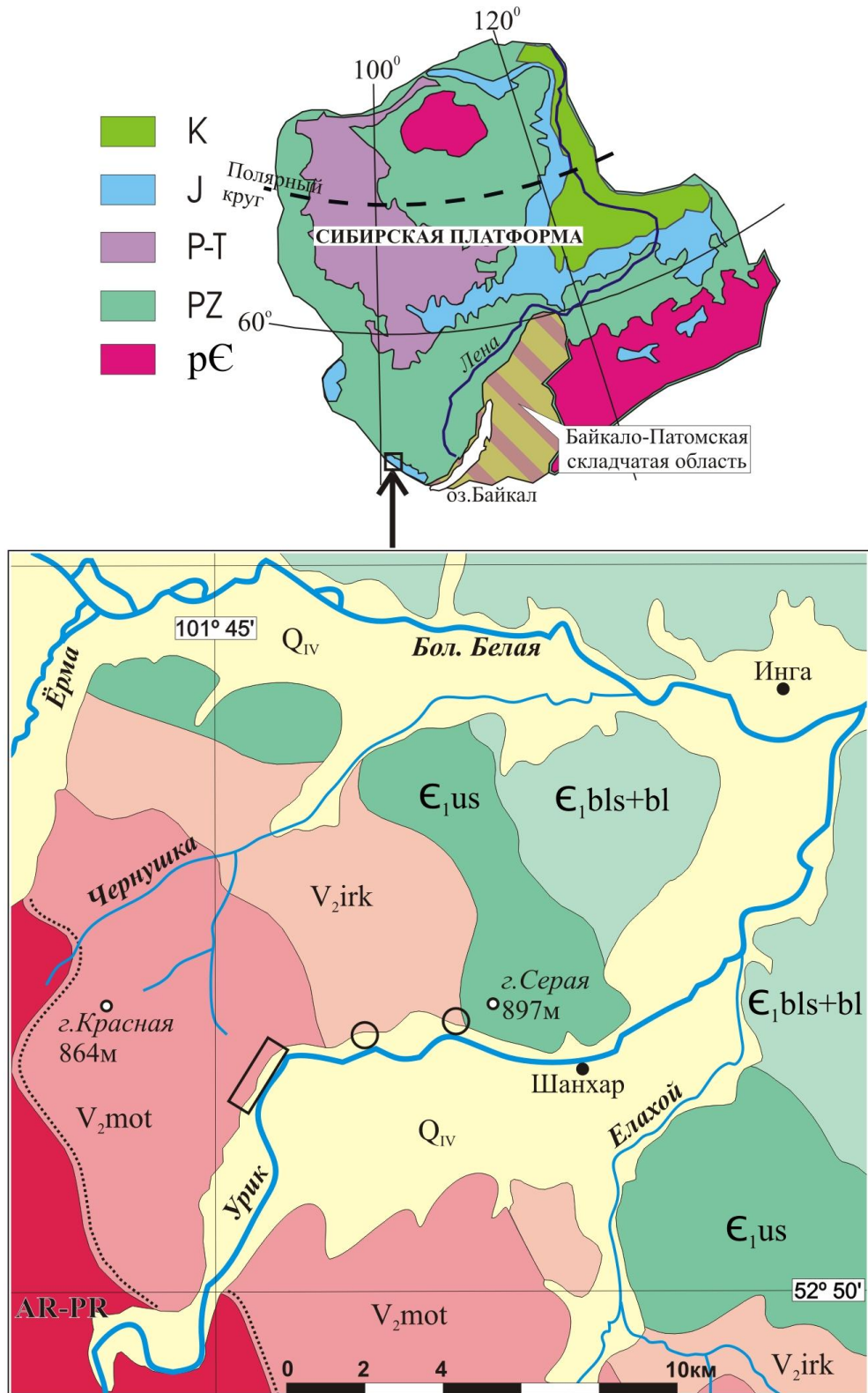


Рис 3.2.5 Схема геологического строения района работ Центрального Присяянья.

Индексы свит: mot- мотская, irk- иркутская, us- усольская, bls+bl- бельская и булайская, нерасчлененные. Прямоугольники и кружки - изученные обнажения.

## Восточное Присяянье

*Участки «Тойсук», «Ода», «Иркут»*

По своему геологическому строению (рис 3.2.6) и этапам тектонического развития имеет сходство с Урикским участком. Здесь также выделяются три структурных яруса: 1 – кристаллический фундамент, представленный архейскими метаморфитами шарыжалгайской серии и постколлизийными раннепротерозойскими гранитоидами саянского комплекса; 2 – венд-раннекембрийский (мотская, иркутская, усольская, бельская и булайская свиты) и 3 – мезозойский ( $J_1$ -  $J_2$ ), распространенный к северу. Второй и третий ярусы представляют чехол Сибирской платформы. Толщи мотской свиты залегают на гранитах саянского комплекса с разрывом и угловым несогласием, однако на изученном автором участке по правому берегу р.Тойсук, примерно в 4-х км выше устья р.Бол.Хадарей, граница между соответствующими ярусами тектоническая. По всей видимости саянские гранитоиды здесь надвинуты на красноцветные косослоистые песчаники мотской свиты, залегающие в данном разрезе с падением на восток-юго-восток ( $112^\circ$ ) под углом около  $34^\circ$ , согласно данным, цитированным в (Елизарьев, 1965) поверхность сместителя надвига наклонена на ЗЮЗ под углом  $55$ - $60^\circ$ . Повсеместно в данном разрезе наблюдаются системы трещин с зеркалами скольжения, данный факт может указывать на то, что тектонические подвижки происходили уже после литификации пород мотской свиты. Терригенно-карбонатные отложения иркутской свиты в рассматриваемом разрезе залегают на мотских красноцветах согласно, при этом падения «выполаживаются», а разрез, прослеживающийся по правобережью Тойсука в юго-восточном направлении, имеет отчетливо выраженное блоковое строение.

В генеральном плане венд-раннекембрийский ярус представляет собой моноклираль СЗ-ЮВ простирания с падением на северо-восток под углами  $5$ - $12^\circ$  (Елизарьев, 1965), осложненную серией складок того же простирания: Одинская антиклиналь и Савватеевская брахиантиклиналь на р.Ода, Введенская антиклиналь на р.Иркут. В замковой части двух последних структур автором



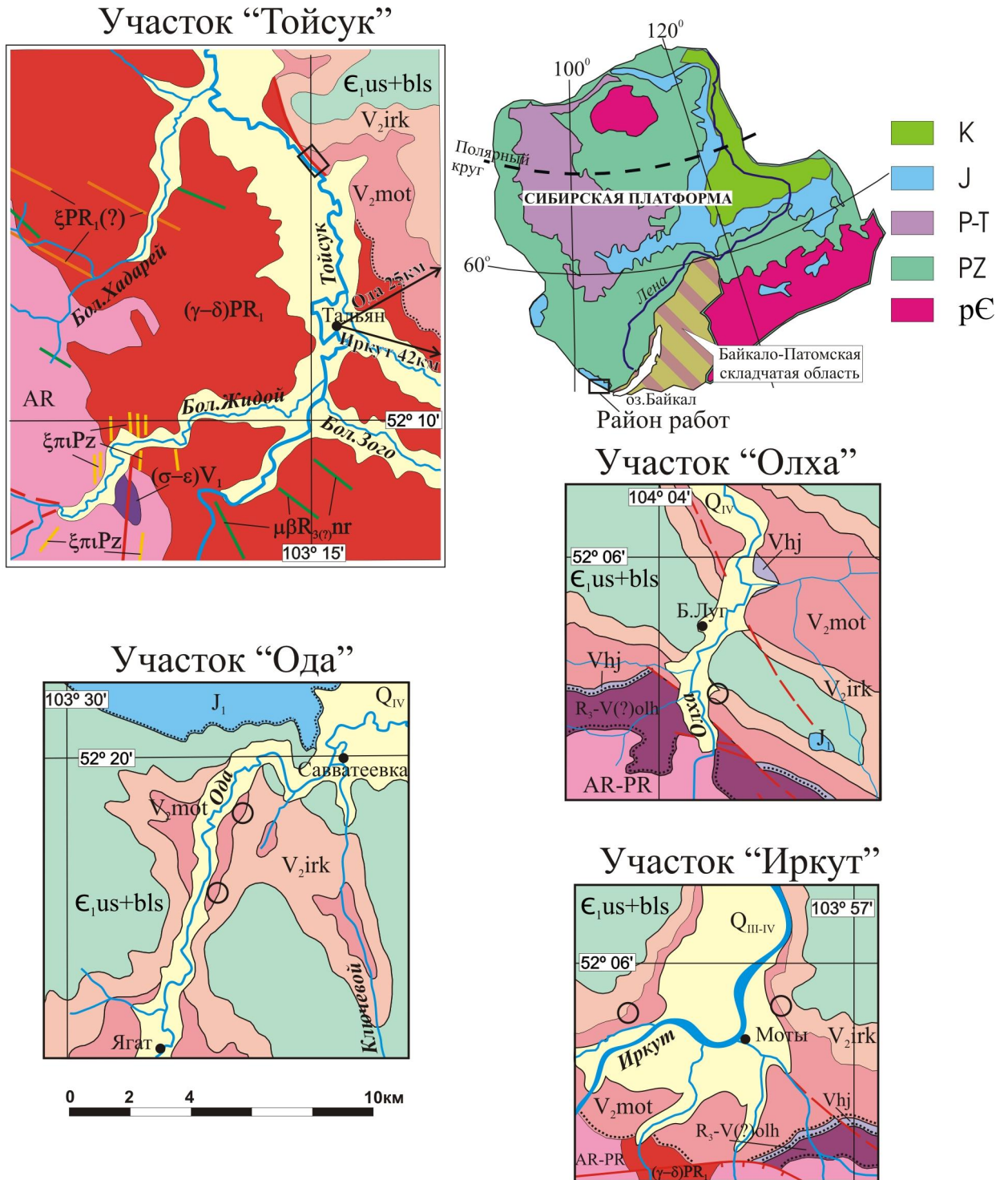


Рис 3.2.6 Геологическое строение районов работ Восточного Присяянья.

Индексы свит: olh- олхинская, hj- хужирская, mot- мотская, irk- иркутская, us- усольская, bls+bl- бельская и булайская, нерасчлененные. Прямоугольники и кружки - изученные обнажения.

Магматические образования:

( $\gamma$ - $\delta$ )PR<sub>1</sub> - граниты гранодиориты саянского комплекса

$\xi$ PR<sub>1</sub>(?) - кварцевые сиениты

$\mu\beta$ R<sub>3(?)</sub>pr - диабазы и габбро-диабазы (нерсинский комплекс)

( $\sigma$ - $\epsilon$ )V<sub>1</sub> - пироксениты, ийолиты и нефелиновые сиениты

$\xi\pi$ Pz - сиенит-порфиры и сиенит-аплиты (огнитский комплекс)



был произведен отбор красноцветов из переходной части мотской и иркутской свит. Согласно (Елизарьев, 1965) крылья Савватеевской брахиантиклинали наклонены соответственно на северо-восток и юго-запад под углами до  $37^\circ$ , по простиранию, в обоих направлениях происходит крутое (до  $47^\circ$ ) погружение антиклинали под более молодые карбонатные толщи усольской и бельской свит. Сводовая часть брахиантиклинали осложнена субмеридиональными складками. Введенская антиклиналь по форме приближается к флексурной складке: северо-восточное ее крыло, сложенное усольской и бельской свитами крутое и наклонено под углом  $45^\circ$ , погружается под юрские осадки, юго-западное крыло имеет пологие падения не более  $5-7^\circ$ .

Магматизм. Вероятно, к наиболее древним магматическим образованиям относятся дайки кварцевых сиенитов ( $\xi PR_1?$ ), тесно ассоциирующие с гранитоидами саянского комплекса ( $\gamma-\delta PR_1$ ), датированных U-Pb методом в 1850Ma (Диденко и др., 2005), с последними дайки имеют отчетливый секущий контакт. Дайки кварцевых сиенитов прослеживаются по простиранию в СЗ направлении на 3-5км, мощность их не превышает 30-60м (Елизарьев, 1965). Насколько известно автору, абсолютный возраст этих тел пока не определен и вероятно наиболее объективным будет принять лишь возможную нижнюю его границу как «постсаянскую» то есть не древнее 1850Ma.

Диабазы и габбро-диабазы нерсинского комплекса ( $\mu\beta R_{3nr}$ ). По саянской окраине Сибирской платформы имеют достаточно широкое распространение от р.Бирюса до побережья Байкала. Ранее возраст нерсинского комплекса определялся как верхнерифейский на основании прорывания им осадочных толщ карагасской серии относимой к верхнему рифею и наличию галек схожих по составу с нерсинскими породами в оселковой серии венда (реки Бирюса и Уда). По нерсинскому комплексу в бассейне р. Китой получен возраст около 750Ma (Sklyarov et al., 2003), что находится в хорошем соответствии с прямыми геологическими данными. В тоже время выполненные недавно геохимические и геохронологические исследования пород нерсинского

комплекса в петротипической местности на реке Бирюса (Гладкочуб, 2003) показали, что среди субвулканических образований рассматриваемого региона, присутствуют две четко различающиеся по петролого-геохимическим и изотопным характеристикам группы, для которых были получены возраста 612Ma и 740Ma (Gladkochub et al., in press). Кроме того, по одному из тел, также относимых при картировании к нерсинскому комплексу в этом же районе, была получена цифра около 510Ma (Gladkochub et al., in press). Таким образом, нерсинский комплекс, в традиционном его понимании как единого образования неопротерозоя, прекратил свое существование.

Следует подчеркнуть, что дайки кварцевых сиенитов ( $\xi PR_1?$ ) и нерсинские дайки имеют СЗ-ЮВ простирания, согласующиеся с системой основных разломов региона подчиненных, в свою очередь генеральному направлению Главного Саянского разлома, ограничивающего Сибирскую платформу от Алтае-Саянской складчатой области.

Жидойский массив ( $\sigma-\epsilon V_1$ ). Согласно (Елизарьев, 1965) условно отнесен к зиминскому комплексу, сложен рудными пироксенитами, ийолитами и нефелиновыми сиенитами и представляет собой трубообразное субвертикальное тело. Ранее (Елизарьев, 1965) возраст Жидойского массива считался девонским, геохронологические исследования последних лет указывают на его ранневендский возраст (632Ma, U-Pb метод по цирконам (Ярмолюк и др., 2004)).

Огнитский комплекс ( $\xi \pi Pz$ ). Представлен дайками сиенит-порфиров и сиенит-аплитов. Дайки располагаются вблизи или непосредственно в зоне разломов, имея общее меридиональное простирание, мощность даек от 1,5 до 5-8м, локализованы среди архейских гнейсов и гранитоидов саянского комплекса (Елизарьев, 1965). По неопубликованным данным И.К. Козакова (устное сообщение, ИГГД РАН, Санкт-Петербург) абсолютный возраст огнитского комплекса на территории Саяна оценивается карбоном.

*Участок «Олха»*

Характеризуется достаточно интенсивными складчатыми деформациями платформенного чехла (рис 3.2.6), что определяется структурным положением данного участка на стыке Сибирской платформы, Алтае-Саянской и Байкальской складчатых областей (Деев, 1962). На рассматриваемом участке происходит смена простираний главных тектонических структур с северо-западно – юго-восточных, свойственных Алтае-Саянской складчатой области и примыкающей к ней периферии Сибирской платформы, на юго-западные – северо-восточные, характерные для Байкальской складчатой области и соответствующей окраине платформы. Венд-раннекембрийский структурный ярус перекрывается толщами юры и залегает здесь с размывом на аналогах байкальского комплекса Прибайкалья, который, в свою очередь трансгрессивно залегает на породах фундамента (Деев, 1962).

Исследованное обнажение иркутской свиты представляет собой приразломную антиклинальную складку, осложняющую юго-западное крыло Ханчинской синклинали СЗ-ЮВ простирания, по данным (Деев, 1962) углы наклона крыльев этой структуры достигают 30-40°. В изученном разрезе пласты падают на север и юг, под углами около 25°.

**Юго-западное Прибайкалье**

Располагается на стыке листов N-48-XXXIV и N-48-XXVIII госгеолкарты СССР (Мац, 1967; Деев, 1963). Складчатые деформации платформенного чехла на рассматриваемом участке являются типичными для байкальской окраины Сибирского кратона (рис 3.2.7). Толщи байкальского комплекса, вендские и раннекембрийские образования деформированы здесь в едином структурном плане, с характерной ЮЗ-СВ ориентировкой. Складчатые структуры выражены в протяженных линейных складках, причем интенсивность дислокаций постепенно уменьшается с юго-востока на северо-запад (от периферии к центру платформы) от более древних к более молодым породам. В генеральном плане с юго-востока на северо-запад наблюдается переход от узких изоклинальных,

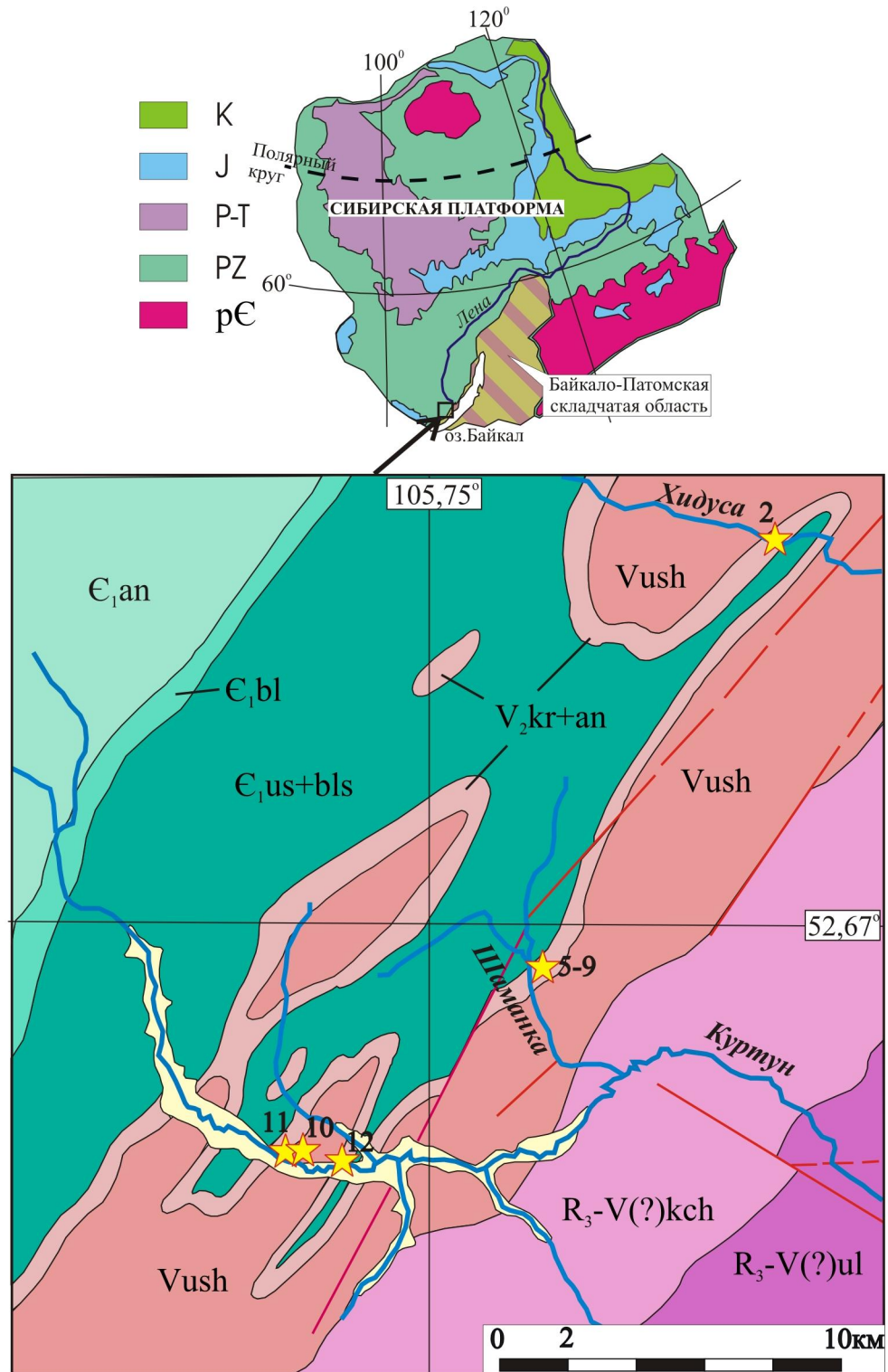


Рис 3.2.7 Схема геологического строения района работ Юго-западного Прибайкалья.

Индексы свит: an- ангарская, bl- булайская, us+bls- усольская и бельская нерасчлененные, kr+an- куртунская и аянканская нерасчлененные, ush- ушаковская, kch- качергатская, ul- улунтуйская; звездочки и соответствующие им цифры изученные обнажения.

часто запрокинутых на северо-запад складок, в породах байкалия-венда, к относительно пологим, также линейным структурам палеозоя, переходящим далее к центру платформы в недеформированный чехол. По особенностям строения деформации данного региона относятся к складчато-надвиговым (Мазукабзов, 2003). Структура района была создана в результате многократных одновременных тектонических движений, для которых характерна их однонаправленность в разные этапы развития от докембрия до мезозоя (Деев, 1963).

Исследованные разрезы ушаковской и куртунской свит (рис 3.2.7) относятся к структуре Аянканской синклинали (Мац, 1967). Центральная часть складки сложена породами усольской свиты. Синклиналь осложнена двумя узкими синклинальными складками и разделяющей их антиклиналью, юго-восточное крыло структуры частично оборвано сбросом.

### 3.3 Объекты исследований

В ходе настоящего исследования был изучен достаточно широкий круг вендских, а также отдельных раннекембрийских объектов из различных регионов юга Сибирской платформы. Все объекты исследования были в той или иной степени освещены в разделах «Стратиграфия» и «Тектоника и магматизм», а также будут рассмотрены далее в главах посвященных палеомагнитному анализу. Ниже приведена таблица (3.1), где общие данные обо всех изученных обнажениях сведены воедино. Указаны географические координаты объектов, краткое описание пород, их возраст, количество изученных разрезов или сайтов в объеме крупных обнажений (В) и отобранных ориентированных образцов (N), лаборатория (лаб.), где производились магнитные чистки. В графе «рез.» (результат) всем изученным объектам присвоены индексы «0», «м» и «д». Индекс «д» означает, что выделенные в ходе лабораторных процедур компоненты намагниченности, содержащиеся в породах данного объекта, интерпретируются как древние (первичные), близкие возрасту пород; индекс «м» говорит о том, что в породах зафиксированы метахронные (наложенные вторичные) компоненты намагниченности. В некоторых изученных объектах получить какую-либо убедительную палеомагнитную информацию, которую можно было бы однозначно интерпретировать, не удалось, такому результату соответствует индекс «0», то же относится и к объектам перемагниченным современным магнитным полем. Объекты с результатом «0» из дальнейшего рассмотрения исключены.

Объект		координаты		свита/серия	породы	возраст пород	В	N	Лаб.	Рез.
№	Привязка	φ	λ							
<b>ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ</b>										
1	р.Иркинеева	58,6	97	редколесная св.	красноцветные и зеленоцветные песчаники и алевролиты	V <sub>2</sub> edc-nd	2	48	3	д
2	р.Ангара, лев. берег ниже п.Маньзя	58,5	96,2	чистяковская и мошакская св.	красноцветные и зеленоцветные песчаники и алевролиты	V <sub>2</sub> edc	2	71	3	д
3	р.Ангара, пр. берег выше ск.Гребень	58,2	95	островная св.	красные мергели и песчаники	V <sub>2</sub> nd	3	63	3	м,д
4	р.Ангара, пр. берег выше ск.Гребень	58,2	95	редколесная св.	красноцветные песчаники и алевролиты	V <sub>2</sub> edc-nd	9	50	3	д
5	р.Ангара, пр. берег выше ск.Гребень	58,2	95	чистяковская и мошакская св.	красноцветные и зеленоцветные песчаники и алевролиты	V <sub>2</sub> edc	9	98	3	м,д
6	р.Тасеева, пр. берег, Дыроватый утес	57,8	94,7	климинская св.	красноцветные песчаники	E <sub>1</sub> atd	1	47	3	м
7	р.Тасеева, пр. берег, р.Усолка	57,8	94,5	алешинская и чистяковская св.	красноцветные и зеленоцветные песчаники и алевролиты	R <sub>3</sub> (?)-V <sub>2</sub> edc	1	73	3	м,д
<b>БИРЮСИНСКОЕ ПРИСАЯНЬЕ</b>										
8	р.Бирюса, пр. берег	55,43	97,87	айсинская св.	красноцветные и зеленоцветные песчаники и алевролиты	V <sub>2</sub> edc	2	46	2, 3	м,д
9	р.Бирюса, пр. берег	55,52	97,75	усть-тагульская св.	красноцветные терригенные и карбонатные породы	V <sub>2</sub> nd	3	70	2	м,д
10	р.Тагул, пр. берег	55,53	97,68	айсинская св.	красноцветные и зеленоцветные песчаники и алевролиты	V <sub>2</sub> edc	2	51	2	м,д
11	р.Тагул, пр. берег	55,55	97,72	усть-тагульская св.	красноцветные песчаники и алевролиты	V <sub>2</sub> nd	1	30	2	м,д
<b>ЦЕНТРАЛЬНОЕ ПРИСАЯНЬЕ</b>										
12	р.Урик, лев. берег	52,88	101,77	мотская св.	красноцветные песчаники и алевролиты	V <sub>2</sub> nd	4	58	1, 3	м,д
13	р.Урик, лев. берег	52,88	101,82	иркутская св. ср. часть	пестроцветные терригенные породы	V <sub>2</sub> nd	1	29	1	0
14	р.Урик, лев. берег	52,88	101,83	иркутская св. верхи	пестроцветные терригенно-карбонатные породы	V <sub>2</sub> nd	1	20	1	д



Объект		координаты		свита/серия	породы	возраст пород	В	N	Лаб.	Рез.
№	Привязка	φ	λ							
<b>ВОСТОЧНОЕ ПРИСАЯНЬЕ</b>										
15	р.Тойсук, пр. берег	52.25	103.25	переход мотской-иркутской св.	красноцветные терригенные породы	V <sub>2nd</sub>	2	88	1, 2, 4	м,д
16	р.Тойсук, пр. берег	52.25	103.25	иркутская св.	сероцветные карбонаты	V <sub>2nd</sub>	1	12	1	0
17	р.Ода, пр. берег	52.3	103.57	переход мотской-иркутской св.	красноцветные терригенные породы	V <sub>2nd</sub>	2	50	4	м,д
18	р.Иркут	52.08	103.87	переход мотской-иркутской св.	красноцветные терригенные породы	V <sub>2nd</sub>	2	60	1, 3	м,д
19	р.Ола, пр. берег	52.05	104.1	иркутская св.	красноцветные терригенные породы	V <sub>2nd</sub>	1	15	1	м, д
<b>ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ</b>										
20	р.Хидуса, лев. берег	52.77	105.9	куртунская св.	пестроцветные терригенные породы	V <sub>2nd</sub>	3	25	3	м,д
21	р.Шаманка	52.65	105.8	куртунская св.	пестроцветные терригенные породы	V <sub>2nd</sub>	5	25	3	м,д
22	р.Куртун, лев. берег	52.6	105.7	куртунская св.	пестроцветные терригенные породы	V <sub>2nd</sub>	2	85	2, 3	м,д
23	р.Куртун, лев. берег	52.6	105.7	ушаковская св.	зеленовато-серые песчаники и алевролиты	V <sub>2nd</sub>	1	63	1, 3	д
Другие объекты Прибайкалья										
24	р.Колесма Деревенская, лев. берег	52.4	105.37	ушаковская св.	зеленовато-серые песчаники	V <sub>2nd</sub>	2	21	1, 3	0
25	п.Горячий Ключ	52.28	104.67	куртунская св.	красноцветные терригенно-карбонатные породы	V <sub>2nd</sub>	1	21	3	0

Таблица 3.1 Объекты исследований

Пояснения в тексте

Лаборатории, где проводились магнитные чистки (Лаб.): 1 – лаборатория Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН, Москва; 2 – Группа палеомагнитных исследований Центральной лаборатории ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург; 3 – лаборатория палеомагнетизма Парижского института физики Земли (IPGP), Париж; 4 – Специальный тектонический исследовательский центр (TSRC) Университета Западной Австралии, Перт.

#### Глава 4. Методика и техника исследований

Палеомагнитные исследования венда различных регионов Сибирской платформы (Учуро-Майский район, Оленекское поднятие, Хараулахские горы, Западное, Восточное Прианабарье и др.), проводимые лабораторией Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН (Павлов и др., 2004; Шацилло, Павлов, 2003 и неопубликованные данные В.Э. Павлова), в последние годы, с участием автора, показали, что палеомагнитный сигнал, содержащийся в породах этого возраста, в большинстве случаев имеет сложный характер, а зачастую неинтерпретируем – в процессе магнитных чисток образцов векторы остаточной намагниченности хаотически меняют свое направление, либо образуют «круги», распределенные на сфере без определенной закономерности и т.д., общая картина часто усложняется присутствием явных вторичных компонент намагниченности. Из данных исследований стало очевидным, что сколько-нибудь «полезный» палеомагнитный сигнал можно обнаружить лишь в более магнитных породах (красноцветные и зеленоцветные разности), в то время как светлоокрашенные (с низким содержанием окислов железа) породы несут в себе либо только вязкую намагниченность, либо перемагничены современным магнитным полем, при этом даже более магнитные породы далеко не всегда (например красноцветная пачка юдомской свиты венда Учуро-Майского района) содержат четко интерпретируемую запись.

Опыт работы по вендским объектам севера и юго-востока Сибири сформировал общую «стратегию» полевых исследований и принципы отбора палеомагнитных коллекций при работе с объектами юго-запада платформы: в первую очередь при отборе предпочтение отдавалось более магнитным красноцветным и зеленоцветным породам; изучалось как можно большее количество удаленных обнажений (на сколько это позволяла реальная геологическая ситуация), при этом для адекватного межрегионального сопоставления палеомагнитных данных по удаленным объектам мы старались

прослеживать единые стратиграфические уровни. Только такое площадное «трассирование» позволило выявить общие закономерности палеомагнитной записи для разных (и, как будет показано ниже, значительно различающихся по палеомагнитным характеристикам) временных уровней в объеме вендской системы.

Отбор палеомагнитных коллекций производился «вручную» с помощью геологического молотка и зубила, для ориентировки образцов в пространстве использовался горный компас отечественного производства ГК-2. Географические координаты точек отбора снимались с помощью GPS-ресивера. При работе на крупных протяженных обнажениях применялась сайтовая схема отбора образцов по 5-6 штук из сайта, при изученном стратиграфическом интервале в 1-4 метра по мощности. По возможности отбор проводился из сайтов с различающимися элементами залегания пород. При палеомагнитном опробовании в объеме целого обнажения или его фрагмента, отбор обычно производился снизу-вверх по разрезу, с фиксированием интервала мощности между образцами.

В настоящей работе термины «образец» и «штуф», распространенные в литературе, имеют одинаковое смысловое значение. В практике палеомагнитных работ под термином «штуф» подразумевается относительно крупный массив породы, ориентированный в пространстве, из которого в дальнейшем получают 3-5-10 или более «образцов». При этом, в итоге лабораторных процедур, при интерпретации результатов компонентного анализа, расчет среднего направления анализируемой компоненты намагниченности по обнажению (объекту) проводится сначала на уровне образцов для каждого штуфа, а затем на уровне средних по штуфам. В нашем случае объем «штуфа» соответствовал объему «образца». То есть отбирался кусок породы, из которого при распиловке получался 1 или 2 кубика с ребром 2x2x2 см, из которых один подвергался лабораторной обработке и участвовал (в благоприятном случае) в статистике при расчете среднего направления выделенных компонент намагниченности. Таким образом, то, что в настоящей

работе мы, для простоты изложения называем палеомагнитным «образцом», по своей сути, представляет «штуф», в общем понимании. Отбор образцов малого объема был продиктован вполне конкретными обстоятельствами – с одной стороны являлось крайне важным получение коллекций с максимальным количеством отдельно ориентированных образцов, представляющих разные стратиграфические уровни и обнажения, с другой стороны эти коллекции должны были иметь минимальную массу, что играло, к сожалению, не последнюю роль при транспортировке и отправке груза из Сибири в Москву.

Лабораторная обработка коллекций проводилась в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН (г.Москва), в Группе палеомагнитных исследований Центральной лаборатории ВСЕГЕИ (г.Санкт-Петербург), в лаборатории палеомагнетизма IPGP (г.Париж), в Специальном тектоническом исследовательском центре Университета Западной Австралии (г.Перт) и в Геофизической обсерватории «Борок» (Ярославская область). Методический и аппаратный уровень исследований полностью удовлетворяет современным мировым стандартам.

Измерения остаточной намагниченности в процессе температурных чисток выполнялись на сквид-магнитометрах 2GEnterprise и STF и на спин-магнитометрах JR-4 и JR-5A. Все образцы были подвергнуты ступенчатому температурному размагничиванию до температур 560-680°C с числом шагов чистки от 10-15 до 18-20, в отдельных случаях детальность увеличивалась. В ряде случаев использовалась комбинированная магнитная чистка температурой и переменным полем, что, однако, показало низкую эффективность этого метода применительно к исследованным породам. Температурная чистка проводилась до полного размагничивания образцов, или до того момента, когда величина намагниченности становилась соизмеримой с уровнем чувствительности измерительного прибора, чистка также прекращалась, когда становилось очевидным, что направление вектора намагниченности изменяется хаотически. Для размагничивания образцов использовались специальные

немагнитные печи с величиной нескомпенсированного поля не более 5-10 нТ – производства Schonstedt Instrument Co.(TSD-1), а также изготовленные в лабораториях ИФЗ РАН и IPGP. В большинстве случаев измерения проводились в пространстве, экранированном от внешнего геомагнитного поля. Магнитоминералогические исследования пород выполнялись на термомагнитометре конструкции Ю.К. Виноградова. Измерения магнитной восприимчивости пород и контрольные замеры магнитной восприимчивости в процессе температурных чисток проводились на приборе Kappa Bridge.

Обработка результатов магнитных чисток выполнялась в соответствии со стандартной методикой с учетом методических разработок последних лет (Zijderveld, 1967; Halls, 1976; Kirschvink, 1980; Храмов, 1982; Collinson, 1980; McFadden, 1988; McFadden and McElhinny, 1990; Watson and Enkin, 1993; Enkin, 1990, 1994, 2003; Шипунов, 1995, 1999; Шипунов и др., 1996) при помощи пакета программ Энкина (1994), использующего при выделении компонент намагниченности метод PCA (Kirschvink, 1980). Для расчета точек пересечения малых кругов при непропорциональном распрямлении складки и для выполнения теста складки в модификации NFT и CFT (Шипунов, 1995) использовался пакет программ SELECT, разработанный С.В. Шипуновым. При анализе суммарного векторного распределения по удаленным регионам для пересчета значений склонений и наклонений единичных векторов на общую географическую точку использовалась специальная программа, изготовленная по просьбе автора С.В. Шипуновым. В отдельных случаях разделение разновозрастных компонент намагниченности было возможным только с применением методов кластерного анализа, для этого использовалась программа «StereoNett v2.46» (автор J.P.Duyster), позволяющая по имеющейся выборке единичных векторов строить стереограммы плотности распределения, на основе которых далее проводилась «визуальная» кластеризация.

Для построения палеореконокструкций при графическом представлении материала использовалась программа Т. Торсвика и М. Сметарса GMAP2002.

## Глава 5. Палеомагнетизм венда Юго-западного Прибайкалья и Восточного Присяянья

### Объекты исследований

#### *Юго-западное Прибайкалье*

Отбор палеомагнитных коллекций производился в бассейне рек Куртун и ее притоков (реки Шаманка и Хидуса) (рис 3.2.7). Вендские толщи смяты здесь в сложную синклиналь северо-восточного простирания, переходящую по направлению к центру платформы в недеформированный субгоризонтальный платформенный чехол. Важно отметить, что комплексы зоны каледонской активизации и комплексы собственно платформенного чехла представляют единую структуру, какие либо крупные разрывные нарушения, позволяющие говорить о возможных смещениях исследованных объектов относительно платформенной части в масштабе 200 000 съемки, незакартированы. Отбор палеомагнитных проб проводился из маломощной пестроцветной пачки куртунской свиты (мощность 8–40м), сложенной красноцветными и зеленоцветными полевошпат-кварцевыми песчаниками (обнажения 2, 5-9, 11, 12 – 125 образцов), а так же из верхов ушаковской – низов куртунской свит, представленных светло-зеленовато-серыми полимиктовыми и кварцевыми песчаниками (обнажение 10 – 60 образцов, опробовано ~200м разреза) (рис 5.1). В Прибайкалье ушаковская и куртунская свиты были также опробованы по р.Колесма Деревенская и в районе пос.Горячий Ключ, однако в данных разрезах получить какую либо представительную палеомагнитную информацию не удалось, поэтому в дальнейшем эти объекты рассматриваться не будут.

#### *Восточное Присяянье*

Исследовалась переходная часть мотской и иркутской свит в их стратотипических разрезах по реке Иркут на г.Шаман (обнажение 16 – 27 образцов, ~30м разреза) и в районе пос.Моты (обнажение 18 – 33 образца, ~40м

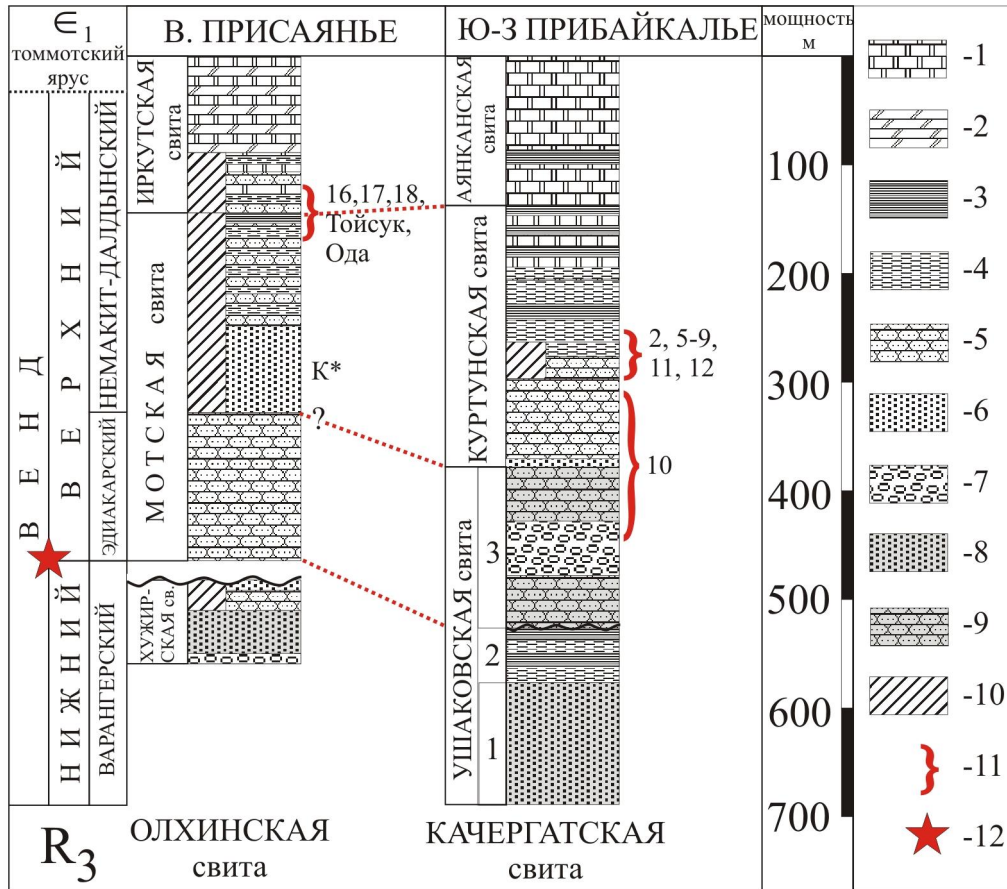


Рис.5.1 Литостратиграфическая колонка и схема расчленения изученных разрезов (согласно Кочнев, 2002).

1- доломиты; 2- доломитовые мергели; 3- аргиллиты; 4- алевролиты; 5- песчаники мелко-среднезернистые; 6- песчаники грубозернистые и гравеллиты; 7- конгломераты; 8- песчаники грубозернистые и гравеллиты полимиктовые; 9- песчаники мелко-среднезернистые полимиктовые; 10- красноцветные породы; 11- изученные интервалы разреза, цифры номера сайтов; 12- положение нижней границы немакит-далдынского яруса, принимаемое в настоящей работе (пояснения см. в главе 3).

K\* интервал изученный Кравчинским с соавторами (Kravchinsky et al., 2001)



разреза) представленная красноцветными кварцевыми песчаниками и алевролитами (рис 5.1, рис 3.2.6). Вендские толщи, слагающие изученные разрезы по р.Иркут, залегают субгоризонтально, с незначительными вариациями в элементах залегания. Переходная часть мотской и иркутской свит опробовалась также по рекам Тойсук (2 обнажения, 88 образцов) и Ода (2 обнажения, 50 образцов) (рис 3.2.6). Породы в обнажений рек Ода и р.Тойсук залегают субгоризонтально или полого моноклиально - падения пластов здесь редко превышают  $10-12^\circ$ , в одном из обнажений р.Тойсук, отвечающем верхам мотской свиты, пласты значительно наклонены с падениями до  $55^\circ$ .

На реке Олха (обнажение 17) (рис 3.2.6) из небольшого коренного выхода иркутской свиты, представляющего собой крыло складки, падающее на север с углами  $19-35^\circ$ , был произведен отбор грязно-розовых, коричневатых кварцевых песчаников в количестве 15-ти образцов.

## **Результаты магнитных чисток**

### ***Юго-западное Прибайкалье***

#### **Куртунская свита. (обнажения 2, 5-9, 11, 12)**

Естественная остаточная намагниченность (ЕОН) пестроцветных песчаников куртунской свиты меняется в пределах  $0,2 - 4,8$  мА/м, в среднем составляя  $1,6$  мА/м, значения магнитной восприимчивости варьируют от 93 до  $340 \cdot 10^{-6}$  единиц СИ при средней величине  $195 \cdot 10^{-6}$  единиц СИ. Судя по кривым зависимости остаточной намагниченности насыщения от температуры  $I_{rs}(T)$  (рис 5.2 А, В), магнитными носителями в изученных породах являются гематит и магнетит. Как правило, после первого нагрева значения  $I_{rs}$  заметно увеличиваются (иногда на порядок и более). Наблюдается также рост магнитной восприимчивости в процессе нагревов, составляющий на последних шагах чистки ( $T560-680^\circ\text{C}$ ) в среднем 86%. Вероятно, это связано с новообразованием магнетита при окислении пирита, присутствие которого зафиксировано в породах куртунской и ушаковской свит (Писарчик, 1963).

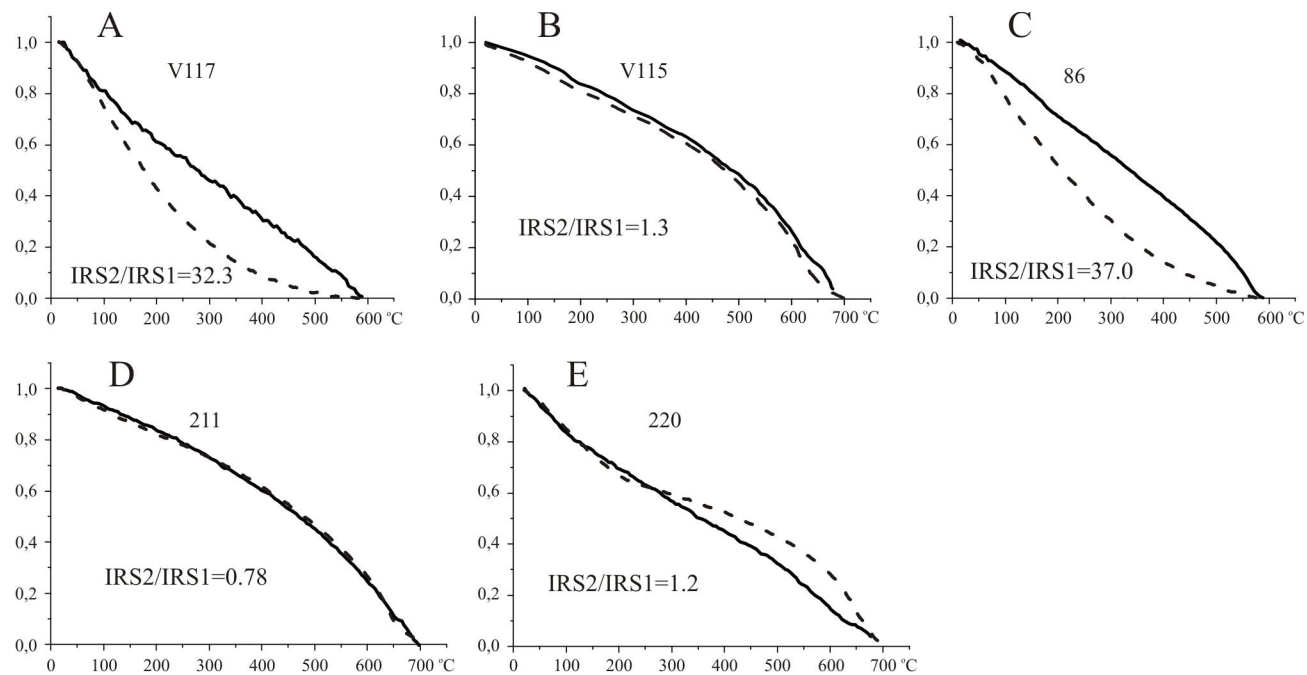


Рис.5.2 Графики температурной зависимости остаточной намагниченности насыщения  $I_{rs}(T)$  изученных пород.  
 А-В кургунская свита, С ушаковская свита, Д переход мотской-иркутской свит, Е иркутская свита. Пунктирная линия - второй нагрев.

Сразу отметим, что в силу малой самостоятельной значимости обнажений 2, 5-9 и 11 и их географической близости при дальнейшем анализе компонент намагниченности мы объединяем их с обнажением 12 (рис 3.2.7) (стратотип куртунской свиты) наиболее представительным как по количеству взятых образцов, так и по степени обнаженности и мощности исследуемой пачки. В общем случае при магнитных чистках, помимо лабораторной вязкой, выделяются три компонента намагниченности, образующие на стереограмме достаточно четко выраженные кластеры:

1) промежуточная (не идущая, как правило, в начало координат диаграммы Зийдервельда) компонента «А» (рис 5.3 А, В), выделяющаяся обычно в интервале температур от 100 до 200-350°C, присутствующая в большинстве изученных образцов. Иногда «А» компонента является единственной наблюдаемой в образце и разрушается при температурах близких к  $T_c$  магнетита;

2) высокотемпературная компонента «В1» (рис 5.3 А, В), присутствующая примерно в 30% исследованных образцов и разрушающаяся в интервале температур – 420-680°C (вплоть до  $T_c$  магнетита и гематита);

3) и зафиксированная в 15% образцов высокотемпературная компонента «В2», выделяющаяся в интервале 300-520 – 480-680°C (вплоть до  $T_c$  магнетита и гематита) (рис 5.3 С, D).

Компонента «А» однополярна и имеет послескладчатый возраст (рис 5.4, таблица 5.1).

«В1»-компонента доскладчатая, преимущественно монополярная (рис 5.4, таблица 5.1), хотя в единичных образцах наблюдается присутствие полярности обратного направления.

Оценить время формирования компоненты «В2» относительно складкообразования ни одним из тестов не удалось, что вероятно обусловлено «шумным сигналом» и малым количеством образцов по которым она получена (рис 5.4, таблица 5.1). Отметим здесь, что компонента «В2» биполярна и по

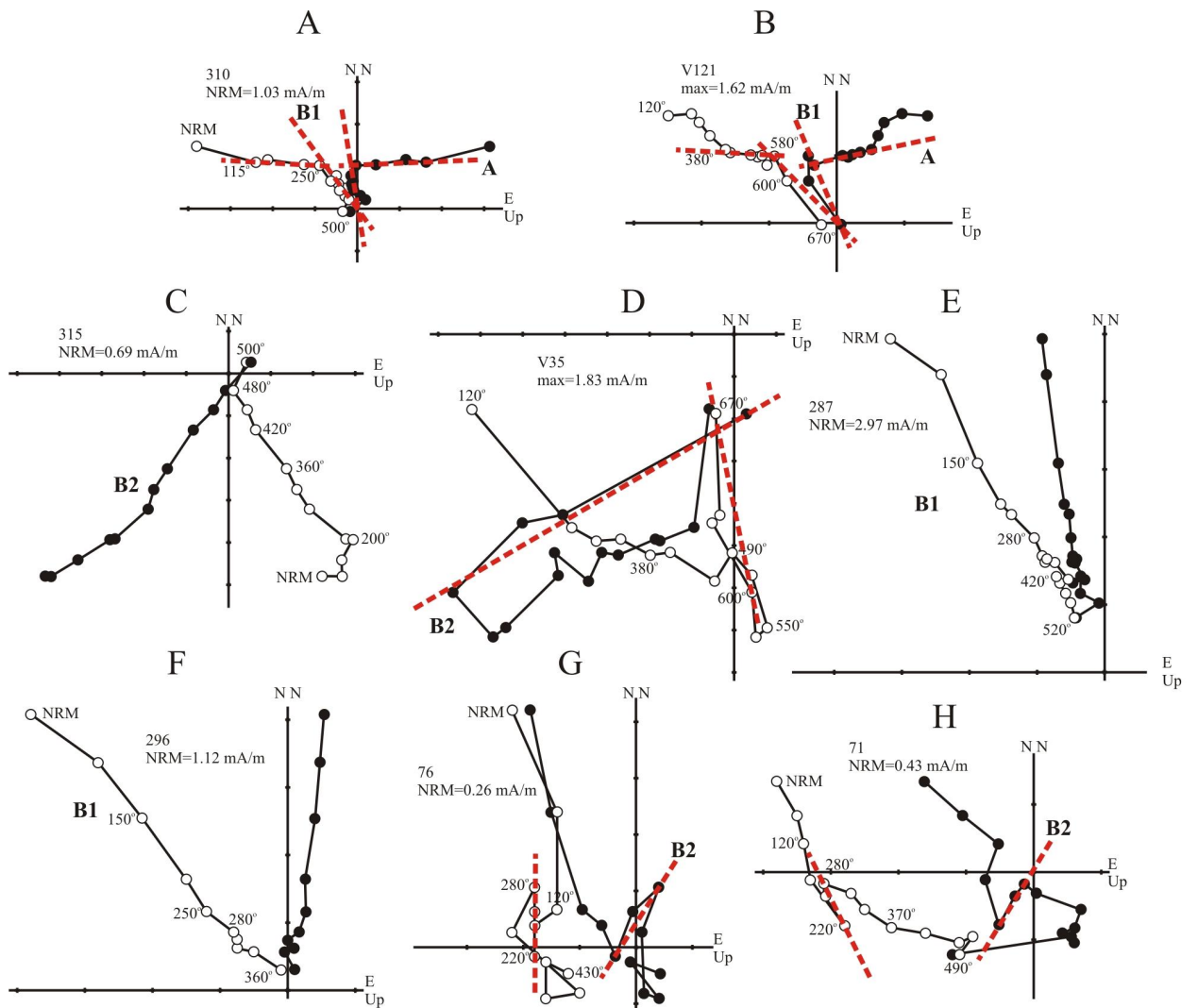


Рис.5.3 Типичные диаграммы Зийдверelda для пород Юго-западного Прибайкалья.  
A-D куртунская свита, E-H ушаковская свита.

**Здесь и далее: залитые кружки- проекция вектора намагниченности на горизонтальную плоскость, открытые на вертикальную. Все диаграммы представлены в стратиграфической системе координат.**

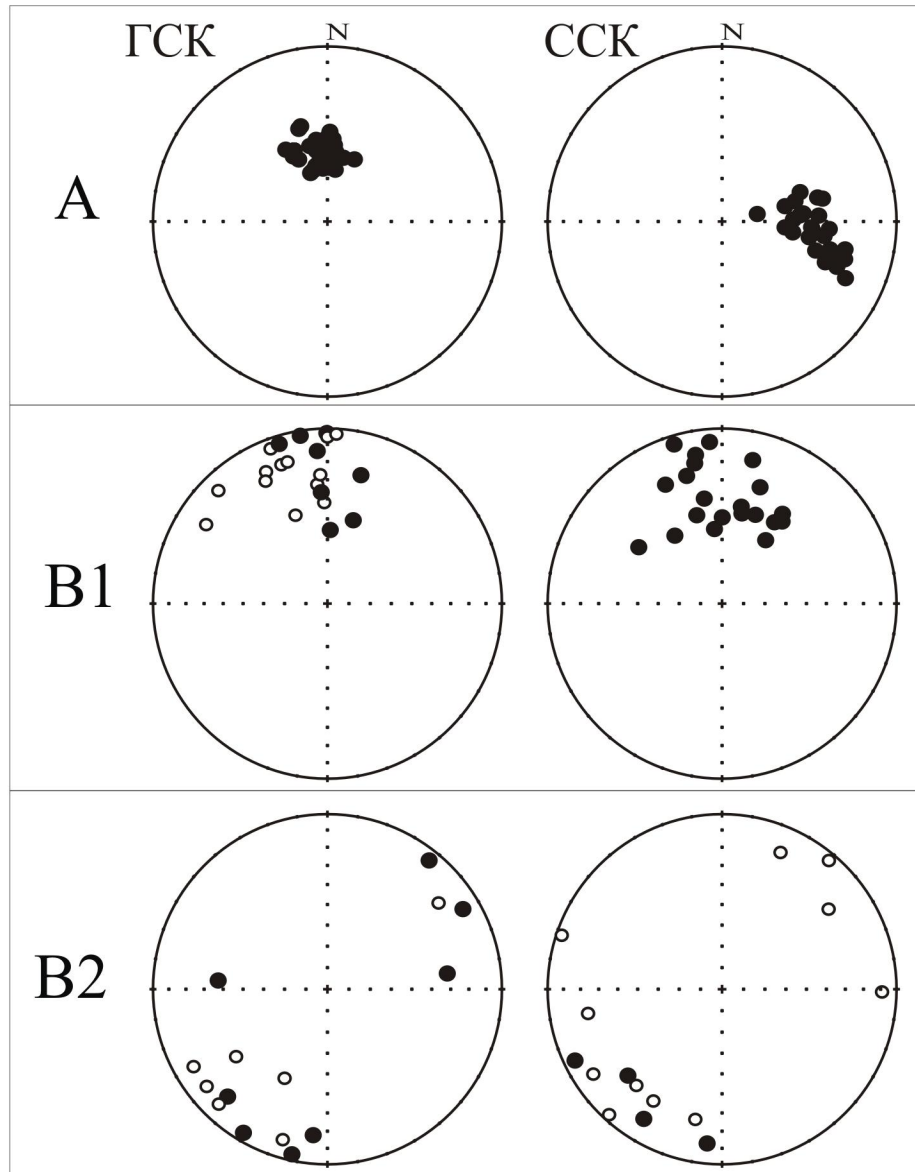


Рис.5.4 Распределение векторов компонент А, В1 и В2 куртунской свиты Юго-западного Прибайкалья.  
 Здесь и далее: залитые кружки - проекция на нижнюю полусферу, открытые на верхнюю; ГСК - географическая система координат; ССК - стратиграфическая система координат.

Компонента	N	Географическая система координат				Стратиграфическая система координат				Тест складки		
		D	I	K	alfa95	D	I	K	alfa95	DC	NFT	CFT
Юго-западное прибайкалье												
р.р.Хидуса, Шаманка, Куртун (сайты 2, 5-9, 11, 12) куртунская свита $\varphi=52,7$ ; $\lambda=105,8$												
A	28	351,0	57,4	74,3	3,2	92,7	44,8	29,6	5,1	-	-	-
B1	21+ 42cir	336,7	2,4	7,3	7,0	352,5	42,7	13,2	5,1	+	+	?
B2	15	220,2	-5,3	6,6	16,1	224,9	0,2	6,0	17,0	?	?	?
р.Куртун (сайт 10) ушаковская свита $\varphi=52,7$ ; $\lambda=105,8$												
B1	29	36,6	79,1	12,7	7,8	347,2	37,7	30,0	5,0	+	+/-	+
B2	16	248,9	-27,9	6,6	15,5	218,0	-8,4	7,1	14,8	?	?	?
Восточное Присянье												
р.Иркут (сайт 16-18) переходная часть мотской и иркутской свит $\varphi=52,1$ ; $\lambda=103,7$												
A	40	337,9	58,4	82,4	2,5	341,8	56,7	90,2	2,4	?	+	+
B1	22	356,0	42,2	20,1	6,8	356,7	40,3	20,2	6,8	+	?	+
р.Олха (сайт 17) иркутская свита $\varphi=52,1$ ; $\lambda=104,1$												
B1	12	356,0	60,6	9,5	14,9	359,9	43,0	22,6	9,3	+	+	+
B2	11	28,2	30,1	62,3	5,8	25,8	5,3	102,1	4,5	+	+	?

Таблица 5.1 Компоненты намагниченности в изученных поздневендских объектах Юго-западного Прибайкалья (р.р.Хидуса, Шаманка и Куртун) и Восточного Присянья (р.р.Иркут и Олха).

Здесь и далее:

$\varphi$  и  $\lambda$  – географическая широта и долгота изученных объектов; N – количество образцов/сайтов; D – склонение; I – наклонение; K – кучность; alfa95 – радиус овала доверия; cir – при расчете среднего направления также использовались круги перемативания;

Тесты складки: DC – direction-correction fold test (Enkin, 2003); NFT – new fold test (Шипунов, 1995); CFT – correlation fold test (Bazhenov, Shipunov, 1991).

направлению не совпадает ни с одним из известных более молодых направлений.

#### Ушаковская свита. (обнажение 10)

Полимиктовые и кварцевые песчаники верхов ушаковской – низов куртунской свит имеют следующие магнитные параметры: ЕОН 0,1 – 9 мА/м, среднее 1,8 мА/м; магнитная восприимчивость 139 – 529·10<sup>-6</sup> единиц СИ, среднее 309·10<sup>-6</sup> единиц СИ. Кривые I<sub>rs</sub>(T) (рис 5.2 С) указывают на наличие магнетита в качестве носителя намагниченности. В целом в изученных породах большая часть ЕОН (>80%) удаляется при нагревах до 450°С, при более высоких температурах вектор ЕОН хаотически меняет свое направление, начинается рост магнитной восприимчивости, достигающий 50% при T=500°С, и палеомагнитный сигнал становится не интерпретируемым. Как и в пестроцветных породах куртунской свиты наблюдается сильное подмагничивание, связанное с новообразованием магнетита. При магнитных чистках выделяется три компонента намагниченности:

1) Низкотемпературная (до 200°С) послескладчатая компонента, близкая по направлению к современному магнитному полю Земли (далее не рассматривается);

2) Высокотемпературная, доскладчатая компонента «В1», выделяющаяся в интервале 250 – 500°С, одной полярности (рис 5.3 Е, F, рис 5.5, таблица 5.1).

3) В 15-ти образцах присутствует промежуточная компонента «В2», Ю-З склонения и низкого наклона, выделяющаяся по трем точкам в интервале 220-280°С (рис 5.3 G, H, рис 5.5, таблица 5.1). В одном образце эта компонента выделяется на 310-460°С и, по всей видимости, является «конечной» (в смысле идущей в начало координат диаграммы Зийдервельда). Определить время формирования компоненты «В2» по отношению к складчатости, как и в куртунской свите не удастся.



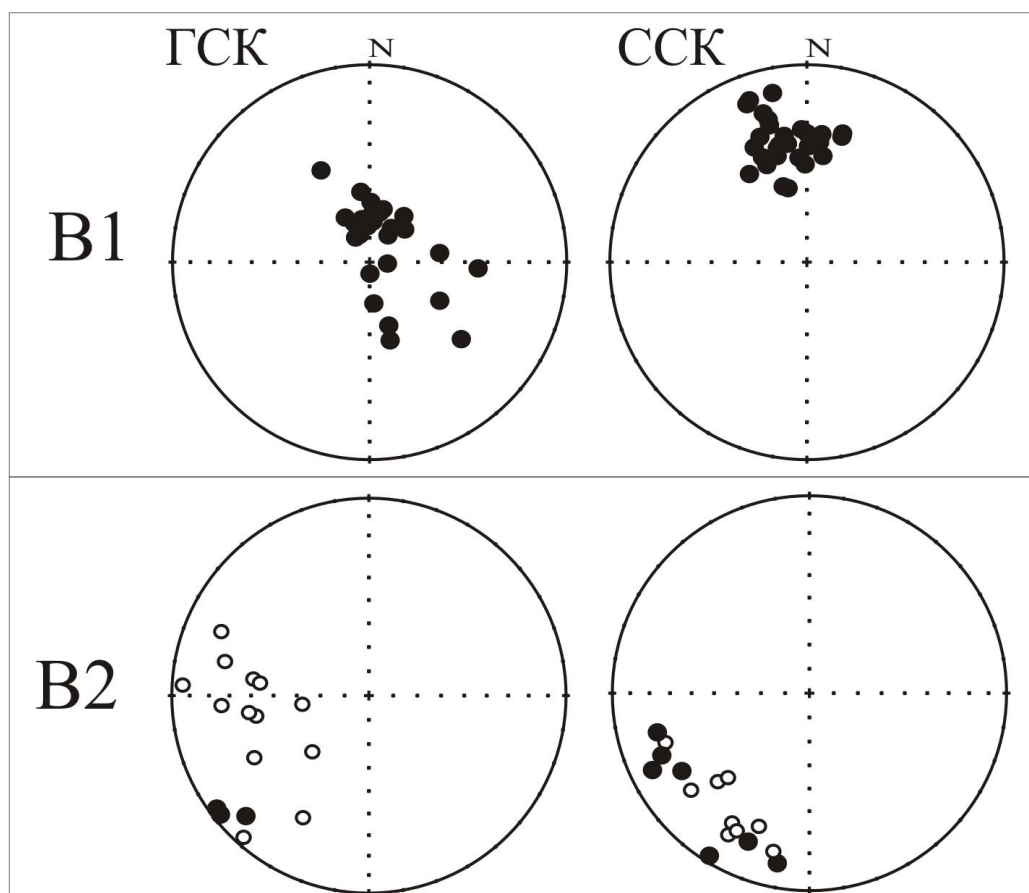


Рис.5.5 Распределение векторов компонент В1 и В2 ушаковской свиты Юго-западного Прибайкалья (р.Куртун).

### *Восточное Присяянье*

#### Переход мотской и иркутской свит. Река Иркут (обнажения 16 и 18).

ЕОН изученных красноцветных песчаников и алевролитов лежит в пределах 3 – 13 мА/м, в среднем составляя ~5 мА/м, магнитная восприимчивость меняется от 80 до  $170 \cdot 10^{-6}$  единиц СИ при среднем значении  $120 \cdot 10^{-6}$  единиц СИ. Кривые  $I_{rs}(T)$  (рис 5.2 D) указывают на наличие единственного магнитного минерала – гематита. В процессе чистки при прогревах до 200°C снимается 50% намагниченности, при дальнейших нагревах происходит плавное уменьшение ЕОН почти до нуля при температурах близких  $T_c$  гематита. Температуре 550°C соответствует начало роста каппы, которая при последнем нагреве (680°) увеличивается в среднем на 40%.  $I_{rs}$  при этом существенно не увеличивается, однако иногда по кривым  $I_{rs}(T)$  второго нагрева фиксируется новообразование магнетита. «Материалом» для образования вторичного магнетита, по-видимому, служат окислы железа, присутствующие в цементе песчаников, а также гидрослюды (Писарчик, 1963).

Идентичные магнитные свойства и «компонентный» состав пород обнажений 16 и 18, а также единый стратиграфический уровень, незначительные вариации в элементах залегания и географическая близость изученных обнажений позволяют рассматривать их как единый объект.

В процессе магнитной чистки выделяется три компоненты намагниченности:

1) низкотемпературная, разрушающаяся при нагревах более 200°C, близкая по направлению к современному магнитному полю (далее не рассматривается),

2) средне-высокотемпературная компонента «А», выделяющаяся от 150-200°C и выше либо как промежуточная (не идущая в начало координат диаграммы Зийдervельда), либо, в отдельных случаях как единственная фиксирующаяся в образце, разрушающаяся при температурах Кюри гематита (рис 5.6 А, рис 5.7),

3) высокотемпературная компонента «В1» (рис 5.6 А, В, С, рис 5.7) одной полярности, выделяющаяся обычно «вслед» за промежуточной компонентой

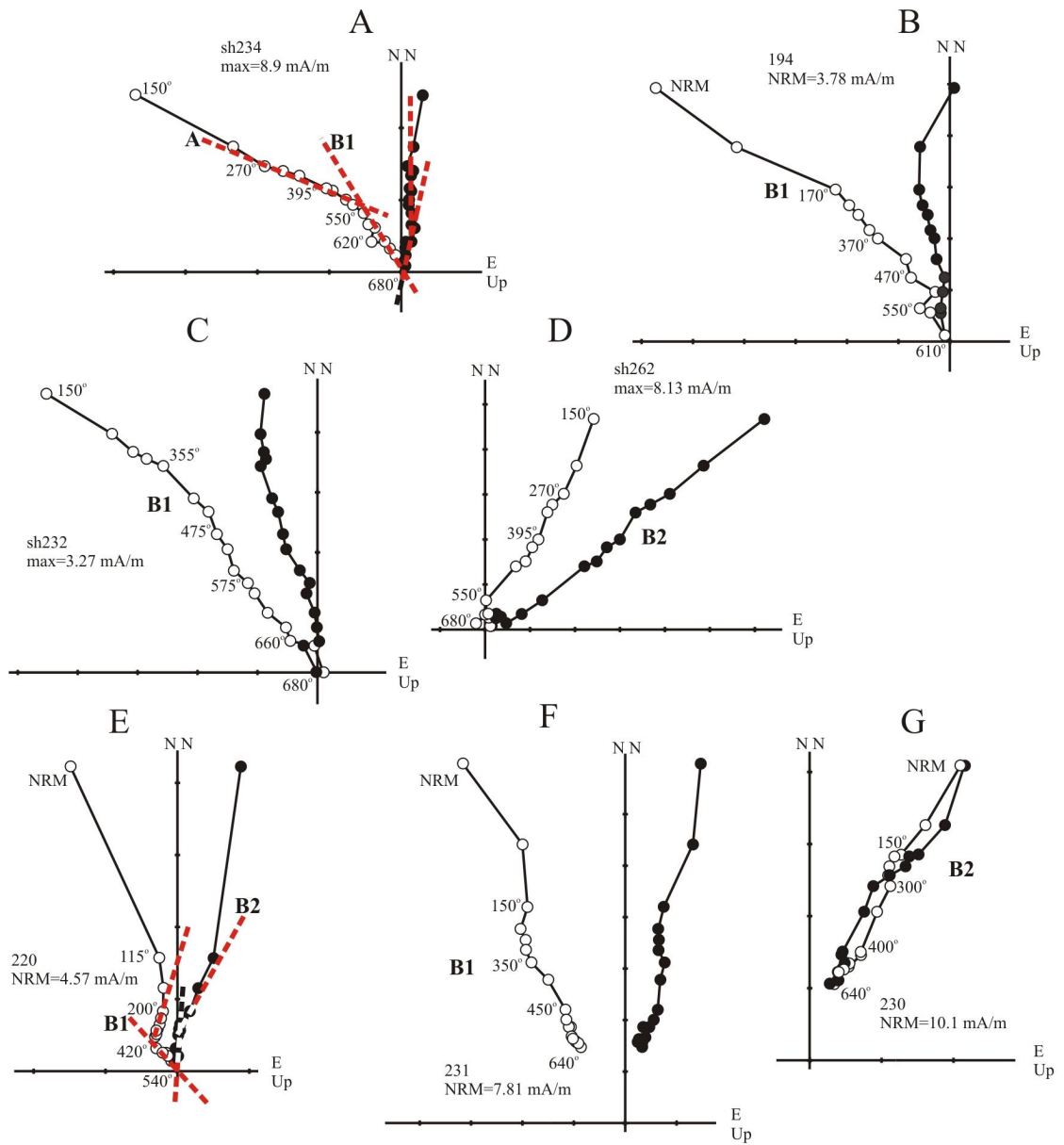


Рис.5.6 Типичные диаграммы Зийдervельда для пород Восточного Присяянья.

А-Д переход мотской-иркутской свит, Е-Г иркутская свита.

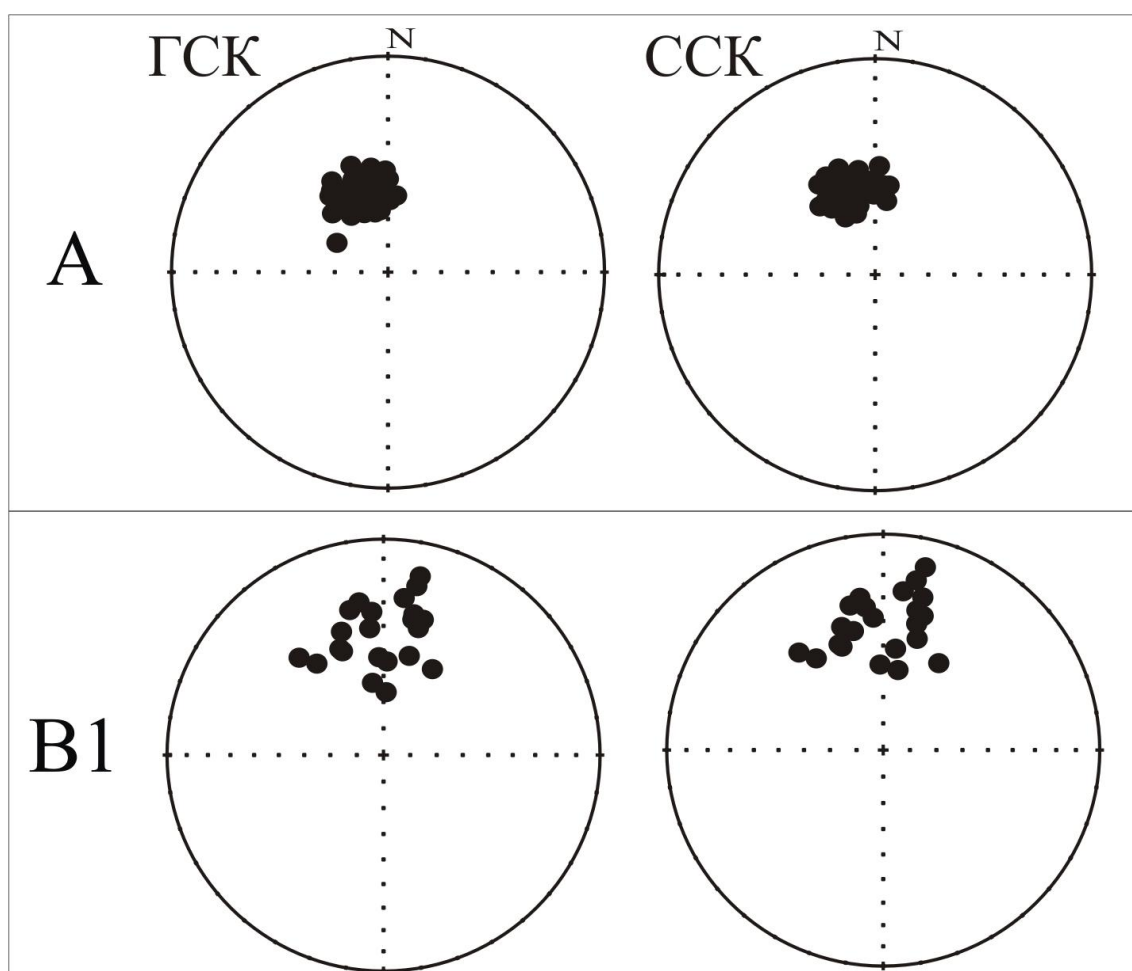


Рис.5.7 Распределение векторов компонент B1 и B2 перехода мотской иркутской свит Восточного Присянья (р.Иркут).

«А» и разрушающаяся при температуре 680°C. Компоненты А и В1 «формально» доскладчатые (таблица 5.1).

В обнажении 16, по более древним чем исследованный нами интервал уровням мотской свиты Кравчинским с соавторами (Kravchinsky et al., 2001) были получены биполярные направления низких наклонов ( $D_s=207,3$ ;  $I_s=2,3$ ;  $k=13,3$ ;  $\alpha_{95}=13,8$ ), соответствующие (в нашей терминологии) компоненте «В2». Нами направление В2 было получено только в одном образце из обнажения 18 (рис 5.6 D) в верхней части изученного интервала разреза.

#### Иркутская свита. Река Олха (обнажение 17).

ЕОН – 2-10 мА/м в среднем 5 мА/м, магнитная восприимчивость –  $110-260 \cdot 10^{-6}$  единиц СИ, среднее  $180 \cdot 10^{-6}$  единиц СИ. Магнитный носитель – гематит, кривые  $I_{rs}(T)$  в целом повторяют исходные кривые  $I_{rs}(T)$  (рис 5.2 E). Характерно падение каппы в процессе нагрева, достигающее на последних шагах чистки 50%. Вязкая намагниченность составляет более 50% ЕОН и снимается при прогревах до 100°C.

Во всех 15 изученных образцах достаточно четко выделяются две компоненты намагниченности:

промежуточная компонента «В2», выделяющаяся в интервале от 115 до 200-300°C (рис 5.6 E) (в одном случае высокотемпературная конечная (рис 5.6 G)) и высокотемпературная компонента «В1» выделяющаяся от 250-475°C и разрушающаяся при  $T_c$  гематита (рис 5.6 E, F). В одном образце фиксируется компонента В1 обратной полярности. Обе компоненты имеют доскладчатый возраст (рис 5.8, таблица 5.1).

Переход мотской и иркутской свит. Река Тойсук (координаты  $\varphi=52,25$ ;  $\lambda=103,25$ ).

ЕОН красноцветов р.Тойсук изменяется от 1 до 35 мА/м, в среднем составляя ~6 мА/м. Магнитная восприимчивость была измерена в 10 образцах взятых из одного сайта с литологически однородными породами, поэтому

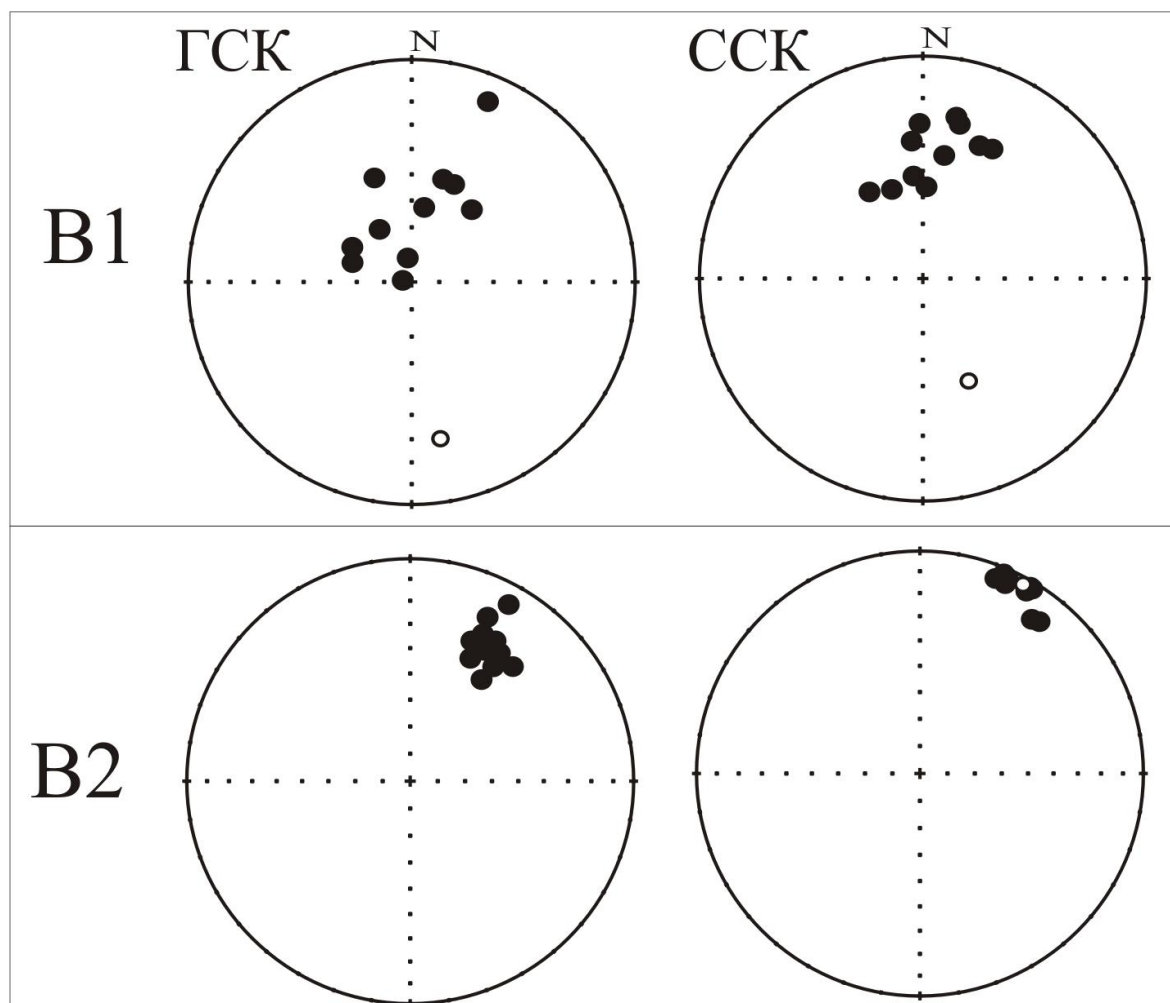


Рис.5.8 Распределение векторов компонент В1 и В2 иркутской свиты Восточного Присяянья (р.Олха).

данная характеристика не может быть распространена на всю коллекцию. В данном сайте значения магнитной восприимчивости меняются от 12 до 33 СГС, составляя в среднем 20. На последних шагах чистки наблюдается как увеличение магнитной восприимчивости (максимум в 3,5 раза от начального значения), так и уменьшение (в 5 раз). Исходя из кривых температурного размагничивания образцов, минералами носителями намагниченности пород являются гематит и магнетит.

Из всех изученных поздневендских объектов юга Сибири рассматриваемый объект является, вероятно, наиболее сложным в части компонентного анализа диаграмм Зийдервельда и анализа распределения векторов на сфере. Такая сложность вызвана поликомпонентным составом намагниченности, сформировавшейся (как будет показано далее) в разное время и на различных стадиях деформации пород. Кроме того, разновозрастные компоненты намагниченности красноцветов р.Тойсук часто выделяются в близких температурных интервалах, причем и как конечные «НТС» (high temperature components), и как промежуточные, не идущие в начало координат диаграмм Зийдервельда «МТС» (middle temperature components), и если одни из этих компонент можно относительно просто «сепарировать» при анализе стереограмм, то разделение других (близких по направлениям) было возможным только с применением специальных методических приемов.

1) Компоненты намагниченности I и IV четвертей склонений и средних положительных наклонений. Выделяются в широком температурном спектре с блокирующими температурами ( $T_2$ ) от 350°C и вплоть до  $T_c$  гематита (рис 5.9.1) либо как промежуточные (не идущие в начало координат диаграммы Зийдервельда), либо как конечные (рис 5.10 компоненты «А» и «В1»). На стереограммах промежуточные (МТС) и конечные (НТС) компоненты на общем «шумном» фоне образуют визуально близкие кластеры с повышенной кучностью распределения векторов и в стратиграфической (ССК) и в географической (ГСК) системах координат (рис 5.9.2). Тесты складки для НТС компоненты либо не дают корректного вывода, либо указывают на присутствие

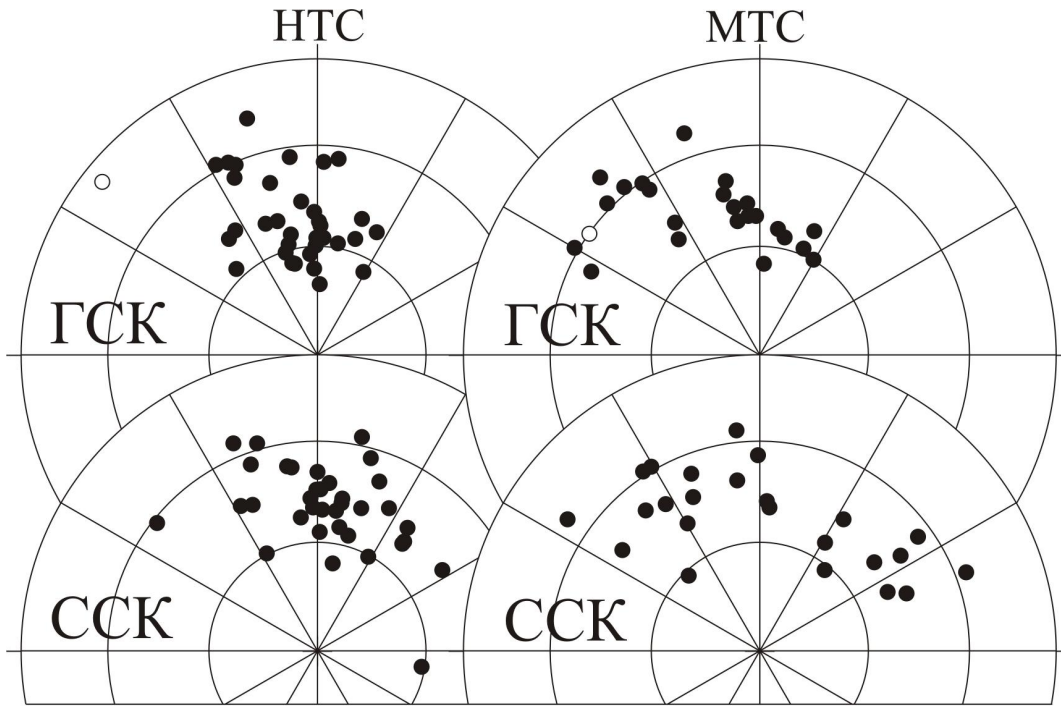


Рис 5.9.2 Распределение векторов конечных (HTC) и промежуточных (МТС) компонент намагниченности I и IV четвертей склонений и средних положительных наклонений в красноцветах переходной части мотской и иркутской свит обнажений р.Тойсук.

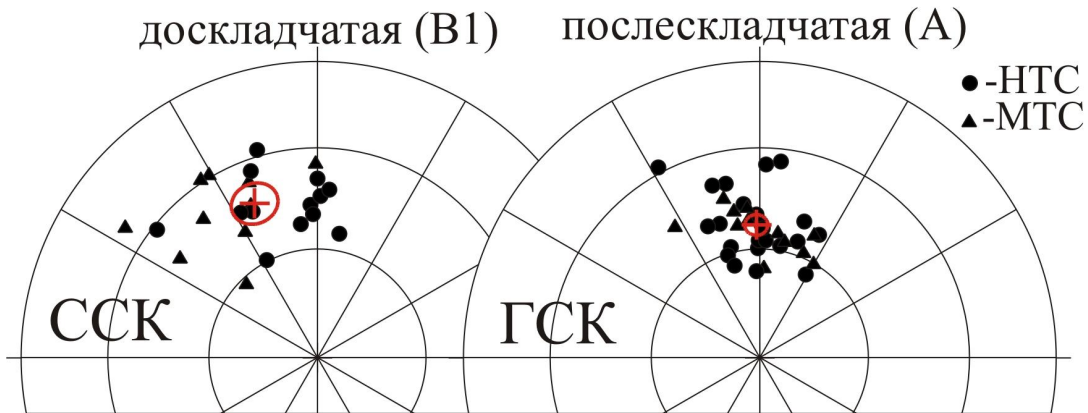


Рис 5.9.4 Результаты селекции (см.текст) суммарного распределения конечных (HTC) и промежуточных (MTC) компонент намагниченности из красноцветов переходной части мотской и иркутской свит обнажений р.Тойсук на до- и послескладчатые.

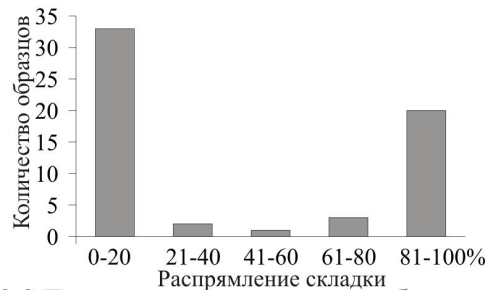
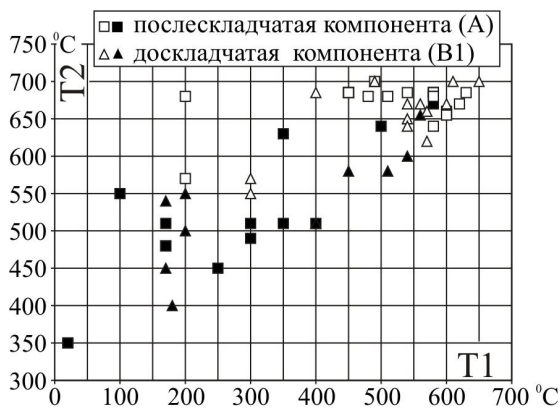


Рис 5.9.3 Гистограмма количество образцов - процент распрямления складки при максимальной кучности распределения для суммы конечных и промежуточных компонент (пояснения в тексте).

Рис 5.9.1 Температурные интервалы выделения до- и послескладчатых компонент "B1" и "A" в красноцветах переходной части мотской и иркутской свит из обнажений реки Тойсук.

Открытые значки - конечные компоненты (HTC), залитые - промежуточные (MTC).



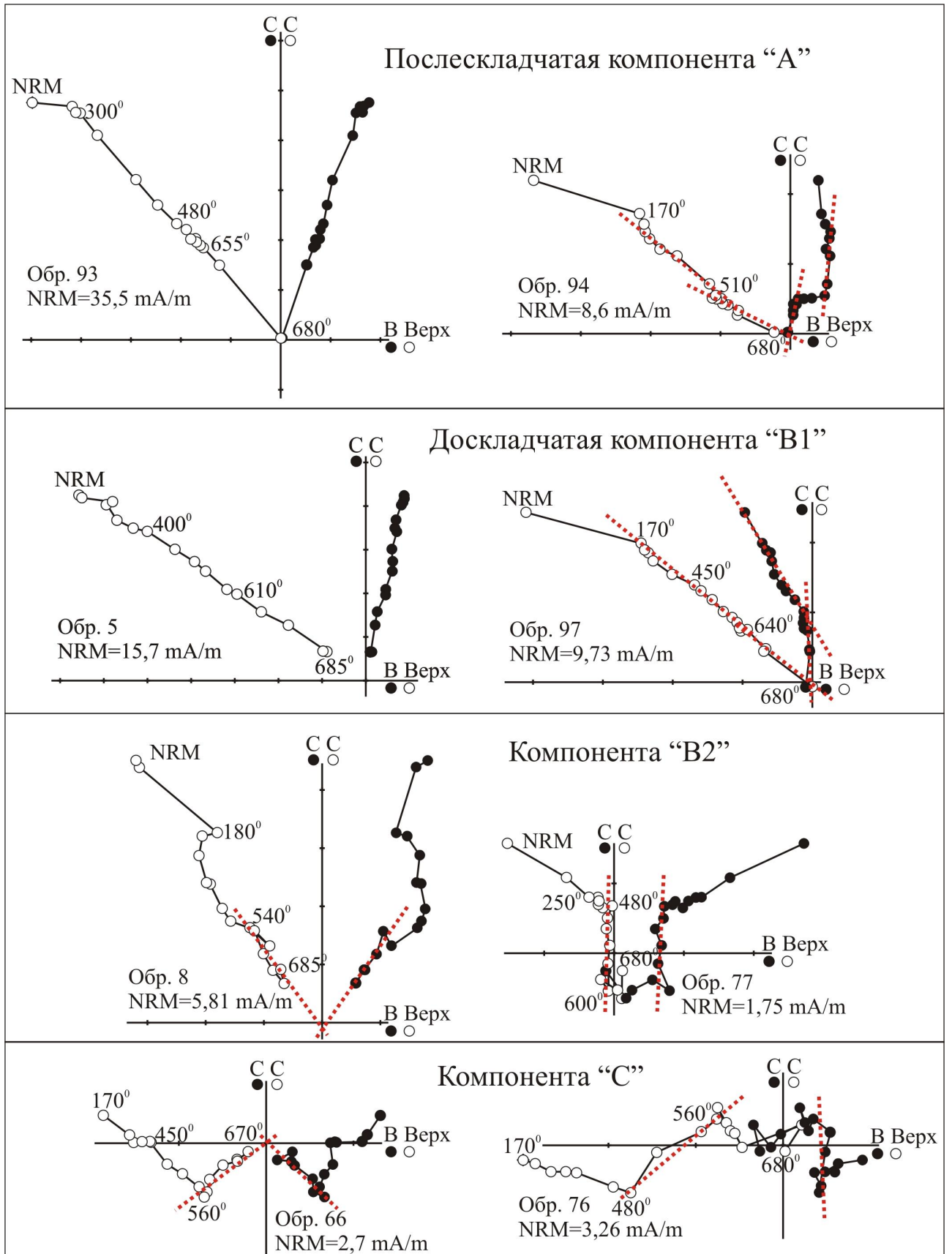


Рис 5.10 Типичные диаграммы Зийдверelda для красноцветов переходной части мотской и иркутской свит р.Тойсук (Восточное Присаянье).

двух компонент намагниченности или ее синскладчатость, компонента МТС определяется как послескладчатая, при этом величина кучности распределения векторов для НТС и МТС компонент низкая и незначительно отличается в географической и стратиграфической системах координат (таблица 5.2). Исходя из особенностей распределения рассматриваемых компонент было сделано предположение, что вся совокупность векторов НТС+МТС включает два близких направления, сформировавшихся на разных этапах деформации толщ, в каждом из которых присутствуют и НТС и МТС компоненты, или о синскладчатости данной намагниченности. Для проверки этого предположения «сумма» МТС и НТС компонент была переведена в промежуточную систему координат, в которой векторы этих компонент имеют максимальную кучность распределения. Для этого была применена функция «SFT» пакета палеомагнитных программ С.В. Шипунова SELECT, реализующая непропорциональное распрямление складки методом пересечения малых кругов. В результате проведенной процедуры выяснилось, что суммарное распределение векторов достаточно четко разбивается на две группы, в одной из которых максимальная кучность достигается при 100% распрямления складки и другая, с максимальной кучностью при 0% распрямления, в промежуточные значения распрямления попадают единичные векторы (рис 5.9.3). Корреляционный тест складки для суммарной выборки в промежуточной системе координат определил присутствие двух компонент намагниченности (таблица 5.2). В результате суммарная выборка векторов была разбита на две группы: в одну из них вошли векторы, максимальная кучность распределения которых достигается при величине распрямлении складки от 0 до 50%, и вторая, с распрямлением от 51 до 100%. Компоненты намагниченности, разделенные таким образом, определяются всеми использованными тестами складки как соответственно послескладчатые (компонента А) и доскладчатые (компонента В1) (таблица 5.2, рис 5.9.4).

2) Биполярная компонента «В2» низких наклонов и СВ-ЮЗ склонений близкая к таковой в изученных поздневендских объектах рек Куртун и Олха.

Компонента	N	Географическая система координат				Стратиграфическая система координат				Тест складки			
		D	I	K	alfa95	D	I	K	alfa95	DC	NFT	CFT	
НТС	35	349,0	50,1	16,9	6,1	4,1	48,7	16,9	6,1	?	2 к-ты или синскладчатая	?	
МТС	24	338,3	44,2	9,4	10,2	1,2	49,6	6,9	12,2	-	-	?	
селекция													
НТС+МТС	сумма	59	344,5	47,9	12,5	5,5	3,0	49,1	10,8	5,9	?	- / 2 к-ты или синскладчатая	-
		Тест на синскладчатость – непропорциональное распрямление складки методом пересечения малых кругов (SFT) Kmax=23,4 при D=349,2 и I=49,4 alfa95=3,8										2	
	В1	23	326,7	36,2	9,9	10,1	<b>337,8</b>	<b>43,2</b>	<b>21,3</b>	<b>6,7</b>	+	+	+
	А	36	<b>358,5</b>	<b>53,1</b>	<b>39,3</b>	<b>3,9</b>	21,2	49,5	13,9	6,6	-	-	-

Таблица 5.2 Конечные и промежуточные компоненты намагниченности I и IV четвертей склонений и средних положительных наклонений в красноцветах переходной части мотской и иркутской свит обнажений р.Тойсук.

Подписи к таблице см. в таблице 5.1

На диаграммах Зийдervельда данная компонента выделяется либо как промежуточная, либо как конечная (рис 5.10) с блокирующими температурами от 450°C и вплоть до  $T_c$  гематита. Средние направления для промежуточной (МТС) и конечной (НТС) компоненты В2, не смотря на достаточно «шумное» распределение единичных векторов, близки (рис 5.11.1), поэтому мы считаем возможным рассматривать их вместе, предполагая, что формирование этих компонент происходило одновременно или почти одновременно.

Для компоненты В2 тест складки в модификации «DC» по образцам положительный, остальные использованные тесты складки, не смотря на значительную разницу в элементах залегания опробованных пород, не дают определенного результата (таблица 5.3). Кроме того, при сравнении средних по сайтам для компоненты В2 кучность в географической системе координат оказывается в 1,5 раза выше чем в стратиграфической, а тест складки в модификации «NFT» иногда дает отрицательный результат (таблица 5.3). По нашему мнению, такая неоднозначность выводов тестов складок обусловлена двумя причинами: во-первых шумным распределением самой компоненты и соответственно существованием ошибок при расчете средних по сайтам при малом количестве образцов в сайте, и, во вторых, особенностями геометрии складок относительно направления компоненты В2. Как видно (рис 5.11.1) средний азимут простирания пластов близок к среднему склонению компоненты В2. Представляется очевидным, что при совпадении простирания пласта и склонения, и наклонении бликом к нулю, даже при значительной разнице в углах падения толщ тест складки работает «на пределе», что в нашем случае усугубляется шумным распределением векторов компоненты В2. Таким образом, мы не можем говорить ни о до- ни о послескладчатости этой компоненты.

3) В единичных образцах встречается еще одна компонента «С», которая на диаграммах Зийдervельда также выделяется и как конечная и как промежуточная (рис 5.10), блокирующие температуры от 500°C и вплоть до  $T_c$  гематита. Данная компонента намагниченности будет подробнее рассмотрена

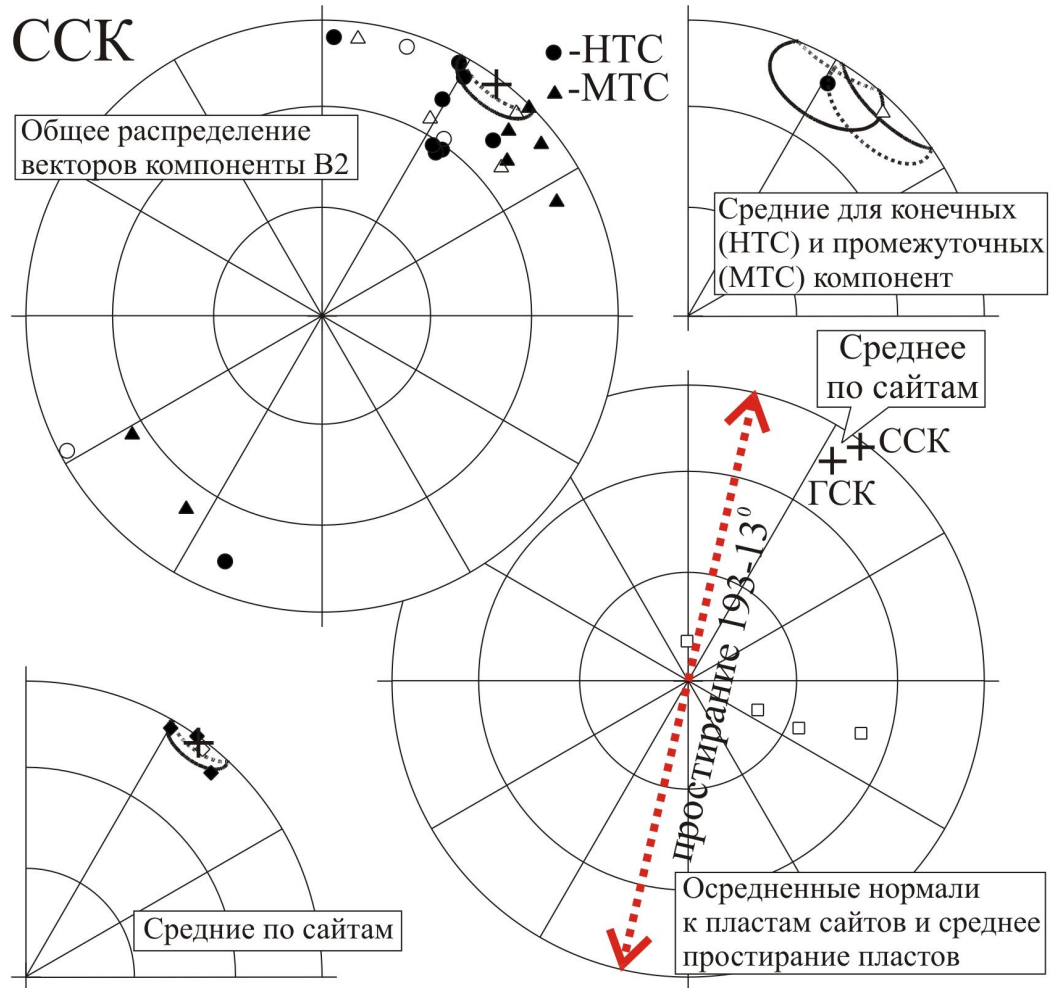


Рис 5.11.1 Распределение векторов компоненты “В2” в красноцветах переходной части мотской и иркутской свит обнажений р.Тойсук и особенности геометрии складок.

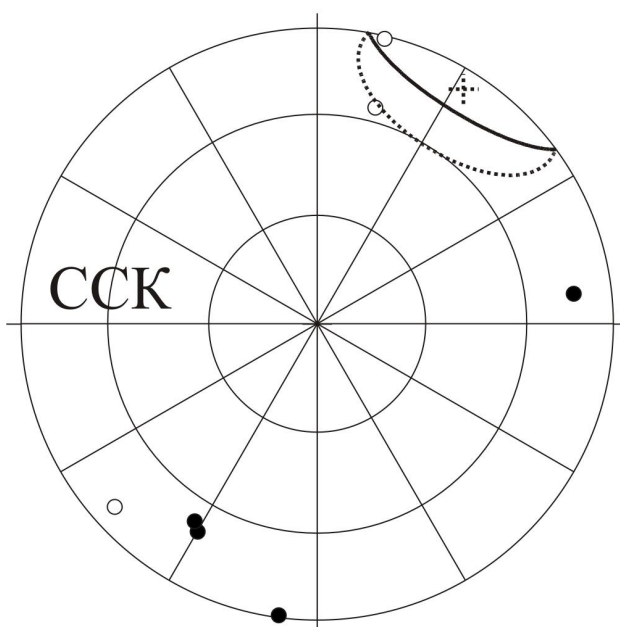


Рис 5.11.2 Распределение векторов компоненты намагниченности «В2» в красноцветах переходной части мотской и иркутской свит из обнажений реки Ода.

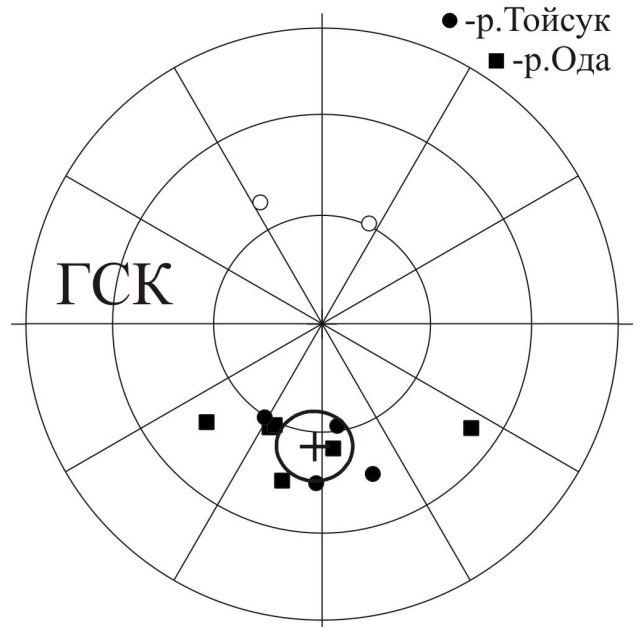


Рис 5.11.3 Распределение векторов компоненты намагниченности «С» в красноцветах переходной части мотской и иркутской свит из обнажений рек Тойсук и Ода.

Компонента	N	Географическая система координат				Стратиграфическая система координат				Тест складки			
		D	I	K	alfa95	D	I	K	alfa95	DC	NFT	CFT	
B2 (НТС) р.Тойсук	12	25,9	15,7	10,6	14,0	31,0	9,3	12,0	13,1	?	?	?	
B2 (МТС) р.Тойсук	11	41,5	8,9	9,7	15,5	43,5	-5,1	13,3	13,0	?	?	?	
B2 (НТС+ МТС) р.Тойсук	сумма	<b>23</b>	<b>33,4</b>	<b>12,6</b>	<b>9,6</b>	<b>10,3</b>	<b>37,0</b>	<b>2,4</b>	<b>11,2</b>	<b>9,5</b>	+	?	?
	Сайт 1	7	34,9	17,0	11,2	18,9	42,2	7,8	14,1	16,7	?	?	?
	Сайт 2	5	34,5	4,7	8,6	27,7	35,4	0,3	9,3	26,5	?	?	?
	Сайт 3	6	32,8	14,1	8,2	24,9	37,8	-3,1	11,1	21,0	?	?	?
	Сайт 4	5	31,0	12,4	6,5	32,4	30,2	3,2	7,4	30,0	?	?	+
Среднее по сайтам	<b>4</b>	<b>33,3</b>	<b>12,1</b>	<b>214,5</b>	<b>6,3</b>	<b>36,4</b>	<b>2,1</b>	<b>142,2</b>	<b>7,7</b>	?	? / -	?	
C	р.Тойсук	6	178,8	55,7	28,6	12,7	150,2	44,7	15,0	17,9	?	-	-
	р.Ода	6	188,4	55,7	11,0	21,1	191,7	53,3	12,6	19,7	?	?	?
	сумма	12	183,5	55,8	17,2	10,8	169	50,9	10,3	14,2	-	-	?

Таблица 5.3 Конечные и промежуточные компоненты намагниченности «B2» и «C» в красноцветах переходной части мотской и иркутской свит из обнажений рек Тойсук и Ода.

Комп- нента	N	Географическая система координат				Стратиграфическая система координат				Тест складки		
		D	I	K	alfa95	D	I	K	alfa95	DC	NFT	CFT
A	16	350	58,6	63,9	4,7	347	60,7	62,3	4,7	?	?	?
A2	19	318,7	36,9	47,8	4,9	316,1	38,7	44,8	5,1	?	?	?
B1	8	359,1	25,6	54,7	7,6	358,4	30,1	69,8	6,7	?	?	2 к-ты
B2	7	31,8	-8,4	7,3	24	31,9	-7,4	7,4	23,7	?	?	?

Таблица 5.4 Конечные и промежуточные компоненты намагниченности «A», «A2», «B1» и «B2» в красноцветах переходной части мотской и иркутской свит из обнажений реки Ода. Подписи к таблицам см. в таблице 5.1

несколько ниже совместно с аналогичной компонентой, зафиксированной в одновозрастных породах из обнажений р.Ода.

Переход мотской и иркутской свит. Река Ода (координаты  $\varphi=52,3$ ;  $\lambda=103,57$ ).

ЕОН красноцветных пород из обнажений р.Ода изменяется от 0,4 до 11 мА/м, в среднем составляя ~5 мА/м. Магнитная восприимчивость варьирует от 8 до 23 СГС, составляя в среднем 14. На последних шагах чистки наблюдается как увеличение магнитной восприимчивости (максимум в 4,5 раза), так и уменьшение (в 2 раза), в среднем же по коллекции на последнем нагреве магнитная восприимчивость возрастает в 1,5 раза от начального значения. Исходя из кривых температурного размагничивания образцов, минералами-носителями намагниченности пород являются гематит и магнетит.

В целом магнитные и палеомагнитные характеристики поздневендских пород из разрезов р.Ода несколько схожи с породами этого возраста, изученными на р.Тойсук. Намагниченность здесь также имеет поликомпонентный состав, однако разделение компонент здесь в какой-то степени упрощается из-за обособления спектра температур выделения и блокирующих температур отдельных компонент.

1) Компоненты намагниченности I и IV четвертей склонений и средних положительных наклонений. Данные компоненты намагниченности на диаграммах Зийдервельда выделяются как конечные (НТС) и как промежуточные (МТС). По температурному интервалу выделения и по блокирующим температурам наиболее четко обособляется компонента «А2». Компонента А2 в большинстве случаев является промежуточной и самой низкотемпературной по отношению к другим компонентам, зафиксированным в породах (рис 5.12, 5.13.1) блокирующие температуры этой компоненты близки к  $T_c$  магнетита. Другие компоненты намагниченности близких направлений (промежуточные и конечные) как правило более высокотемпературные, с максимальными блокирующими температурами

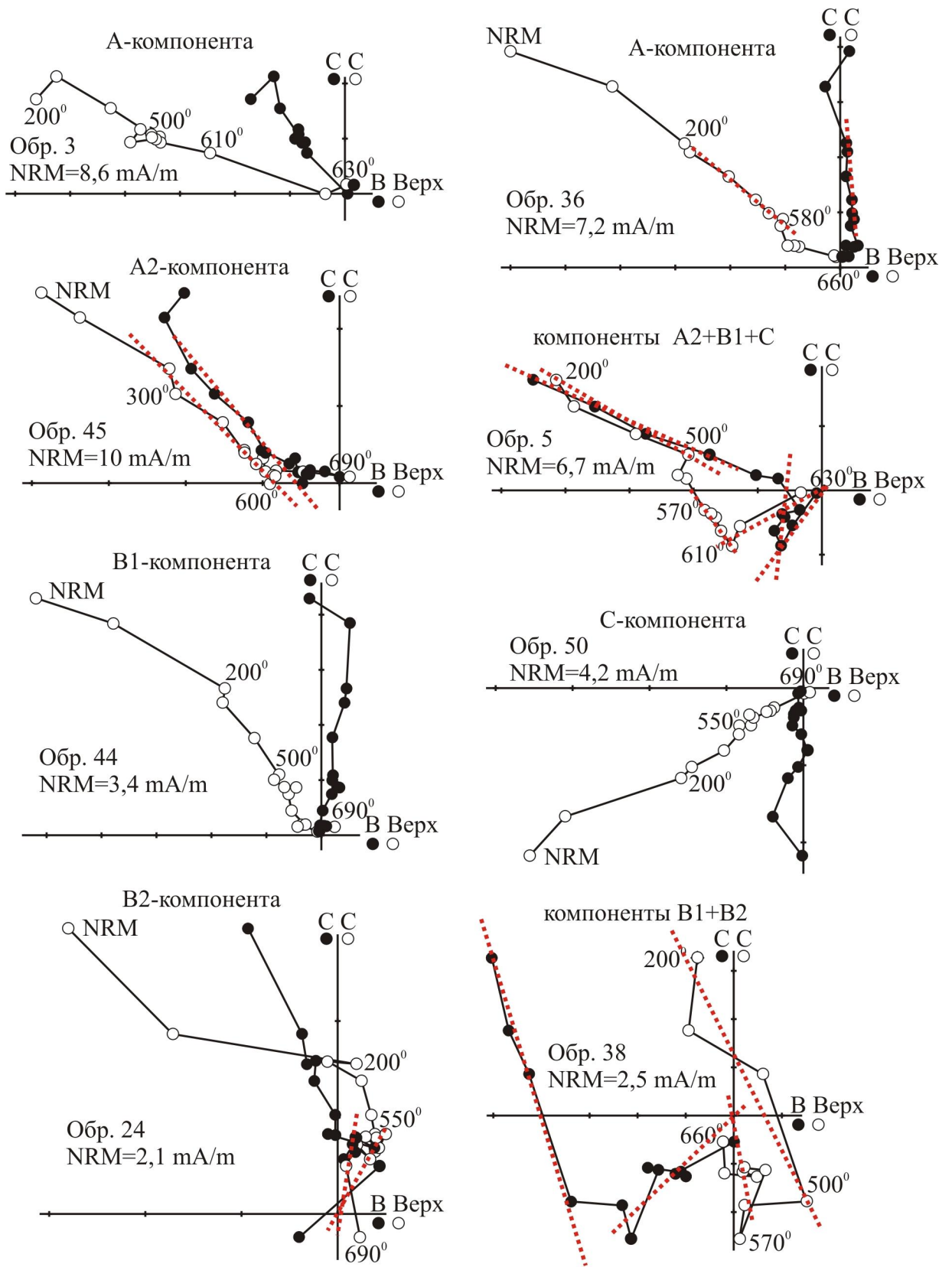


Рис 5.12 Типичные диаграммы Зийдервельда для красноцветов переходной части мотской и иркутской свит р.Ода (Восточное Присяжье).



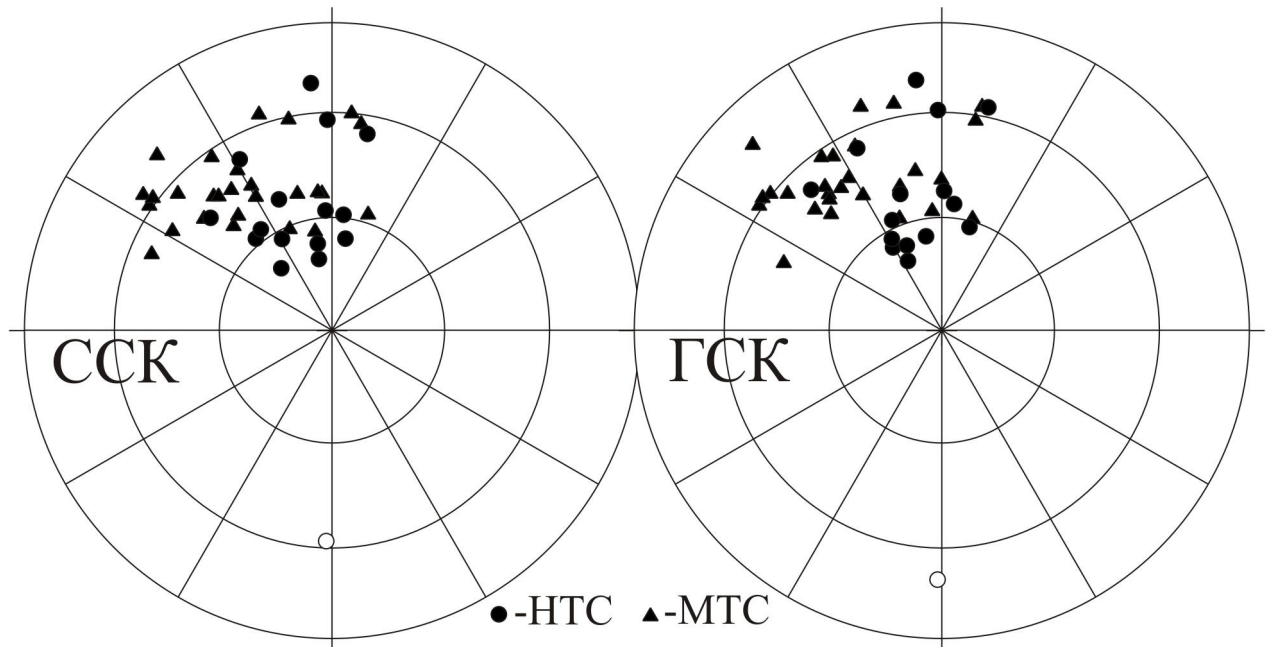


Рис 5.13.2 Распределение векторов конечных (HTC) и промежуточных (MTC) компонент намагниченности I и IV четвертей склонений и средних положительных наклонений в красноцветах переходной части мотской и иркутской свит обнажений р.Ода.

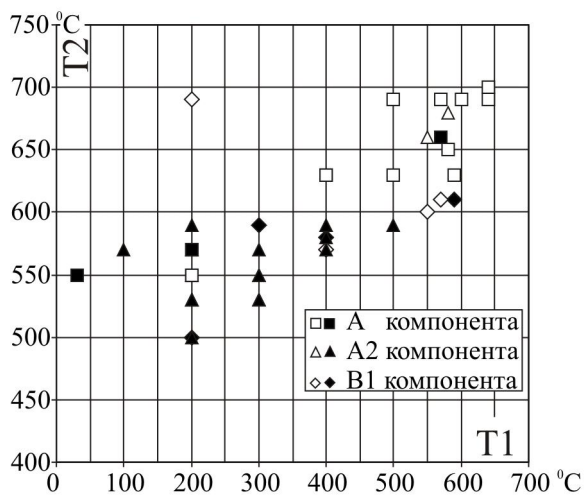


Рис 5.13.1 Температурные интервалы выделения компонент "А", "А2" и "В1" в красноцветах переходной части мотской и иркутской свит из обнажений реки Ода.

Открытые значки - конечные компоненты (HTC), залитые - промежуточные (MTC).

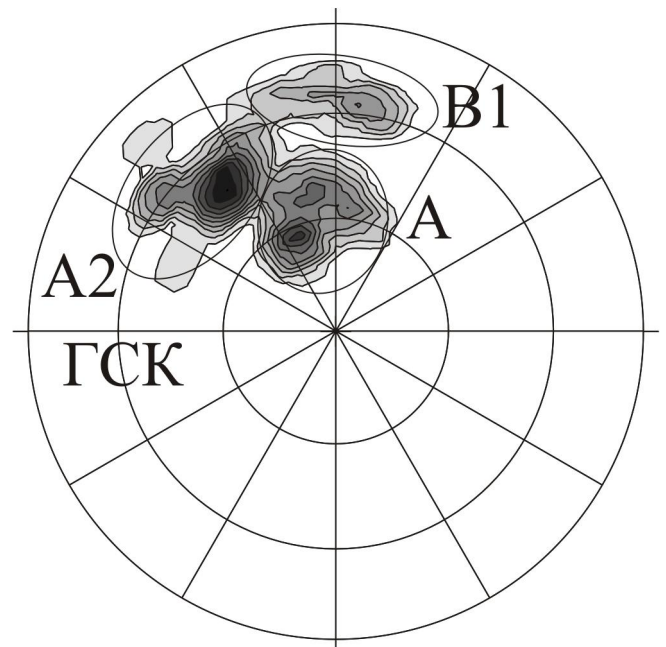


Рис 5.13.3 Плотность распределения векторов конечных и промежуточных компонент намагниченности в красноцветах переходной части мотской и иркутской свит обнажений р.Ода.

близкими к  $T_c$  гематита (рис 5.12, 5.13.1 компоненты А и В1). Анализ стереограмм и плотности распределения векторов I и IV четвертей склонений и средних положительных наклонений (рис 5.13.2, 5.13.3) показывает, что среди генерального распределения выделяются обособленные кластеры, что наиболее отчетливо выражено в географической системе координат. Мы предполагаем, что, несмотря на относительную близость данных кластеров, каждому из них соответствуют компоненты намагниченности, сформировавшиеся в разное (хотя возможно и близкое) время. В «западный» кластер (рис 5.13.3) попадают компоненты, описанные выше как «А2»; компоненты «северных» кластеров мы по аналогии с изученными объектами Прибайкалья и Присяня называем «А» (более высоких наклонений) и «В1» (более низких наклонений). Тесты складки для компонент А2, А и В1 не дают определенного результата, что связано с незначительными вариациями элементов залегания толщ (таблица 5.4).

2) В незначительном количестве образцов встречается шумная биполярная компонента «В2» СВ-ЮЗ склонений и низких наклонений с максимальными блокирующими температурами, близкими к  $T_c$  гематита. Компонента выделяется либо как промежуточная, либо как конечная (рис 5.12, 5.11.2). Тест складки для компоненты «В2» определенного результата не дает (таблица 5.4).

3) Компонента «С». Как и в объектах р.Тойсук встречается в единичных образцах, однако часто на диаграммах Зийдервельда мы видим «следы» этой компоненты, выделяется либо как промежуточная, либо как конечная с блокирующими температурами, близкими к  $T_c$  гематита (рис 5.10, 5.12, 5.11.3). В изученных породах на р.Тойсук данная компонента биполярна (рис 5.11.3) и определяется как послескладчатая (таблица 5.3), при объединении компоненты С объектов р.Тойсук и Ода тесты складки также указывают на ее послескладчатость. Далее при интерпретации мы исключаем эту компоненту из рассмотрения, здесь следует отметить, что близкое направление перемагничивания было зафиксировано в ранневендских пироксенитах Жидойского массива, расположенного в 30-40 км к юго-западу от рассматриваемых районов (Шацилло, 2005). Соответствующие палеомагнитные

полюсы переманчивания:  $\Lambda=100,6$ ;  $\Phi=-1,3$ ;  $A_{95}=13,1$  (компонента «С») и  $\Lambda=112,2$ ;  $\Phi=2,5$ ;  $A_{95}=7,8$  (Жидойский массив). Исходя из положения рассчитанных полюсов, мы предполагаем, что данная компонента сформировалась в конце силура – начале девона.

### **Сравнение средних направлений**

Таким образом, в породах венда Прибайкалья и Присяня, различающихся как по литологическому составу, так и по магнитным характеристикам, наблюдается присутствие нескольких компонент намагниченности разной природы, сохранившейся в изученных объектах в различном сочетании (рис 5.14.1, таблица 5.5).

#### *А-компонента*

Метахронная компонента, зафиксирована в породах куртунской свиты Прибайкалья, а также в переходной части мотской – иркутской свит в Присяня по рекам Иркут, Ода и Тойсук. В Прибайкальских объектах и на реке Тойсук Присяня доказан послескладчатый возраст данной компоненты. Тест складки на региональном уровне для всех изученных объектов уверенно говорит о послескладчатости компоненты «А» (таблица 5.5, рис 5.14.2). Компонента «А» характеризуется северными склонениями и наклонениями порядка  $60^\circ$  с полярностью одного знака. Анализ палеомагнитных данных по Сибирской платформе показывает, что полюс «А» компоненты значительно отличается от всех послераннекембрийских палеомагнитных направлений, что может указывать на ее предкембрийский возраст. В этом случае, однако, послескладчатый возраст этой компоненты означает, что складчатость в изученных разрезах Юго-Западного Прибайкалья имеет поздневендский возраст, что пока не находит структурно-геологических подтверждений.

#### *В1-компонента*

Присутствует во всех изученных объектах, на диаграммах Зийдервельда выделяется либо как промежуточная, либо как конечная, имеет доскладчатый возраст образования, как в объемах обнажений (где возможно применение теста

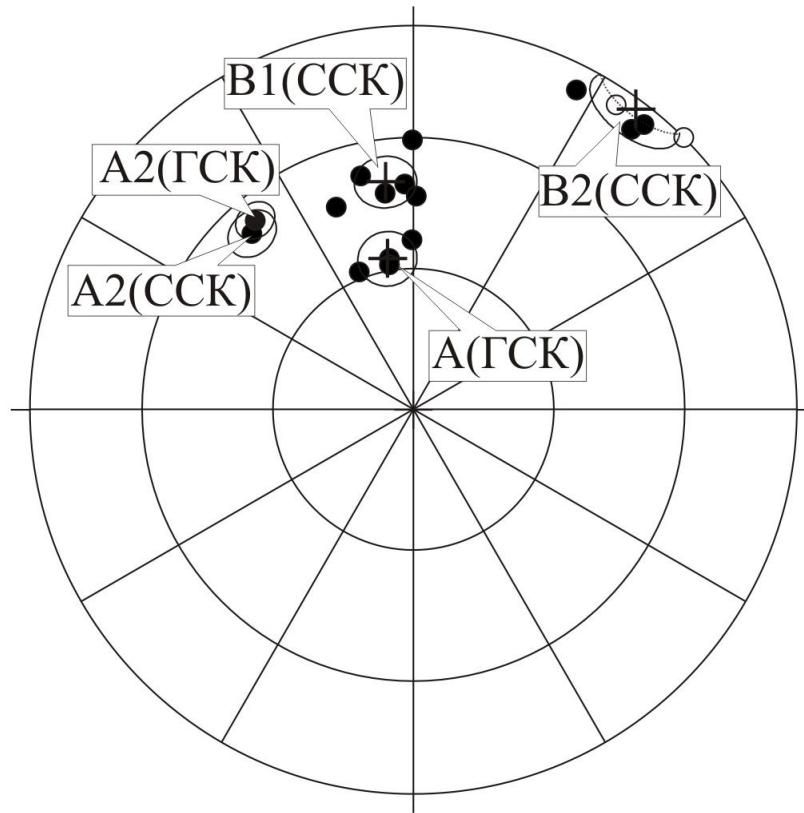


Рис 5.14.1 Сравнение средних направлений компонент “А”, “А2”, “В1” и “В2” в системах координат их формирования по всем изученным поздневендским объектам Юго-западного Прибайкалья и Восточного Присяянья.

Значения D и I пересчитаны на координаты  $\varphi=52,7$   $\lambda=105,8$ .

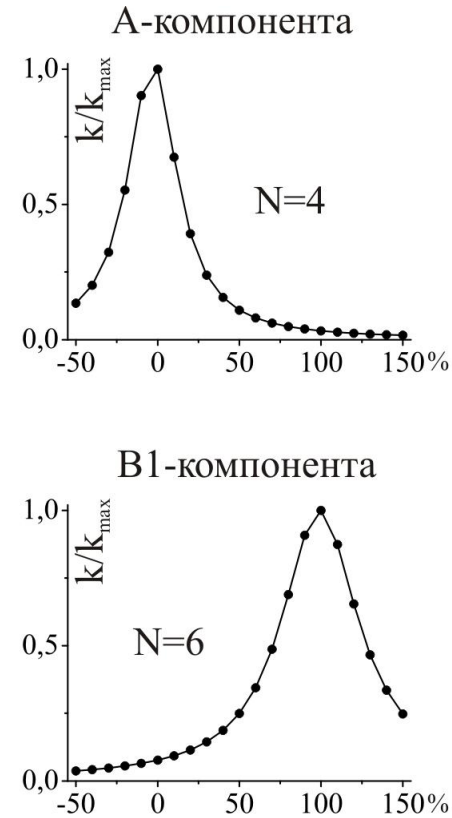


Рис 5.14.2 Региональный тест складки (пропорциональное распрямление) для компонент “А” и “В1” по средним для всех изученных поздневендских объектов Юго-западного Прибайкалья и Восточного Присяянья

Значения D и I пересчитаны на координаты  $\varphi=52,7$   $\lambda=105,8$

N	Географическая система координат				Стратиграфическая система координат				Тест складки			Палеомагнитный полюс		
	D	I	K	alfa95	D	I	K	alfa95	DC	NFT	CFT	Ф	Λ	A95
Компонента «А» (р.р.Куртун, Иркут, Тойсук, Ода)														
4/120	<b>350,2</b>	<b>57,3</b>	<b>234,1</b>	<b>6,0</b>	23,7	62,0	7,7	35,5	-	-	?	-73,7	134,4	7,5
Компонента «В1» (р.р.Куртун, Иркут, Олха, Тойсук, Ода)														
6/115+ 42cir	348,7	42,4	7,6	25,9	<b>353</b>	<b>40,1</b>	<b>99,3</b>	<b>6,8</b>	+	+	+	-59,7	118,6	6,4
Компонента «В2» » (р.р.Куртун, Олха, Тойсук, Ода)														
5/72	41,1	15,2	14,4	20,9	<b>36,6</b>	<b>3,1</b>	<b>86,1</b>	<b>8,3</b>	+	+	?	-30,5	62,0	5,9
Компонента «А2» (р.Ода)														
1/19	320,0	36,0	47,8	4,9	317,4	37,8	44,8	5,1	если доскладчатая			-44,7	168,4	4,6
									если послескладчатая			-45,1	164,6	4,3

Таблица 5.5 Средние направления и палеомагнитные полюсы для компонент «А», «А2», «В1» и «В2» по всем изученным поздневендским объектам Юго-западного Прибайкалья и Восточного Присяянья.

Подписи к таблице см. в таблице 5.1;

Ф и Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса; А95 – радиус 95%-го круга доверия

складки), так и при сравнении средних направлений (таблица 5.5, рис 5.14.1, 5.14.2), преимущественно монополярна, характеризуется северными склонениями и наклоном  $\sim 40^\circ$ .

#### *В2-компонента*

Биполярная компонента характеризуется «шумным» распределением (за исключением объекта на р.Олха), низкими наклонами и СВ – ЮЗ склонениями (рис 5.14.1). На диаграммах Зийдервельда выделяется либо как промежуточная, либо как конечная. Доскладчатость компоненты «В2» доказана только в одном случае по малому количеству образцов, где она является промежуточной по отношению к «В1» компоненте (р.Олха). Сравнение средних по объектам для компоненты «В2» говорит о доскладчатом времени ее формирования (таблица 5.5).

#### *А2-компонента*

Выделяется только в переходной части мотской и иркутской свит на р.Ода как промежуточная компонента. Тест складки не дает определенного результата, что, впрочем, не имеет принципиального значения при последующей интерпретации данной компоненты, так как породы, в которых она содержится, залегают субгоризонтально (таблица 5.5, рис 5.14.1).

Все полученные направления (в системе координат их формирования) не соответствуют ни одному из известных послераннекембрийских палеомагнитных направлений Сибири. В тоже время, близкие к «В1» направления получены по усть-тагульской свите венда в Бирюсинском Присаянье на р.Тагул (Гуревич, 1981). Биполярные направления, близкие к направлению компоненты «В2», известны в миньской свите Северного Прибайкалья (венд), в нохтуйской свите (томмот) Патомского нагорья (Константинов, 1998), томмот-атдабанской пестроцветной свите среднего течения р.Лены (Kirschvink, Rozanov, 1984) и р.Алдан (Казанский, 2002) и в венд-раннекембрийских отложениях Игарского района (Казанский, 2002), а также, как уже упоминалось, в разрезе поздневендской мотской свиты на р.Иркут в Присаянье (Kravchinsky et al., 2001). Полюс компоненты «А2» близок

к пограничным венд-раннекембрийским полюсам Оленекского поднятия и Хараулахских гор (северо-восток Сибирской платформы) (Павлов и др., 2004; Pisarevsky et al., 1997). Все перечисленные палеомагнитные определения представлены в главе 2 (таблица 2.1).

## Глава 6. Палеомагнетизм венд- раннекембрийских отложений Енисейского Кряжа, Бирюсинского и Центрального Присяянья

### Объекты исследований

Осадочные толщи позднейшего докембрия – раннего кембрия Енисейского Кряжа, Бирюсинского и Центрального Присяянья были изучены в ходе полевых работ 2001-2003 гг. На разных этапах полевых работ помимо автора в отборе коллекций принимали участие В.Э. Павлов и Р.В. Веселовский (ИФЗ РАН, Москва) и Б.Б. Кочнев (ИГНГ СО РАН, Новосибирск).

На **Енисейском Кряже** (рис 3.2.1) по рекам Ангара, Иркинеева и Тасеева исследовались пестроцветные терригенные и терригенно-карбонатные толщи венда – тасеевская серия (алешинская, чистяковская и мошаковская свиты), редколесная и островная свиты, а также климинская свита нижнего кембрия, атдабанского возраста (Кембрий Сибири, 1992).

*Алешинская свита* представлена красными и вишнево-красными полимиктовыми песчаниками. Опробовалась в стратотипическом разрезе по правому берегу р.Тасеева, ниже р.Усолки в структуре Антошкинского горстового поднятия.

*Чистяковская свита* представлена зеленовато-серыми и серыми полимиктовыми песчаниками с редкими прослоями доломитов. Опробовались зеленоцветные разности по р.Ангара: 1) на левом берегу ниже пос. Маньзя; 2) на правом берегу выше скалы Гребень (Шалыгинская брахиантиклиналь) и 3) на правом берегу р.Тасеева ниже р.Усолка.

*Мошаковская свита* – кирпично-красные и вишнево-красные песчаники и алевролиты кварцевого и полевошпат-кварцевого состава. Опробовалась по р.Ангара: 1) на левом берегу, ниже пос. Маньзя и 2) по правому берегу ~2 км ниже руч.Гремячий до ск. Гребень. Всего из пород тасеевской серии было отобрано 242 ориентированных образца.



*Редколесная свита* сложена, главным образом разнозернистыми кирпично-красными кварцево-полевошпатовыми песчаниками. В отдельных слоях встречаются алевролитовые разности красноватых и зеленоватых оттенков. Свита была опробована по правому берегу р.Ангара ниже руч.Гремячий и в двух обнажениях левого и правого берегов р.Иркинеева (Иркинеевское поднятие) в ~30 и 27 км выше устья соответственно, всего отобрано 98 образцов.

*Островная свита* сложена преимущественно светлыми доломитами, чередующимися с пачками красноцветных доломитовых мергелей и доломитистых алевролитов, завершается разрез пачкой буроватых доломитопесчаников. Опробовались красноцветные разности по правому берегу р.Ангара выше руч.Гремячий (63 образца).

*Климинская свита* представлена главным образом доломитами и доломитизированными известняками с редкими прослоями красно-бурых кварцевых песчаников. Опробовались красноцветы (47 образцов) по правому берегу р.Тасеева в основании скалы Дыроватый Утес (Верхнетасеевская антиклиналь).

Изученные объекты принадлежат к восточной (платформенной) зоне Енисейского Кряжа и представляют собой деформированный чехол Сибирского кратона.

**В Бирюсинском Присаянье** были изучены пестроцветные терригенные и терригенно-карбонатные толщи айсинской (венд, эдиакарий) и устьтагульской (венд, немакит-далдын) свит в серии обнажений по рекам Бирюса и Тагул на участках от деревень Сереброво и Георгиевка до их слияния (рис 3.2.3).

*Айсинская свита* (верхний член оселковой серии) представлена чередованием пестроцветных полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов, отобрано 97 образцов.

*Усть-тагульская свита* с размывом и без видимого несогласия залегает на толщах айсинской свиты и подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена преимущественно терригенными красноцветными породами с размерностью от конгломератов до аргиллитов, верхняя представлена терригенно-карбонатными породами с прослоями красноцветных песчаников и алевролитов. Из разрезов усть-тагульской свиты отобрано 100 ориентированных образцов, представленных красноцветными разностями.

Изученные структуры представляют собой деформированные моноклинали СЗ-ЮВ простирания (~ от 120 до 160°), падающие на северо-восток под углами ~7-35°.

В **Центральном Присаянье** (рис 3.2.5) опробовались вендские пестроцветные терригенные и терригенно-карбонатные толщи мотской (шаманской) и иркутской свит в 3 обнажениях левого берега р.Урик выше пос. Шанхар, расположенных на расстоянии около 5 км друг от друга..

*Мотская (шаманская) свита* в обнаженной части разреза на г.Красная представлена мощной (~190м) толщей красноцветных мелкозернистых песчаников и алевролитов. Обнажение представляет собой пологую моноклинали (средний азимут падения 330° угол 5°).

*Иркутская свита* согласно залегает на мотской, имеет терригенно-карбонатный состав, общая мощность свиты составляет ~160м. Опробовались красноцветные и зеленоцветные разности из средней части разреза г.Серая и «урикской» пестроцветной пачки, венчающей разрез иркутской свиты в данном районе. Элементы залегания урикской пачки аз.пд. 80 <14°. Всего из обнажений р.Урик было отобрано 107 ориентированных образцов.

## Анализ компонент намагниченности

### 1. Бирюсинское Присянье

#### 1.1. Айсинская свита

Значительная часть изученных образцов содержит довольно шумный, часто сложный для интерпретации палеомагнитный сигнал, характеризующийся наличием нескольких компонент намагниченности с перекрывающимися спектрами блокирующих температур. Характер палеомагнитной записи несколько отличается от обнажения к обнажению, однако в каждом из них наиболее уверенно выделяется компонента намагниченности, которую мы далее будем условно называть среднетемпературной. Эта компонента однополярна, имеет северо-западное склонение и среднее положительное наклонение, разрушается в широком диапазоне температур простирающемся иногда от 100°C почти до точки Кюри гематита. При этом наиболее характерным интервалом разрушения этой компоненты является диапазон от 250 до 500-560°C. Среднетемпературная компонента на диаграммах Зийдервельда (ДЗ) (рис 6.1, обр. № В109, В119), как правило, не “идет” в начало координат, указывая на то, что помимо нее в образцах часто существует также более стабильная, высокотемпературная компонента. В ряде образцов, несмотря на явные свидетельства ее наличия, высокотемпературную компоненту выделить не удастся из-за начинающихся химических изменений, отмечаемых через заметное увеличение магнитной восприимчивости образцов, и имеющих своим следствием хаотическое или квазихаотическое поведение вектора ЕОН при высоких температурах чистки. Тем не менее, в 40 из почти 100 изученных образцов айсинской свиты нам удалось с той или иной точностью выделить наиболее стабильную высокотемпературную компоненту намагниченности. Эта компонента имеет на стереограмме бимодальное распределение и характеризуется низкими наклонениями и юго-юго-западными (северо-северо-восточными) склонениями (см. рис 6.6). Наиболее часто, эта компонента выделяется в

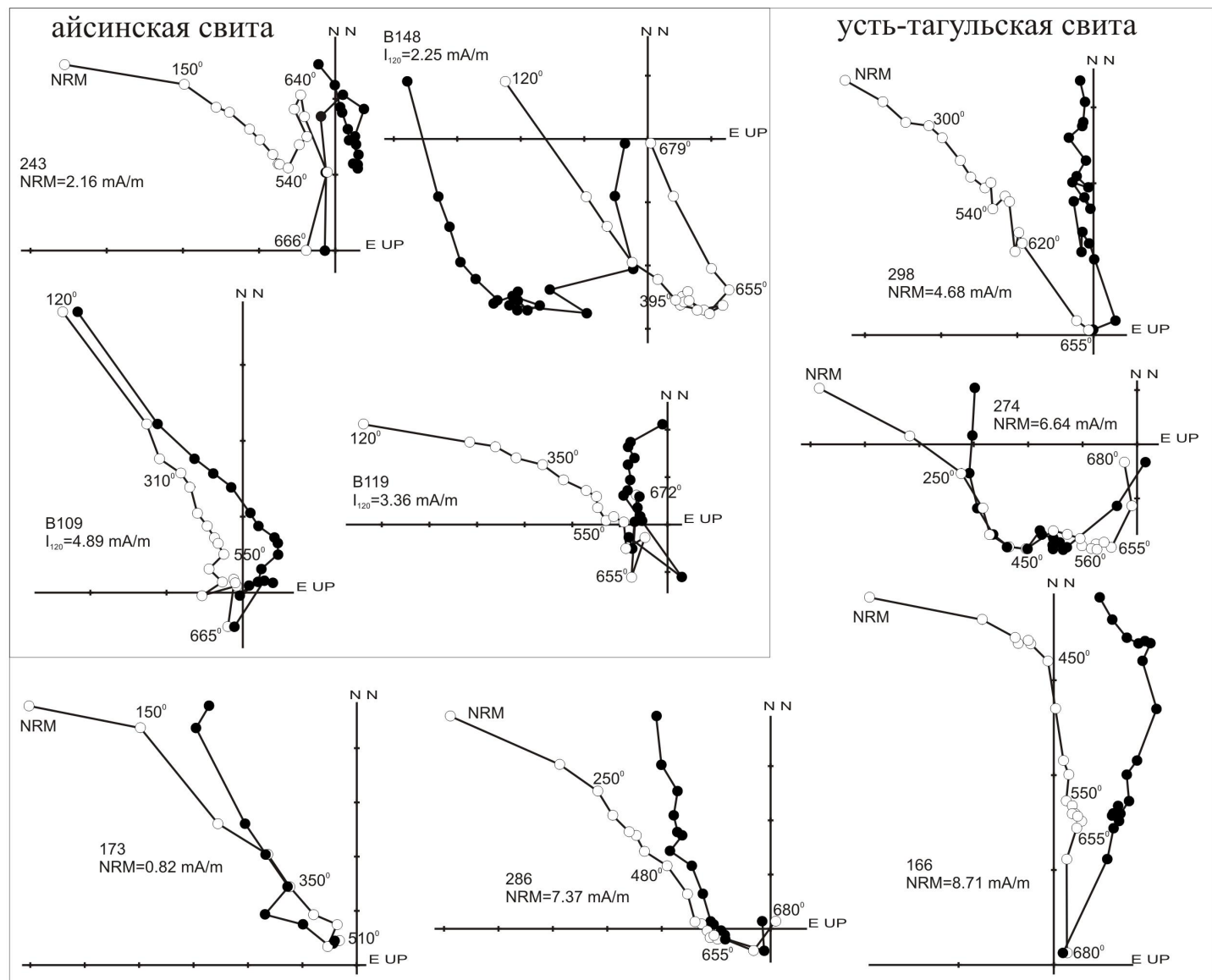


Рис 6.1 Типичные диаграммы Зийдervельда для пород айсинской и усть-тагульской свит Бирюсинского Присяжья. Здесь и далее: залитые кружки- проекция вектора намагниченности на горизонтальную плоскость, открытые на вертикальную. Все диаграммы представлены в стратиграфической системе координат.

довольно узком температурном интервале от 600 до 680°C (рис 6.1, обр.№ 243, В148), хотя (крайне редко) встречаются и исключения.

В одном из изученных на р.Тагул обнажений, четко выделяется еще одна стабильная компонента (рис 6.1, обр.№ 243), которую мы будем называть промежуточной. Эта компонента разрушается в интервале температур 540-640°C и имеет направление, близкое к направлению высокотемпературной компоненты – с южным склонением и низким наклоном. Фактически, более или менее уверенное выделение этой компоненты в рассматриваемом обнажении возможно, вероятно, только благодаря тому, что высокотемпературная компонента здесь имеет другую полярность. Вопрос о времени формирования этой компоненты по отношению к высокотемпературной мы обсудим несколько позже. Следы присутствия промежуточной компоненты обнаруживаются и при анализе ДЗ еще одного тагульского обнажения, однако определить направление промежуточной компоненты в этом обнажении не удастся из-за высокой степени перекрытия блокирующих спектров компонент намагниченности.

Интересно отметить, что в изученных образцах явным образом почти не выделяется современная компонента, обычно широко распространенная во всех типах пород как низкотемпературная и, часто, малостабильная. Векторы намагниченности, разрушаемые в низкотемпературной области 100-250°C, распределены скорее нерегулярно (лабораторная вязкая намагниченность?), возможно с некоторым очень слабым группированием вокруг направления среднетемпературной компоненты.

### *1.2. Усть-тагульская свита*

Намагниченность изученных пород усть-тагульской свиты характеризуется, как правило, присутствием нескольких компонент намагниченности, часто со значительным перекрытием их спектров блокирующих температур. Это обстоятельство усугубляется химическими

изменениями исследуемых пород, которые часто начинают происходить при их прогреве выше  $550-600^{\circ}\text{C}$ . Таким образом, выделение и расчет направления магнитных компонент (особенно, высокотемпературной компоненты) в изученных породах усть-тагульской свиты представляет из себя не простую, а иногда, и неразрешимую задачу. Тем не менее, на общем достаточно неблагоприятном фоне, при изучении достаточно большого числа образцов в некоторой их части удастся выделить компоненты намагниченности и провести их классификацию.

В низкотемпературной области ( $20-250^{\circ}\text{C}$ ) выделяется малостабильная компонента, часто с высоким наклоном и различным склонением, которая, как нам представляется, может рассматриваться как некоторая нерегулярная смесь лабораторной вязкой, современной и, отчасти, среднетемпературной компонент.

Подобно породам айсинской свиты, в усть-тагульских образцах наиболее четко выявляется среднетемпературная компонента, не идущая, как правило, в начало координат ДЗ и разрушающаяся в интервале температур  $250-(500-600)^{\circ}\text{C}$  (рис 6.1, обр. № 173, 286). Эта компонента монополярна, имеет северо-западное склонение и умеренное наклонение. В ряде случаев (рис 6.1, обр. № 173) эта компонента может быть единственной компонентой намагниченности в образце.

Высокотемпературная компонента (рис 6.1, обр. № 298, 274, 166) обычно выделяется в области температур больших  $600^{\circ}\text{C}$ , хотя разрушаться часто начинает значительно раньше, при температурах, где вклад среднетемпературной компоненты еще довольно значителен. Перекрывание спектров среднетемпературной и высокотемпературной компонент часто приводит к довольно сложному поведению палеомагнитного сигнала в области температур  $500-600^{\circ}\text{C}$ . Имеются также отдельные образцы, где вклад среднетемпературной компоненты, по сравнению с высокотемпературной, довольно незначителен. В этом случае поведение вектора ЕОН в ходе чистки определяется, главным образом, только присутствием высокотемпературной

компоненты (рис 6.1, обр. № 298) Выделенные векторы высокотемпературной компоненты в большинстве своем имеют северо-северо-восточные склонения, умеренные и низкие (вплоть до отрицательных) наклонения и юго-юго-восточные склонения и низкие наклонения. Ниже мы попытаемся показать, что распределение векторов высокотемпературной компоненты может быть объяснено наложением двух высокостабильных по отношению к температуре компонент.

## **2. Центральное Присяянье**

Образцы, представляющие в нашей коллекции мотскую и иркутскую свиту, характеризуются близкими палеомагнитными свойствами, поэтому далее будут рассматриваться вместе.

Подобно близким по возрасту и составу породам усть-тагульской свиты, образцы из обнажений долины р.Урик демонстрируют присутствие нескольких компонент намагниченности, часто с перекрывающимися (порой значительно) спектрами блокирующих температур. Удаляющаяся к 200-250°C низкотемпературная компонента тяготеет к направлению современного поля и, является, очевидно, в значительной степени, смесью современной и лабораторной вязкой компонент. Среднетемпературная компонента (рис 6.2, обр. 151, 25) выделяется в части образцов в широком диапазоне температур от 200-250°C до 550-620°C и имеет северо-северо-западные склонения и умеренные наклонения. В отдельных образцах спектр разблокирующих температур среднетемпературной компоненты может простираться до точки Кюри гематита, и, в этом случае, возникают определенные проблемы с ее идентификацией, поскольку ее максимальные разблокирующие температуры такие же, как у компоненты, которую мы опишем ниже как высокотемпературную. Критерием идентификации такой компоненты (конечно не безусловным) для нас является ширина спектра разблокирующих температур, который у высокотемпературной компоненты обычно значительно меньше.

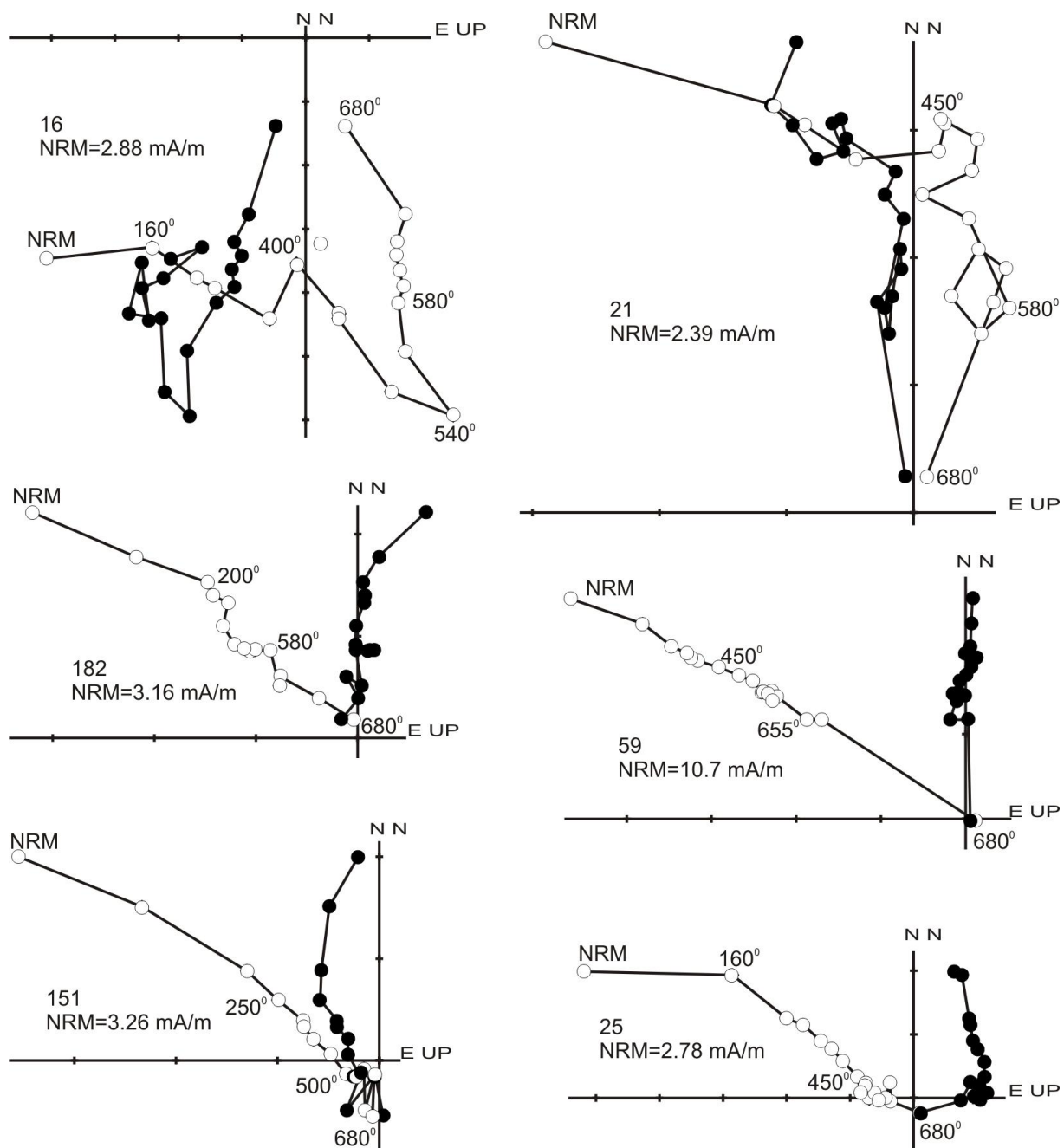


Рис 6.2 Типичные диаграммы Зийдверльда для пород мотской и иркутской свит Центрального Присяянья (р.Урик).



Высокотемпературная компонента (рис 6.2, обр. № 16, 21, 59, 182) намагниченности уверенно выделяется только в относительно небольшой части коллекции (обычно при  $T > 600^{\circ}\text{C}$ ), хотя следы ее присутствия можно обнаружить в значительно большем числе образцов. Максимальные разблокирующие температуры этой компоненты близки к  $680^{\circ}\text{C}$ , что указывает на то, что носителем этой компоненты является гематит. Вообще говоря, судя по спектрам разблокирующих температур, носителями всех информативных компонент, рассматриваемых в настоящей главе (как выше, так и ниже) с большой долей вероятности является гематит. Терромагнитный анализ, выполненный для отдельных образцов, подтверждает этот вывод. Также как и для усть-тагульской свиты, высокотемпературная компонента намагниченности образцов из урикских обнажений имеет либо северо-северо-восточные склонения, умеренные и низкие (вплоть до отрицательных) наклонения и юго-юго-западные склонения и низкие наклонения.

### **3. Енисейский Кряж**

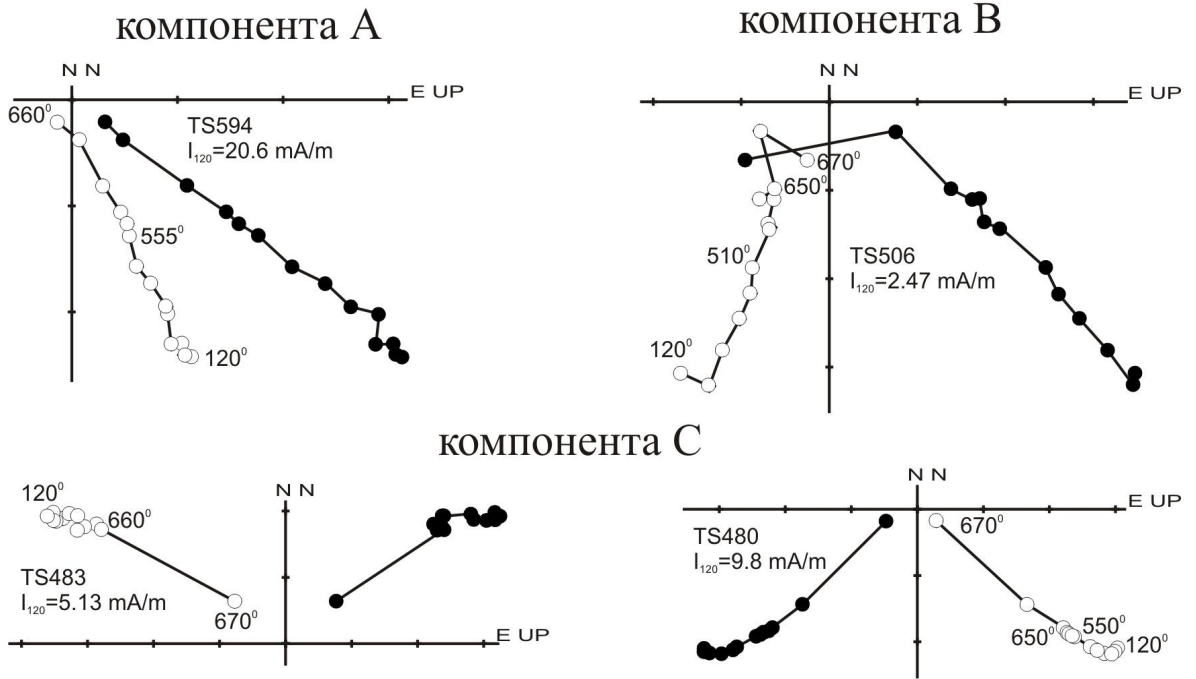
#### *3.1. Алешинская и чистяковская свиты, разрез р. Тасеева*

Большинство образцов чистяковской свиты не содержат в себе регулярного палеомагнитного сигнала, оставшаяся часть в процессе чистке ведет себя подобно образцам алешинской свиты.

По результатам магнитной чистки можно выделить условно низкотемпературную намагниченность, которая чаще всего разрушается в области температур до  $350-400^{\circ}\text{C}$  и имеет направление, близкое к направлению современного геомагнитного поля. Иногда эта компонента оказывается чрезвычайно стабильной и разрушается окончательно только в области точки Кюри гематита (рис 6.3, обр. № TS594). Мы предполагаем, что эта компонента возникла недавно и имеет химическую природу.

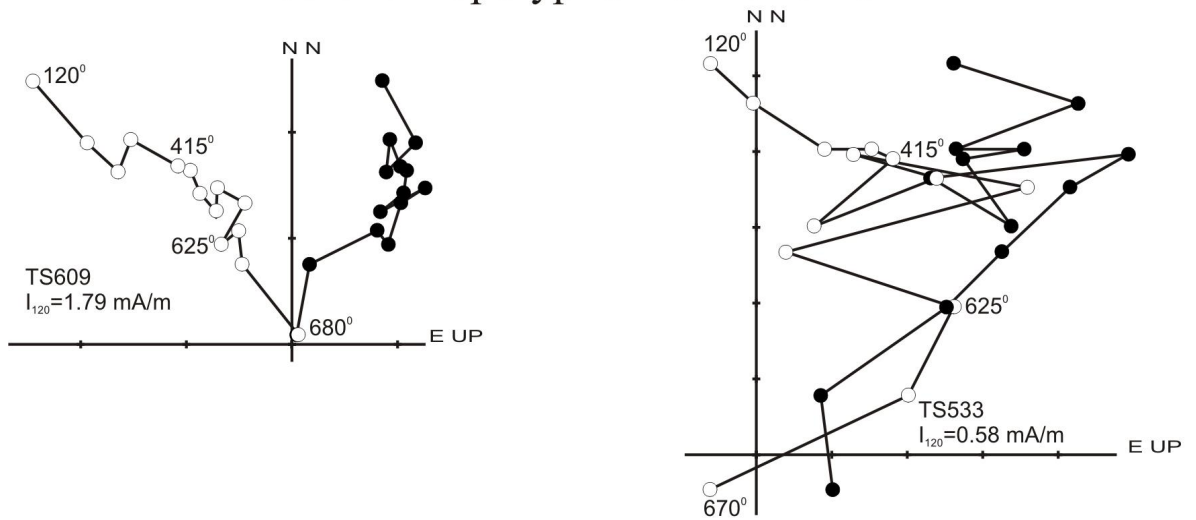
В нескольких десятках из почти 80-ти изученных образцов при температурах выше  $600-620^{\circ}\text{C}$  выделяется высокотемпературная компонента

алешинская свита



климинская свита

высокотемпературная компонента



среднетемпературная компонента

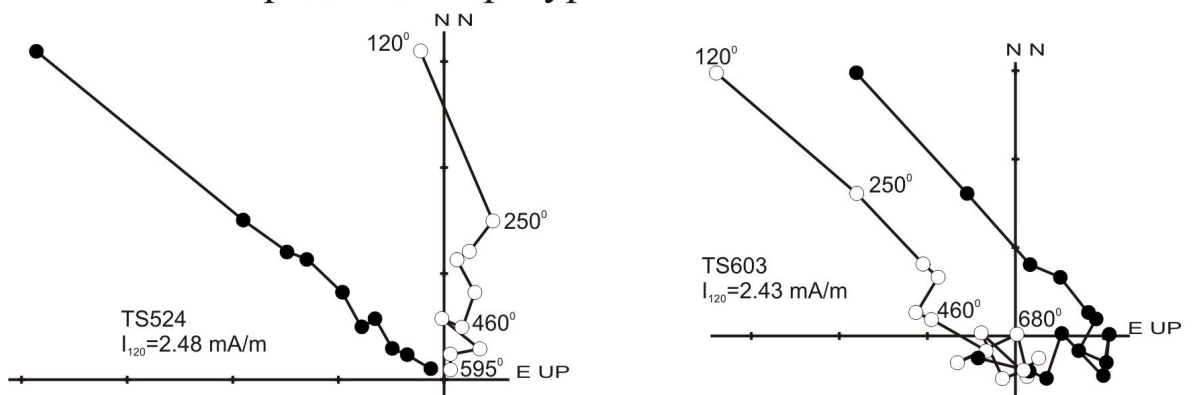


Рис 6.3 Типичные диаграммы Зийдервельда для пород алешинской и климинской свит Енисейского Кряжа (р.Тасеева).

(рис 6.3, обр. № TS480, TS483, TS506), имеющая на стереограмме довольно сложное распределение, которое будет рассмотрено несколько ниже.

### *3.2. Мошаконская и чистяковская свиты*

#### 3.2.1. Обнажение вблизи пос. Манзя

Породы мошаконской и чистяковской свит из обнажения вблизи пос. Манзя характеризуются очень низким качеством палеомагнитной записи. Достаточно часто встречаются образцы с нерегулярным квазихаотическим изменением величины и направления ЕОН в процессе чистки. Направление намагниченности большей части изученных пород при последовательных нагревах от 100 до 450-550°C “скачет” вокруг или вблизи направления современного геомагнитного поля, указывая на присутствие недавно образованной магнитной компоненты. При более высоких температурах поведение вектора ЕОН становится хаотическим. На этот фон в отдельных образцах в интервале 300- 400°C накладывается некоторая промежуточная компонента, характеризующаяся большим разбросом, юго-восточными, южными и юго-западными склонениями и умеренными положительными наклонениями. В среднем для восьми образцов эта компонента имеет  $D=180.9^\circ$ ,  $I=46,4^\circ$ , при  $K=7,6$  и  $\alpha_{95}=21.1$  в современной системе координат и  $D=189.3^\circ$ ,  $I=39,8^\circ$ , при  $K=7,5$  и  $\alpha_{95}=21.6$  в древней. Эта оценка направления промежуточной компоненты, безусловно, является очень грубой, причем не только из-за низкой кучности и высоких значений  $\alpha_{95}$ , но, также, из-за очевидного перекрытия спектра этой компоненты со спектрами других магнитных компонент и из-за крайне шумного характера самого палеомагнитного сигнала. Здесь мы упоминаем о наличии этой компоненты только для полноты описания и из-за схожести ее направления с направлением метахронных компонент, выделенных нами ранее при изучении опорного разреза ордовика в среднем течение р.Ангараы вблизи устья р. Рожкова, а также в широком возрастном спектре пород Уринского антиклинория и Восточного Присяянья (Шацилло и др., 2004; Шацилло 2005).

Этому направлению также соответствует послескладчатая компонента «С» вендских объектов рек Тойсук и Ода (см. главу 5).

В отдельных образцах встречается компонента, близкая к таковой, описанной ниже (для обнажений мошакской и чистяковской свит вблизи ск.Гребень) под названием “среднетемпературная компонента”. Эта компонента разрушается в интервале 250-600°C, имеет северо-западные склонения и умеренные наклонения (в современной и древней системах координат). В данном обнажении нам не удалось выделить эту компоненту в “чистом” виде.

И, наконец, в нескольких образцах в интервале температур 500-530°C – 680°C достаточно ясно фиксируется присутствие высокотемпературной компоненты намагниченности (рис 6.4, обр. № MN194, MN227) с преимущественно юго-юго-восточными склонениями и низкими наклонениями. Эта же компонента выделяется в одновозрастных породах из обнажений вблизи скалы Гребень, поэтому данные по высокотемпературной компоненте намагниченности образцов из этих обнажений ниже будут рассматриваться совместно.

### 3.2.2. Обнажения вблизи скалы Гребень

Качество палеомагнитного сигнала, записанного в породах чистяковской и мошакской свит из серии обнажений, расположенных вблизи скалы Гребень, немногим лучше, чем в образцах из обнажения вблизи пос. Манзя. В качестве основного отличия здесь следует отметить значительно более четко выраженное присутствие среднетемпературной компоненты, разрушающейся при температурах 250-550°C, имеющей северо-западное склонение и умеренное наклонение, а также, относительно большую долю образцов, несущих высокотемпературную компоненту. Высокотемпературная компонента практически всегда имеет максимальные блокирующие температуры вблизи точки Кюри гематита. Интервал же выделения этой компоненты и ее сохранность, вероятно, связаны со степенью развития в том

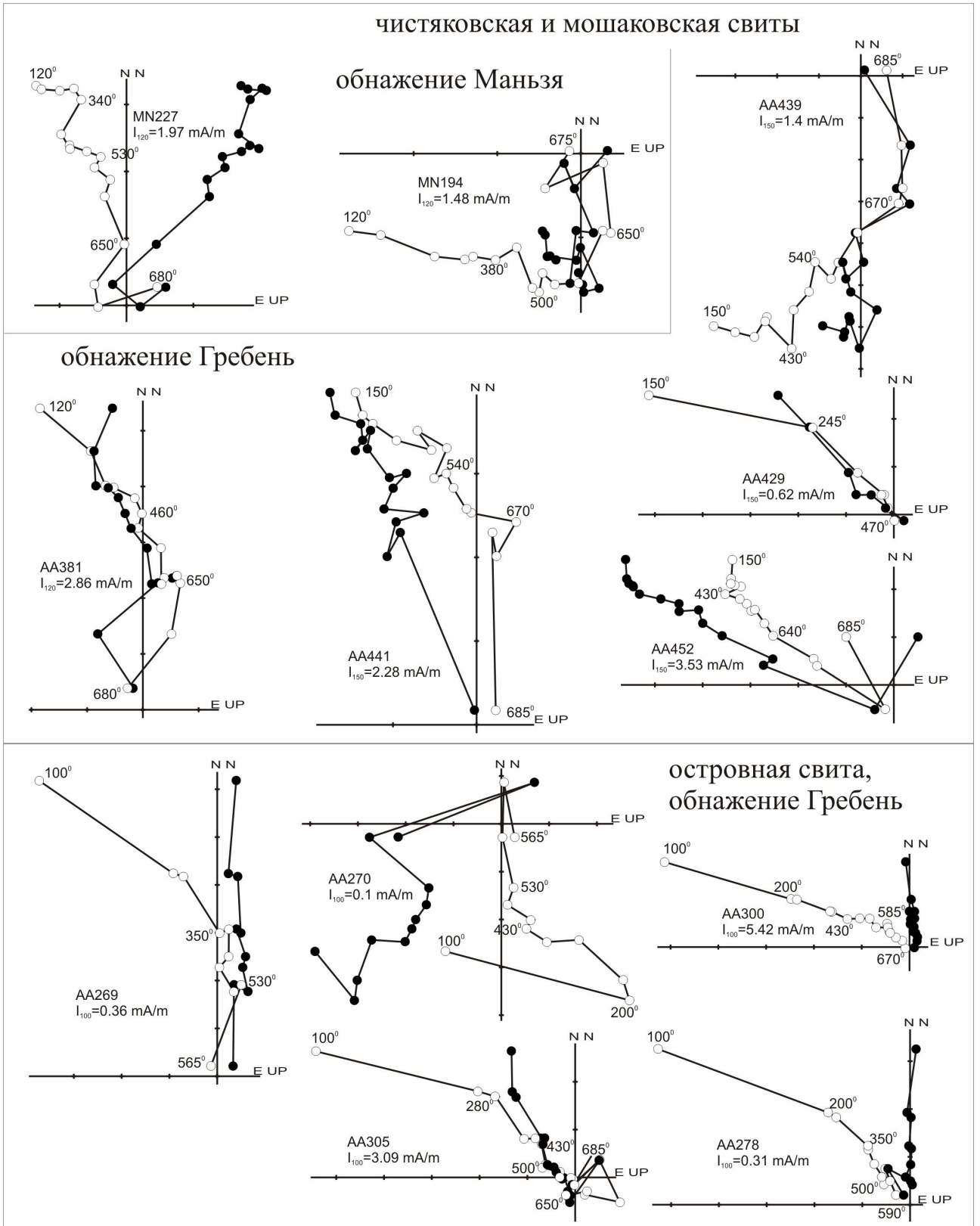


Рис 6.4 Типичные диаграммы Зийдвервельда для пород тасеевской серии и островной свиты нижнеангарских разрезов Енисейского Кряжа.

или ином образце перемагничивающих компонент – низкотемпературной современной и среднетемпературной метахронной (как это будет показано ниже). В целом, поведение ЕОН образцов из этих обнажений в процессе чистки, практически всегда можно объяснить той или иной степенью развития названных компонент и перекрытием их спектров разблокирующих температур. Несколько примеров диаграмм Зийдervельда, демонстрирующих присутствие низкотемпературной, среднетемпературной и высокотемпературной компонент приведены на (рис 6.4, обр. №АА381, АА429, АА439, АА441, АА452).

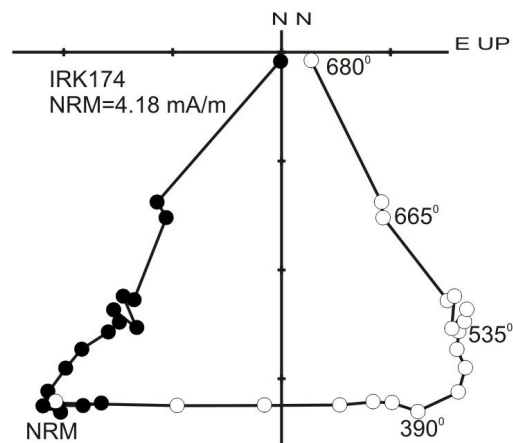
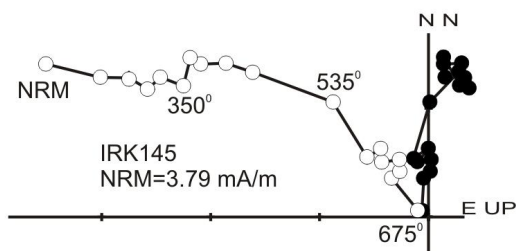
### *3.3. Редколесная свита*

#### 3.3.1. Обнажения долины р.Иркинеева

В долине р.Иркинеева нами было изучено два обнажения редколесной свиты. Одно из них, расположенное выше по реке в левом ее берегу сложено, главным образом среднезернистыми песчаниками бурого и вишневого цвета. Направления векторов ЕОН образцов из этого обнажения в процессе чистки часто изменяется нерегулярно, либо (до некоторой температуры прогрева - обычно выше 400-450°С) группируются с большим разбросом вокруг направления современного геомагнитного поля. В то же время среди изученных образцов встречаются содержащие легко интерпретируемый палеомагнитный сигнал, демонстрирующий присутствие низкотемпературной и высокотемпературной компонент намагниченности (рис 6.5, обр.№ IRK145). Первая из них почти полностью разрушается к 350-500°С и близка по направлению к современному геомагнитному полю, вторая имеет максимальные разблокирующие температуры вблизи точки Кюри гематита, северное склонение и умеренное положительное наклонение. Несколько образцов из этого обнажения содержат высокотемпературную компоненту противоположного направления.

Во втором обнажении, расположенном несколько ниже по реке в правом ее берегу, изученные породы представлены более мелкозернистыми

## редколесная свита, река Иркинеева



## редколесная свита, обнажение Гребень

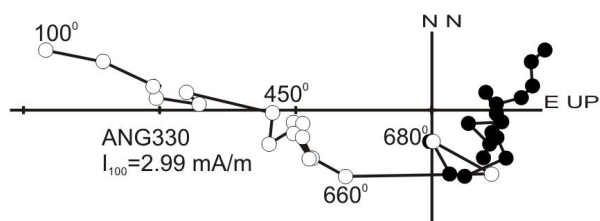
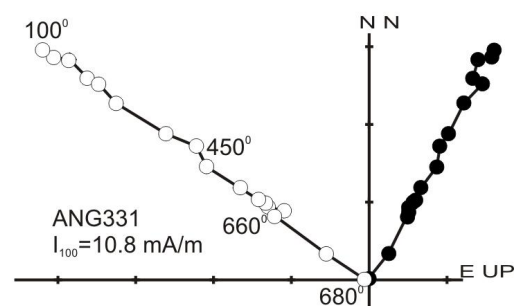
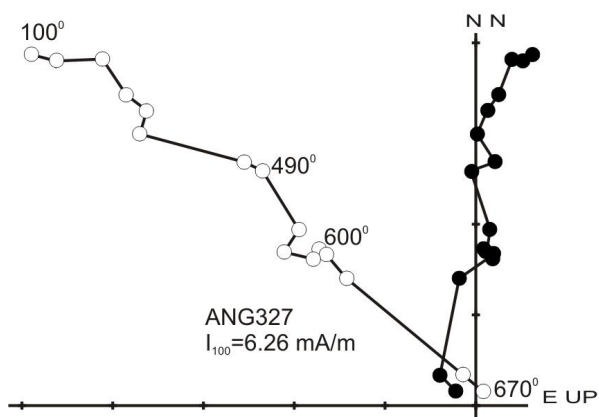


Рис 6.5 Типичные диаграммы Зийдervельда для пород редколесной свиты Енисейского Кряжа.

алевролитовыми разностями и имеют как красноватые, так и зеленоватые оттенки. Палеомагнитная запись здесь значительно более четкая. Температурная чистка недвусмысленно указывает на присутствие в этих породах также двух компонент – условно низкотемпературной, которая имеет близкое к современному полю направление, и высокотемпературной, имеющей преимущественно южные склонения и умеренные отрицательные наклонения (рис 6.5, обр. № IRK174). Первая компонента разрушается в значительной степени в интервале температур 100-400°C, однако нередки случаи, когда спектр ее разблокирующих температур тянется в значительно более высокотемпературные области и существенно перекрывается со спектром высокотемпературной компоненты. В этих случаях выделение последней становится затруднительным, а иногда и невозможным. Тем не менее, в заметном числе образцов высокотемпературная компонента вполне недвусмысленно выделяется при температурах больших 550-600°C.

### 3.3.2. Обнажения вблизи скалы Гребень

ЕОН образцов, отобранных нами в серии обнажений правого берега р.Ангара выше скалы Гребень, как правило содержит две компоненты намагниченности (рис 6.5, обр. № ANG327, ANG330) – низкотемпературную, с направлениями единичных векторов, разбросанным вокруг направления современного поля, и высокотемпературную, с максимальными блокирующими температурами 650-680°C. В ряде случаев влияние низкотемпературной компоненты невелико и, тогда, на диаграммах Зийдервельда мы видим практически одну высокотемпературную компоненту со спектром разблокирующих температур, простирающимся от 200°C до точки Кюри гематита (рис 6.5, обр. № ANG331). Встречаются также и обратные случаи, когда “низкотемпературная” компонента существенно преобладает и, даже, полностью замещает высокотемпературную компоненту вплоть до области температур выше 600°C. Высокотемпературная компонента в подавляющем большинстве случаев имеет северо-северо-восточные



склонения и умеренные положительные наклонения. Имеется только несколько примеров, когда ДЗ указывают на присутствие высокотемпературной компоненты противоположной полярности. К сожалению, в этих случаях (за единственным исключением) из-за сильного перекрытия спектров блокирующих температур, высокотемпературную компоненту выделить не удастся.

### *3.4. Островная свита*

Изученные образцы островной свиты содержат, как правило, довольно шумный палеомагнитный сигнал, который не всегда удается уверенно интерпретировать. В некоторых образцах выделяются направления, которые не повторяются в других образцах, т.е. не являются характеристическими в смысле Зийдервельда (Zijderveld, 1967). В других образцах спектры различных компонент перекрываются таким образом, что на ДЗ становится невозможным с уверенностью определить прямолинейные участки и т.п. Тем не менее, на этом, в целом неблагоприятном фоне, встречается некоторое количество образцов, несущих, хотя и шумный, но все-таки регулярный и повторяющийся в других образцах палеомагнитный сигнал. В таких образцах обычно выделяется две компоненты намагниченности – низкотемпературная (разрушается к 300-350°C) – разбросанная по направлению вокруг современного магнитного поля и древняя высокотемпературная, имеющая северные и северо-северо-восточные склонения и умеренные и низкие наклонения (максимальные блокирующие температуры вблизи 590-600°C и 680°C). Имеется также некоторое количество образцов с противоположной полярностью древней высокотемпературной намагниченности (рис 6.4, обр. № АА269, АА270, АА278, АА300). Важно отметить, и далее этот вопрос будет обсужден более подробно, что в целом, характер записи и распределение высокотемпературных компонент в породах островной свиты близки к таковым, описанным в породах мотской, иркутской и усть-тагульской свит Присаянья близких по возрасту. В части исследованных

образцов, также выделяется среднетемпературная однополярная компонента северо-западных склонений и умеренных положительных наклонений (рис 6.4, обр. № АА305), аналогичная среднетемпературной компоненте образцов мошаконской и чистяковской свит из обнажений вблизи скалы Гребень.

### *3.5. Климинская свита*

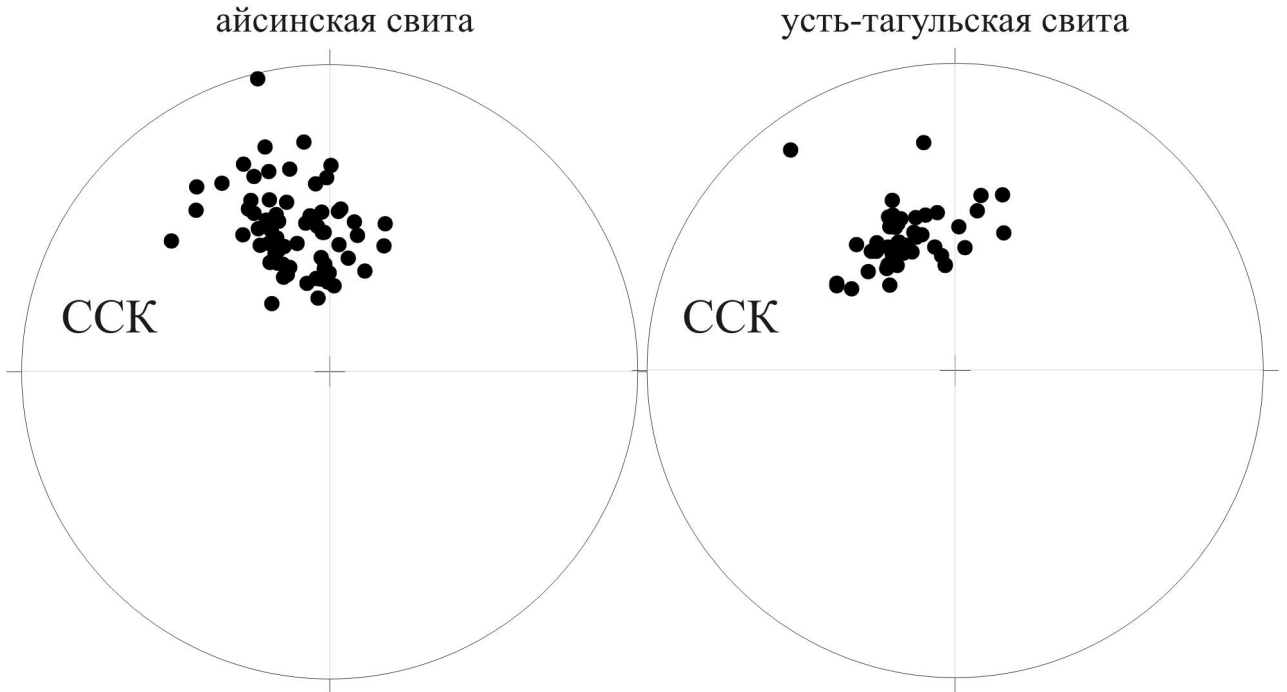
В изученных образцах климинской свиты наиболее четко и уверенно выделяется компонента (рис 6.3, обр. № TS524, TS603) с северо-западными склонениями и умеренными до низких наклонениями (в современной системе координат). Поскольку в ряде случаев эта компонента явно накладывается на более высокотемпературную компоненту мы будем называть ее среднетемпературной, хотя спектр ее блокирующих температур (начиная от 200-250°C) простирается до 600°C и более и очень часто эта компонента является единственной стабильной. Высокотемпературная компонента (рис 6.3, обр. № TS533, TS609) выделяется в 3-4 образцах и имеет северо-северо-восточные склонения и низкие наклонения (в древней системе координат).

## **Анализ палеомагнитных направлений**

### ***Высокотемпературные компоненты айсинской, чистяковской и мошаконской свит***

Высокотемпературная (НТ) компонента, выделенная в образцах айсинской свиты, образует на стереограмме два почти антиподальных кластера (рис 6.6, таблица 6.1), которые, тем не менее, имеют значимо различающиеся средние (при обращении на 180° одного из них) -  $\gamma/\gamma_{кр}=23.4/14.9$  (тест Макфаддена-МакЕлхинни, (McFadden, McElhunny, 1990)). Этот факт мог бы указывать на некоторую разновозрастность намагниченности прямой и обратной полярности.

Распределение среднетемпературных компонент Бирюсинского Присяянья



Распределение высокотемпературной и промежуточной компонент айсинской свиты



Рис 6.6 Распределение векторов компонент намагниченности айсинской (среднетемпературная, промежуточная и высокотемпературная к-ты) и усть-тагульской (среднетемпературная к-та) свит Бирюсинского Присяянья. Здесь и далее: залитые кружки - проекция на нижнюю полусферу, открытые на верхнюю; ГСК - географическая система координат; ССК - стратиграфическая система координат.

Обнажение $\varphi=55,5$ $\lambda=97,75$	N	Географическая система координат				Стратиграфическая система координат				Тест складки	
		D	I	K	alfa95	D	I	K	alfa95	DC	NFT
Высокотемпературная компонента											
bir1	5	19,9	45,3	11,6	23,5	25,0	24,4	12,8	22,2		
bir2	14	23,6	25,1	8,1	14,9	24,8	14,4	8,1	14,9		
bir7	16	349,3	30,7	24,9	7,5	359,0	12,2	25,9	7,4		
bir8	8	15,1	24,4	9,5	18,9	20,7	5,5	10,6	17,9		
Прямая полярность	12	210,7	-25,7	11,2	13,6	211,4	-14,5	11,0	13,7		
Обратная полярность	31	359,5	31,1	11,2	8,1	7,4	12,6	12,0	7,8		
СРЕДНЕЕ по сайтам	4	11,9	32,1	24,6	18,9	17,3	14,4	32,1	16,5	?	?
СРЕДНЕЕ по образцам	43	8,4	30,4	9,1	7,6	14,0	13,4	10,1	7,2		
Промежуточная компонента											
bir7-bir8 (по образцам)	14	183,9	-14,5	15,2	10,5	185,1	7,2	14,9	10,7	?	?

Таблица 6.1 Направление высокотемпературной и промежуточной компонент в обнажениях айсинской свиты.

Здесь и далее:

$\varphi$  и  $\lambda$  – географическая широта и долгота изученных объектов; N- количество образцов/сайтов; D – склонение;

I – наклонение; K – кучность; alfa95 – радиус овала доверия;

Тесты складки: DC – direction-correction fold test [Enkin, 2003]; NFT – new fold test [Шипунов, 1995].

Однако, принимая во внимание высокую зашумленность сигнала и, главным образом, сильное перекрытие спектров компонент намагниченности, очевидное при анализе ДЗ, нам представляется, что различие в средних направлениях связано именно с этими обстоятельствами.

Тест складки, выполненный как на уровне сайтов, так и на уровне образцов, дает для высокотемпературной компоненты неопределенный результат.

Для понимания времени образования НТ компоненты, выделенной нами в породах айсинской свиты Бирюсинского Присяянья, имеет смысл сравнить ее с высокотемпературной компонентой намагниченности близких по возрасту пород чистяковской и мошаковской свит Енисейского Кряжа.

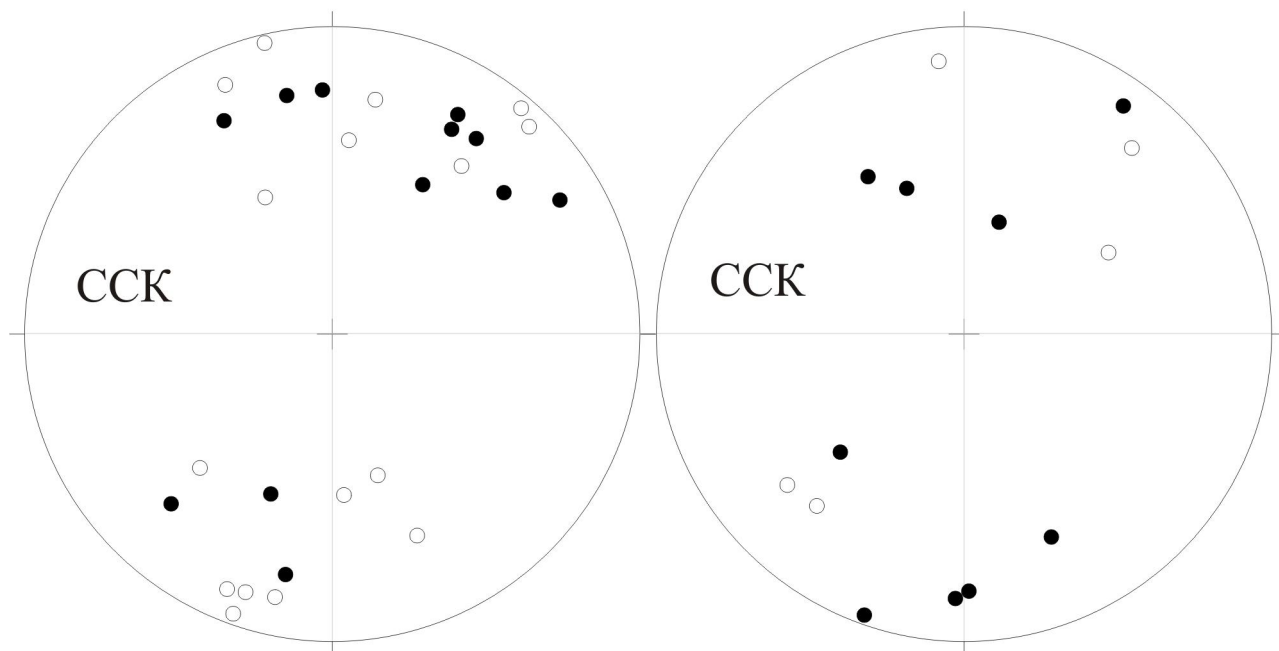
Эта компонента также имеет биполярное распределение (рис 6.7, таблица 6.2), однако в отличие от айсинской высокотемпературной компоненты, успешно проходит тест обращения ( $\gamma/\gamma_{кр}=1.8/19.9$ ). Тест складки в различных модификациях достаточно уверенно указывает на ее доскладчатый возраст (таблица 6.2). Все это дает нам основание полагать, что НТ компонента чистяковской и мошаковской свит образовалась во время или вскоре после формирования этих свит.

Палеомагнитный полюс, рассчитанный для высокотемпературной компоненты чистяковской и мошаковской свит (таблица 6.3), статистически не отличается от соответствующего полюса айсинской свиты ( $\gamma/\gamma_{кр}=6,9/8.8$ ), что, с одной стороны поддерживает сделанное выше заключение, с другой стороны, позволяет считать первичной высокотемпературную компоненту намагниченности, выделенную в айсинской свите. Важно отметить, что при сравнении соответствующих полюсов, рассчитанных исходя из направлений, полученных в современной системе координат, угловое расстояние между ними увеличивается и их различие становится значимым ( $\gamma/\gamma_{кр}=15.5/13.1$ ). Последнее означает, что тест складки, выполненный на региональном уровне, также дает положительный результат.

Распределение высокотемпературной компоненты в  
чистяковской и мошакской свитах

обнажение Гребень

обнажение Маньзя



Распределение высокотемпературной компоненты  
редколесной свиты

обнажение Гребень

р.Иркинеева

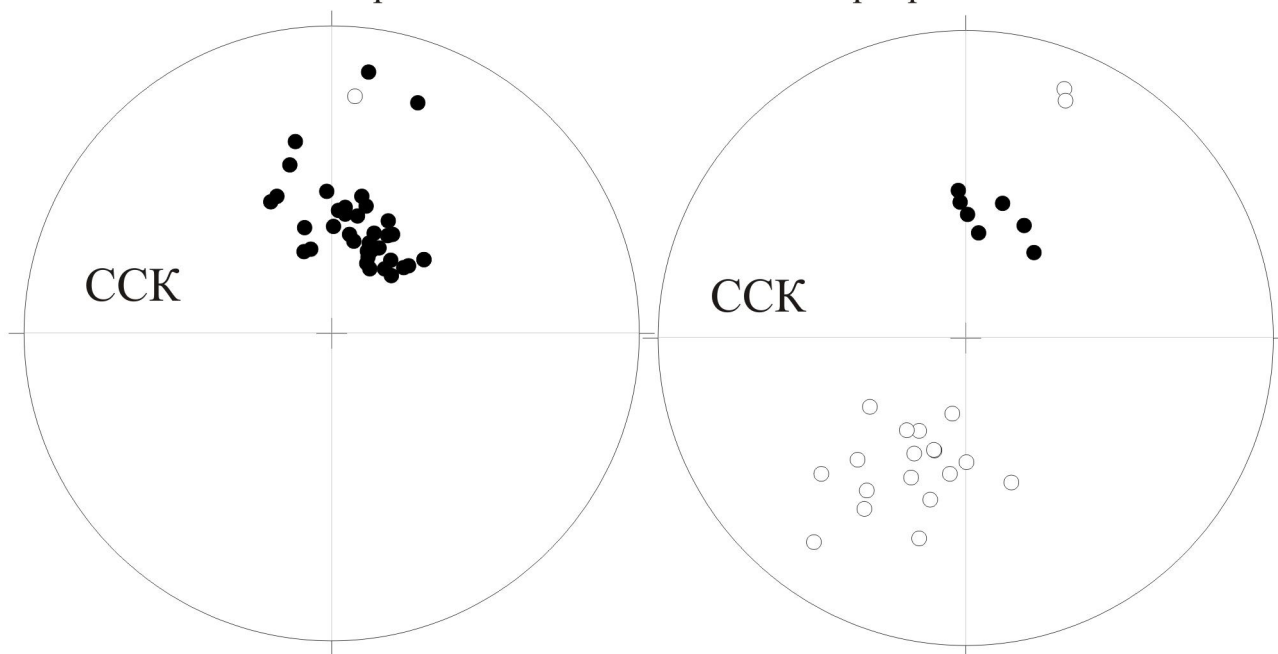


Рис 6.7 Распределение векторов высокотемпературной компоненты намагниченности в породах тасеевской серии и редколесной свиты Енисейского Кряжа.

Обнажение	Географическая система координат					Стратиграфическая система координат				Тест складки	
	N	D	I	K	alfa95	D	I	K	alfa95	DC	NFT
$\varphi=58,5 \lambda=96,2$	Обнажения Манзя										
manz1	8	18,0	-15,8	5,4	26,4	19,9	-11,0	5,4	26,3		
manz2	6	13,2	8,0	5,1	32,7	12,3	19,5	5,1	32,9		
СРЕДНЕЕ по образцам	14	15,9	-5,6	5,1	19,5	16,7	2,0	4,8	20,3	?	?
$\varphi=58,2 \lambda=95,0$	Обнажения скалы Гребень										
greb1	5	14,7	9,8	5,4	36,4	16,2	-4,2	6,7	31,8		
greb2	4	10,9	11,2	8,7	33,1	12,1	-7,8	8,7	33,1		
greb3-4	3	16,4	25,0	8,4	45,6	22,1	2,8	5,3	60,2		
greb5	3	18,1	27,6	3,8	74,5	27,4	14,7	4,6	66,0		
greb6	3	5,3	25,5	8,0	47,0	16,9	22,8	8,4	45,5		
greb7-8	5	7,5	6,1	9,4	26,3	5,5	4,0	7,9	29,1		
greb9	5	16,6	-11,7	4,0	43,6	17,1	6,1	4,0	43,6		
СРЕДНЕЕ по сайтам	7	12,7	13,5	30,2	11,2	16,7	5,5	41,7	9,5	?	?
Прямая полярность	11	190,8	-17,5	7,7	17,6	194,4	-7,9	7,7	17,5		
Обратная полярность	17	13,7	6,8	5,8	16,3	16,5	1,8	6,1	15,8		
СРЕДНЕЕ по образцам	28	12,5	11,1	6,5	11,7	15,6	4,2	6,8	11,3		
$\varphi=58,2 \lambda=95,0$	Вся тасеевская серия (обнажения мошакской и чистяковской свит Манзя и скалы Гребень)										
СРЕДНЕЕ по сайтам	9	13,4	9,6	25,4	10,4	16,6	5,2	36,5	8,6	+	?(cft+)
Прямая полярность	18	193,5	-6,2	6,3	15,0	196,0	-2,5	7,3	13,8		
Обратная полярность	24	13,8	5,4	5,3	14,3	15,9	4,3	5,3	14,3		
СРЕДНЕЕ по образцам	42	13,6	5,7	5,8	10,0	16,0	3,5	6,1	9,7	+	+

Таблица 6.2 Направление высокотемпературной компоненты в обнажениях мошакской и чистяковской свит (тасеевская серия).

Подписи к таблице см. в таблице 6.1

Объект	полюс	N	Координаты		Plat	Plong	A95 (dp/dm)	K
			φ	λ				
<b>Среднетемпературная компонента</b>								
Разрезы скалы Гребень (мошакская, чистяковская, островная свиты)	<b>GR</b>	8	58,2	95,0	-48,0**	149,1**	3,6 (2,9/4,6)	
Разрезы рек Бирюса и Тагул (айсинская и усть- тагульская свиты)	<b>BT</b>	8	55,5	97,75	-54,2**	125,7**	3,2 (2,5/4,2)	
					-54,3*	125,8*	3,2	307,3
Разрезы р.Урик (мотская и иркутская свиты) ГСК ССК	<b>UR</b>	24	52,8	101,7				
					-63,8*	122,8*	6,3	23,3
					-61,5*	121,1*	6,5	21,5
<b>Высокотемпературная компонента</b>								
Разрезы рек Бирюса и Тагул (айсинская свита)		4	55,5	97,75	-39,9**	75,1**	12,1 (8,7/16,9)	
Разрезы реки Ангары (мошакская и чистяковская свиты)		9	58,2	95,0	-32,9**	75,1**	6,1 (4,3/8,6)	
Средний (по сайтам) полюс айсинской, мошакской и чистяковской свит	<b>AT</b>	13			-35,1*	75,1*	6,3	63,0
Средний (по сайтам) полюс редколесной свиты.	<b>RDK</b>	8			-60,8*	68,1*	5,1	121,1
Средний полюс усть- тагульской, островной, мотской и шаманской свит (по образцам), компонента НТ1***	<b>НТ1</b>		58,2	95,0	-58,8**	94,3**	4,5 (3,6/5,6)	
Средний полюс усть- тагульской, островной, мотской и шаманской свит (по образцам), компонента НТ2***	<b>НТ2</b>		58,2	95,0	-29,5**	74,1**	4,5 (3,2/6,4)	

Таблица 6.3 Палеомагнитные полюсы.

\* Полюс рассчитан как средний виртуальный геомагнитный полюс.

\*\* Полюс рассчитан исходя из среднего направления компоненты намагниченности.

\*\*\* - перед расчетом полюса, направления пересчитаны на координаты ск. Гребень

N- число использованных сайтов или образцов

Plat, Plong – широта и долгота палеомагнитного полюса, φ и λ – географическая

широта и долгота изученных объектов, A95 ( dp/dm) – радиус (полуоси) 95%-го круга (овала) доверия, K – кучность.



Тест складки, выполненный для объединенной выборки, включающей палеомагнитные полюсы, рассчитанные для сайтов айсинской, мошаконской и чистяковской свит, также недвусмысленно указывает на доскладчатый возраст намагниченности.

Таким образом, полученные данные с достаточно высокой степенью уверенности указывают на то, что высокотемпературные компоненты пород айсинской, мошаконской и чистяковской свит возникли во время или вскоре после формирования этих пород.

### ***Среднетемпературная компонента намагниченности айсинской и усть-тагульской свит***

Распределение векторов среднетемпературной (МТ) компоненты намагниченности в образцах айсинской и усть-тагульской свит показано на рис 6.6. На стереограммах эти векторы образуют четкие кластеры, с кучностью заметно большей в древней (стратиграфической) системе координат, чем в географической (современной) (таблица 6.4). Оба используемых в настоящей работе теста складки (тест DC Энкина и NFT- тест Шипунова) уверенно указывают на доскладчатый возраст образования среднетемпературных компонент намагниченности айсинской и усть-тагульской свит. При сравнении по свитам направления МТ компонент статистически значимо не различаются ( $\gamma/\gamma_{кр}=5.9^\circ/6.2^\circ$ ), что указывает на то, что они образовались практически одновременно и позволяет рассматривать их совместно. Совместный (для обоих свит) анализ данных определенно указывает на доскладчатый возраст среднетемпературной компоненты.

Возраст МТ компоненты может быть определен из следующих соображений: с одной стороны он не может быть древнее немакит-далдынского (возраст усть-тагульской свиты), с другой стороны положение соответствующего палеомагнитного полюса ясно отличается от положения всех сибирских палеомагнитных полюсов начиная с амгинского (начало среднего кембрия). Таким образом, образование среднетемпературной

Обнажение	Географическая система координат					Стратиграфическая система координат				Тест складки	
	N	D	I	K	alfa95	D	I	K	alfa95	DC	NFT
$\varphi=55,5 \lambda=97,75$	айсинская свита										
bir1	20	327,2	40,7	23,6	6,9	344,3	35,8	21,4	7,2		
bir2	10	339,8	37,2	13,7	13,5	346,3	31,8	14,9	12,9		
bir7	12	315,5	42,3	16,5	11	345,3	37,2	17,9	10,5		
bir8	25	319,9	45,4	37	4,8	347,6	44,3	34,5	5		
СРЕДНЕЕ по сайтам	4	325,9	41,8	86	10	345,8	37,3	231,6	6	+	+
$\varphi=55,5 \lambda=97,75$	усть-тагульская свита										
bir3	7	315,2	50,4	30,7	11,1	338,4	44,6	32	10,8		
bir4	18	327,8	39,9	23,6	7,3	339,5	40,9	25	7,1		
bir5	9	333,6	40,9	39	8,3	337,8	38,1	37,2	8,5		
bir9	11	320,4	48,5	22,1	9,9	342,8	39	21,5	10,1		
СРЕДНЕЕ по сайтам	4	324,8	45,1	108,9	8,8	339,6	40,7	585,7	3,8	+	+
$\varphi=55,5 \lambda=97,75$	айсинская и усть-тагульская свиты										
Общее среднее по сайтам	8	325,4	43,5	106	5,4	342,8	39,0	244,9	3,5	+	+
$\varphi=52,8 \lambda=101,7$	мотская и иркутская свиты										
СРЕДНЕЕ по образцам	24	349,5	45,8	29,2	5,6	349,8	42,7	26,8	5,8	?	?

Таблица 6.4 Направление среднетемпературной компоненты в обнажениях айсинской, усть-тагульской свит (разрезы рек Бирюса и Тагул) и мотской, иркутской свит (разрез р.Урик). Подписи к таблице см. в таблице 6.1

компоненты намагниченности пород айсинской и усть-тагульской свит произошло либо в самом конце венда, либо в раннем кембрии. При этом, поскольку рассчитанный полюс лежит в непосредственной близости от тойонского палеомагнитного полюса (Gallet et al., 2003), есть основание полагать, что рассматриваемая компонента имеет тойонский возраст.

Интересно сравнить полученные нами результаты, с данными работы Е.Л. Гуревича (Гуревич, 1981), исследовавшего палеомагнетизм пород айсинской и усть-тагульской свит около четверти века назад. Изучив более трехсот образцов, Е.Л.Гуревич получил для этих свит очень близкие палеомагнитные полюсы (айсинская свита:  $Plat=-53^\circ$ ,  $Plong=116^\circ$ ,  $A95=3^\circ$ ; усть-тагульская свита:  $Plat=-56^\circ$ ,  $Plong=110^\circ$ ,  $A95=3^\circ$ ), что было им использовано, в частности, для вывода об отсутствии значительных широтных перемещений юга Сибирской платформы в позднем докембрии. Наши данные, основанные на значительно более подробной и интенсивной чистке, подтверждают существование выделенной Е.Л. Гуревичем компоненты намагниченности. При этом, однако, имеются все основания полагать, что определенное им направление отвечает выделенной нами среднетемпературной компоненте (см. табл. 6.3), которая, по всей видимости, является метакронной, хотя и образовавшейся не на много позже времени формирования, несущих ее пород.

***Среднетемпературная компонента мотской и иркутской свит разреза р.Урик (рис 6.8, таблица 6.4)***

Практически горизонтальное залегание пород в этом разрезе не позволяет с уверенностью датировать время образования среднетемпературной компоненты намагниченности относительно возраста складчатости. Однако, поскольку время дислокаций пород в разрезе р.Урик неизвестно, даже определенный результат теста складки не дал бы возможности сколько-нибудь точно привязать возраст образования среднетемпературной компоненты к шкале времени. В то же время, нельзя не обратить внимание на то, что палеомагнитный полюс, рассчитанный по этой компоненте (как в

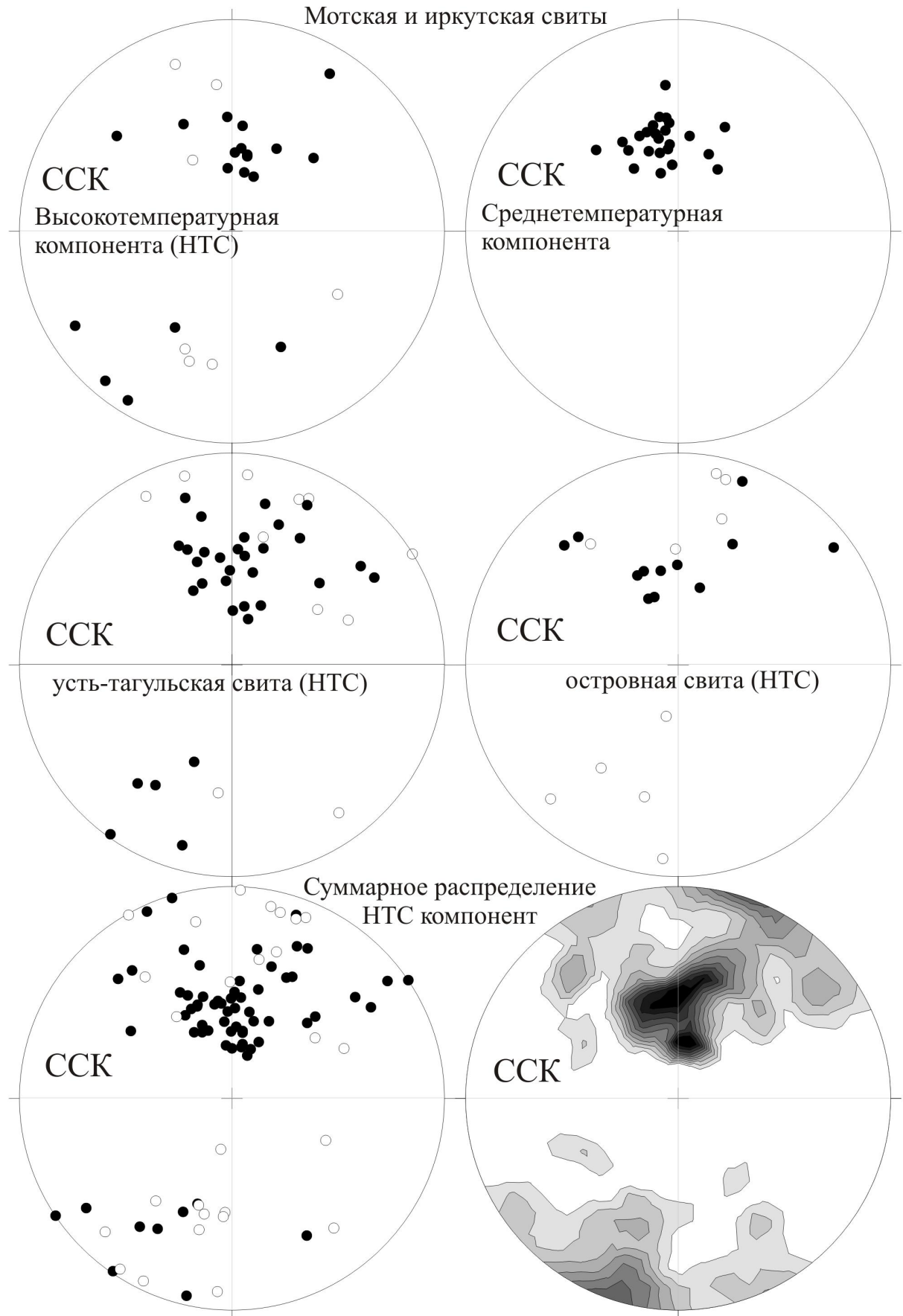


Рис 6.8 Распределение векторов высокотемпературной компоненты намагниченности в породах мотской и иркутской свит (р.Урик), усть-тагульской свиты (р.р.Бирюса, Тагул), островной свиты (р.Ангара), а также среднетемпературной компоненты Урикского разреза. Суммарная стереограмма плотности распределения осей соответствующих высокотемпературным компонентам намагниченности.

географической, так и в стратиграфической системах координат) лежит близко к полюсу среднетемпературной компоненты, выделенной нами в породах относительно недалеко расположенного района в разрезах рек Бирюсы-Тагула. Формальный тест (McFadden, McElhenny, 1990) подтверждает, что статистически различие соответствующих полюсов незначимо. Это дает нам основание предполагать, что среднетемпературная компонента мотской и иркутской свит разреза р.Урик образовалась приблизительно в то же время, что и среднетемпературная компонента Бирюсинско-Тагульских объектов.

***Среднетемпературная компонента в обнажениях мошаковской, чистяковской и островной свит района скалы Гребень Енисейского края***

Распределение векторов среднетемпературной компоненты намагниченности в обнажениях мошаковской, чистяковской (GR) и островной свит (OSTR) района скалы Гребень представлено в таблице 6.5 и на рис 6.9. Тест складки в модификации DC (Enkin, 2003), выполненный нами на уровне сайтов, указывает на доскладчатый возраст МТ компоненты. Однако при выполнении процедуры пропорционального распрямления складок при 60%-ом распрямлении на соответствующем графике наблюдается четкий максимум кучности, что может являться свидетельством синскладчатого возраста образования этой компоненты. Для проверки этой гипотезы мы дополнительно использовали тест Ватсона-Энкина (Watson and Enkin, 1993), результат которого показывает, что с 95%-ой вероятностью формирование рассматриваемой компоненты произошло в интервал времени, когда деформации исследуемых пород составляли 38.0-82.8% от наблюдаемых в настоящее время, т.е. то, что намагниченность является синскладчатой. NFT-тест Шипунова (Шипунов, 1995) уверенно подтверждает этот результат. Рассчитанный палеомагнитный полюс ложится в область, расположенную между томмотским (Pisarevsky et al., 1997) и тойонским (Gallet et al., 2003) полюсами Сибирской платформы, что позволяет нам предположить

Обнажение	Географическая система координат					Стратиграфическая система координат				Тест складки	
	N	D	I	K	alfa95	D	I	K	alfa95	DC	NFT
$\varphi=58,2$ $\lambda=95,0$	мошаконская и чистяковская свиты скалы Гребень										
GR1	5	301,6	23,9	13,5	21,6	320,7	42,8	15,2	20,3		
GR2	6	305,8	32,4	23,5	14,1	324,5	46,7	15,1	17,8		
GR3	8	320,5	42,5	29,1	10,4	343,6	57,7	23,8	11,6		
GR4	8	325,8	45,8	25,0	11,3	335,8	53,0	23,9	11,6		
GR5	8	346,2	46,9	15,5	14,5	320,5	34,8	18,1	13,4		
GR6	9	329,5	43,4	18,2	12,4	312,1	31,8	12,5	15,2		
OSTR1	18	312,3	33,2	13,0	10,0	313,7	37,5	13,7	9,7		
OSTR2	3	334,2	48,5	129,2	10,9	339,6	51,4	37,3	20,5		
Среднее по сайтам обнажения Гребень	8	320,5	40,5	31,6	10,0	324,7	45,0	42,9	8,6	+	2-компоненты или синскладчатая;
Тест на синскладчатость – пропорциональное распрямление по сайтам	Kmax=65,7 при D=322,4 и I=43,6 alfa95=6,9 при распрямлении 58,9% тест Ватсона-Энкина -38,0-82,8%										
Тест на синскладчатость – непропорциональное распрямление по сайтам (метод пересечения малых кругов)	Kmax=211,7 при D=323,2 и I=43,2 alfa95=3,7										

Таблица 6.5 Направление среднетемпературной компоненты в обнажениях скалы Гребень Енисейского кряжа.

Подписи к таблице см, в таблице 6.1

При непропорциональном распрямлении складки для расчета среднего направления по сайтам использовалась функция SFT пакета программ С,В,Шипунова “SELECT”.

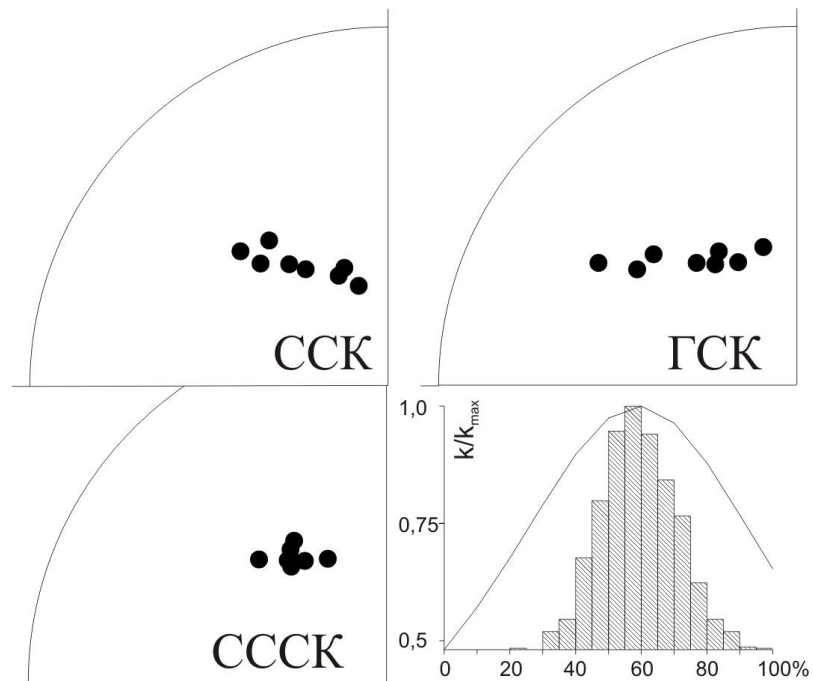


Рис 6.9 Распределение средних по сайтам для среднетемпературной компоненты тасеевской серии и островной свиты разреза Гребень Енисейского Кряжа. Пропорциональное распрямление складки и тест Ватсона Энкина для средних по сайтам.

ССК- стратиграфическая система координат, ГСК- географическая система координат, СССК- синскладчатая система координат (непропорциональное распрямление складки методом пересечения малых кругов).

раннекембрийский возраст рассматриваемой среднетемпературной компоненты.

***Промежуточная компонента намагниченности айсинской свиты***  
(рис 6.6, таблица 6.1)

К сожалению, в ходе настоящего исследования нам не удалось получить достаточно данных, чтобы судить о возрасте промежуточной компоненты, выделенной в двух бирюсинских обнажениях айсинской свиты. Более того, характер тех ДЗ, по которым эта компонента была получена таков, что мы не можем с уверенностью утверждать, что нам удалось ее выделить в “чистом” виде и что полученное среднее значение свободно от влияния других компонент намагниченности. Нам представляется возможным допустить, что промежуточная компонента является “антиподом” высокотемпературной компоненты и возникла на стадии раннего диагенеза в ходе того же процесса, при котором формировалась высокотемпературная компонента, но несколько позже и при другой полярности геомагнитного поля. Далее в работе эта компонента обсуждаться не будет.

***Высокотемпературная компонента намагниченности редколесной свиты***

Распределение направлений высокотемпературной (НТ) компоненты намагниченности в породах редколесной свиты в обнажениях реки Иркинеевой и скалы Гребень показано на (рис 6.7, таблица 6.6). Выделенная НТ компонента в обнажениях реки Иркинеевой имеет две полярности и образует на стереограмме две почти антиподальные группы векторов. Тест обращения дает положительный результат ( $\gamma/\gamma_{cr} = 11.2/13.9^\circ$ ), указывая на то, что при обращении векторов одной из этих групп, средние группы различаются статистически незначимо. Наличие антиподальных групп векторов и положительный результат теста обращения может рассматриваться, с одной стороны, как довод в пользу первичности выделенной намагниченности, с



Обнажение	Географическая система координат					Стратиграфическая система координат				Тест складки	
	N	D	I	K	alfa95	D	I	K	alfa95	DC	NFT
$\varphi= 58,6 \lambda=97,0$	Обнажения р,Иркинеева										
Irk1	8	0,6	57,4	23,5	11,7	13,8	48,0	41,8	8,7		
Irk2	17	200,5	-28,2	18,1	8,6	203,8	-39,0	18,8	8,5		
Прямая полярность	18	200,8	-30,7	15,0	9,2	204,3	-40,1	18,9	8,2		
Обратная полярность	7	358,2	54,7	23,5	12,7	11,4	46,3	45,2	9,1		
СРЕДНЕЕ по образцам	25	196,0	-37,8	12,0	8,7	200,8	-42,0	21,3	6,4	+	+
$\varphi= 58,2 \lambda=95,0$	Обнажения скалы Гребень										
RDK1-2	6	353,8	52,2	29,7	12,5	24,4	53,5	43,1	10,3		
RDK3	6	352,2	60,9	27,0	13,1	18,7	55,2	21,0	15,0		
RDK4	4	348,5	55,9	131,2	8,1	14,6	50,4	94,5	9,5		
RDK5	5	351,1	54,8	10,5	24,7	7,1	51,5	16,9	19,1		
RDK6-7	7	351,6	49,9	18,0	14,6	14,6	50,2	17,8	14,7		
RDK8-9	7	338,3	52,2	17,6	14,8	4,5	50,6	23,6	12,7		
СРЕДНЕЕ по сайтам	6	349,2	54,4	251,7	4,2	13,8	52,1	270,6	4,1	?	?
$\varphi= 58,2 \lambda=95,0$	Вся редколесная свита ( обнажения р,Иркинеевой и скалы Гребень)										
СРЕДНЕЕ по сайтам	8	355,9	52,2	38,9	9,0	15,3	50,0	146,3	4,6	+	+

Таблица 6.6 Направление высокотемпературной компоненты в обнажениях редколесной свиты.

Подписи к таблице см. в таблице 6.1

другой стороны на “чистоту” ее выделения, т.е. на отсутствие в составе выделенной в обнажениях реки Иркинеевой компоненты сколько-нибудь значительной примеси других компонент намагниченности.

К сожалению, из-за некоторых трудностей в разделении компонент намагниченности, описанных выше, это утверждение вряд ли можно распространить на породы, изученные в районе скалы Гребень. То, что угловое расстояние между средними направлениями прямой и обратной полярности, рассчитанное уже с участием направлений, выделенных по обнажениям скалы Гребень, превышает критическое значение ( $\gamma/\gamma_{cr} = 13.0/8.0^\circ$ ), подтверждает это опасение. Тем не менее, и в этом случае отклонение от антиподальности не очень большое, что позволяет надеяться, что при осреднении векторов полученная оценка направления НТ компоненты будет слабо смещена относительно ее истинного значения.

Взятые отдельно, данные по обнажениям скалы Гребень (вероятно, в силу малых вариаций элементов залегания пород) не позволяют выполнить тест складки. Однако тест складки, выполненный по иркинеевским образцам, а также по всей коллекции редколесных пород в целом, уверенно указывает на то, что НТ компонента имеет доскладчатый возраст.

Доскладчатость намагниченности, наличие антиподальных групп векторов, отличие расчетного палеомагнитного полюса (таблица 6.3) от всех известных более молодых полюсов Сибирской платформы, близость средних направлений НТ, полученных по удаленным разрезам – все это дает основание полагать, что выделенная в редколесной свите НТ компонента образовалась во время формирования пород или вскоре после.

### ***Высокотемпературные компоненты намагниченности усть-тагульской, мотской, иркутской и островной свит***

Распределения высокотемпературных компонент усть-тагульской свиты, мотской, и иркутской свит и островной свиты очень похожи (рис 6.8). Учитывая возрастную близость названных свит, эта схожесть вряд ли

является случайной, и, скорее, отражает сходную историю намагничивания рассматриваемых пород. Для того чтобы усилить систематическую составляющую этих распределений, все направления были пересчитаны на географические координаты обнажения островной свиты вблизи ручья Гремячий. Полученное суммарное распределение векторов высокотемпературной компоненты приведено на (рис 6.8). На (рис 6.8) показана стереограмма плотности распределения соответствующих осей. При анализе этих стереограмм ясно выделяется два кластера, отвечающих двум компонентам намагниченности НТ1 и НТ2. Первый, проявленный наиболее рельефно, образован векторами с северными и северо-восточными склонениями и умеренными положительными наклонениями (компонента НТ1). Второй кластер (компонента НТ2) – менее четкий, но явно существующий – включает в себя оси (направления) с северо-восточными (и юго-западными) склонениями и низкими (положительными и отрицательными) наклонениями. Названные кластеры находятся недалеко друг от друга и имеют некоторую область перекрытия. Тем не менее, распределение векторов (осей) таково, что кластеры могут быть довольно уверенно разделены. Естественной границей для такого разделения является “седловина”, ясно проявленная между кластерами на северо-востоке стереограммы плотности распределения осей. Понятно, что такое разделение является несколько условным, поскольку не позволяет исключить из первого кластера попавшие в него в результате статистического разброса векторы второго кластера и наоборот. Следствием этого должно явиться некоторое смещение рассчитанного среднего направления первого кластера в сторону второго и среднего направления второго кластера в сторону первого. Таким образом, полученные нами оценки средних должны быть несколько смещены относительно их истинных значений. Однако мы надеемся, что такое систематическое смещение не должно превышать обычной при палеомагнитных исследованиях погрешности определений направлений.

Средние направления выделенных кластеров (компонент) приведены в таблице 6.7. Тест складки указывает на доскладчатый возраст формирования обеих компонент.

***Стабильные компоненты намагниченности климинской и алешинской свит разреза р.Тасеева***

**Климинская свита**

Высокотемпературная компонента намагниченности, имеющая северо-северо-восточные склонения и низкие наклонения, близка к направлению НТ2 компоненты выделенной нами в породах усть-тагульской, островной, мотской и иркутской свит. Однако, поскольку она зафиксирована только в нескольких из почти полусотни изученных образцов климинской свиты, в настоящей работе она рассматриваться не будет и здесь упоминается только для полноты описания.

Среднетемпературная компонента намагниченности (см. таблица 6.8 и рис 6.10) согласно тестам DC и NFT имеет недвусмысленно послескладчатый возраст.

**Алешинская свита**

Векторы, отвечающие выделенным в изученных образцах наиболее стабильным высокотемпературным компонентам намагниченности, образуют довольно сложное распределение (рис 6.10, таблица 6.8). Однако, при анализе плотности распределения осей, вдоль которых направлены рассматриваемые векторы, на стереограмме в стратиграфической системе координат уверенно фиксируются по крайней мере 2 кластера – мощный юго-восточный – северо-западный и менее мощный, но достаточно четкий северо-восточный с центром в области умеренных наклонений.

Последний кластер соответствует компоненте намагниченности (назовем ее компонента С), которая имеет биполярное распределение и, согласно тестам DC и NFT, является доскладчатой.

Компонента	N	Географическая система координат				Стратиграфическая система координат				Тест складки	
		D	I	K	alfa95	D	I	K	alfa95	DC	NFT
Суммарное распределение											
HT1 среднее по образцам	45	350,6	50,8	19,2	5,0	0,4	45,6	24,0	4,4	+	+
HT2 среднее по образцам	11	197,3	-7,5	28,2	8,8	198,1	1,1	51,8	6,4	+	+
HT1 среднее по образцам островной свиты	10	353,7	42,8	22,1	10,5	357,5	44,2	20,3	11,0	?	?
HT1 среднее по образцам мотской и иркутской свит	14	0,6	51,2	29,0	7,5	5,1	49,1	31,6	7,2	+	+
HT1 среднее по образцам усть-тагульской свиты	21	341,5	53,7	17,7	7,8	358,9	43,9	21,9	7,0	?	?
HT1 среднее по районам	3	352,2	49,5	94,5	12,8	0,4	45,8	404,5	6,1	+	+

Таблица 6.7 Высокотемпературные компоненты островной свиты (скала Гребень), усть- тагульской свиты (обнажения района слияния Тагула и Бирюсы) и мотской и иркутской свит (долина р.Урик).

Подписи к таблице см. в таблице 6.1

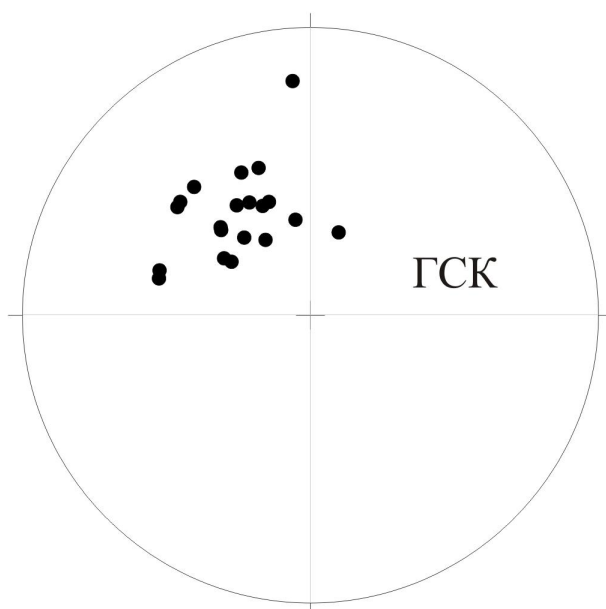
Все направления пересчитаны на координаты скалы Гребень.

Компонента	Географическая система координат					Стратиграфическая система координат				Тест складки	
	N	D	I	K	alfa95	D	I	K	alfa95	DC	NFT
$\varphi=57,8 \lambda=94,5$	алешинская свита										
A	10	5,6	73	96,5	4,9	123,8	-21,6	29,4	9,1	-	-
B	17	0,8	49,7	34,3	6,2	118,3	-0,4	25,4	7,2	-	-
C, прямая полярность	6	207,9	20,8	14,2	18,4	226,6	-30,7	30,6	12,3		
C, обратная полярность	11	21,7	-1,5	9,8	15,3	65	23,8	13,4	12,9		
C, все образцы	17	23,8	-8,4	10	11,8	58,6	26,6	14,7	9,6	+	+
Обнажение $\varphi=57,8 \lambda=94,7$	климинская свита										
KL1	4	312,6	50	24,3	19	303,3	0,7	32,5	16,4		
KL2	11	319,5	58,8	28,8	8,7	307,1	20,8	19,3	10,6		
KL3	5	336,7	42,2	19	18	325,5	31,8	20,5	17,3		
Среднее по сайтам	3	323,9	50,8	48,1	18	311,3	18	17,9	30	-	-
Среднее по образцам	20	323,3	53,3	20,7	7,4	310,5	19,7	14,6	8,8	-	-

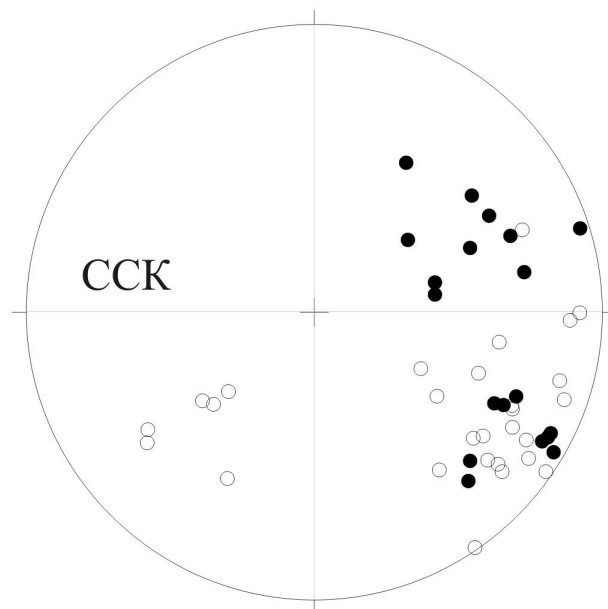
Таблица 6.8 Высокотемпературные компоненты алешинской и среднетемпературная компонента климинской свит разреза р.Тасеева.

Подписи к таблице см. в таблице 6.1

Распределение среднетемпературной  
компоненты климинской свиты



Распределение высокотемпературных  
компонент алешинской свиты



Плотность распределения высокотемпературных компонент алешинской свиты

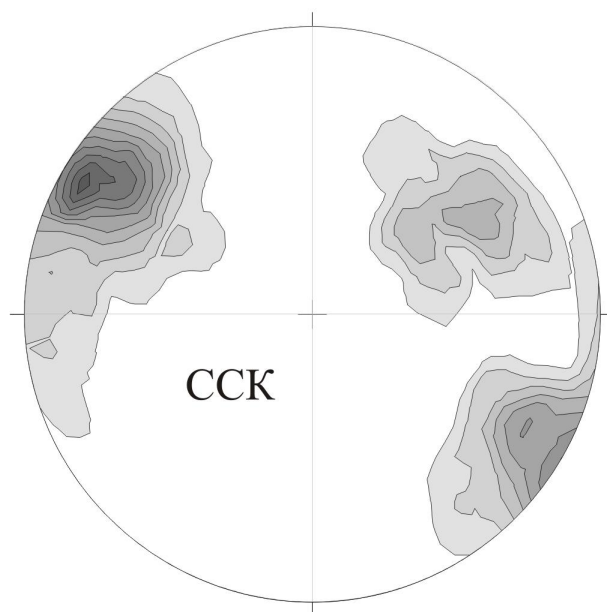
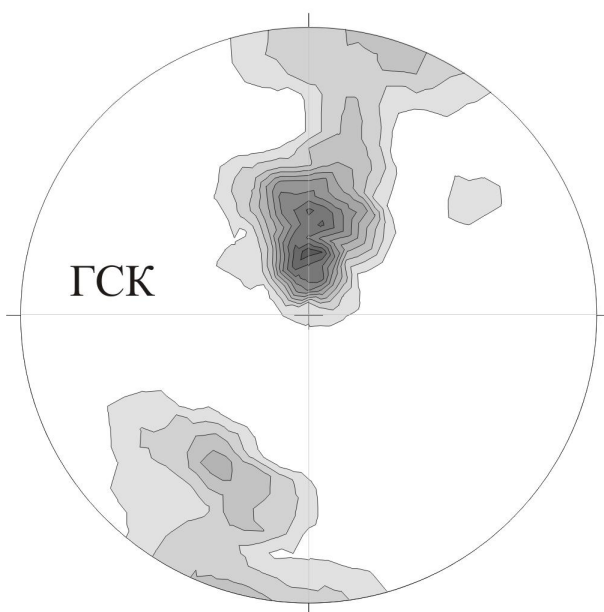


Рис 6.10 Распределение векторов компонент намагниченности в породах климинской и алешинской свит Енисейский Кряж, р.Тасеева. Стереogramмы плотности распределения осей соответствующих высокотемпературным компонентам намагниченности алешинской свиты.

На плотностных стереogramмах все оси обращены на нижнюю полусферу.

Компонента С успешно проходит по классу “С” (McFadden and McElhinny, 1990) тест обращения ( $\gamma/\gamma_{кр} = 17.7/18.9^\circ$ ), что, вместе с положительным результатом тестов складок, может рассматриваться как довод в пользу ее первичного происхождения.

Первый кластер, при внимательном рассмотрении его в географической системе координат, может быть разбит на два субкластера (см. рис 6.10), отвечающих двум разным компонентам намагниченности А (с более крутыми наклонениями) и В. Эти субкластеры и соответствующие им векторы могут быть условно разделены по “седловине”, расположенной на стереограмме между их центрами. Тест складки, выполненный после такого разделения для соответствующих совокупностей векторов в обоих случаях дает отрицательный результат, указывая на то, что компоненты А и В образовались после времени складчатости. Следует отметить, что при совместном рассмотрении векторов субкластеров А и В тесты складок не дают определенного результата. Компонента А с высокой точностью совпадает с направлением современного магнитного поля, что указывает на ее молодой возраст. Компонента В близка по направлению к высокотемпературной компоненте НТ1 островной, усть-тагульской, мотской и иркутской свит, которая, по всей видимости, является первичной, и образовалась в конце венда. В то же время прямая интерпретация компоненты В как результата перемагничивания в немакит-далдынское время сталкивается с определенными трудностями, связанными с наличием в регионе дислоцированных ниже- и, даже, позднепалеозойских толщ (вплоть до пермских). Если рассматривать этот факт как указание на то, что складчатость в рассматриваемых разрезах происходила вплоть до конца палеозоя, тогда, поскольку направление компоненты В резко дискордантно по отношению к позднепалеозойско- кайнозойскому сегменту сибирской кривой КМП, мы сталкиваемся с невозможностью объяснить наблюдаемое направление в терминах перемагничивания.



Аналогичная проблема возникает при интерпретации среднетемпературной компоненты, выделенной нами в климинской свите. Соответствующий ей полюс лежит вблизи тойонского полюса Сибирской платформы, подразумевая раннекембрийское перемагничивание. С другой стороны, если деформация пород разреза завершилась только к перми, тогда, формально говоря, возраст этой компоненты должен быть после пермский, что опять таки приводит к противоречию между наблюдаемым направлением и соответствующим сегментом КМП.

Выходом из этого противоречия могло бы быть допущение о том, что непосредственный район наших исследований был слабо подвержен послераннекембрийским деформациям. Косвенно на это указывает слабая деформированность пород средне-верхнекембрийской верхоленской (эвенкийской, согласно (Лесгафт, 1968)) свиты, образующих пологую синформу, несогласно залегающую на относительно круто залегающих породах тасевской серии и климинской свиты, а также горизонтальное залегание вблизи от района работ пород каменноугольного возраста (Лесгафт, 1968). В качестве другого возможного объяснения наблюдаемого противоречия можно рассмотреть, например, допущение о том, что наблюдаемые нами компоненты являются неразделенной смесью разновозрастных компонент намагниченности.

Ввиду того, что имеющихся на настоящий момент данных явно недостаточно для решения данного вопроса, в рамках настоящей работы мы воздерживаемся от каких-либо выводов относительно времени образования среднетемпературной компоненты климинской свиты и компоненты В алешинской свиты. Что касается компоненты С алешинской свиты, то несмотря на ее доскладчатость и положительный результат теста обращения, мы также пока воздерживаемся от утверждения об ее первичности. Эта осторожность объясняется тем фактом, что компонента С выделена пока только в одном обнажении. Для подтверждения или опровержения

первичности этой компоненты и самого факта реальности ее существования необходимы дополнительные исследования.

## Глава 7. Особенности поведения геомагнитного поля на границе докембрия и фанерозоя

В результате проведенных исследований осадочных толщ позднего венда Прибайкалья, Присаянья и Енисейского Кряжа (ушаковская, куртунская, мотская, иркутская, усть-тагульская и островная свиты), отвечающих немакит-далдынскому ярусу было установлено, что в породах этого возраста систематически встречаются два, значимо различающихся палеомагнитных направления. Перечислим основные характеристики этих направлений:

- Оба направления присутствуют в разрезах, удаленных друг от друга на расстояние десятки и сотни километров, представляющих различные области Сибирской платформы с различающейся историей геологического развития. Оба направления совместно встречаются во всех изученных объектах, что исключает возможность объяснения их существования влиянием локальной тектоники.
- Одно из этих направлений (В1 для Ю-З. Прибайкалья и В. Присаянья и НТ1 для Енисейского Кряжа, Ц. и З. Присаянья) – как правило более четкое, характеризуется средними положительными наклонениями и северными склонениями, преимущественно монополярно, определяется как доскладчатое как в объеме сайтов, так и при сравнении средних направлений по сайтам.
- Другое направление (В2 для Ю-З. Прибайкалья и В. Присаянья и НТ2 для Енисейского Кряжа, Ц. и З. Присаянья) – биполярно, характеризуется низкими наклонениями и СВ-ЮЗ склонениями. Тест складки в объемах сайтов в большинстве случаев определенного результата не дает, что, вероятно, обусловлено «шумным» палеомагнитным сигналом, однако при сравнении средних направлений по сайтам становится очевидным доскладчатый возраст намагниченности.
- В непрерывных монофациальных разрезах эти направления неоднократно сменяют друг друга, находясь в сложном сочетании. Не обнаружено какой-

либо приуроченности направлений к определенному типу пород. Данные компоненты намагниченности не зависят от магнитной минералогии пород.

- Направление В2 и НТ2 выделяется обычно как «конечное», или как промежуточное по отношению к В1 и НТ1, однако иногда наблюдаются и обратные взаимоотношения.
- Угол между полюсами, рассчитанными для этих направлений, составляет  $\sim 45^\circ$ .
- Оба направления значимо отличаются от всех известных фанерозойских полюсов Сибири, что в определенной мере указывает на докембрийский возраст их образования.

Региональное распространение описанных компонент намагниченности, их независимость от локальных геологических и тектонических факторов, доскладчатость намагниченности и значимое отличие рассчитанных полюсов от более молодых полюсов Сибирской платформы указывают на то, что данные палеомагнитные направления образовались во время или вскоре после накопления пород, то есть в позднем венде.

Наличие двух несогласующихся направлений в породах нижнего кембрия ранее уже обсуждалось (Smethurst et al., 1998; Казанский, 2002), однако при этом априорно предполагалось, что одно из этих направлений либо «случайно», либо, что касается полюсов близких к среднекембрийским полюсам Сибири, является результатом перемагничивания в среднем кембрии. Отметим здесь, что использование томмотско-атдабанского полюса Сибири «Мадагаскарской» группы (Kirschvink, Rozanov, 1984), как единственно возможного, служило аргументацией гипотезы ПТРВ (Kirschvink et al., 1997), имевшей своим следствием вывод об аномально высокой скорости перемещения полюса (литосферных плит) в раннем кембрии. В то же время такое «решение» проблемы встретило жесткую критику: гипотеза ПТРВ предполагала перемещение всей литосферной оболочки Земли относительно оси ее вращения на  $90^\circ$  градусов, то есть

угловое расстояние между палеомагнитными полюсами до и после эпизода TPW для всех континентов должно было составлять  $90^\circ$ , что в общем случае не соблюдалось (Torsvik et al., 1998; Meert, 1999).

Полученные в настоящей работе независимые результаты показывают, что в сибирских разрезах «конкурирующие» палеомагнитные направления существуют объективно и не являются артефактом лабораторной обработки.

Наиболее простым объяснением одновременного присутствия в породах двух сильно различающихся палеомагнитных направлений (как и предполагал вариант Киршвинка) может быть допущение о том, что одно из них является результатом последующего перемагничивания. Такое объяснение, возможно, было в какой-то степени небезосновательно для «Австралийских» раннекембрийских полюсов Сибири, близких к полюсам среднего кембрия. Однако, в нашем случае, такой вариант объяснения встречает определенные трудности: полюс направления В1 близок к единичному тойонскому полюсу (Gallet et al., 2003) но все же статистически значимо отличается от последнего ( $\gamma/\gamma_{кр}=12,3/13,9$ ), остальные направления (НТ1, В2, НТ2) значительно отличаются от всех послевендских направлений Сибири – то есть ни одно из них не может рассматриваться как метахронное. Даже если предположить, что немакит-далдынские и томмотские полюсы Сибири (настоящая работа; Павлов и др., 2004, и др.), располагающиеся южнее Австралии, на самом деле являются метахронными и имеют тойонский или среднекембрийский возраст, или представляют собой суперпозицию разнонаправленных и разновозрастных (в нашем случае доскладчатых!!!) компонент намагниченности, мы должны принять, что в интервале с конца эдиакария по тойон сибирский полюс должен был испытывать значительные скачкообразные возвратно-поступательные движения по траектории: полюс редколесного времени (Rdk) – полюс Киршвинка (Kir) – тойонский полюс (Gallet et al., 2003) (рис 7.1). Это означает, что помимо эпизода истинного смещения полюса (TPW), предложенного Киршвинком, должен был существовать, по крайней мере, еще один эпизод «TPW», при этом в

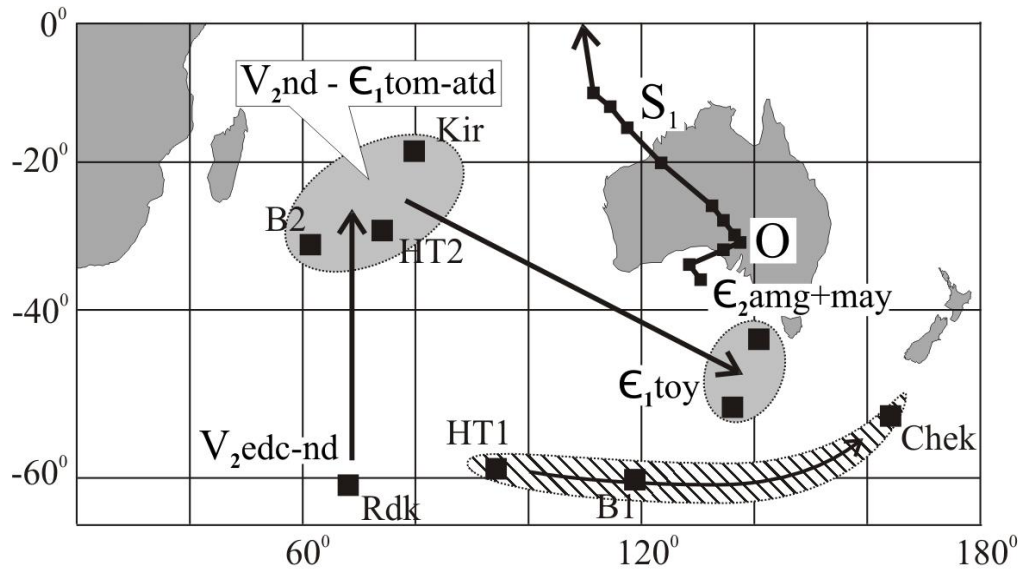


Рис 7.1 Палеомагнитные полюсы Сибири для позднего венда, раннего и среднего кембрия. Возможный вариант интерпретации. Пояснения в тексте.

Полюс “Kir” (Kirschvink, Rozanov, 1984) с поправкой на раскрытие Вилюйского рифта; полюс тойона и амгинско-майский полюс согласно (Gallet et al., 2003); полюс “Chek” для границы немакит-далдын - томмот согласно (Павлов и др., 2004); полюсы HT1, HT2, B1, B2 и Rdk - настоящая работа. Палеозойский сегмент кривой КМП Сибири согласно (Smethurst et al., 1998).

интервале ~20 млн. лет сибирский полюс сместился примерно на 100°, сначала с юга на север, а затем на северо-восток, что представляется слишком искусственным и маловероятным. Таким образом, в рамках имеющихся представлений о структуре геомагнитного поля ни гипотеза ПТРW, ни гипотеза перемагничивания не дают какого-либо, логичного объяснения наблюдаемому характеру палеомагнитной записи, то есть, вероятно, нужно искать альтернативный вариант. Возможно, объяснение этого палеомагнитного парадокса следует искать в некоторой специфике магнитного поля в конце венда – начале кембрия.

#### **Анализ мировых палеомагнитных данных для венда – раннего кембрия**

Итак, мы вынуждены признать, что наблюдаемые направления (B1, НТ1 и B2, НТ2) сформировались, вероятно, во время или вскоре после накопления пород, т.е. в немакит-далдынское время. Совместное присутствие двух несогласующихся практически одновозрастных направлений противоречит гипотезе геоцентрического осевого диполя, характеризующего «геометрию» главного магнитного поля Земли, при усреднении последнего за период времени больший  $10^4$ - $10^5$  лет. В том случае, если существование этих направлений является следствием аномального поведения магнитного поля, данное явление должно иметь планетарный масштаб и проявляться на других континентах.

Анализ мировой палеомагнитной базы данных (Pisarevsky and McElhinny, 2003; GPMDB2002 <http://dragon.ngu.no>) показывает, что наличие двух несогласующихся палеомагнитных направлений характерно не только для сибирских объектов - подобная ситуация наблюдается для позднедокембрийско – раннекембрийских образований Северной Америки, Западной Европы, Монголии и Алтая (таблица 7.1).

	№	CONT	AUTHORS	ROCKNAME	PLACE	L.AG	H.AG	DC	PLAT	PLONG	G	com	SLAT	SLONG	ROCKTYPE
1	1	North America	French,R.B., Alexander,D.H., Van der Voo,R., 1977	Intrusive Rocks	Colorado, U.S.A.	485	704	3	48.0	107.0	<b>43.8</b>	1+2	38.5	-105.5	intrusives
	2	North America	French,R.B., Alexander,D.H., Van der Voo,R., 1977	Intrusive Rocks	Colorado, U.S.A.	485	704	3	15.0	142.0			38.5	-105.5	intrusives
2	1	North America	Tanczyk,E.I., Lapointe,P., Morris,W.A., Schmidt,P.W., 1987	Sept-Iles Layered Intrusion	Quebec, Canada	535	586	3	20.0	141.0	<b>64.3</b>	1+2	50.2	-66.5	intrusives, gabbro, anorthosite
	2	North America	Tanczyk,E.I., Lapointe,P., Morris,W.A., Schmidt,P.W., 1987	Sept-Iles Dykes and Baked Contacts	Quebec, Canada	535	586	3	-44.0	134.5			50.2	-66.5	intrusives
3	1	North America	Murthy,G.S., Gower,C., Tubett,M., Patzold,R., 1992	Long Range Dykes	Labrador, Canada	613	617	4	11.6	346.0	<b>45.9</b>	1+2	53.7	-56.7	intrusives, mafic dykes
	2	North America	Murthy,G.S., Gower,C., Tubett,M., Patzold,R., 1992	Long Range Dykes	Labrador, Canada	613	617	4	35.5	29.4			53.7	-56.7	intrusives, mafic dykes
4	1	South America	D'Agrella-Filho,M.S., Pacca,I.G. 1988	Acampamento Velho Formation	Brazil	510	530	3	44.0	345.0	<b>74.8</b>	1+2	-30.5	-53.9	extrusives, rhyolites, ignimbrites
	2	South America	D'Agrella-Filho,M.S., Pacca,I.G. 1988	Acampamento Velho Formation	Brazil	510	530	3	61.0	158.0			-30.5	-53.9	extrusives, rhyolites, ignimbrites
5	1	North America	Seguin,M.K., Giasson,M.,1987	Harbour Main Group	Newfoundland, Canada	610	770	2	56.0	109.0	<b>36.2</b>	1+2	47.5	-53.0	sediments
	2	North America	Seguin,M.K., Giasson,M., 1987	Harbour Main Group	Newfoundland, Canada	610	770	2	24.0	132.0	<b>51.9</b>	1+3	47.5	-53.0	sediments
	3	North America	Seguin,M.K., Giasson,M., 1987	Harbour Main Group	Newfoundland, Canada	610	770	2	39.1	186.4	<b>48.0</b>	2+3	47.5	-53.0	sediments
6	1	Europe	Tarling,D.H., 1974	Port Askaig Formation	Scotland, U.K.	600	650	3	39.0	190.0	<b>5.1</b>	1+2	56.2	-5.8	sediments, varved siltstone
	2	Europe	Urrutia-Fucugauchi,J., Tarling,D.H., 1983	Eocambrian glacials	Garbh Eilach, Garvellach Islands, U.K.	600	650	3	35.5	194.6			56.2	-5.8	sediments, varves, limestones
7	1	Europe	Hagstrum,J.T., Van der Voo,R., Auvray,B., Bonhommet,N., 1980	Gabbro de Keralain	Armorican Massif, France	581	585	3	31.3	268.3	<b>10.5</b>	1+2	48.8	-3.1	intrusives, gabbro sill
	2	Europe	Ruffet,G., Perroud,H., Feraud,G., 1990	Keralain Diorite Stock	France	581	585	3	33.6	256.2			48.8	-3.1	intrusives, diorite
8	1	Europe	Piper,J.D.A., Strange,T.M., 1989	Eastern Uriconian Volcanics	England, U.K.	600	664	3	5.2	77.8	<b>55.3</b>	1+2	52.5	-3.0	extrusives,basalts,ande sites,rhyolites
	2	Europe	Piper,J.D.A., Strange,T.M., 1989	Eastern Uriconian Volcanics	England, U.K.	600	664	3	43.3	228.3			52.5	-3.0	extrusives,basalts,ande sites,rhyolites



	№	CONT	AUTHORS	ROCKNAME	PLACE	L.AG	H.AG	DC	PLAT	PLONG	G	com	SLAT	SLONG	ROCKTYPE
9	1	Europe	Morris,W.A., 1980	Redbeds	Carteret, France	518	545	3	20.5	148.1	<b>79.8</b>	1+2	49.7	-1.7	sediments, redbeds
	2	Europe	Perroud,H., Bonhommet,N., Robardet,M., 1982	Redbeds	Carteret, France	518	545	3	59.0	337.0			49.7	-1.7	sediments, redbeds
10	1	Europe	Piper,J.D.A., Strange,T.M., 1989	Charnian Plutons	England, U.K.	524	568	3	-41.0	286.0	<b>88.2</b>	1+2	52.8	-1.3	intrusives, diorite, tonalite
	2	Europe	Piper,J.D.A., Strange,T.M., 1989	Charnian Plutons	England, U.K.	524	568	3	46.0	253.0	<b>53.7</b>	1+3	52.8	-1.3	intrusives, diorite, tonalite
	3	Europe	Piper,J.D.A., Strange,T.M., 1989	Charnian Plutons	England, U.K.	524	568	3	72.0	204.0	<b>34.4</b>	2+3	52.8	-1.3	intrusives, diorite, tonalite
11	1	Europe	Bylund,G., Zellman,O., 1980	Sarv Nappe Dolerites	Sweden	615	715	3	16.0	274.7	<b>86.8</b>	1+2	62.6	12.9	intrusives, dolerite dykes
	2	Europe	Bylund,G., Zellman,O., 1980	Roysing Dyke	Sweden	615	715	3	15.9	176.5			62.6	12.9	intrusives, dolerite
12	1	Europe	Krs,M., Vlasimsky,P., 1976	Sediments, Bohemian Massif	Czech Republic	518	545	3	-7.1	113.6	<b>20.4</b>	1+2	49.7	14.0	sediments
	2	Europe	Bucha,V., Malkovsky,Z., Petrova,G.N., Rodionov,V.P., Roter,K., Khramov,A.N., 1976	Sadetzky beds	Barrandov, Czech Republic	518	545	3	25.5	284.3	<b>53.5</b>	1+3	49.7	14.0	sediments, sandstones
	3	Europe	Bucha,V., Malkovsky,Z., Petrova,G.N., Rodionov,V.P., Roter,K., Khramov,A.N., 1976	Sadetzky beds	Barrandov, Czech Republic	518	545	3	-36.4	260.4	<b>28.2</b>	1+4	49.7	14.0	sediments, greywacke
	4	Europe	Bucha,V., Malkovsky,Z., Petrova,G.N., Rodionov,V.P., Roter,K., Khramov,A.N., 1976	Sadetzky beds	Barrandov, Czech Republic	518	545	3	-9.4	270.6	<b>65.9</b>	2+3	49.7	14.0	sediments, sandstones, greywacke
											<b>37.4</b>	2+4			
											<b>31.4</b>	3+4			
13	1	Africa	Abdullah,A., Nairn,A.E.M., Savino,D., Sprague,K., 1984	Esh El Mellaha Dykes	Eastern Desert, Egypt	495	545	3	87.3	25.9	<b>9.0</b>	1+2	27.7	33.3	intrusives
	2	Africa	Abdullah,A., Nairn,A.E.M., Savino,D., Sprague,K., 1984	Esh El Mellaha Dykes	Eastern Desert, Egypt	495	545	3	81.6	120.8	<b>8.7</b>	1+3	27.7	33.3	intrusives
	3	Africa	Abdullah,A., Nairn,A.E.M., Savino,D., Sprague,K., 1984	Esh El Mellaha Dykes	Eastern Desert, Egypt	495	545	3	82.7	273.5	<b>15.3</b>	2+3	27.7	33.3	intrusives

№	CONT	AUTHORS	ROCKNAME	PLACE	L.AG	H.AG	DC	PLAT	PLONG	G	com	SLAT	SLONG	ROCKTYPE	
14	1	Asia	Kazansky,A. Yu., Kungurtsev,L.V., Matasova,G.G., 1996	Altai Volcanic and Sedimentary Rocks	Katun Anticlinorium, Northern Altai, Russia	505	545	2	37.0	266.0	<b>84.7</b>	1+2	51.0	86.0	extrusives, sediments
	2	Asia	Kazansky,A. Yu., Kungurtsev,L.V., Matasova,G.G., 1996	Altai Volcanic and Sedimentary Rocks	Katun Anticlinorium, Northern Altai, Russia	505	545	2	-14.4	180.2	<b>47.7</b>	1+3	51.0	86.0	extrusives, sediments
	3	Asia	Kazansky,A. Yu., Kungurtsev,L.V., Matasova,G.G., 1996	Altai Volcanic and Sedimentary Rocks	Katun Anticlinorium, Northern Altai, Russia	505	545	2	-35.6	146.2	<b>37.1</b>	2+3	51.0	86.0	extrusives, sediments
15	1	Asia	Pechersky,D.M., Didenko,A.N., 1995	Karashat Gabbro and Sediments	Karashat Massif, Southern Tuva, Russia	505	545	3	34.2	328.5	<b>83.9</b>	1+2	50.1	95.1	intrusives, gabbro, sediments
	2	Asia	Pechersky,D.M., Didenko,A.N., 1995	Karashat Gabbro and Sediments	Karashat Massif, Southern Tuva, Russia	505	545	3	22.7	230.2			50.1	95.1	intrusives, gabbro, sediments
16	1	Asia	Pechersky,D.M., Didenko,A.N., 1995	Mongolian Dykes and Pillow-Lavas	Khan-Tayshir mountains, Western Mongolia	518	545	3	-24.1	103.3	<b>52.1</b>	1+2	46.3	96.1	intrusives, diabase, extrusives, basalt
	2	Asia	Pechersky,D.M., Didenko,A.N., 1995	Khan-Tayshirskaya Suite	Khan-Tayshir mountains, Western Mongolia	518	545	3	-14.7	48.6			46.3	96.1	sediments
17	1	Australia	Schmidt,P.W., Williams,G.E., Embleton,B.J.J., 1991	Elatina Formation	South Australia	590	610	4	54.3	146.9	<b>7.1</b>	1+2	-32.4	138.0	sediments, rhythmites
	2	Australia	Embleton,B.J.J., Williams,G.E., 1986	Elatina Formation	Adelaide Geosyncline, South Australia	590	610	4	50.9	157.1			-32.4	138.0	sediments, redbeds, sandstone

Таблица 7.1 Парные несогласующиеся палеомагнитные направления в венде – раннем кембрии в мире (анализ палеомагнитной базы данных <http://dragon.ngu.no>).

№ - номера палеомагнитных определений для каждого объекта; L.AG, H.AG – наименьший и наибольший возраст формирования намагниченности; DC – индекс палеомагнитной надежности (меняется от 0 до 5 по качеству магнитных чисток); PLAT, PLONG – широта и долгота палеомагнитного полюса; G – угловое расстояние между полюсами по объектам (гамма); com – комментарий (между какими полюсами (№) рассчитывается «гамма»); SLAT, SLONG – широта и долгота объекта. Серым цветом выделены определения, «гамма» которых образует «плато» (рис 7.2).

Далее приведем критерии, по которым выявлялись данные объекты:

1. Анализировались **все** палеомагнитные определения, попадающие в интервал 650-518 млн.лет.

2. Из полученной выборки выделялись **парные определения**, полученные по одним геологическим структурам **со строго совпадающими географическими координатами** места отбора для каждой пары полюсов. Такая отбраковка позволила в какой-то степени исключить возможность влияния тектонических движений в пределах рассматриваемых геологических структур, не учет которых дал бы соответствующие ошибки при сравнении палеомагнитных направлений.

3. Далее выделялись парные палеомагнитные определения, полученные **по строго одновозрастным породам**. После проведения такой селекции рассчитывалось угловое расстояние «гамма» между парными палеомагнитными полюсами для каждого объекта.

В результате селекции было выявлено 17 объектов по которым имеется 2 – 4 палеомагнитных определения, величины «гамма» для которых охватывают практически весь спектр возможных значений от 5 до 88° (при обращении полярности), в среднем составляя ~45° (таблица 7.1). Наиболее часто наблюдаются значения «гамма» из интервала 44-55°, что иллюстрируется наличием «плато» на диаграмме (рис 7.2). Подобное «плато» существует для интервала 5 – 10° и отражает наличие пар с близкими палеомагнитными направлениями, что представляется вполне естественным. Интервалы со значениями «гамма» больше 10 и меньше 44°, а также больше 55° *могут* быть интерпретированы как смесь конкурирующих направлений в разных пропорциях (частичное перемагничивание одного направления другим, с учетом биполярности, по крайней мере, одного из них) и (или) наличием, помимо древних «первичных» компонент намагниченности, более молодых, возникших в результате последующего перемагничивания пород (рис 7.3). То есть можно сделать вывод о том, что величина 44 – 55° между несогласующимися парными венд-нижнекембрийскими полюсами является

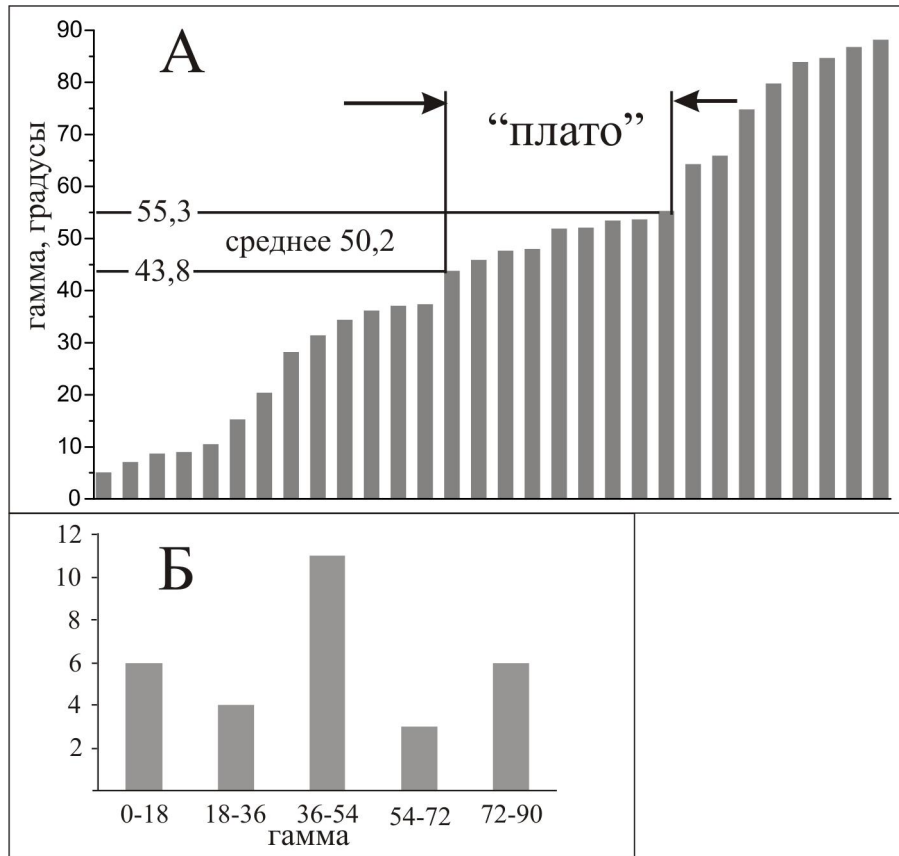


Рис 7.2 А - диаграмма значений «гамма» для парных полюсов в мире (анализ палеомагнитной базы данных).

Каждому столбцу соответствует угол между двумя направлениями;

Б гистограмма «характерных» величин гамма в мире.

Горизонтальная ось значения «гамма» с шагом 18 градусов, вертикальная ось количество парных полюсов.

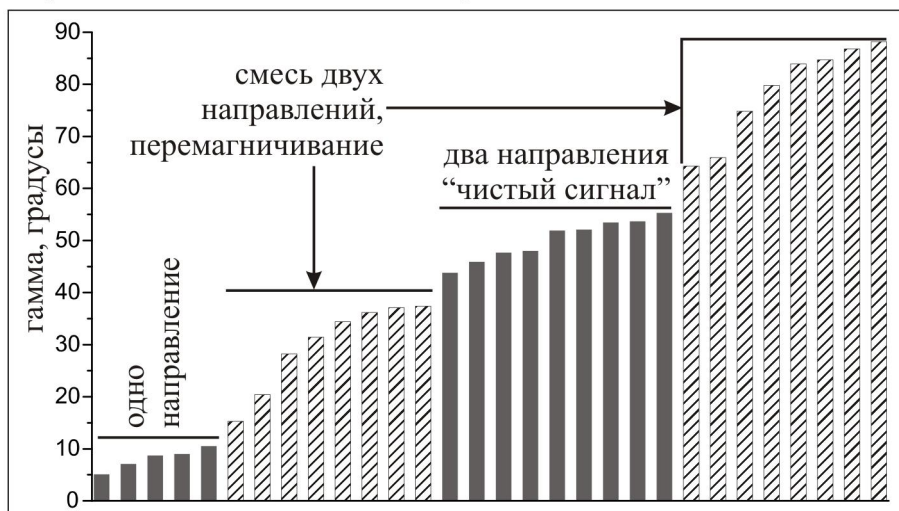


Рис 7.3 Диаграмма значений «гамма» для парных полюсов в мире (анализ палеомагнитной базы данных).

Пояснения в тексте.

характерной и наиболее часто встречающейся. Средняя величина «гамма» для «плато» составляет  $\sim 50^\circ$ .

Таким образом, для рассматриваемого временного интервала было определено 9 пар палеомагнитных полюсов с угловым расстоянием «гамма», близким к таковому для сибирских объектов (таблица 7.1). Данные определения получены по объектам, сформированным в различных геодинамических обстановках, на разных континентах и характеризующихся разным вещественным составом (осадочные, вулканические и интрузивные породы). Следует также отметить, что при использовании некоторых допущений в отбраковке палеомагнитных определений по пункту 3 (возрасты перекрываются, но не имеют точного соответствия), парных полюсов с «искомым» угловым расстоянием выявляется в полтора - два раза больше. То есть, даже достаточно тривиальная процедура тестирования, основанная на формальных критериях отбора данных, показывает, что наличие двух несогласующихся направлений в вендско-раннекембрийском интервале времени может рассматриваться как явление планетарного масштаба, отражающее, по всей видимости, аномальный характер поведения магнитного поля Земли.

В добавление к вышесказанному следует упомянуть недавно полученные новые палеомагнитные данные для переходного стратиграфического уровня от немакит-далдынского к томмотскому ярусам венда-нижнего кембрия по разрезу «Чекуровка» нижнего течения р.Лены (С-В Сибирской платформы) (Павлов и др., 2004), где снова фиксируются предположительно «первичные» моно- и биполярные несогласующиеся направления, отличные от фанерозойских, в данном случае угол между «конкурирующими» полюсами составил  $58^\circ$ .

Итак, мы имеем два палеомагнитных направления, одно из которых (B1, NT1), отвечает палеомагнитному полюсу, плавно надстраивающему вглубь времен фанерозойскую кривую кажущейся миграции полюса Сибири, а другое (B2, NT2) дает полюс, расположенный на значительном удалении от

близких по возрасту известных фанерозойских полюсов (рис 7.4). Так при сравнении полюсов для компонент В1 и В2 (здесь и далее в этой главе мы будем рассматривать эту пару полюсов, имеющую больший статистический вес для компоненты «Мадагаскарской» группы) с наиболее близким по возрасту немакит-далдынско – томмотским полюсом Сибирской платформы (Павлов и др., 2004), соответствующее угловое расстояние между полюсами оказывается равным 26 и 73°. Таким образом, исходя из принципа минимизации перемещений мы можем рассматривать компоненты В1 и В2 как отвечающие соответственно нормальному и аномальному направлениям.

Суммируя все изложенное, в качестве одного из вариантов мы предлагаем к рассмотрению следующую принципиальную модель, впервые предложенную в работе (Павлов и др., 2004), позволяющую описать «геометрию» магнитного поля Земли для венда-раннего кембрия:

Наблюдаемый характер поведения магнитного поля может быть объяснен наличием двух квазистабильных режимов его генерации, периодически сменяющих друг друга (рис 7.5). *Нормального*, преимущественно монополярного, зафиксированного в палеомагнитных направлениях **В1**, при котором центральный осевой диполь соответствовал оси вращения Земли и *аномального* которому соответствуют **В2** направления, характеризующегося частой сменой полярности и отклонением диполя на угол порядка 45 градусов от оси вращения.

### Тестирование предложенной модели

Итак, рассмотренные выше мировые палеомагнитные данные в целом не противоречат предложенной модели поведения магнитного поля. Однако, насколько надежны эти данные? Часть определений выполнена по «старой» методике и имеет низкий индекс надежности (2) (таблица 7.1), кроме того, подавляющее большинство определений получено по складчатым (герцинским и каледонским) областям, где высока вероятность проявления процессов перемагничивания, что может привести к формированию

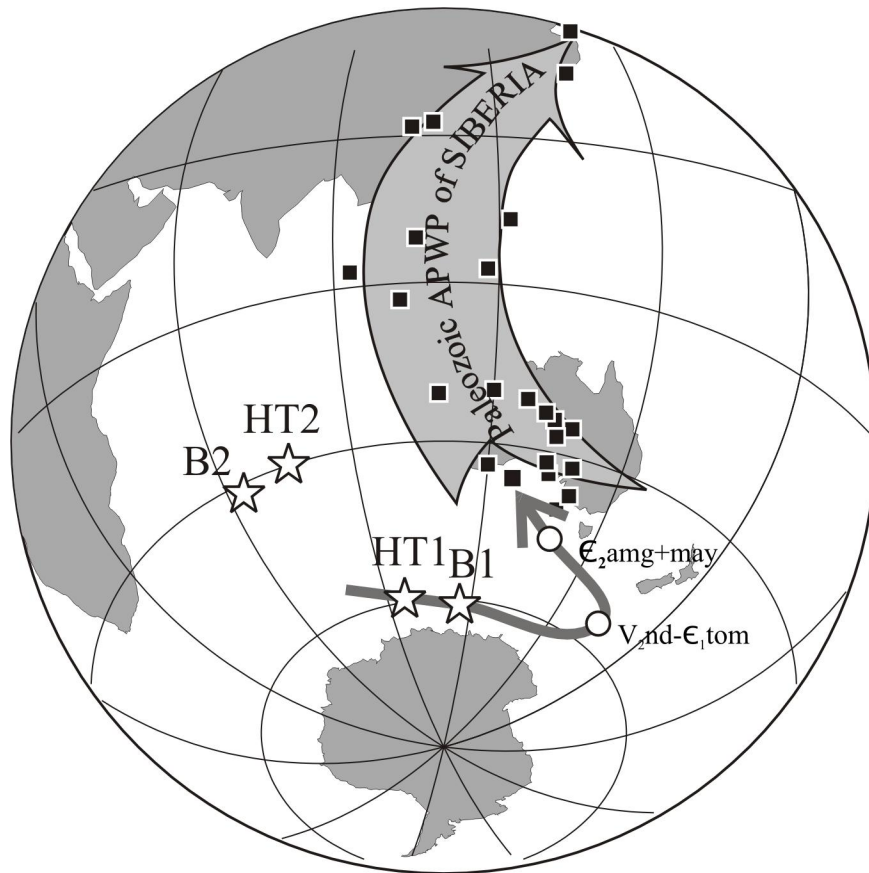


Рис 7.4 Полюсы для немакит-далдынского времени и палеозойские полюсы Сибирской платформы.

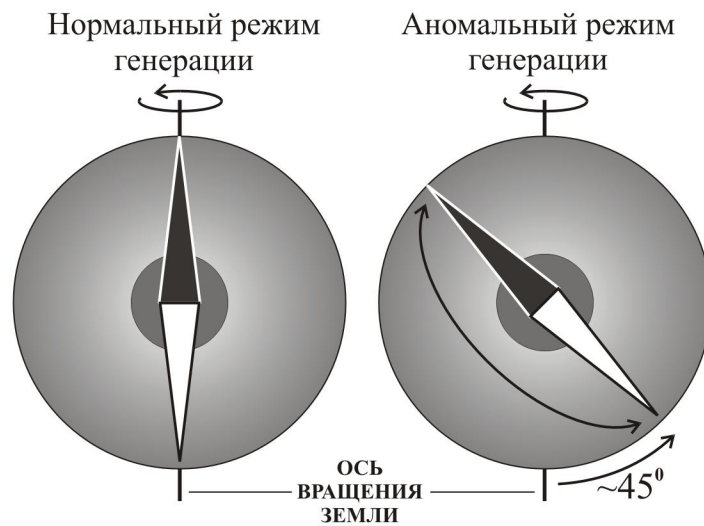


Рис 7.5 Модель поведения магнитного поля Земли в венде - раннем кембрии.

Пояснения в тексте.

«мнимых» конкурирующих направлений. При этом, такой универсальный инструмент для датирования намагниченности (перемагничивания), как кривые кажущейся миграции полюса (КМП) древних платформ, в складчатых областях имеют крайне ограниченное применение. Поэтому, вероятно, наиболее надежным способом тестирования предложенной модели, может быть анализ вендских палеомагнитных данных по древним платформам с хорошо обоснованными кривыми КМП.

*Лаврентия.* В настоящее время в мировом научном сообществе в качестве «претендента» на вендский полюс Лаврентии обсуждаются два взаимоисключающих варианта (рис 7.6, таблица 7.2), что является предметом острых дискуссий (см. например (Pisarevsky et al., 2000, 2001; Meert & Van der Voo, 2001)). Так, сторонники варианта «2» (Meert & Van der Voo, 2001) предполагают, что полюсы группы «1» являются результатом перемагничивания пород в верхнем кембрии (вследствие близости данных полюсов к основанию фанерозойской кривой КМП Лаврентии). В частности, при рассмотрении альтернативных доскладчатых и биполярных направлений вулканитов Catoclin, полюс для «Catoclin B» (группа 1) рассматривается как метакронный (верхнекембрийский), вследствие того, что для данного определения в силу конкретной геологической ситуации, в отличие от полюса «Catoclin A» (группа 2), не проведен тест обжига (Meert et al., 1994; Meert & Van der Voo, 2001) (таблица 7.2, рис 7.6). С такой позицией нельзя согласиться по двум причинам:

1. положительный тест обжига для «Catoclin A», в том виде, в каком он был проведен (Meert et al., 1994), в какой-то степени (в смысле доказательства отсутствия регионального перемагничивания) может распространяться и на «Catoclin B»;

2. полюсы для «Buckingham Volcanics» и «Long Range Dykes» (группа 1) подтверждены тестом обжига.

То есть, как и в случае с сибирскими данными, имеются основания рассматривать оба направления как первичные. Значения «гамма» для



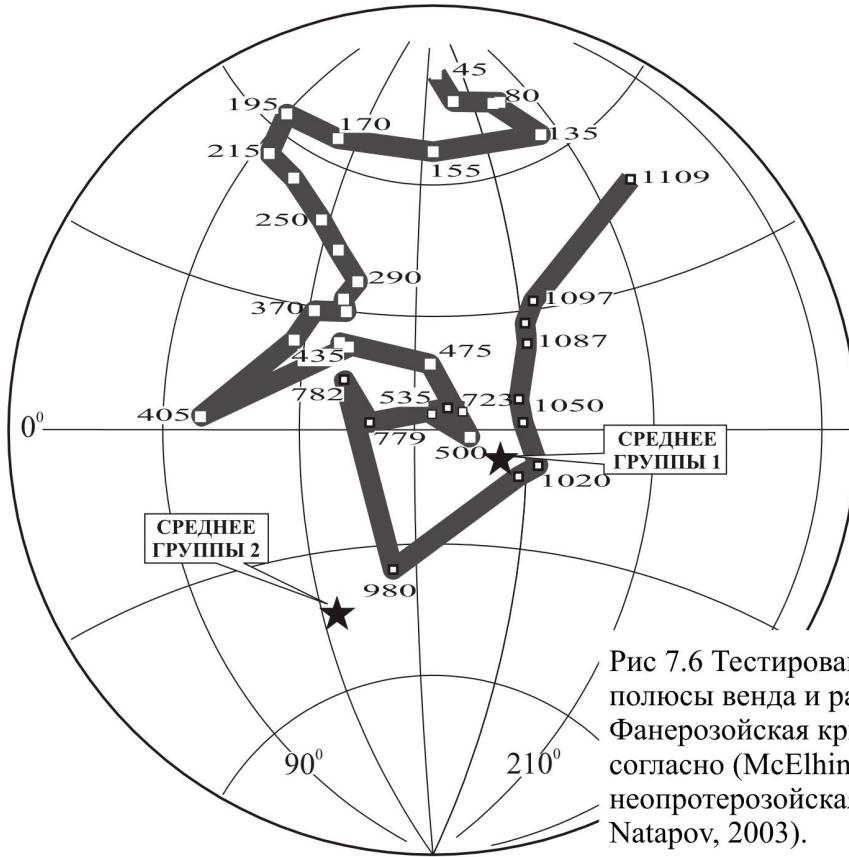


Рис 7.6 Тестирование модели: палеомагнитные полюсы венда и раннего кембрия Лаврентии. Фанерозойская кривая КМП Лаврентии согласно (McElhinny & McFadden, 2000), мезо-неопротерозойская согласно (Pisarevsky & Natapov, 2003).

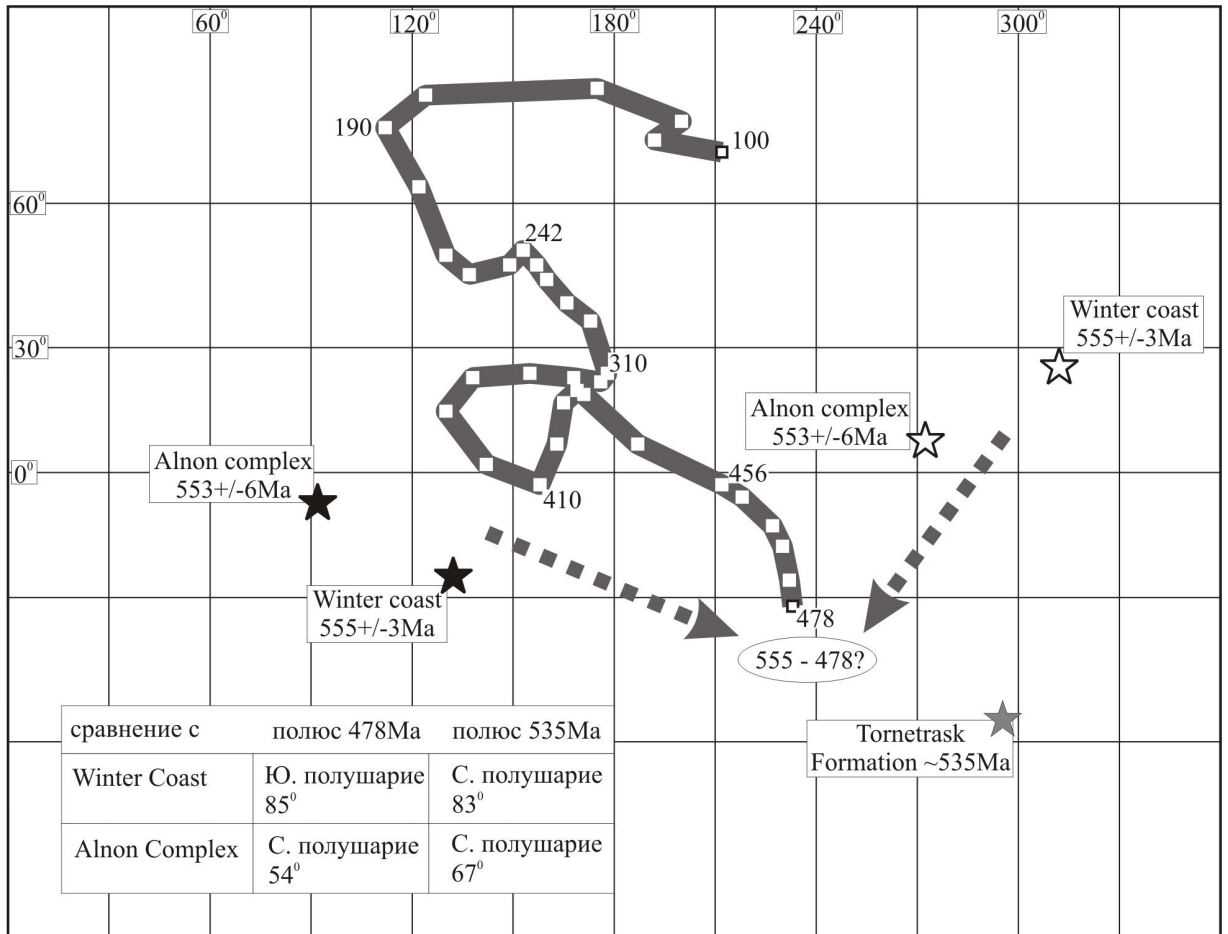


Рис 7.7 Тестирование модели: палеомагнитные полюсы венда раннего кембрия Балтики. На врезке определение полярности вендских полюсов Балтики (сравнение с ордовикским и раннекембрийским полюсами - расстояние по дуге большого круга). Фанерозойская кривая КМП Балтики согласно (Smethurst et al., 1998).

Объект	Возраст	Ф	Λ	A <sub>95</sub>	гамма	Автор
<b>ЛАВРЕНТИЯ</b>						
<u>Группа 1</u>						
1. Johnnie Formation	~550	-10,0	162,0	10,0		Van Alstine, Gillett, 1979
2. Unicoi Basalts	~550	-0,4	178,6	13,8		Brown, Van der Voo, 1982
3. Catoctin Basalts B	564±9	-3,8	183,7	13,0		Meert et al., 1994
4. Buckingham Volcanics	~550	-9,5	160,8	7,3		Dankers, Lapointe, 1981
5. Double Mer Formation	~550	-13,7	176,2	11,7		Murthy et al., 1992
6. Long Range Dykes	615±2	-11,6	166,0	18,0		Murthy et al., 1992
<u>Группа 2</u>						
Callander Complex	575±5	-46,3	121,4	3,1		Simons, Chiasson, 1991
Catoctin Basalts A	564±9	-42,0	116,7	9,0		Meert et al., 1994
Sept Iles Complex B	564±4	-44,0	134,5	5,1		Tanczyk et al., 1987
Среднее группы 1 (все)		-7,9	173,1	8,9	<b>54,5±13,5</b>	
Среднее группы 1 (4+6)*		-10,6	163,4	12,1	<b>47,8±12,7</b>	
Среднее группы 2*		-44,4	124,1	10,7		
<b>БАЛТИКА</b>						
Winter Coast	555±3	-25,3	132,2	3,0	<b>42,2±7,8</b>	Popov et al., 2002
Alnon Complex	553±6	-7,6	92,0	9,3		Piper, 1981
<b>СИБИРЬ</b>						
Средний полюс В1 компоненты*	545-530	-59,7	118,6	6,4	<b>47,4±8,8</b>	Настоящая работа
Средний полюс В2 компоненты*	545-530	-30,5	62,0	5,9		Настоящая работа
Гамма среднее = <b>48(45,8<sup>0</sup>)</b>						

Таблица 7.2 Конкурирующие вендские палеомагнитные полюсы Лаврентии, Балтики и Сибири.

Ф и Λ – широта и долгота палеомагнитного полюса; A<sub>95</sub> – радиус 95%-го круга доверия.

\* полюсы использованные при построении «абсолютной» палеорекострукции (таблица 7.3, рис 7.9)

осредненных полюсов групп 1 и 2 составляет  $55^\circ$ . Если согласиться с предположением Дж. Мирта о верхнекембрийском возрасте полюса «Catocin B» и других определений группы 1, не подтвержденных тестом обжига, и использовать для расчета среднего полюса группы 1 только «протестированные» определения по «Buckingham Volcanics» и «Long Range Dykes», соответствующее значение «гамма» будет  $49^\circ$  (таблица 7.2). Заметим здесь, что «Buckingham Volcanics» и «Long Range Dykes» имеют соответственно более молодой и более древний возраст, чем определения группы 2 (таблица 7.2).

Из рисунка 7.6 видно, что среднее для группы 1 «удачно» вписывается между неопротерозойским (Pisarevsky & Natapov, 2003) и фанерозойским (McElhinny & McFadden, 2000) сегментами КМП, что предполагает умеренные перемещения и «спокойный» дрейф Лаврентии (скорость смещения палеомагнитного полюса  $\sim 2,3$  см/год) в интервале времени 723-535 млн. лет. В то же время среднее для группы 2 лежит на значительном удалении от ближайших по возрасту более древних и более молодых полюсов. То есть выбор варианта 2 в качестве полюса венда значительно усложняет конфигурацию кривой КМП с одной стороны и предполагает относительно повышенные скорости перемещения палеомагнитного полюса Лаврентии ( $\sim 7$  см/год) с другой. Если предположить, что полюсы 1-й, и 2-й групп являются «истинными», отражающими положение оси вращения Земли и провести через них вендский сегмент КМП (Long Range Dykes (615Ma) – среднее группы 2 (570Ma) – Buckingham Volcanics ( $\sim 550$ Ma)), скорость только широтного перемещения Лаврентии в интервале 615-550Ma должна составить  $\sim 13,5$  см/год, что, учитывая данные о современной скорости движения плит (Kreemer et al., 2003), представляется маловероятным.

Поэтому, исходя из принципа минимизации перемещений, согласно нашей классификации, можно рассматривать полюсы группы 1 как «нормальные», а полюсы группы 2 как «аномальные».

*Балтика.* Для вендских образований Балтики к настоящему времени получено около 10 палеомагнитных определений (сводка определений дана в Torsvik et al., 1996; Popov et al., 2002). Как уже было показано в работе (Popov et al., 2002), все полюсы, кроме двух (таблица 7.2, рис 7.7) при определенном выборе полярности ложатся на пермо-триасовый интервал КМП Балтики (Smethurst et al., 1998). Этот факт, наряду с отсутствием тестов контакта для данных палеомагнитных определений (все они получены по магматическим породам), а также широко распространенным на территории Балтики региональным пермо-триасовым перемагничиванием, позволяет говорить о соответствующем возрасте полюсов. Полюсы «Winter Coast» (Popov et al., 2002) и «Alnon Complex» (Piper, 1981) (таблица 7.2, рис 7.7) независимо от выбора полярности находятся на удалении от кривой КМП Балтики и, в свою очередь, значительно удалены друг от друга, при этом возрасты пород, по которым получены данные определения, достаточно точно определены и совпадают в пределах погрешности. Значение гамма для «Winter Coast» и «Alnon Complex» составляет  $42^\circ$  (таблица 7.2). Проблематичным представляется определение полярности данных полюсов – наиболее обоснованным послевендским полюсом является среднеордовикский (Smethurst et al., 1998). Полученные недавно Торсвиком и Рехнстрем (Torsvik, Rehnstrom, 2001) данные по нижнекембрийским осадочным толщам Швеции (Tornetrask Formation) не подтверждены полевыми тестами, а рассчитанный полюс близок к триасовому участку КМП Балтики. При сравнении вендских полюсов как со среднеордовикским направлением, так и с полюсом по «Tornetrask Formation» (Torsvik, Rehnstrom, 2001), учитывая принцип минимизации перемещений, в качестве «нормального» полюса должен быть выбран «Alnon Complex» (рис 7.7, врезка). Однако в том случае, если полюс «Tornetrask Formation» является результатом триасового перемагничивания, между вендскими полюсами и среднеордовикским основанием кривой КМП Балтики образуется «окно» в 80 млн.лет, что делает значительно условным принцип минимизации перемещений. То есть идентификация «Alnon

Complex» и «Winter Coast» как соответственно «нормального» и «аномального» полюсов на настоящий момент представляется преждевременной.

Как видно (таблица 7.2), значения «гамма» для Лаврентии, Балтики и Сибири находятся в хорошем соответствии и совпадают в пределах доверительного интервала, таким образом, предлагаемая модель подкрепляется достаточно сильной фактической основой.

### Резюме

1. Предлагаемая модель поведения геомагнитного поля является, прежде всего, попыткой объяснения наблюдаемой палеомагнитной записи, содержащейся в породах позднего венда Сибирской платформы, и (пока) не имеет под собой «физической» основы, автор несколько не пытается ее «абсолютизировать» – другим возможным объяснением наблюдаемого феномена может быть, например, предположение о значительном вкладе недипольных составляющих в геомагнитное поле границы докембрия и фанерозоя. Так или иначе, проведенный анализ мировых палеомагнитных данных убедительно показывает, что «проблемы» в палеомагнитной записи и, соответственно, в ее интерпретации характерны не только для Сибирских объектов и, говоря языком теории вероятностей, являются «достоверным событием».

2. Полученные данные по позднему венду Сибири находятся в резком противоречии с гипотезой ПТРВ Дж.Киршвинка, так как, с одной стороны, под удар ставится априорное предположение о метахронности венд-раннекембрийских полюсов «Австралийской» группы, с другой же стороны, в случае принятия столь экзотического варианта перемагничивания, помимо эпизода истинного смещения полюса, предложенного Киршвинком, мы должны предполагать существование еще одного эпизода ТРВ, подразумевающего: а) аномально высокие скорости и «скачкообразность» перемещения Сибири в позднем венде – раннем кембрии и б) значительное

усложнение соответствующего сегмента КМП. Таким образом, использование для построения сибирской кривой КМП томмот-атдабанского определения Киршвинка (Kirschvink, Rozanov, 1984), а также полученных в данной работе немакит-далдынских полюсов В2 и НТ2, на настоящий момент представляется недостаточно обоснованным.

3. Предлагаемая модель поведения геомагнитного поля может рассматриваться как (здоровая) альтернатива к (не менее фантастической) гипотезе ШТРВ.

### **Тектоническое приложение к модели или**

#### **«Расстояние между Чикаго и Мирным 540 млн. лет назад»**

Проблема определения долготных расстояний между континентальными блоками при построении палеотектонических реконструкций по палеомагнитным данным издавна стояла перед палеомагнитологами и на сегодняшний день, увы, остается не решенной. В классическом варианте, исходя из значений склонения и наклонения, фиксированных в породах определенного возраста в точке с известными координатами, мы можем узнать палеошироту данной точки и палеомеридиан (т.е. направление на север) на время образования намагниченности, соответствующее, в благоприятном случае, возрасту пород. Соответственно при оценке кинематики континентальных блоков в геологическом прошлом мы вправе рассматривать только их широтные перемещения и вращения в горизонтальной плоскости, долготный же дрейф и тем более «строгое» долготное положение остаются неизвестными, что предопределяет многовариантность палеореконовструкций.

***В том случае, если предлагаемая модель верна,*** имеющиеся палеомагнитные данные по «нормальным» и «аномальным» палеомагнитным направлениям Сибирской платформы и других древних кратонов можно использовать для построения «абсолютных» палеотектонических реконструкций.

Для континентального блока, нормальный и аномальный палеомагнитные полюсы которого известны, мы можем построить «жесткий» сферический треугольник с вершинами 1- нормальный полюс (N), 2- аномальный полюс (A), 3- какая либо географическая точка (G), принадлежащая данному блоку (в современных координатах), любые из сторон и углов которого известны и определяются по законам сферической геометрии. Путем поворота сферического треугольника вокруг Эйлеровского полюса по дуге большого круга, проходящей через нормальный и географический полюсы, до их совмещения мы переводим все вершины треугольника в их палеоширотное положение на время образования намагниченности (рис 7.8 А). Далее «развернутые» сферические треугольники, полученные для двух кратонов, мы вращаем относительно географического полюса до совмещения аномальных полюсов (рис 7.8 Б). Таким образом, в результате проведенных операций мы приводим заданные географические точки двух блоков в единственно возможное взаимное положение на время образования намагниченности с известной долготной разницей и широтой (рис 7.8 Б).

По предложенному алгоритму была сделана «абсолютная» реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии для конца венда (рис 7.9). Расчет палеоширот и долготного расстояния между рассматриваемыми кратонами представлен в таблице 7.3.

Как видно из рисунка 7.9, в конце венда Сибирь и Лаврентия находились в субтропических и тропических широтах южного полушария. Сибирь была развернута к северу своей южной окраиной и находилась к востоку от Лаврентии, что и предполагается в большинстве палеореконструкций для венда – кембрия. Согласно расчетам, расстояние между референтными точками (Чикаго и Мирный) в конце венда должно было составлять 11284км. Пространство (вероятно океаническое), разделяющее эти кратоны, представлявшее собой северную ветвь Япетуса, по ширине не уступало и даже превосходило современную Атлантику, что пока еще не было отражено ни в одной из палеотектонических реконструкций (см. например Meert, 2001).

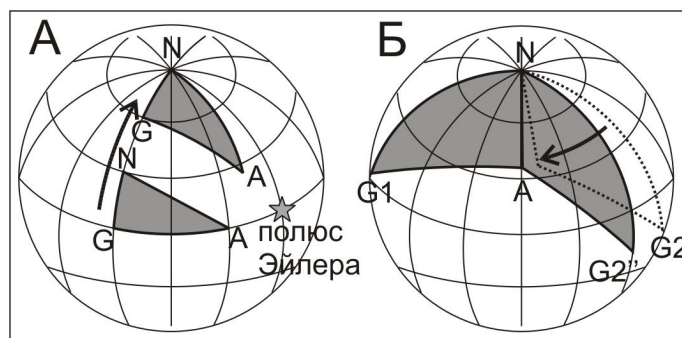


Рис 7.8 Принцип построения “абсолютной” палеорекострукции.  
Пояснения в тексте.

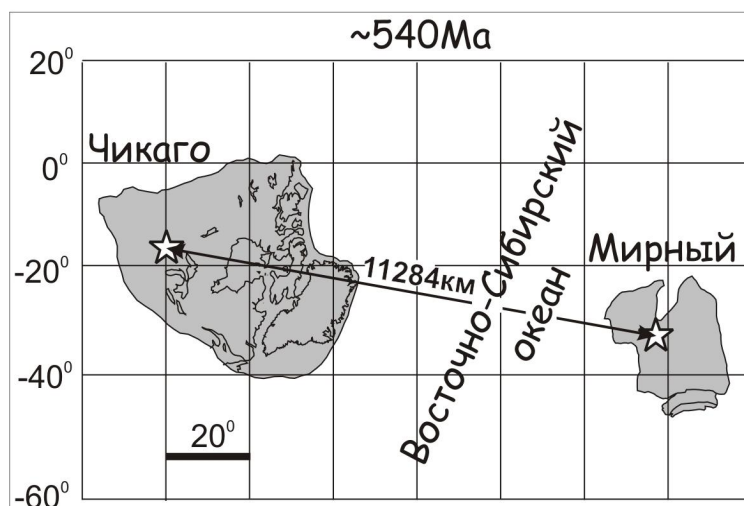


Рис 7.9 “Абсолютная” палеорекострукция для Сибири и Лаврентии для позднего венда.



Кратон	Референтная точка	Координаты референтной точки		Палеомагнитные полюсы				Эйлеровский полюс		
		φ	λ	Нормальный		Аномальный		Φ	Λ	поворот
				Φ <sub>n</sub>	Λ <sub>n</sub>	Φ <sub>a</sub>	Λ <sub>a</sub>			
Лаврентия	Чикаго	42,0	265,7	-10,6	163,4	-44,4	124,1			
Сибирь	Мирный	62,5	114,0	-59,7	118,6	-30,5	62,0			
Шаг1 Перевод в палеоширотное положение на время образования намагниченности										
		φ <sub>1</sub>	λ <sub>1</sub>	Φ <sub>n1</sub>	Λ <sub>n1</sub>	Φ <sub>a1</sub>	Λ <sub>a1</sub>	эква- тор	Λ <sub>n</sub> - 90°	Φ <sub>n</sub> -90°
Лаврентия	Чикаго	<b>-16,8</b>	<b>294,3</b>	90	84,7	42,2	125,7	0	73,4	100,6пр.час ст.
Сибирь	Мирный	-32,3	301,1	90	28,6	42,7	16,6	0	28,6	149,7пр.час ст.
Шаг2 Перевод в относительное долготное положение на время образования намагниченности (совмещение аномальных полюсов шага 1)										
		φ <sub>2</sub>	λ <sub>2</sub>	Φ <sub>n2</sub>	Λ <sub>n2</sub>	Φ <sub>a2</sub>	Λ <sub>a2</sub>	северный полюс	Δ(Λ <sub>a1</sub> <sub>ЛаврСиб</sub> )	
Сибирь	Мирный	<b>-32,3</b>	<b>50,2</b>	90	137,7	42,7	125,7	90	0	109,1 пр.час ст.
Расстояние по дуге большого круга от «палеоЧикаго» до «палеоМирного» 101,5° (11284 км)										

Таблица 7.3 Расчет палеоширот и долготной разницы между Сибирью и Лаврентией.

φ и Φ – широта, λ и Λ – долгота

Палеомагнитные полюсы Сибири и Лаврентии, использованные при расчете представлены в таблице 7.2.

Такая крупная тектоническая единица, заложившаяся предположительно в результате рифтинга между Сибирью и Лаврентией при распаде суперконтинента Родиния, заслуживает собственного названия, и мы предлагаем для нее имя «Восточно-Сибирский океан».

## Глава 8. Венд-раннекембрийский сегмент кривой кажущейся миграции полюса Сибирской платформы

### Оценка надежности полученных результатов

Прежде чем приступить к интерпретации полученных данных, попытаемся оценить степень их надежности. Как уже отмечалось (глава 2), для выполнения такой оценки в практике палеомагнитологии предложено несколько формальных схем. Для оценки результатов, полученных в настоящей работе применим схему Ван дер Ву (Van der Voo, 1993), в которой, в зависимости от того, отвечает или нет данное палеомагнитное определение последовательно рассматриваемым критериям, оно получает оценку  $Q_v$  по семибальной шкале. Чем выше оценка, тем выше надежность палеомагнитного определения. Отметим, при этом, что используемая схема предназначена для оценки надежности палеомагнитных полюсов, полученных (как ожидается при тестировании) по первичной намагниченности, т.е. по намагниченности образовавшейся во время формирования исследуемых пород или вскоре после этого. В нашем случае это:

1. Полюс айсинской, чистяковской и мошаконской свит. Поскольку, согласно (Кочнев, 2002; Советов, 2002а,б; Sovetov, 2002) эти свиты близки по возрасту, а их палеомагнитные полюсы статистически не различаются, мы будем рассматривать их общий палеомагнитный полюс (таблица 8.1 полюс 11), полученный при осреднении данных по всем информативным обнажениям (сайтам).

2. Полюс, полученный по продажам редколесной свиты (таблица 8.1 полюс 10).

3. Полюс компоненты “НТ1” островной, усть-тагульской, мотской и иркутской свит Енисейского Кряжа, Центрального и Бирюсинского Присяянья (таблица 8.1 полюс 9).

Таблица 8.1 Рассчитанные палеомагнитные полюсы.

Объект	свита	возраст пород	№	Ф	Λ	A95 dp/dm
Полюсы послескладчатых метакронных компонент						
р.Тасева φ=57,8 λ=94,7 (по образцам)	климинская	Є <sub>1</sub> atd	1	-55,7	156,5	7,1/10,3
Средний для А-комп. Ю-3 Прибайкалья и В.Присяня (по сайтам)	куртунская, мотская- иркутская	V <sub>2</sub> nd	2	-73,7	134,4	7,5
р.Тасева φ=57,8 λ=94,5 (по образцам)	алешинская	V <sub>1</sub> -V <sub>2</sub> edc	3	-62,7	93,0	5,5/8,3
Полюс синскладчатой метакронной компоненты Енисейского Кряжа						
р.Ангара (обн,Гребень) φ=58,2 λ=95,0 (по сайтам)	чистяковская, мошакская и островная	V <sub>2</sub> edc - V <sub>2</sub> nd	4	-48,0	149,1	3,6
Полюс метакронной компоненты Центрального Присяня						
р.Урик если послескладчатая φ=52,8 λ=101,7 если доскладчатая (по образцам)	мотская и иркутская	V <sub>2</sub> nd	5.1	-63,8	122,8	6,3
			5.2	-61,5	121,1	6,5
Полюс метакронной компоненты Восточного Присяня (компонента «А2»)						
р.Ода если послескладчатая φ=52,3 λ=103,6 если доскладчатая (по образцам)	мотская- иркутская	V <sub>2</sub> nd	6.1	-45,1	164,6	4,3
			6.2	-44,7	168,4	4,6
Полюс доскладчатой метакронной компоненты Бирюсинского Присяня						
р.Бирюса, Тагул φ=55,5 λ=97,75 (по сайтам)	айсинская и усть-тагульская	V <sub>2</sub> edc - V <sub>2</sub> nd	7	-54,2	125,7	3,2
Полюсы первичных компонент намагниченности						
Средний для В1-комп. Ю-3 Прибайкалья и В.Присяня для φ=52,7 λ=105,8 (по сайтам)	ушакская куртунская, мотская- иркутская	V <sub>2</sub> nd	8	-59,7	118,6	6,4
Средний для НТ1-комп. Ц., Бир.Присяня и Ен.Кряжа для φ=58,2 λ=95,0 (по сайтам)	мотская, иркутская, усть-тагульская, островная	V <sub>2</sub> nd	9	-59,0	94,3	5,0/7,8
р.р.Ангара, Иркинеева для φ=58,2 λ=95,0 (по сайтам)	редколесная	V <sub>2</sub> edc-nd	10	-60,8	68,1	5,1
Средний виртуальный полюс для Бир.Присяня и Ен.Кряжа для φ=58,2 λ=95,0	айсинская, чистяковская, мошакская	V <sub>2</sub> edc	11	-35,1	75,1	6,3
р.Тасева φ=57,8 λ=94,5 (по образцам)	алешинская	V <sub>1</sub> -V <sub>2</sub> edc	12	-28,3	24,3	5,6/10,4

φ, λ - широта и долгота объекта; Ф, Λ - широта и долгота палеомагнитного полюса; A95, dp/dm - радиус овала доверия, полуоси овала доверия

4. Полюс компоненты “В1” ушаковской, куртунской, мотской и иркутской свит Юго-западного Прибайкалья и Восточного Присяянья (таблица 8.1 полюс 8).

Исходя из соображений, изложенных в главе 7 (см.), полюсы компонент НТ2 и В2 Енисейского Кряжа, Ю-3 Прибайкалья и Присяянья использоваться в дальнейшей интерпретации при построении вендского сегмента КМП Сибири не будут, поэтому далее они не рассматриваются. Полюс биполярной и доскладчатой компоненты С алешинской свиты Енисейского Кряжа (таблица 8.1 полюс 12) мы рассматриваем пока как предварительный, поскольку он получен только по одному обнажению и нуждается в заверке.

Попробуем оценить надежность наших результатов по схеме Ван дер Ву (см таблица 8.2).

*1. Возраст исследуемых пород достаточно хорошо определен.*

Современные оценки времени формирования пород айсинской свиты, а также чистяковской и мошаковской свит тасеевской серии основываются на единичных палеонтологических находках (Советов, Комлев, 2005), а убедительные геохронологические данные по этим образованиям отсутствуют. Сопоставление данных стратиграфических единиц базируется, главным образом, на историко-геологическом подходе и межрайонных корреляциях. Вопрос о том, соответствуют ли эти толщи венду или верхам байкалия (позднего рифея) до последнего времени оставался дискуссионным, только недавно стали появляться материалы, указывающие на их поздневендский (эдиакарский возраст) (Советов, 2002а,б; Sovetov, 2002; Советов, Комлев, 2005). И хотя, для дальнейшего обсуждения предфанерозойского тренда КМП Сибирской платформы не имеет принципиального значения, являются рассматриваемые толщи позднебайкальскими или вендскими, мы принимаем для полюса 11 по первому критерию оценку 0.

Полюс	свита	Критерий							Qv
		1	2	3	4	5	6	7	
8	ушаковская, куртунская, мотская, иркутская	1	1	1	1	1	0	1	<b>6</b>
9	островная, усть-тагульская, мотская, иркутская	1	1	1	1	1	0	1	<b>6</b>
10	редколесная	1	1	1	1	1	1	1	<b>7</b>
11	айсинская, чистяковская, мошакская	0	1	1	1	1	1	1	<b>6</b>

Таблица 8.2 Оценка надежности полученных результатов по схеме Ван дер Ву (Van der Voo, 1993)

Пояснения в тексте.

Номера полюсов соответствуют номерам в таблице 8.1 и на рисунке 8.1

Что касается полюсов 8, 9 и 10, то возраст пород, по которым они получены всеми исследователями трактуется как вендский и, более того, находки фауны и данные хемотратиграфии (Чечель, 1976; Хоментовский и др., 1972, 1998) подтверждают, что они формировались в интервале от позднего эдиакария до начала томмота. Это позволяет поставить данным полюсам оценку 1 по первому критерию.

1. *Результат основывается на более чем 24 образцах, при этом кучность векторов больше 10 и величина угла доверия меньше 16°* - все полученные определения полностью отвечают этому критерию.

2. *Выполнены детальные лабораторные исследования с использованием подробной магнитной чистки и компонентного анализа* – полученные определения полностью отвечает этому критерию.

3. *Надежность палеомагнитного определения подтверждается положительными результатами полевых тестов* – приведенные в работе результаты опираются на положительные результаты тестов складки и обращения.

4. *а) Исследуемые геологические объекты расположены на территориях, тектоническая позиция которых (принадлежность к тому или иному кратону, тектоническому блоку и т.п.) четко установлена.*

Изученные разрезы выходят на поверхность в пределах регионов, относимых всеми исследователями к Сибирской платформе. Однако, нельзя не принимать во внимание, что практически все изученные породы смяты в складки и принадлежат к районам, испытавшим заметные тектонические деформации, в пределах которых часто фиксируются значительные разрывные нарушения порой неясной кинематики. Эти обстоятельства априори предостерегают нас от механического распространения полученных результатов на всю Сибирскую платформу. Именно поэтому, при выборе стратегии исследования палеомагнетизма вендских пород юго-запада Сибирской платформы, ставилась задача изучить по возможности большее

число объектов из удаленных разрезов, представляющих разные регионы. Полученные результаты, как представляется, оправдали такой подход. По каждому рассматриваемому временному уровню мы получили данные из разнесенных на большое расстояние разрезов (полюс 10) и различных регионов (полюсы 8, 9, 11). Полученные данные хорошо согласуются, указывая на отсутствие заметных вращений изученных объектов относительно друг друга и, с большой вероятностью, относительно Сибирской платформы. Эти результаты позволяют нам уверенно относить полученные результаты ко всей Сибирской платформе. Значительная удаленность изученных разрезов друг от друга гарантирует от ошибок, связанных с возможным неучетом локальной тектоники.

*б) Хороший структурный контроль.*

Это требование в данном случае подразумевает наличие надежной полевой информации, необходимой для восстановления исходного (додеформационного) положения исследуемых геологических объектов. Изученные породы обладают хорошо выраженной слоистостью. Это позволяет для каждого из опробованных слоев произвести замеры элементов залегания, необходимые для определения направления выделенной компоненты намагниченности в древней (додеформационной) системе координат. Отсутствие вращений вокруг вертикальных осей, которые могли бы значительно исказить направление древних компонент намагниченности при приведении их в стратиграфическую систему координат, доказывается (как уже говорилось выше) сходством палеомагнитных направлений, полученных по удаленным объектам. В тех случаях, когда имеются сомнения относительно надежности структурного контроля, и где древние направления определены только в пределах локальных участков (это касается алешинской и климинской свит тасеевского разреза), мы предпочитаем, до получения новых результатов, с «осторожностью» рассматривать эти данные при интерпретации.

*6. Наличие в изученных объектах векторов прямой и обратной полярности, различающихся (статистически) на угол равный  $180^\circ$  - полученный результат*



полностью удовлетворяет этому критерию для полюсов 10 и 11. Полюс 9 получен по преимущественно монополярной компоненте (только 6 образцов против 39 прямонамагниченны), тест МакФаддена МакЭлхинни для групп прямой и обратной полярности дает отрицательный результат ( $\gamma/\gamma_{кр} = 14.5/12.5^\circ$ ), что вероятно связано с неполным удалением наложенных компонент, таким образом, полюс 9 не удовлетворяет критерию б. Полюс 8 также получен по преимущественно монополярной компоненте.

*7. Отсутствие сходства положения полученного палеомагнитного полюса с положением более молодых полюсов – при сравнении с фанерозойской частью сибирской КМП (Smethurst et al., 1998) ясно, что это условие соблюдается для всех полученных определений.*

Таким образом, согласно схеме Ван дер Ву, полученные палеомагнитные полюсы первичных компонент характеризуются высокой степенью надежности с оценками  $Q_v$  6-7.

Как видно (рис 8.1, таблица 8.1), рассчитанные палеомагнитные полюсы по первичным компонентам намагниченности образуют закономерный тренд из южной оконечности Африки, через Индийский океан в направлении Новой Зеландии, от ранне- начало поздневендских (алешинская свита) к более молодым немакит-далдынским полюсам, плавно приближаясь к полюсам раннего и среднего кембрия. Здесь необходимо подчеркнуть, что полюс 12 алешинской свиты, как уже упоминалось выше, получен только по одному обнажению и нуждается в заверке, поэтому ранневендский сегмент кривой проводится условно. В целом, надежные палеомагнитные определения получены для трех временных уровней: эдиакарий (~560Ma) полюс 11, конец эдиакария – начало немакит-далдына (~550Ma) полюс 10 и немакит-далдын (~540Ma) полюсы 8 и 9.

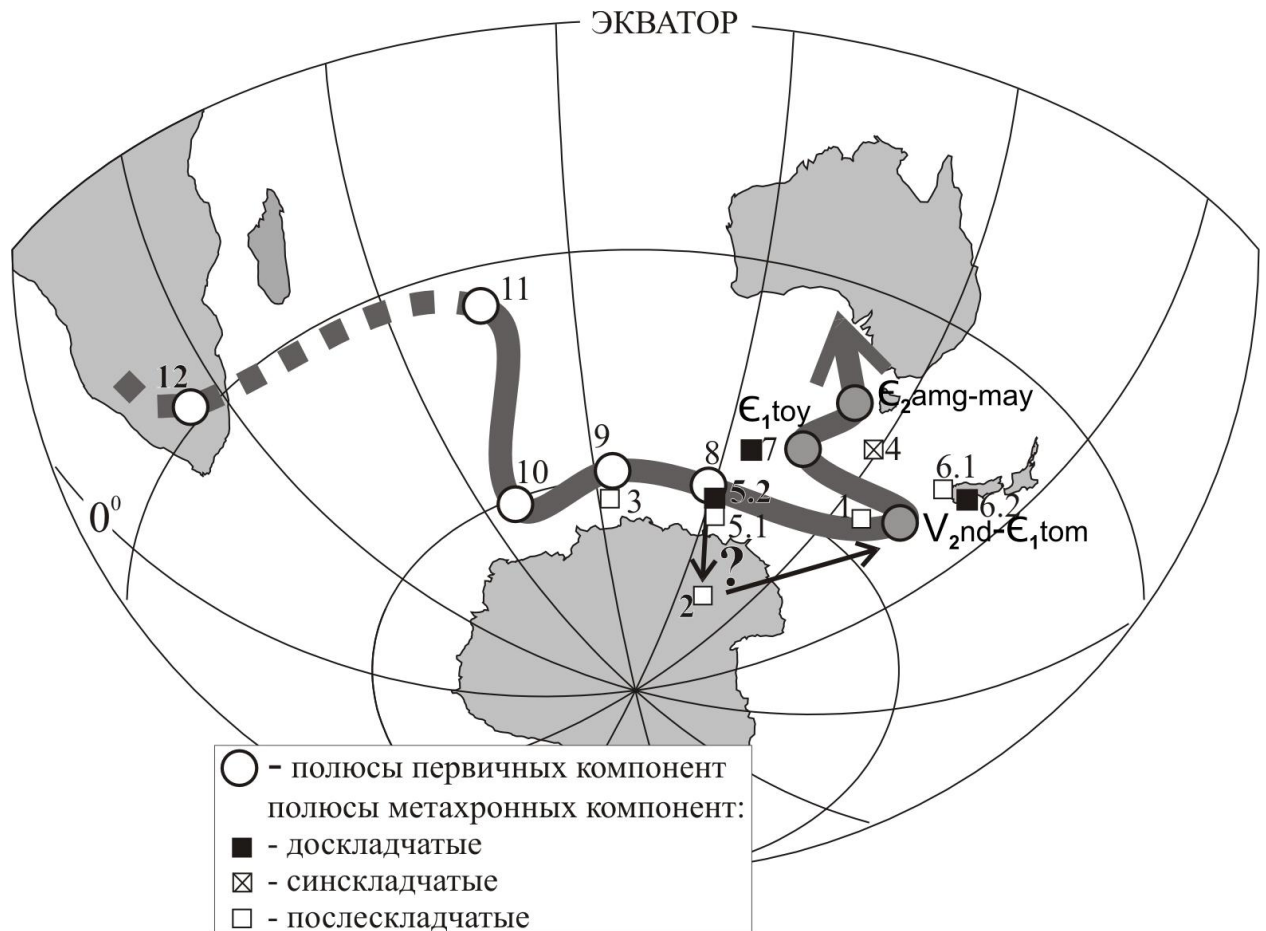


Рис 8.1 Рассчитанные палеомагнитные полюсы и венд-кембрийский сегмент КМП Сибирской платформы.

Номера полюсов соответствуют номерам в таблице 8.1. Полюсы для раннего и среднего кембрия согласно Павлов и др., 2004 и Gallet et al., 2003.

**Венд-раннекембрийское перемагничивание:  
полюсы метакронных компонент намагниченности, время их образования  
и возможные варианты интерпретации**

Полюсы метакронных компонент в общих чертах повторяют тренд поздневендско – раннекембрийских полюсов (рис 8.1, таблица 8.1), это может означать, что процессы перемагничивания происходили в интервале времени от момента образования пород и до начала среднего кембрия. Однако наличие син- и послескладчатых компонент намагниченности подразумевает проявление складчато-деформационных процессов в раннекембрийское (рис 8.1 полюсы 1, 4), или даже в немакит-далдынское (рис 8.1 полюсы 2, 3) время. Геологические данные не противоречат раннекембрийскому времени синскладчатого перемагничивания Енисейского Кряжа (рис 8.1 полюс 4), которое, и соответственно возраст деформаций, может определяется предверхоленским (верхоленская свита) размывом и угловым несогласием, отчетливо выраженным в структурах этого региона (Сулимов, 1970). Возраст верхоленской свиты определяется от конца раннего (тойон) до начала позднего кембрия (Кембрий Сибири, 1992). Положение полюса синскладчатого перемагничивания Енисейского Кряжа между томмотским и тойонским полюсами Сибири, в комплексе с указанными геологическими данными позволяют достаточно уверенно датировать его как ботомско-тойонский. Послескладчатое перемагничивание в атдабанской климинской свите на р. Тасеева (рис 8.1 полюс 1), вероятно, имеет тот же возраст и обусловлено теми же процессами, что и описанное выше синскладчатое перемагничивание близкого района – угловое расстояние между соответствующими полюсами  $8,8^\circ$ , при критическом значении  $13,5^\circ$ .

Как уже отмечалось в главе 6, имеющиеся геологические данные находятся в противоречии с предположением о немакит-далдынском возрасте перемагничивания послескладчатой компоненты В (т.е. о складчатости немакит-далдынского времени) алешинской свиты обнажения р. Тасеева Енисейского Кряжа (рис 8.1 полюс 3). Возможно, такое положение полюса 3

вызвано локальным разворотом блока, включающего изученный разрез: при развороте полюса 3 относительно современного географического положения изученного объекта на угол  $35^\circ$  против часовой стрелки его координаты становятся  $\Phi=-54^\circ$ ;  $\Lambda=150^\circ$ , при этом практически совпадая с полюсом синскладчатого 4 ( $\Phi=-48^\circ$ ;  $\Lambda=149,1^\circ$ ) и послескладчатого 1 ( $\Phi=-55,7^\circ$ ;  $\Lambda=156,5^\circ$ ) перемагничивания близких районов Енисейского Кряжа. Интересно отметить, что полюс доскладчатой компоненты алешинской свиты (рис 8.1 полюс 12) этого разреза при аналогичном развороте приближается к эдиакарскому полюсу 11, полученному в том числе по чистяковской и мошаконской свитам р.Ангара (залегаящих выше алешинской свиты в единой стратиграфической последовательности) – его координаты становятся  $\Phi=-42,7^\circ$ ;  $\Lambda=62,5^\circ$ , при координатах полюса 11 ( $\Phi=-35,1^\circ$ ;  $\Lambda=75^\circ$ ). Такой вариант интерпретации предполагает, что разрез алешинской свиты на р.Тасеева представляет собой тектонический блок, развернутый в постраникембрийское время на  $35^\circ$  по часовой стрелке в горизонтальной плоскости. Геологическая ситуация не противоречит этому варианту интерпретации: рассматриваемый участок в плане представляет собой узкую пластину северо-северо-восточного простирания размером  $\sim 5-10 \times 40$  км, ограниченную ортогональной системой разломов ЮЮЗ-ССВ и ЮЗ-СВ простирания (рис 3.2.1). Однако для подтверждения или опровержения этой гипотезы необходимы дополнительные палеомагнитные исследования по другим обнажениям алешинской свиты и пока мы не можем реально оценить степень влияния локальной тектоники в изученном объекте.

Доскладчатое перемагничивание пород Бирюсинского Присяянья (рис 8.1 полюс 7), зафиксированное в породах айсинской и усть-тагульской свит, может иметь либо тойонский, либо немакит-далдынский возраст. Метахронная компонента мотской и иркутской свит р.Урик Центрального Присяянья (рис 8.1 полюс 5.1 или 5.2), по всей видимости, сформировалась в немакит-далдынское время вскоре после накопления пород. Метахронная компонента А2 мотской и

иркутской свит из обнажений р.Ода Восточного Присаянья (рис 8.1 полюс 6.1 или 6.2) вероятно имеет раннекембрийский (томмотский?) возраст.

Наибольшие трудности в интерпретации вызывает регионально-послескладчатая компонента А, широко распространенная в породах позднего венда Юго-западного Прибайкалья и Восточного Присаянья (рис 8.1, таблица 8.1 полюс 2). Предположение о том, что компонента А образовалась в конце позднего венда (исходя из положения полюса), имеет своим следствием принятие соответствующего возраста складчатости, что в какой-то степени допустимо для разрезов Восточного Присаянья (в связи с незначительной степенью самих деформаций или локальностью их проявления в изученных объектах) и совершенно неприемлемо для разрезов Юго-западного Прибайкалья, где толщи падают под углами до  $70^\circ$ , а столь интенсивные деформации характерны для всего региона, при этом геологические данные указывают на среднепалеозойский возраст складчатости (Мазукабзов, 2003 и др.). Следует отметить, что на фоне других компонент намагниченности компонента А, в объектах где она зафиксирована, является наиболее «очевидной» и часто встречающейся, при этом, в отдельных случаях, диаграммы Зийдервельда иллюстрируют «идеальную» однокомпонентную намагниченность (см. например рис 5.10 главы 5). Возможным объяснением существования компоненты А может быть то, что данная компонента является суперпозицией доскладчатой компоненты В1, выделенной в тех же объектах, и современной перемагничивающей компоненты (рис 8.2). Очевидно, что если это предположение справедливо то компонента В1, компонента А и ожидаемое направление современного перемагничивания (MF) должны лежать на дуге большого круга, (в географической системе координат), причем компонента А в этом случае должна занимать промежуточное положение между В1 и MF. Как видно (рис 8.2) это условие успешно выполняется для разреза р.Куртун (Ю-З Прибайкалье) и разреза р.Ода (В. Присаянье), несколько хуже для разреза р.Тойсук (В. Присаянье) и достаточно «плохо» для разреза р.Иркут (В. Присаянье), где, более того, и А и В1 компоненты, несмотря на близкое к

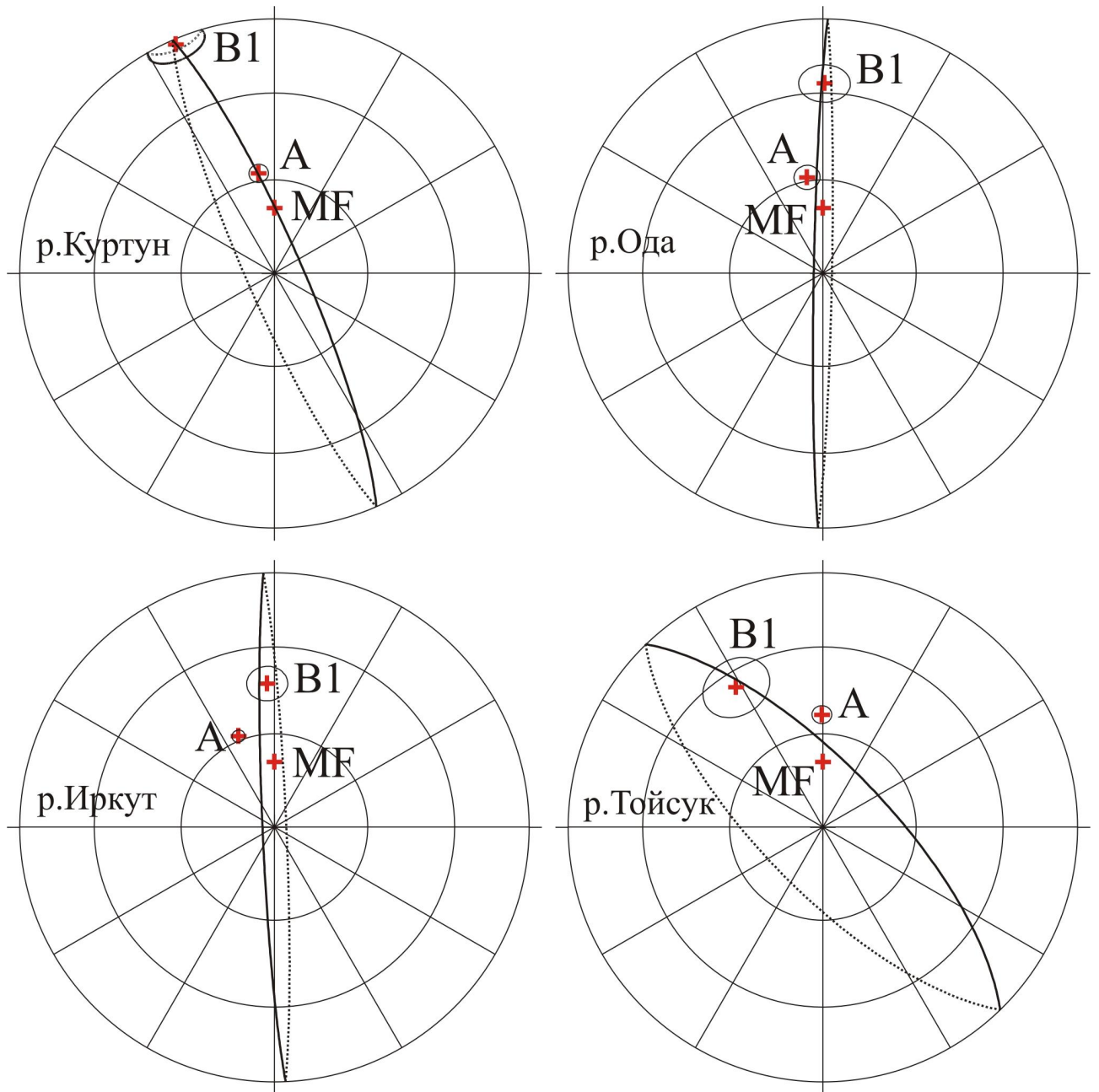


Рис 8.2 Сравнение компонент А и В1 Юго-западного Прибайкалья и Восточного Присяянья и ожидаемого направления современного перемещения (MF).

Все стереограммы представлены в географической системе координат, проекция на нижнюю полусферу. Все склонения и наклонения пересчитаны на общую географическую точку с координатами  $\varphi=52.7^\circ$   $\lambda=105.8^\circ$

горизонтальному залеганию пород тестами складки определяются как доскладчатые (см. таблица 5.1 главы 5). Таким образом, мы можем допустить, что метакхронная компонента А в разрезах рек Куртун, Ода и Тойсук, является «мнимой» компонентой и представляет собой смесь доскладчатой компоненты В1 и направления современного перемагничивания, с преобладанием последнего, что и дает ее «послескладчатость». Что же касается компоненты А реки Иркут, то в этом случае мы не можем с уверенностью говорить о «мнимости» данной компоненты, а учитывая ее «формальную» доскладчатость и значимое отличие от послевендских направлений Сибири, есть основания предполагать, что она образовалась в конце позднего венда, через некоторое время после накопления пород. Остается непонятным и даже загадочным, почему средние направления по удаленным объектам для А компоненты при предположении об ее «мнимости» при их сравнении дают такую хорошую сходимость (отношение кучностей в географической системе координат к стратиграфической  $234,1/7,7$  при  $\alpha_{95} 6.0/35.5$  и  $N=4$ )? Такое совпадение должно означать, что, во-первых, в пределах каждого обнажения А компонента представляет собой регулярную «смесь» разновозрастных компонент с полностью перекрывающимися спектрами блокирующих температур и, во-вторых, что данная «смесь», с одной стороны образована в разных обнажениях одними и теми же компонентами, а с другой стороны вклад каждой компоненты, имеет равные пропорции в удаленных на десятки и сотни км. разрезах с различной литологией, магнитной минералогией и тектонической историей пород. Нам представляется, что для окончательного решения вопросов о реальности существования и времени образования компоненты А, а также о возрасте складчатых деформаций пород, несущих эту компоненту, необходимы специальные комплексные структурно-геологические и палеомагнитные исследования в пределах изученных объектов Прибайкалья и Присяянья.

Исходя из полученных палеомагнитных данных, можно сделать заключение, что на территории изученных регионов Присяня и Енисейского Кряжа (спорные данные (см. выше) здесь мы не рассматриваем) практически повсеместно присутствуют метакхронные компоненты намагниченности, образовавшиеся, судя по положению соответствующих палеомагнитных полюсов, в конце венда – начале кембрия (рис 8.1). Наблюдаемое перемагничивание носит региональный характер и, вероятно, связано с крупным тектоно-термальным событием или рядом событий, имевших место на юго-западной окраине Сибирской платформы в это время. При том, что все полюсы, рассчитанные по метакхронным компонентам попадают в одну и ту же область Индийского океана к югу от Австралии, между ними имеется заметное и статистически значимое различие, которое указывает на то, что хотя перемагничивание в этих регионах происходило и в близкое время, но не одновременно.

Метакхронная намагниченность ангарских обнажений Енисейского Кряжа синскладчатая, следовательно, ее направление можно использовать для датирования времени складчатости на этом участке Нижнего Приангарья. Положение соответствующего полюса (4) у основания фанерозойского тренда сибирской КМП между томмотским и тойонским полюсами, а также близкое положение послескладчатого полюса (1) атдабанской климинской свиты р.Тасеева указывает, что складчатость, или, по крайней мере, один из ее этапов, имела место в начале кембрия, вероятно в ботоме-тойоне.

При обсуждении регионального перемагничивания пород юго-запада Сибирской платформы необходимо упомянуть независимые данные по осадочным толщам карагасской серии и базитам нерсинского комплекса (поздний рифей), полученные недавно Д.В. Метелкиным с соавторами (Метелкин и др., 2005) в разрезах р.Бирюса. Разрезы, исследованные Д.В. Метелкиным, расположены несколько южнее изученных в настоящей работе поздневендских Бирюсинских объектов. В данном районе авторами была также выделена метакхронная компонента намагниченности, палеомагнитный полюс



которой попадает на кембрийский участок КМП Сибири. К сожалению, в силу объективных причин выяснить время формирования метахронной намагниченности по отношению к деформациям не удастся. В работе (Метелкин и др., 2005) сделано предположение о возможной синскладчатости данной компоненты.

### **Венд-раннекембрийский сегмент КМП Сибирской платформы**

Сделанные в ходе настоящей работы палеомагнитные определения позволяют вплотную подойти к решению давней и исключительно острой проблемы позднерифейско-вендского тренда сибирской КМП. Суть этой проблемы состоит в том, что, несмотря на наличие некоторого количества довольно хороших палеомагнитных определений для среднего и начала позднего рифея Сибирской платформы, мы не можем использовать их в полной мере, поскольку не знаем полярности сибирских палеомагнитных направлений этого времени. Соответственно мы не знаем и того, с какими палеомагнитными полюсами, северными или южными, имеем дело, то есть не можем уверенно определить, в каком полушарии находилась Сибирская платформа в рифее. Понятно, что в этих условиях достаточно проблематичным становится использование сибирских докембрийских палеомагнитных данных для построения палеотектонических реконструкций. Важность этого вопроса может быть проиллюстрирована тем фактом, что подтверждение или отрицание возможности вхождения Сибири в состав суперконтинента Родиния, и, отчасти, сам вывод о существовании этого суперконтинента, критическим образом зависят от выбора опции полярности докембрийских сибирских палеомагнитных направлений (Павлов и др., 2002).

Неопределенность же с выбором полярности для докембрийских направлений Сибирской платформы связана с полным или почти полным отсутствием надежных палеомагнитных данных для интервала времени 950-520 млн. лет (см. главу 2). Наши данные позволяют сделать важный шаг в заполнении этого пробела.

До последнего времени наиболее предпочтительным для позднего рифея – венда представлялся тихоокеанский тренд палеомагнитных полюсов (Печерский, Диденко, 1995; Smethurst et al., 1998 и др.) (рис 8.3) – этот выбор делался исходя из принципа минимизации перемещений. В то же время, с самого момента получения надежных полюсов Сибири для начала позднего рифея, представлялось странным, что в течение промежутка времени составлявшего сотни миллионов лет, палеомагнитный полюс сместился всего на 50-60°, тогда как в течение времени, немногим большего по длительности фанерозоя, это смещение составило более 130°. Данные по другим континентам (Torsvik et al., 1998) также указывали на значительно большие скорости смещений соответствующих палеомагнитных полюсов в этот интервал времени.

Полученные в ходе настоящей работы палеомагнитные данные по вендским образованиям находятся в резком противоречии с имеющимися представлениями о тихоокеанском тренде кривой КМП Сибири в рифее-венде, согласно которым рифейские палеомагнитные полюсы Сибирской платформы, находившиеся в Тихом океане, рассматривались как северные (рис 8.3). Все рассчитанные полюсы (как по первичным, так и по метакронным компонентам намагниченности) образуют единый закономерный тренд из тропических широт Индийского океана в восточном направлении (от более древних эдиакарских к более молодым немакит-далдынским полюсам), плавно приближаясь к основанию фанерозойской кривой КМП Сибирской платформы (рис 8.1).

«Индоокеанский» вендский тренд является веским доводом в пользу изменения принятого к настоящему времени направления полярности палеомагнитных направлений для рифея Сибирской платформы. Исходя из «Индоокеанского» вендского тренда северные палеомагнитные полюсы для среднего-позднего рифея Сибири должны располагаться в районе экваториальной Африки (рис 8.4).

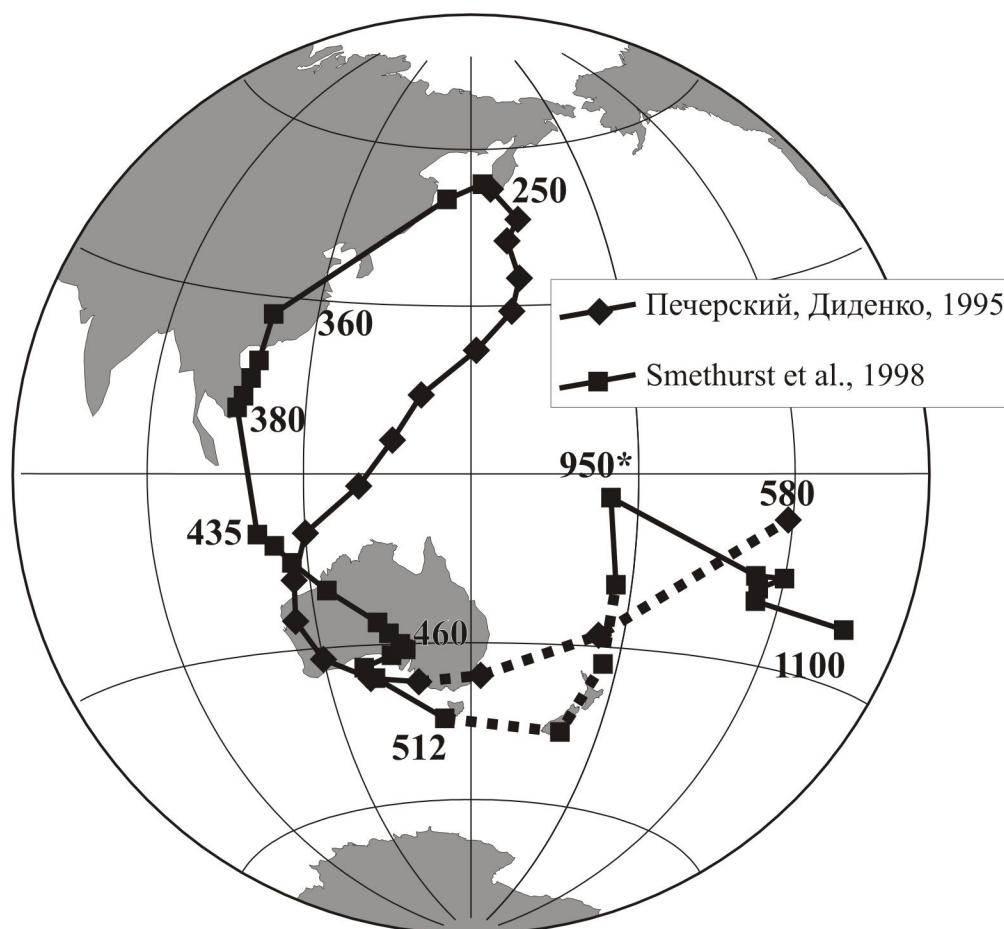


Рис 8.3 Варианты кривых кажущейся миграции полюса Сибирской платформы для конца докембрия - палеозоя.

\*Первоначально в работе (Smethurst et al., 1998) возраст оценивался в 730 млн.лет.

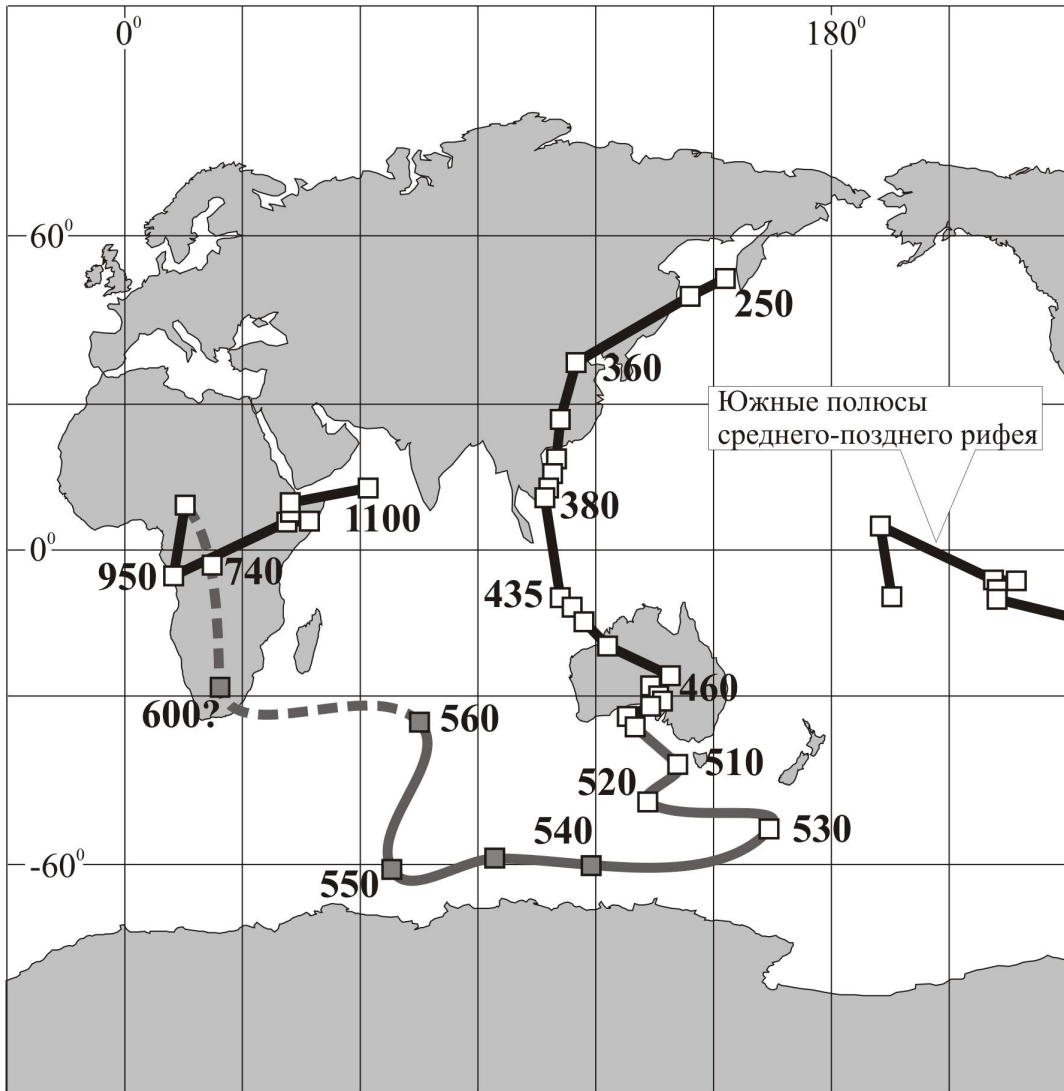


Рис 8.4 Кривая кажущейся миграции полюса Сибирской платформы ( $R_{2.3}$  - P-T) с использованием полученных вендских полюсов и новейших данных по раннему и среднему кембрию и позднему рифею.

Залитые значки - авторские данные.

Рифейский и палеозойский сегменты КМП, согласно (Smethurst et al., 1998), для рифейского сегмента введена поправка на раскрытие Вилюйского палеорифта, согласно (Павлов и др., 1997) т.к. все рифейские определения получены по Алданскому блоку Сибирской платформы. Полюсы 510, 520 млн.лет, согласно (Gallet et al., 2003), 530 млн.лет - согласно (Павлов и др., 2004). Полюс 740 млн.лет - определение К.М. Константинова с соавторами по нерсинскому комплексу рек Китой и Онот (Константинов и др., в печати).

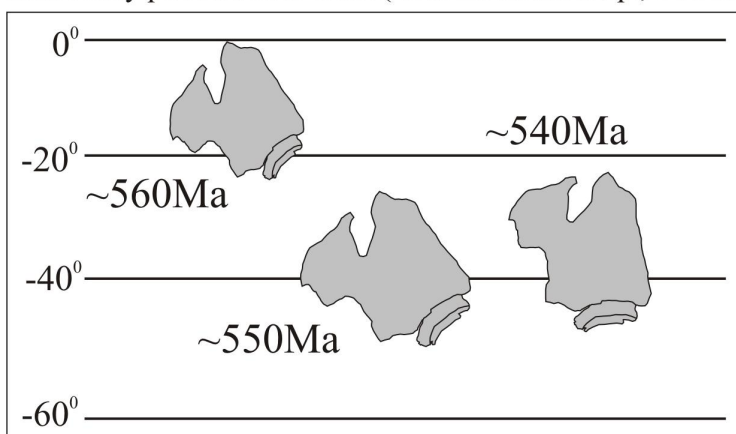


Рис 8.5 Палеогеографическое положение Сибирской платформы в позднем венде.

### Сибирь в венде

Полученные данные по первичным компонентам намагниченности позволяют определить палеогеографическое положение Сибирской платформы и кинематику ее перемещений в позднем венде (рис 8.5). Согласно полученным результатам, в интервале с эдиакария по ранний кембрий Сибирская платформа находилась в тропических и субтропических широтах южного полушария и была обращена к северу своей южной (в современных координатах) окраиной. Начиная с эдиакарского времени (~560Ma), Сибирь испытывает южный дрейф (~25°), без существенных разворотов. К концу эдиакария Сибирская платформа находилась в самой южной точке своего пути за последние 560 млн. лет – таймырская ее окраина в это время была на широте ~ -50°. С рубежа эдиакарий – немакит-далдын (~550Ma) и вплоть до начала раннего кембрия (томмот) Сибирь испытывает существенный разворот по часовой стрелке (~55°), и незначительный северный дрейф.

В начале томмотского времени Сибирская платформа была обращена к северу уже своей юго-восточной частью. С этого времени начинается постепенный, продолжающийся сотни миллионов лет, с периодами замедления и ускорения, «северный» дрейф Сибирской платформы. В середине мезозойской эры современные южные районы Сибирской платформы пересекли северные приполюсные области планеты и продолжали, теперь уже к югу, движение, «заданное» ~550 млн. лет назад.

Анализ характера миграции палеомагнитного полюса Сибирской платформы позволяет предположить, что в конце венда и, возможно, в самом начале кембрия, произошла некая важная тектоническая перестройка, приведшая к кардинальному изменению движения Сибирской платформы, а возможно и всего планетарного ансамбля тектонических плит. По-видимому, не случайным является совпадение времени регионального перемагничивания пород и изменения характера дрейфа Сибирской платформы. Можно предположить, что к середине-концу венда Сибирская платформа встретила на своем пути некоторую серьезную преграду, затормозившую, а затем

прекратившую ее миграцию к югу. Возможно, следы этого события мы видим в вендских аккреционно-коллизионных комплексах, описанных в пределах Таймырской складчатой области (Верниковский, 1996).

### **Сибирь и Лаврентия**

Вопрос о взаимном положении Сибири и Лаврентии в рамках гипотетического позднепротерозойского суперконтинента Родиния до сих пор является предметом острых дискуссий. Гипотеза Родинии предполагает, что в конце мезопротерозоя (~1200-1000 млн.лет назад) все или почти все древние кратоны объединились в единый континентальный блок, просуществовавший, по крайней мере, до середины неопротерозоя (750 млн.лет.). Вероятно, впервые идея о существовании позднепротерозойского суперконтинента была высказана в работе (Dewey and Burke, 1973), и основывалась на геологических данных, указывающих на широкое (планетарное) распространение гренвильских подвижных поясов, являющихся отражением континентальной коллизии. Анализ мировых палеомагнитных данных, проведенный Пайпером (Piper, 1976), показал, что полученные к тому времени определения по позднему протерозою в целом не противоречат идее о существовании суперконтинента. Собственно же «Родиния», в современном ее понимании о конфигурации и времени существования, была практически одновременно предложена в начале 90-х годов тремя независимыми авторами (Dalziel, 1991; Hoffman, 1991; Moores, 1991), при этом предполагалось, что центральная ее часть была образована Лаврентией, с севера и запада к ней примыкали Сибирь, Северо- и Южно-Китайские блоки и Восточная Гондвана (Индийский, Австралийский и Восточно-Антарктический кратоны), с востока и юга – Балтика, Южноамериканские и Африканские кратонные блоки (рис 8.6). К настоящему времени при сохранившейся «генеральной» конфигурации Родинии остается ряд спорных дискуссионных вопросов, в частности, положение Балтики (Hartz and Torsvik, 2002) и, как уже упоминалось, Сибири относительно Лаврентии и вообще возможность вхождения Сибири в состав Родинии (Павлов и др., 2002).

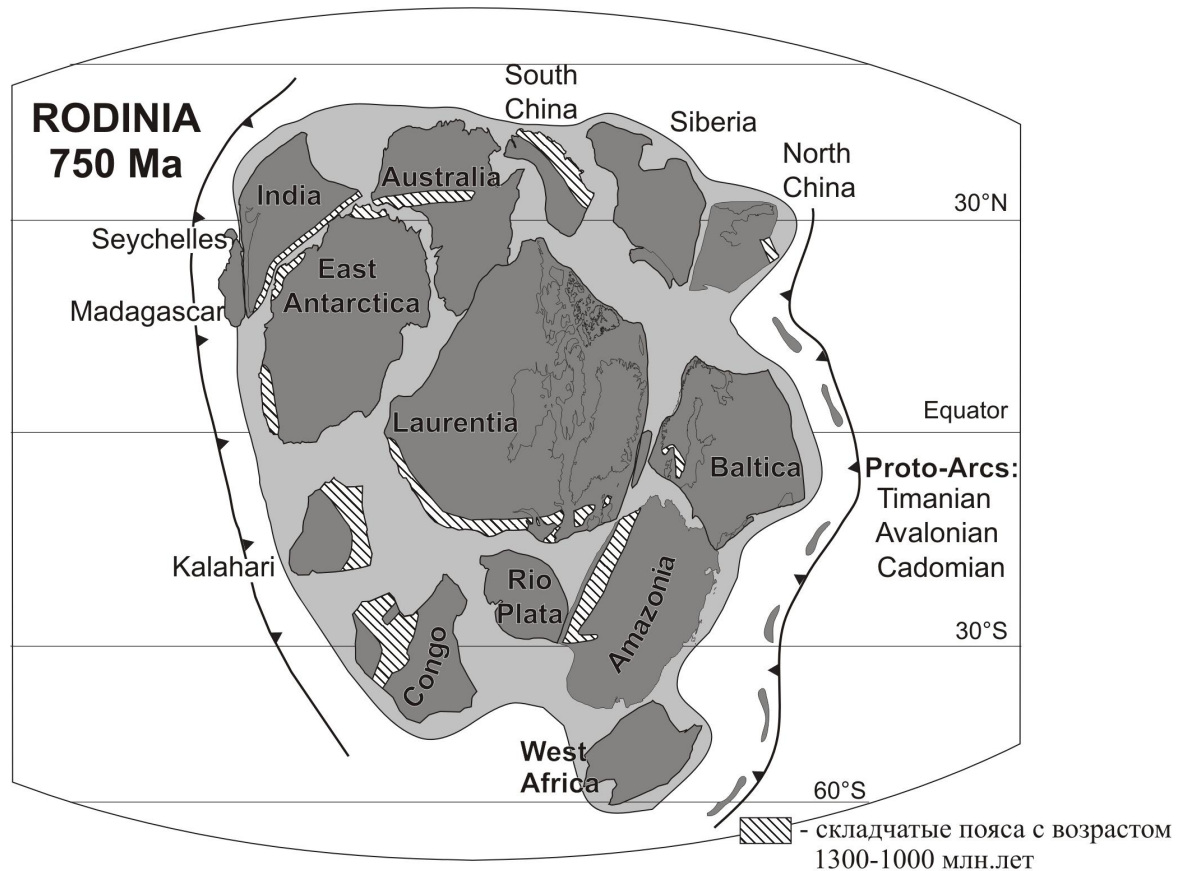


Рис 8.6 Суперконтинент Родиния в классической конфигурации.  
Рисунок взят из работы (Torsvik, 2003).

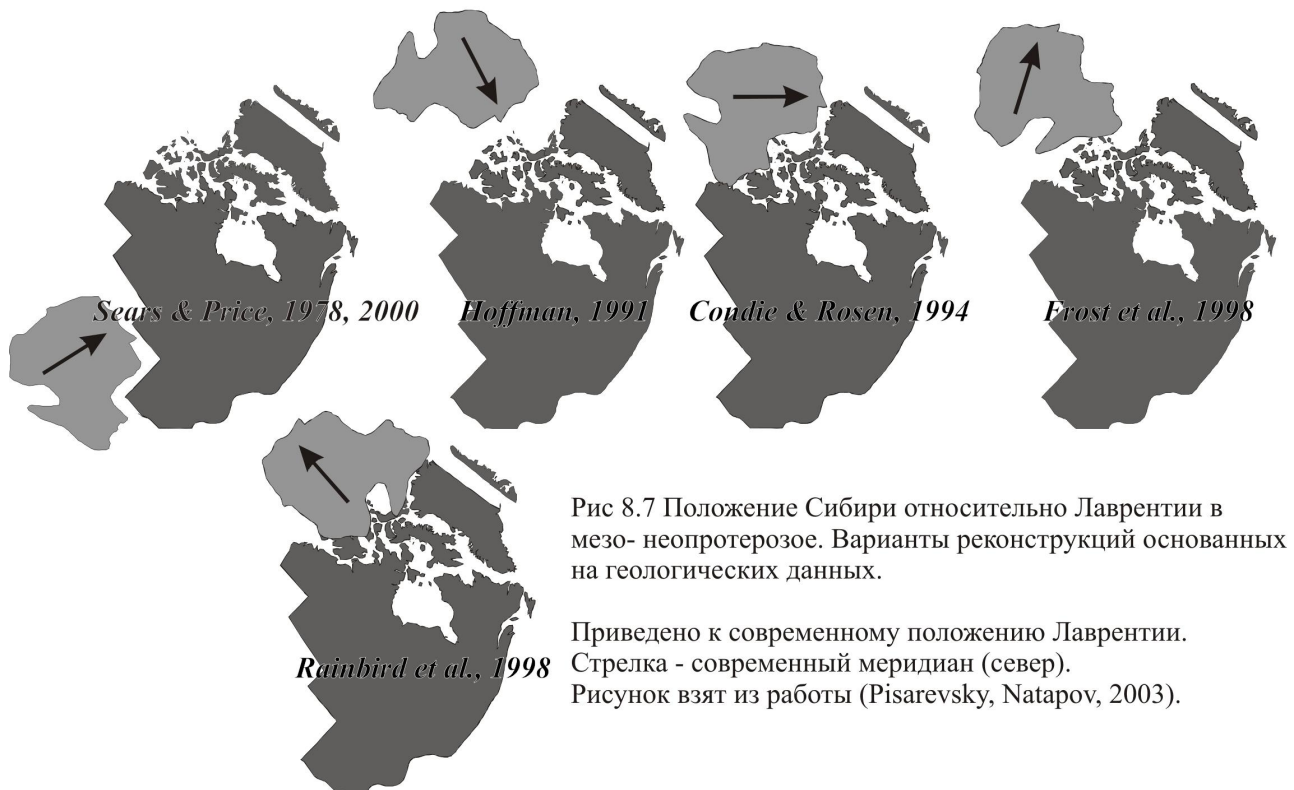


Рис 8.7 Положение Сибири относительно Лаврентии в мезо- неопротерозе. Варианты реконструкций основанных на геологических данных.

Приведено к современному положению Лаврентии. Стрелка - современный меридиан (север).  
Рисунок взят из работы (Pisarevsky, Natapov, 2003).

Предложенные реконструкции взаимного положения Сибири и Лаврентии, основанные на геологических данных, крайне противоречивы, а порой имеют взаимоисключающий характер (рис 8.7), при этом надежные палеомагнитные данные (прежде всего по Сибирской платформе), которые могли бы использоваться для тестирования этих реконструкций, до недавнего времени практически отсутствовали. Павловым с соавторами (Павлов и др., 2002), а затем Писаревским и Натаповым (Pisarevsky, Natapov, 2003) на основе новых палеомагнитных данных по рифею Сибири (Павлов, Галле, 1999; Павлов и др., 2000; 2002) были предложены близкие палеорекострукции взаимного положения Сибири и Лаврентии для интервала 1100-950 млн.лет. По данным (Павлов и др., 2002), рассматриваемые кратонные блоки могли составлять композитный континент в единственно возможной конфигурации, при которой Сибирь была обращена своей юго-юго-восточной окраиной (в современных координатах) к арктическим территориям Канады. Такой вариант хорошо согласовывался с реконструкцией Рэйнберда с соавторами (Rainbird et al., 1998), находясь в противоречии с альтернативными реконструкциями (Sears, Price, 1978; 2000; Hoffman, 1991; Condie, Rosen, 1994; Frost et al., 1998 и др.) (рис 8.7). В тоже время, такая реконструкция предполагала изменение принятой полярности докембрийских палеомагнитных направлений либо для Сибири, либо для Лаврентии (Павлов и др., 2002).

Данные по позднему венду Сибири, полученные в ходе настоящего исследования, показывают, что принятые сейчас направления полярности рифейских палеомагнитных направлений Сибири (Smethurst et al., 1998 и др.) требуют пересмотра. Таким образом, реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии Павлова с соавторами (2002) подкрепляется дополнительной аргументацией, что в свою очередь является веским доводом в пользу существования суперконтинента Родиния.

Другим спорным моментом является вопрос о времени распада родиниевского фрагмента Сибирь-Лаврентия. По имеющимся представлениям распад суперконтинента Родиния произошел ~750 млн. лет назад (McMenamin



and McMenamin, 1990; Dalziel, 1991; Hoffman, 1991), в тоже время есть отдельные геологические материалы, свидетельствующие, по мнению авторов (Pelechaty, 1996), что Сибирь и Лаврентия составляли единый блок вплоть до раннего кембрия. Реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии, предложенная Пелешаты (Pelechaty, 1996) для раннего кембрия, в общих чертах повторяет реконструкцию Хоффмана (Hoffman, 1991) для неопротерозоя, в которой Сибирь примыкает к северу Лаврентии своей северной (в современных координатах) окраиной (рис 8.7).

Согласно полученным нами результатам, в эдиакарии соотношение широт Сибири и Лаврентии было близким к таковому для среднего-позднего рифея в варианте (Павлов и др., 2002) (рис 8.8), однако к началу эдиакария Сибирь должна была развернуться относительно Лаврентии примерно на  $50^\circ$  по часовой стрелке. То есть к позднему венду, во-первых, эти кратоны уже не могли сосуществовать в конфигурации, предложенной в работах (Павлов и др., 2002; Pisarevsky, Natarov, 2003), и, во-вторых, они не могли примыкать друг к другу своими северными территориями, как это предполагалось в работе (Pelechaty, 1996). Таким образом, распад родиниевского фрагмента Сибирь-Лаврентия должен был произойти уже в доэдиакарское время. Формально, в эдиакарское время Сибирь могла примыкать к Канадскому арктическому архипелагу, однако не северной, а своей восточной стороной.

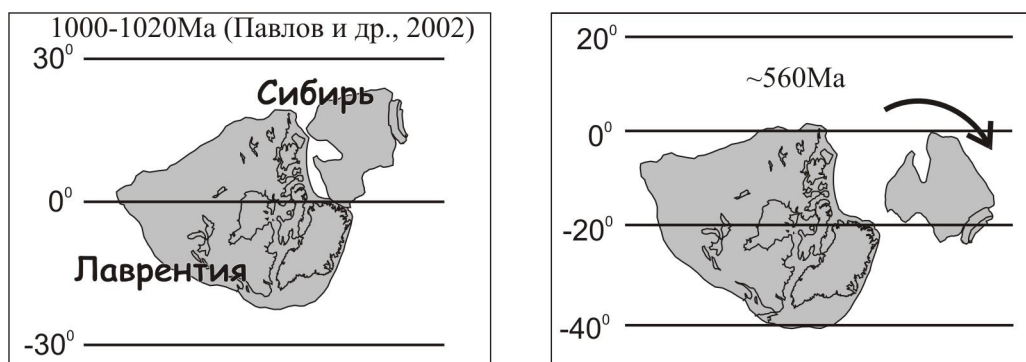


Рис 8.8 Сибирь и Лаврентия в среднем рифее и венде.

Пояснения в тексте.

При построении реконструкции для времени 560 млн.лет для Лаврентии использовался средний полюс по “Buckingham Volcanics” (Dankers, Lapointe, 1981) и “Long Range Dykes” (Murthy et al., 1992) (см. Таблица 7.2 главы 7), для Сибири полюс 11 (таблица 8.1).

## Заключение

Проведено широкомасштабное «площадное» изучение вендских объектов юга Сибирской платформы, часть из которых содержит пригодный для интерпретации палеомагнитный сигнал. В целом палеомагнитная запись в породах венда – раннего кембрия юга Сибири имеет сложный характер, и ее не всегда удастся однозначно интерпретировать. Это связано, в первую очередь, с широким распространением разновозрастных вторичных компонент намагниченности, часто полностью уничтоживших древний первичный сигнал, а также с некоторыми особенностями записи первичных компонент, обусловленными, вероятно, спецификой геомагнитного поля позднейшего докембрия. Иногда не удастся дать однозначную интерпретацию полученным палеомагнитным данным из-за влияния локальных тектонических факторов – в этих случаях мы не вправе напрямую «трассировать» рассчитанные полюсы на структуру Сибирской платформы.

Выявление общих закономерностей в древней палеомагнитной записи в венде было возможным только благодаря вовлечению в исследования объемных палеомагнитных коллекций из удаленных регионов юга Сибири, с различной тектонической историей и литологической характеристикой пород.

Результаты проведенных исследований позволяют сделать следующие выводы:

1. В поздневендских породах, соответствующих немакит-далдынскому ярусу (~540 млн. лет), в практически всех изученных объектах присутствуют два существенно различающихся палеомагнитных направления. Доскладчатость, а также отличие рассчитанных полюсов от всех известных полюсов фанерозоя Сибирской платформы, позволяет говорить о почти одновременном образовании этих, существенно различающихся по направлению компонент намагниченности, на самых ранних стадиях формирования пород. Наблюдаемый факт, а также аналогичные особенности в позднедокембрийской палеомагнитной записи на других древних

платформах, могут быть объяснены аномальным поведением магнитного поля Земли на рубеже докембрия и фанерозоя. Полученные палеомагнитные данные находятся в резком противоречии с гипотезой Inertial Interchange True Polar Wander (Kirschvink et al., 1997).

2. Получены надежные палеомагнитные полюсы для трех временных уровней в объеме позднего венда: эдиакарий (~560 млн. лет), конец эдиакария – начало немакит-далдына (~550 млн. лет) и немакит-далдын (~540 млн. лет). Наши данные указывают на то, что вендский сегмент кривой кажущейся миграции полюса Сибирской платформы находится в Индийском океане и, что преобладавшие ранее представления о тихоокеанском тренде позднерифейских и вендских полюсов, по крайней мере, частично, не соответствуют действительности, что предполагает изменение принятой к настоящему времени полярности палеомагнитных направлений для рифея Сибири. Однако для однозначного определения полярности рифейских палеомагнитных направлений необходимо получение дополнительных данных по раннему венду и позднему рифею.

3. С начала позднего венда (эдиакарий) по ранний кембрий Сибирская платформа находилась в тропических и субтропических широтах южного полушария и была обращена к северу своей южной (в современных координатах) окраиной. С эдиакарского времени по начало немакит-далдынского (~560-550Ma) Сибирь испытывала южный дрейф (~25°) без существенных разворотов. К концу эдиакария Сибирская платформа находилась в самой южной точке своего пути за последние 550 млн. лет – таймырская ее окраина в это время была на широте ~ -50°. С рубежа эдиакарий – немакит-далдын (~550Ma) и вплоть до начала томмота (~530Ma) Сибирь претерпела существенный разворот по часовой стрелке (~55°) и незначительный северный дрейф. В целом, в течение позднего венда Сибирская платформа обладала высокими скоростями перемещения.

4. Изменение полярности докембрийских (рифейских) палеомагнитных направлений Сибири, что предполагают полученные в работе данные,

является веским доводом в пользу вхождения этого кратона в состав мезо-неопротерозойского суперконтинента Родиния. Согласно полученным данным распад родиниевского фрагмента «Сибирь-Лаврентия» должен был произойти в доэдиакарское время.

5. Во всех изученных вендских и раннекембрийских объектах Прибайкалья, Присяня и Енисейского Кряжа в той или иной степени присутствуют до- син- и послескладчатые метакхронные компоненты намагниченности, сформировавшиеся, вероятно, в досреднекембрийское время. Можно заключить, что в пределах южной окраины Сибири широко распространено поздневендско – раннекембрийское перемагничивание, которое имеет трансрегиональный характер, что, вероятно, является следствием масштабного геологического события этого времени, охватившего южную периферию платформы и связанного, возможно, с начальными стадиями закрытия Палеоазиатского океана.

## Литература

- 1) Александров В.К., Сизых В.И., Бухаров А.А., Мац В.Д. Новые данные о покровном строении Байкальского хребта // ДАН 2001. №4. т.380. с.511-516.
- 2) Анисимова З.М., Титоренко Т.Н. Радиологические данные о пограничных слоях позднего докембрия и кембрия складчатого обрамления Сибирской платформы // Геология и геофизика 1976. № 5. с.107-109.
- 3) Беличенко В.Г., Склярв Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. с. 29-40.
- 4) Берзин Н.А., Дистанов Э.Г., Томуртоого О., Янь Хуньцуйань, Семинский Ж.В., Дежидмаа Г. Геодинамическая эволюция и металлогения Северо-Восточной Азии в позднем докембрии – раннем палеозое // Тектоника и металлогения Центральной и Северо-Восточной Азии. Мат-лы конф. Новосибирск 2002.
- 5) Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8, с. 8 – 29.
- 6) Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1, с. 63 – 81.
- 7) Брагин С.С. Стратиграфия и палеомагнетизм позднего докембрия Бирюсинского Присяянья. Автореф. дисс...канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1988, 16 с.
- 8) Брагин, Комиссарова Палеомагнитный разрез карагасской серии верхнего докембрия по р.Бирюсе (Присяянье) // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Сибирская платформа и внешняя зона Алтае-Саянской складчатой области, Новосибирск, 1986, с.121-141.

- 9) Бухаров А.А., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., и др. Геологическое строение фундамента средней части озера Байкал (по данным глубоководных исследований на ПОА «Пайсис») // Геология и геофизика. 1993. № 9, с. 19 – 30.
- 10) Вальков А.К. Зональная биостратиграфия нижнего кембрия востока Сибирской платформы (Юдомо-Оленекский фашиальный регион) // Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук // ИГиГ СО АН СССР. Якутск, 1989, 40с.
- 11) Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск. ОИГГМ СО РАН.1996. 204 с.
- 12) Верниковский В.А. Тектоническая эволюция западной окраины Сибирского кратона в неопротерозое // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Мат-лы совещания. М.: ГЕОС. 2003. Т. 1. с. 102-104.
- 13) Веселовский Р.В., И.Галле, В.Э. Павлов Палеомагнетизм траппов долин рек Подкаменная Тунгуска и Котуй: к вопросу о реальности послепалеозойских относительных перемещений Сибирской и Восточно-Европейской платформ // Физика Земли №10. 2003. С. 78-94.
- 14) Власов А.Я., Апарин В.П. Некоторые данные о палеомагнетизме позднедокембрийских отложений Енисейского Кряжа // в сб. Магнетизм горных пород и палеомагнетизм, изд СО АН СССР, Красноярск, 1963, с.409-413.
- 15) Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий. Масштаб 1:1500000. Изд. СПб картфабрики ВСЕГЕИ., СПб., 2000.
- 16) Геология и полезные ископаемые России т.3 (Восточная Сибирь) ред. Орлов В.П. С-Пб. Изд. ВСЕГЕИ 2002. 396 с.
- 17) Гладкочуб Д.П. Петрологические индикаторы процессов образования и распада суперконтинентов (на примере юга Сибирского кратона) // автореф. дис. докт. геол.-мин. наук, Иркутск, 2003.

18) Гладкочуб Д.П., Склярв Е.В., Мазукабзов А.М. и др. Неопротерозойские дайковые рои Шарыжалгайского выступа – индикаторы раскрытия Палеоазиатского океана // Докл. РАН. 2000. Т. 375. № 4. С. 504-508.

19) Гладкочуб Д.П., Склярв Е.В., Мазукабзов А.М. Имел ли место полный распад Пангеи-I: Сибирский кратон как часть трансдокембрийского суперконтинента // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Мат-лы совещания. М.: ГЕОС. 2003. Т. 1. с. 139-142.

20) Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия). Масштаб 1:1000000. Лист N-46(47) Абакан // С-Пб. карт. ф-ка ВСЕГЕИ, 2000.

21) Гуревич Е.Л. Палеомагнетизм верхнедокембрийских толщ Иркутского амфитеатра, проблемы их корреляции и палеогеографического положения // В сб. Палеомагнетизм и вопросы палеогеографии, Ленинград, 1981, с.11-22.

22) Гуревич Е.Л. Палеомагнитные исследования докембрийских отложений севера Сибирской платформы // Палеомагнетизм верхнего докембрия СССР, тр. ВНИГРИ, Ленинград, 1983, с.39-51.

23) Гутина О.В., Сидорас С.Д. Результаты геохронологических исследований отложений венда и протерозоя юго-западной части Сибирской платформы // в сб. Стратиграфия и нефтегазоносность венда-верхнего рифея юго-западной части Сибирской платформы. Красноярск. Изд. КНИИГиМС. 2001. с.21-33.

24) Давыдов В.Ф. Трапповый магматизм Сибирской платформы с точки зрения палеомагнетизма // в сб. Геофизические методы при решении геологических задач в Восточной Сибири, Москва, Недра, 1964, вып.3, с.79-97.

25) Давыдов В.Ф., Кравчинский А.Я. Палеомагнитные исследования горных пород Восточной Сибири // в кн. Настоящее и прошлое магнитного поля Земли, Москва, Наука, 1965, с.294-302.

- 26) Деев Ю.П. (ред.) Геологическая карта СССР м-ба 1:200000 лист N-48-XXVIII Объяснительная записка, Недра, М., 1963, 88 с.
- 27) Деев Ю.П. (ред.) Геологическая карта СССР м-ба 1:200000 лист N-48-XXXIII Объяснительная записка, Недра, М., 1962, 88 с.
- 28) Диденко А.Н. и др. Палеомагнитное и геохронологическое изучение постколлизонных раннепротерозойских гранитоидов юга Сибирской платформы: методические и геодинамические аспекты // Физика Земли №2, 2005, с.66-83.
- 29) Диденко А.Н., Водовозов В.Ю., Козаков И.К., Бибикова Е.В., Резницкий Л.З. Новые палеомагнитные данные по раннему протерозою Сибирского кратона // Современные проблемы палеомагнетизма. Борок. 2002. с. 108-109.
- 30) Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 59-75.
- 31) Елизарьев Ю.З. (ред.) Геологическая карта СССР м-ба 1:200000 лист N-48-XXXIII Объяснительная записка, Недра, М., 1965, 70 с.
- 32) Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М., Тектоника литосферных плит территории СССР, Недра, М., 1990 книга 1 - 326 с.; книга 2 – 334 с.
- 33) Казанский А.Ю. Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: автореф. дис. докт. геол.-мин. наук, Новосибирск, 2002, 429с.
- 34) Кембрий Сибири А.Ю. Розанов, Л.Н. Репина, М.К. Апполонов и др. – Новосибирск: ВО «Наука». Сибирская издательская фирма, 1992. 135с.
- 35) Комиссарова Р.А. Палеомагнетизм докембрия северного и восточного обрамления Сибирской платформы // Палеомагнетизм и геодинамика территории СССР, тр. ВНИГРИ, Ленинград, 1991, с.83-95.



36) Комиссарова Р.А. Палеомагнетизм осадочных толщ рифея и венда западного Прибайкалья // Палеомагнетизм верхнего докембрия СССР, тр. ВНИГРИ, Ленинград, 1983, с.52-67.

37) Комиссарова Р.А., Осипова Э.П. Результаты палеомагнитного изучения пород среднего рифея – кембрия р.Мая // Магнитостратиграфия и палеомагнетизм осадочных и вулканогенных формаций СССР, тр. ВНИГРИ, Ленинград, 1986, с.5-14.

38) Константинов К.М. Динамическая физико-геологическая модель Байкальской складчатой области по палеомагнитным данным // Автореферат канд.дисс., Иркутск, 1998, 18 с.

39) Константинов К.М., Кравчинский В.А., Склярков Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Палеомагнетизм неопротерозойских дайковых роев Шарыжалгайского выступа (в печати)

40) Кочнев Б.Б. Стратиграфия вендских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Автореферат канд.дисс. Новосибирск 2002.

41) Лесгафт А.В.. (ред.) Геологическая карта СССР м-ба 1:200000 лист О-46-XXIII Объяснительная записка, Недра, М., 1968 с.

42) Лесгафт А.В.. (ред.) Геологическая карта СССР м-ба 1:200000 лист О-46-XXIII Объяснительная записка, Недра, М., 1968

43) Летникова Е.Ф., А.Б. Кузнецов, С.В. Вещева, В.П. Ковач Вендская пассивная континентальная окраина юга Сибирской платформы: геохимические, Sm-Nd и Sr-изотопные свидетельства (в печати).

44) Летникова Е.Ф., Кузнецов А.Б., Вещева С.В. Результаты геохимических и изотопных исследований отложений байкальской серии – сходства и расхождения с биостратиграфическими и историко-геологическими методами // в сб. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Иркутск, Изд-во ИГ СО РАН, 2004, т.2, с.18-21.

45) Мазукабзов А.М. Структура и геодинамика южной окраины Сибирского кратона: автореф. дис. докт. геол.-мин. наук, Иркутск, 2003

- 46) Макаренко Г.Ф. Геологическое развитие западной части Сибирской платформы в палеозое – раннем мезозое. Автореферат канд.дисс. Москва 1971. 42 с.
- 47) Малых А.В. Сравнительный анализ и генезис складчатых структур восточной части Иркутского амфитеатра // Геотектоника, 1997, №2, с.28-38.
- 48) Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского среднепалеозойского авлакогена // М., Недра, 1975, 183с.
- 49) Мац В.Д. (ред.) Геологическая карта СССР м-ба 1:200000 лист N-48-XXXIV Объяснительная записка, Недра, М., 1967.
- 50) Метелкин Д.В., Белоносов И.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М. Палеомагнитные направления в интрузиях нерсинского комплекса Бирюсинского Присяянья как отражение тектонических событий в неопротерозое // Геология и геофизика, 2005, № 4, с.398-413.
- 51) Миссаржевский В.В. Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия. М., Наука, 1989, 235с.
- 52) Ножкин А.Д. Раннепротерозойские окраинно-континентальные комплексы Ангарского складчатого пояса и их металлогения. Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11, с. 1524 – 1544.
- 53) Одинцов М.М. (ред.) Геологическая карта СССР м-ба 1:200000 лист N-47-II Объяснительная записка, Недра, М., 1966.
- 54) Павлов В.Э., Галле И. Реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии в конце Мезопротерозоя по палеомагнитным данным. // Геотектоника. 1999. № 6. с.16-28.
- 55) Павлов В.Э., Галле И., Шацилло А.В. Палеомагнетизм верхнерифейской лахандинской серии Учуро-Майского района и гипотеза позднепротерозойского суперконтинента // Физика Земли, 2000., N8, с.23-34.

56) Павлов В.Э., И.Галле, А.В.Шацилло, В.Ю.Водовозов  
Палеомагнетизм нижнего кембрия долины нижнего течения р.Лена - новые  
ограничения на кривую кажущейся миграции полюса Сибирской платформы  
и аномальное поведение геомагнитного поля в начале фанерозоя // Физика  
Земли, 2004, N.2, с. 28–49.

57) Павлов В.Э., И.Галле, П.Ю.Петров, Д.З. Журавлев, А.В. Шацилло  
Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные и  
палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния //   
Геотектоника, 2002, N4, с.26-41.

58) Павлов В.Э., Петров П.Ю. Палеомагнетизм рифейских отложений  
Иркинеевского поднятия Енисейского кряжа – новый довод в пользу единства  
Сибирской платформы в среднем рифее // Физика Земли 1997. №6. с.42-55.

59) Палеомагнетизм палеозоя А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А.  
Комисарова и др. // тр. ВНИГРИ, вып. 335, Ленинград, Недра, 1974, 238с.

60) Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюсы.  
Справочные данные по СССР, вып.2, Москва, 1973, 89с.

61) Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюсы.  
Справочные данные по СССР, тр. ВНИГРИ, Ленинград, 1971,124с.

62) Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюсы.  
Справочные данные по СССР, вып.5, Москва, 1982,47с.

63) Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюсы.  
Справочные данные по СССР, вып.5, Москва, 1986,38с.

64) Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан.  
Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.1995.  
296с.

65) Родионов В.П. Палеомагнетизм верхнего докембрия и нижнего  
палеозоя р.Уджа // Палеомагнитные методы в стратиграфии, тр. ВНИГРИ,  
Ленинград, 1984, с.18-29.

66) Розанов А.Ю., Семихатов М.А., Соколов Б.С., Хоментовский В.В.  
Решение о выборе стратотипа границы докембрия и кембрия: прорыв в

проблеме или ошибка? // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1997, № 1, с.с.21-31.

67) Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. с. 3-21.

68) Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М.: Научный мир. 2001. 187 с.

69) Рубаев А.К. (ред.) Геологическая карта СССР м-ба 1:200000 лист О-46-XVII Объяснительная записка, Недра, М., 1965.

70) Рундквист Д.В., Ю.Г. Гатинский, В.А. Буш, В.Г. Кособоков Территория России в современной структуре Евразии: геодинамика и сейсмичность // Электронный научно-информационный журнал «Вестник ОГГГГН РАН» №3 (18) 2001 [http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h\\_dgggms/3-2001/rundkquist.htm#begin](http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/3-2001/rundkquist.htm#begin).

71) Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М., изд. АН СССР. 1962. 262 с.

72) Сидорова Э.П. Результаты палеомагнитных исследований ниже- и средне-кембрийских отложений рек Лены и Олекмы // в сб. Магнетизм горных пород и палеомагнетизм, изд СО АН СССР, Красноярск, 1963, с.403-408.

73) Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Донская Т.В., Константинов К.М., Синцов А.В. Комплексы-индикаторы распада суперконтинента Родиния в структурах южного фланга Сибирского кратона. Путеводитель геологической экскурсии научного совещания «Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия» // Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. 78 с.

74) Советов Ю.К. Вендское оледенение Сибирского кратона // в сб. Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Иркутск 2002а. с.122-124.

- 75) Советов Ю.К. Сопоставление геодинамического развития Сибирского и Восточно-Европейского кратонов в венде по данным анализа форландовых бассейнов // в сб. Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Иркутск 2002б. с.120-122.
- 76) Советов Ю.К., Комлев Д.А. Тиллиты в основании оселковой серии Присяня и нижняя граница венда на юго-западе Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005, том 13, № 4, с. 3–34
- 77) Соколов Б.С. О палеонтологических находках в доусольских отложениях Иркутского амфитеатра // Аналогии вендского комплекса в Сибири. М., Наука, 1975. с.112-117.
- 78) Соколов Б.С. Очерки становления венда //М.: КМК Лтд., 1997. 156с.
- 79) Сулимов И.Н. Присяно-Енисейский догерцинский краевой прогиб // Л., Недра, 1970. 248с.
- 80) Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) ред. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. Москва. МАИК «Наука/Интерпериодика» 2001. 571 с.
- 81) Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии М. Научный мир, 1999, 252с.
- 82) Флоренсов Н.А. (ред.) Геологическая карта СССР м-ба 1:200000 лист N-47-XXX Объяснительная записка, Недра, М., 1961, 32 с.
- 83) Хаин В.Е. Проблемы тектоники раннего докембрия // Вестник Московского Университета. сер.4 геол. 2000. №4. с.13-24.
- 84) Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.:Изд-во МГУ. 1995. 480 с.
- 85) Хильтова В.Я., Берковский А.Н., Козаков И.К., Диденко А.Н., Ковач В.П. Основные элементы строения фундамента Сибирской платформы: геолого-геофизические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Мат. Совещ., 2003. М.:ГЕОС. Т. 2. с. 276-279.

86) Хоментовский В.В. О геохронологическом обосновании венд-нижнекембрийской шкалы U-Pb датировками по цирконам // Геология и геофизика, 2000, т.41, №4 с.с.503-515.

87) Хоментовский В.В., Постников А.А. Неопротерозойская история развития Байкало-Виллюйской ветви Палеоазиатского океана // Геотектоника 2001. №3. с.3-21.

88) Хоментовский В.В., Файзуллин М.Ш., Карлова Г.А. Немакит-далдынский ярус венда юго-запада Сибирской платформы // Докл. РАН. 1998. т. 362. № 6. с. 813-815.

89) Хоментовский В.В., Шенфильд В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы // Москва, Наука, 1972, 355с.

90) Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра. 1982. с.312.

91) Худoley А.К. Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформ) Автореферат дис. докт. геол.-мин. наук. Москва. 2003. 35с.

92) Шацилло А.В., Константинов К.М., Кочнев Б.Б. Этапы, генезис и возраст формирования складчатой структуры Байкало-Патомской дуги по палеомагнитным данным // в сб. Эволюция тектонических процессов в истории Земли, М.:ГЕОС, 2004, с.113-120.

93) Шацилло А.В. Рекогносцировочное палеомагнитное исследование магматических образований Шарыжалгайского выступа Сибирского кратона в районе слияния рек Б.Жидой и Тойсук // в сб. Строение литосферы и геодинамика, Иркутск, 2005 с.255-258.

94) Шацилло А.В., Павлов В.Э. Еще раз о проблеме выбора венд-нижнекембрийского палеомагнитного полюса Сибирской платформы // в сб. Современные вопросы геологии, М., Научный мир, 2003, с.203-206.

- 95) Шибистов Б.В.. (ред.) Геологическая карта СССР м-ба 1:200000 лист О-47-ХІІІ Объяснительная записка, М., 1976.
- 96) Шипунов С.В. Алексютин М.В., Левашова Н.М. Вопросы палеомагнитного анализа. - М.: ГИН РАН, 1996, 62 с.
- 97) Шипунов С.В. Критерии значимости в палеомагнетизме.// Физика Земли. 1999, № 6, с. 89-92.
- 98) Шипунов С.В. Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли, 1995, №4, с.67-74.
- 99) Шипунов С.В. Статистика палеомагнитных данных // тр. ГИН РАН, Москва, ГЕОС, 2000, 80с.
- 100) Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Магматизм как отражение эволюции коровых и мантийных процессов в истории формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса (данные геохронологических и изотопно-геохимических исследований) // в сб. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту), Иркутск, Изд-во ИГ СО РАН, 2004.
- 101) Berzin N.A., Dobretsov N.L. Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian – Early Paleozoic time // Reconstruction of the Paleoasian Ocean. VSP Intern. Sci. Publishers, Netherlands, 1993, p.45-62.
- 102) Bowring, S.A., Grotzinger, J.P., Isachsen, C.E., Knoll, A.H., Pelechaty, S.M., and Kolosov, P. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // *Science*, 261, 1993, p.1293-1298.
- 103) Brasier M.D., Cowie J., Taylor M. Decision on the Precambrian-Cambrian boundary stratotype // *Episodes*, 1994, v. 17, № 1-2, p.3 – 8.
- 104) Brown, P.M., Van der Voo, R. Paleomagnetism of the latest Precambrian/Cambrian Unicoi basalts from the Blue Ridge, northeast Tennessee and southwest Virginia: evidence for Taconic deformation // *Earth Planet.Sci.Letters.*, 1982, V.60, p.407-414.
- 105) Collinson D. Paleomagnetism. Cambridge University press. Cambridge.1980. p.521.

- 106) Condie, K.C., Rosen, O.M. Laurentia-Siberia connection revisited. *Geology* 22, 1994, p.168-170.
- 107) Dalziel I.W. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica – Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent // *Geology*. 1991. Vol. 19. p. 598-601.
- 108) Dankers,P., Lapointe,P. Paleomagnetism of Lower Cambrian volcanics and a cross-cutting Cambro-Ordovician diabase dyke from Buckingham (Quebec) // *Canad.J.Earth Sci.*, 1981, V.18, p.1174-1186.
- 109) Dewey, J.F. and Burke, K.C.A. Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision, *J. Geol.*, 81, 1973, p.683-692.
- 110) E.V. Khain, E.V. Bibikova, E.B. Salnikova, A. Kröner, A.S. Gibsher, A.N. Didenko, K.E. Degtyarev, A.A. Fedotova The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // *Precambrian Research* 122 (2003) p.329–358.
- 111) Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. // Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 1994.p.16.
- 112) Enkin R.J. Formation et deformation de l'Asie depuis la fin de l'ere primaire. These de doctorat de l'universite Paris 7, 1990, 120p.
- 113) Enkin, R. J. The direction-correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies *Earth and Planetary Science Letters* 212 (2003), p.151-166.
- 114) Frost, B.R., Avchenko, O.V., Chamberlain, K.R., Frost, C.D. Evidence for extensive Proterozoic remobilization of the Aldan Shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia. *Precamb. Res.* 89, 1998, p.1-23.
- 115) Gallet Y., Pavlov V., Courtillot V. Magnetic reversal frequency and Apparent Polar Path of the Siberian platform in the earliest Paleozoic, inferred from



the Khorbusuonka river section (northeastern Siberia). *Geophysical Journal International*, 2003, vol. 154, p.829-840.

116) Gehling J.G., S. Jensen, M.L. Droser, P.M. Myrow, G.M. Narbonne  
Burrowing below the basal Cambrian GSSP, Fortune Head, Newfoundland // *Geological Magazine*, 138 (2001), 2, p.213-218.

117) Gladkochub D.P., M.T.D. Wingate, S.A. Pisarevsky, T.V. Donskaya,  
A.M. Mazukabzov, V.A. Ponomarchuk, A.M. Stanevich Mafic intrusions in  
southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with  
Laurentia (in press).

118) Halls H.C. A least squares method to find a remanence direction from  
converging remagnetization circles // *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 1976, v. 5, p. 297-  
304.

119) Harland, W.B.; R.L. Armstrong; A.V. Cox; L.E. Craig; A.G. Smith; and  
D.G. Smith, 1990, «A Geologic Time Scale 1989» // Cambridge University Press,  
Cambridge, 1990, 263p.

120) Hartz, E.H. and Torsvik, T.H. Baltica upside down: A new plate tectonic  
model for Rodinia and the Iapetus Ocean, *Geology*, 30, 2002, p.255-258.

121) Hoffman P.F. Did the breakout of Laurentia turn Gondwana inside-out?  
// *Science*. 1991. Vol. 252. p. 1409-1412.

122) Kirschvink J.L., A.Ju. Rozanov Magnetostratigraphy of Lower Cambrian  
strata from the Siberian Platform: palaeomagnetic pole and preliminary polarity  
time-scale // *Geol. Mag.*, 1984, V.121 (3), p.189-203.

123) Kirschvink J.L., R.L. Ripperdan, D.A. Evans Evidence for a Large-Scale  
Reorganization of Early Cambrian Continental Masses by inertial interchange True  
Polar Wander // *SCIENCE*, 1997, V.277, p.541-545.

124) Kirschvink, J.L. The least-square line and plane and the analysis of  
paleomagnetic data. // *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 1980. V.62. p.699-718.

125) Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Cogne J.-P. Palaeomagnetic  
study of Vendian and Early Cambrian rocks of South Siberia and Central Mongolia:

was the Siberian platform assembled at this time? // *Precamb.Res.*, 2001, V.110, p.61-92.

126) Kreemer Corne, William E. Holt and A. John Haines An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation // *Geophys. J. Int.*, 2003, V.154, p.8-34.

127) Landing E. Precambrian-Cambrian boundary global stratotype ratified and new perspective of Cambrian time // *Geology*, 1994, № 2, p.p.179-182.

128) Li, Z.X. & Powell, C. McA. Late Proterozoic to early Paleozoic paleomagnetism and the formation of Gondwanaland. *In*, R.H. Finlay, R. Unrug, M.R. Banks and J.J. Veevers (editors), *Gondwana 8: Assembly, evolution and dispersal*. Rotterdam, A.A Balkema Publishers, 1993, p.p.9-21.

129) McElhinny, M.W. & McFadden, P.L. Paleomagnetism: Continents and Oceans // Academic Press, San Diego, 2000, 386 p.

130) McFadden P.L. The combined analyses of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism.// *Earth and Planetary Science Letters*. 1988. V.87. p. 53-58.

131) McFadden P.L., McElhinny M. Classification of reversal test in paleomagnetism. // *Geophys.J.Int.*.1990. V.103. p.725-729.

132) McMenamin, M.A.S. & McMenamin, D.L. *The Emergence of Animals; The Cambrian Breakthrough*, Columbia University Press, New York, 1990, 217 p.

133) Meert J. A paleomagnetic analyses of Cambrian true polar wander. // *Earth Planet. Sci. Let.*, 1999, V.168, p.131-144.

134) Meert J.G. and R. Van der Voo Comment: New paleomagnetic result from Vendian red sediments in Cisbaikalia and the problem of the relationship of Siberia and Laurentia in the Vendian By S.A. Pisarevsky, R.A. Komissarova and A.N. Khramov // *Geophys. J. Int.*, 2001, V.146, p.867-880.

135) Meert J.G. Growing Gondwana and rethinking Rodinia: a paleomagnetic perspective // *Gondwana Research* 4/3, 2001, p.279-288.

136) Meert, J.G., Van der Voo, R., Payne, T. Paleomagnetism of the Catocin volcanic province: a new Vendian–Cambrian apparent polar wander path for North America // *J. Geophys. Res.*, 1994, V.99 (B3), p.4625-4641.

137) Moores, E.M. Southwest US – East Antarctic (SWEAT) connection: a hypothesis. *Geology*, 19, 1991, p.425-428.

138) Mossakovskii, A.A., Ruzhentsev, S.V., Samygin, S.G., Kheraskova, T.N., 1993. Central Asian fold belt: geodynamic evolution and history of formation // *Geotectonics* 6, p.3–33.

139) Murthy, G.S., Gower, C., Tubett, M., Patzold, R. Paleomagnetism of Eocambrian Long Range dykes and Double Mer Formation from Labrador, Canada // *Canad. J. Earth Sci.*, 1992, V.29, p.1224-1234.

140) Pelechaty S.M. Stratigraphic evidence for the Siberia-Laurentia connection and Early Cambrian rifting. // *Geology*. 1996. V.24. 8. p.719-722.

141) Piper, J. D. A. Magnetic properties of the Alnon Complex // *Geol. Foeren. Stockh. Foerh.*, 1981, V.103, p.9-15.

142) Piper, J.D.A. Palaeomagnetic evidence for a Proterozoic supercontinent, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A280, 1976, p.469-490.

143) Pisarevsky S., Gurevich E., & Khramov A. Paleomagnetism of the Lower Cambrian sediments from the Olenek river section (northern Siberia): paleopoles and the problem of the magnetic polarity in the Early Cambrian // *Geophys. J. Int.*, 1997, V.130, p.746-756.

144) Pisarevsky S.A. and M. E. McElhinny Global Paleomagnetic Visual Data Base Developed into Its Visual Form // *EOS*, 2003, №20, V.84.

145) Pisarevsky S.A., Natapov L.M. Siberia in Rodinia // *Tectonophysics*, 2003, V.375, p.221-245.

146) Pisarevsky S.A., R.A. Komissarova and A.N. Khramov Reply to comment by J. G. Meert and R. Van der Voo on «New palaeomagnetic result from Vendian red sediments in Cisbaikalia and the problem of the relationship of Siberia and Laurentia in the Vendian» Sergei A. Pisarevsky, Raisa A. Komissarova and Alexei N. Khramov // *Geophys. J. Int.*, 2001, V.146, p.871-873.

147) Pisarevsky, S.A., Komissarova, R.A. & Khramov, A.N. New paleomagnetic result from Vendian red sediments in Cisbaikalia and the problem of the relationship of Siberia and Laurentia in the Vendian // *Geophys. J. Int.*, 2000, V.140, p.598-610.

148) Popov V.V., A.G. Iosifidi, A.N. Khramov, J. Tait, V. Bachtadse Paleomagnetism of Upper Vendian sediments from the Winter Coast, White Sea region, Russia: Implications for the paleogeography of Baltica during Neoproterozoic times // *J. Geophys. Res.*, 2002, V.107, № B11, p.2315-2322.

149) Rainbird, R.H., Stern, R.A., Khudoley, A.K., Kropachev, A.P., Heaman, L.M., Sukhorukov, V.I. UPb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection. *Earth Planet. Sci. Lett.* 164, 1998, p.409-420.

150) Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: A preliminary assessment // *Archean Crustal Evolution* (Condie K.C., Ed.). Amsterdam: Elsevier. 1994. p.411-459.

151) Sears, J.W., Price, R.A. New look at the Siberian connection: no SWEAT. *Geology*, 28, 2000, p.423-426

152) Sears, J.W., Price, R.A. The Siberian connection: a case for Precambrian separation of the North American and Siberian cratons. *Geology* 6, 1978, p.267-270.

153) Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A., Burtman, V.S., 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature* 364, p.299–307.

154) Sklyarov E.V. et al. Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif, southern Siberian craton // *Precambrian Research* V.122, 2003, p. 359–376.

155) Smethurst M.A., A.N. Khramov, T.H. Torsvik The Neoproterozoic and Palaeozoic data for Siberian Platform: from Rodinia to Pangea // *Earth Science Reviews*, 1998, V.43, p1-24.

156) Smethurst, M. A., A. N. Khramov, and S. Pisarevsky Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic // *Geophys. J. Int.*, 1998, V.133, p.44-56.

157) Sovetov J.K. Vendian foreland basin of the Siberian cratonic margin: Paleopangean accretionary phases // *Russian Journal of Earth Sciences* Vol. 4. № 5. October 2002.

158) Symons, D.T.A., Chiasson, A.D. Paleomagnetism of the Callander Complex and the Cambrian apparent polar wander path for North America // *Canad. J. Earth Sci.*, 1991, p.355-363.

159) Tanczyk, E.I., Lapointe, P., Morris, W.A., Schmidt, P.W. A paleomagnetic study of the layered mafic intrusion at Sept-Iles, Quebec // 1987, V.24, p. 1431-1438.

160) Torsvik T.H., J.G. Meert, M.A. Smethurst Polar Wander and the Cambrian // *SCIENCE*, 1998, V.279, p.9a.

161) Torsvik, T. H., M. A. Smethurst, J. G. Meert, d. V. R. Van, W. S. McKerrow, M. D. Brasier, B. A. Sturt, and H. J. Walderhaug Continental breakup and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic: A tale of Baltica and Laurentia // *Earth Sci. Rev.*, 1996, V.40, p.229-258.

162) Torsvik, T.H. The Rodinia jigsaw puzzle. *SCIENCE* V.300, May 2003, p.1379-1381.

163) Torsvik, T.H., Rehnstrom, E.F. Cambrian paleomagnetic data from Baltica: implications for true polar wander and Cambrian paleogeography // *J. Geol. Soc. Lond.*, 2001, V.158, p.321-329.

164) Tucker R.D. and McKerrow W.S. Early Paleozoic chronology: A review in light of new U-Pb zircon ages from Newfoundland and Britain // *Canadian Journal of Earth Sciences* 1995, V.32, p.p.368-379.

165) Van Alstine, D.R., Gillett, S.L. Paleomagnetism of Upper Precambrian sedimentary rocks from the Desert Range, Nevada // *J. Geophys. Res.*, 1979, V. 84, p.4490-4500.

166) Van der Voo R. Paleomagnetism of the Atlantic Tethys and Iapetus oceans. Cambridge Univ. Press, 1993, 411 p.

167) Watson J.S., Enkin R.J. The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem.// Geophys.Res.Lett.1993. Vol.20. p.2135-2137.

168) Zijdeveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. – In: Methods in paleomagnetism. Eds. Collinson D.W., Creer K.M.. Amsterdam. Elsevier. 1967. p.254-286.