

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОВ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

А.В. Шацлло<sup>1</sup>, И.В. Федюкин<sup>1,2</sup>, В.И. Паверман<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123995, Москва, ул. Бол. Грузинская, 10, Россия

<sup>2</sup> Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, Россия

<sup>3</sup> Department of Geological and Environmental Sciences, Stanford University, United States

Представлены результаты палеомагнитных и геохронологических исследований позднепалеозойских гранитоидов Ангаро-Витимского батолита, а также осадочных пород венда—раннего кембрия и позднедевонских субвулканических образований Патомской окраины Сибирской платформы. По первичным и метахронным компонентам намагниченности, зафиксированным в породах изученного региона, рассчитан палеомагнитный полюс, отвечающий ранней перми (~290 млн лет), который предлагается использовать в качестве опорного для Сибирской платформы при реконструкциях, разработке кривой кажущейся миграции полюса и прочих магнитотектонических построениях. На основе полученных и опубликованных палеомагнитных данных и анализа геологических материалов обосновывается позднепалеозойский возраст финальной складчатости Байкало-Патомской области. Высказывается предположение о возможных причинах деформаций и масштабного гранитообразования на территории Байкало-Патомской области и Забайкалья в позднем палеозое.

*Палеомагнетизм, Байкало-Патомская складчатая область, Ангаро-Витимский батолит, реконструкции, поздний палеозой, Сибирская платформа.*

## PALEOMAGNETISM OF THE LATE PALEOZOIC GRANITES OF THE ANGARA–VITIM BATHOLITH AND THE HOST ROCKS OF THE BAIKAL–PATOM FOLDED AREA: TECTONIC IMPLICATIONS

A.V. Shatsillo, I.V. Fedyukin, and V.I. Paverman

The paper presents the results of paleomagnetic and geochronological studies of the Late Paleozoic granites of the Angara–Vitim batholith as well as Vendian–Early Cambrian sedimentary rocks and Late Devonian subvolcanic rocks of the Patom margin of the Siberian Platform. Primary and metachronous magnetization in the rocks of the study region was used to calculate an Early Permian (~290 Ma) paleomagnetic pole, which is proposed as a reference pole for the Siberian Platform in paleomagnetic reconstructions, plotting of the apparent polar-wander path curve, and other magnetotectonic studies. The published and obtained paleomagnetic data and analysis of the geological data confirm the Late Paleozoic age of the final folding in the Baikal–Patom area. Possible causes of deformations and large-scale granite formation in the Baikal–Patom area and Transbaikalia in the Late Paleozoic are considered.

*Paleomagnetism, reconstructions, Late Paleozoic, Baikal–Patom folded area, Angara–Vitim batholith, Siberian Platform*

### ВВЕДЕНИЕ

Кривые кажущейся миграции полюса (КМП) древних платформ являются одним из важнейших «инструментов», используемых при построении глобальных реконструкций, оценке кинематических параметров кратонов и восстановлении тектонических событий на коллизионной стадии развития складчатых областей, обрамляющих эти древнейшие элементы земной коры. На сегодняшний день уровень разработки позднепалеозойского сегмента КМП Сибирской платформы едва ли можно признать хорошим, что вызвано недостаточным количеством палеомагнитных данных и, зачастую, их низким качеством [Smethurst et al., 1998; Cocks, Torsvik, 2007; и др.]. До сих пор, фактически, не существует надежной палеомагнитной основы, необходимой для решения вопросов, касающихся палеогеографии Сибири в карбоне и перми, восстановления характера перемещений Сибирской платформы при взаимодействии с Балтикой и другими евразийскими блоками в процессе амальгамации Пангеи.

Одной из живых дискуссионных проблем палеозойской эволюции Байкало-Патомской области является вопрос о возрасте «финальной» складчатости [Докембрий..., 1995; Зорин и др., 2008; Boisgrollier et al., 2009; и др.], генерально сформировавшей характерный структурный рисунок, «лик» этого региона и сопредельных территорий Сибирской платформы, близкий к современному. Оценка соотношения во

времени между процессами деформации и перемагничивания пород успешно используется в палеомагнитной практике для получения ограничений на возраст складчатости [Шипунов и др., 2008 и ссылки в этой работе] и может являться определяющей при отсутствии четких структурно-геологических маркеров.

Настоящая работа направлена на получение достоверных палеомагнитных данных для рубежа карбон—пермь по структурам байкальской складчатого обрамления Сибирской платформы. Новые данные позволяют вплотную приблизиться к решению обозначенных проблем глобальной геотектоники и некоторых вопросов региональной тектоники Байкальской складчатой области.

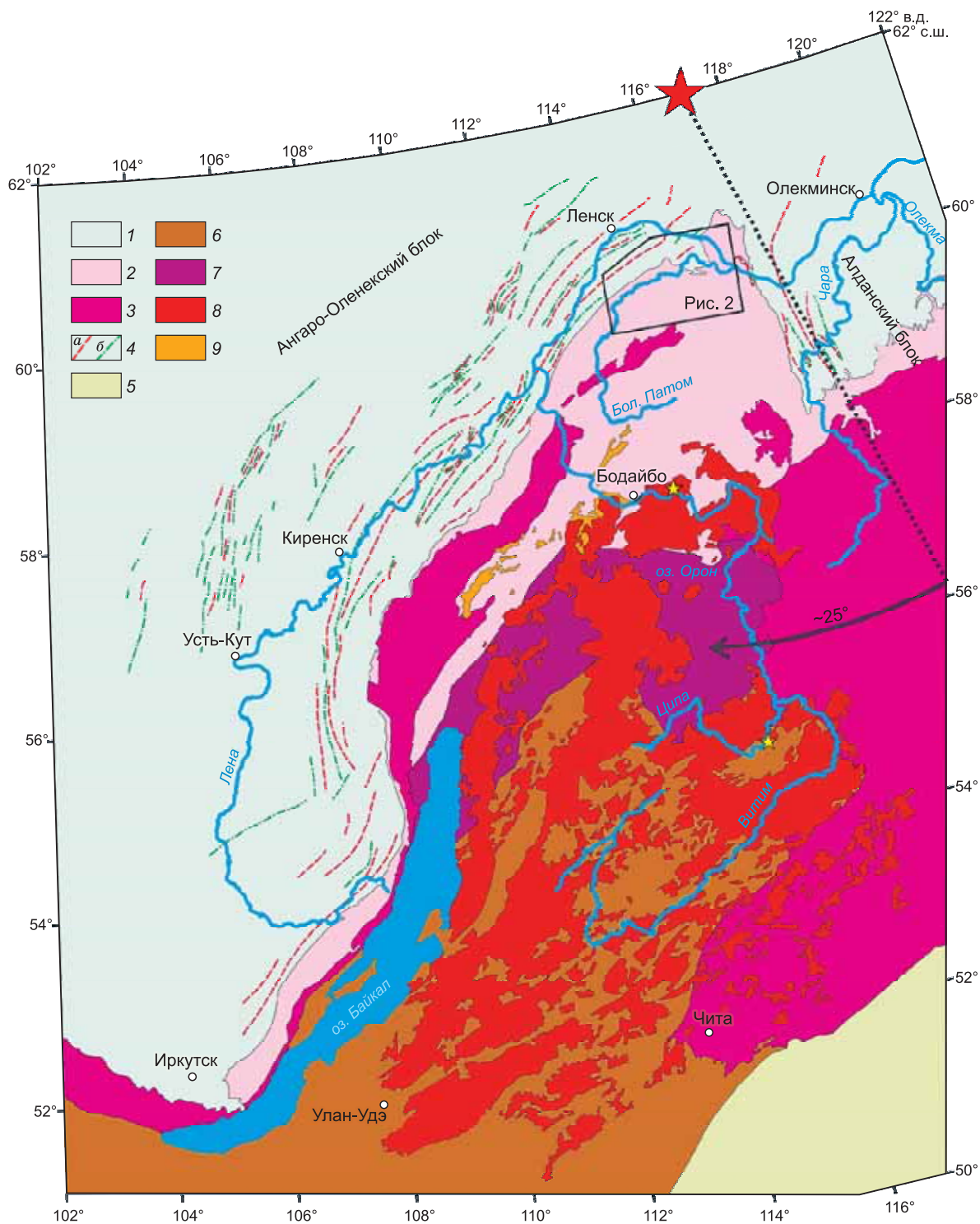
### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве главного объекта палеомагнитного исследования выбраны позднекарбон-раннепермские гранитоиды Байкало-Патомской складчатой области, имеющие генеральное посттектоническое положение в структуре региона — гранитоиды не участвуют в складчатых деформациях и практически не затронуты сетью разрывных нарушений. Посттектоническая позиция гранитоидов подразумевает, что палеомагнитные данные по складчатой области могут «трассироваться» на структуру Сибирской платформы. В рассматриваемом регионе позднепалеозойские гранитоиды слагают обширные поля и распространены примерно от широты г. Бодайбо на севере до г. Улан-Удэ на юге, образуя крупнейший в мире ареал-плутон — Ангаро-Витимский батолит (АВБ), общая площадь которого оценивается в 150 000 км<sup>2</sup> [Литвиновский и др., 1992; и др.] (рис. 1). Гранитоиды АВБ интрузируют или замещают деформированные толщи позднего докембрия Патомской окраины Сибирской платформы, гетерогенные комплексы байкалид Байкало-Муйского пояса и каледонид Байкало-Витимской системы. По петрографическим характеристикам пород, обусловленным, вероятно, особенностями состава протолита [Цыганков и др., 2007], и по «территориальному» признаку среди гранитоидов АВБ выделены многочисленные интрузивные комплексы [Литвиновский и др., 1992; и др.], которых объединяет близкий возраст внедрения, укладывающийся в интервал 310—270 млн лет [Ярмолюк и др., 1997; Цыганков и др., 2007, 2010; Ковач и др., 2011; и др.]. Для объективной оценки пика гранитизации, т.е. оценки времени формирования основного объема гранитоидов такой гигантской структуры, как АВБ, имеющихся изотопных датировок (всего их около сорока), по нашему мнению, недостаточно. И в данном случае такую оценку более корректно провести по продуктам размыва АВБ на основе «детритовой» цирконометрии. Очевидно, что моды цирконовых возрастов будут отвечать максимальным объемам гранитообразования, поскольку именно гранитоиды являются основными поставщиками цирконов. В качестве таких данных можно привлечь результаты, полученные по осадочным толщам Верхоянской пассивной окраины Сибири [Prokoriev et al., 2008], где в породах нижней перми, среднего—верхнего триаса и средней юры в цирконовых спектрах четко выделяются пики 288, 288 и 291 млн лет соответственно. Исходя из этих данных можно заключить, что основной объем гранитоидов АВБ был сформирован ~ 290 млн лет назад.

Необходимо отметить, что крупные гранитные массивы являются сложным объектом для палеомагнитных исследований. В первую очередь это связано с отсутствием надежных критериев для восстановления их первичного залегания. Именно поэтому главным полигоном исследования АВБ были выбраны самые северные его выходы, где наложенные тектонические процессы (в первую очередь мезокайнозойская сдвиговая тектоника) наименее проявлены или отсутствуют (см., например [Шер и др., 1971]). Гранитоиды АВБ были нами изучены в нижнем течении р. Витим (от оз. Орон до г. Бодайбо и ниже, см. рис. 1), что примерно соответствует зоне сочленения Байкало-Муйского пояса и Патомской окраины Сибирской платформы, а также рекогносцировочно по р. Ципа в зоне Байкало-Витимских каледонид. Всего было изучено около 30 обнажений гранитоидов, относимых к мамско-оронскому, конкудеро-мамаканскому, витимканскому и ингамакитскому комплексам, из каждого обнажения отбиралось по 10 ориентированных образцов. Однако интерпретируемый результат получен лишь по восьми обнажениям 2-й фазы конкудеро-мамаканского комплекса р. Витим, достаточно узко географически локализованным (в районе устья р. Энгажимо), и по одному обнажению 3-й фазы витимканского комплекса на р. Ципа (правый берег, в 3 км ниже устья р. Актрагда) (см. рис. 1). В ходе исследования специальное петрографическое и структурное изучение гранитоидов нами не проводилось, и здесь мы ссылаемся на данные геолого-съёмочных работ. Согласно имеющимся материалам, изученные нами «результативные» объекты представлены следующим.

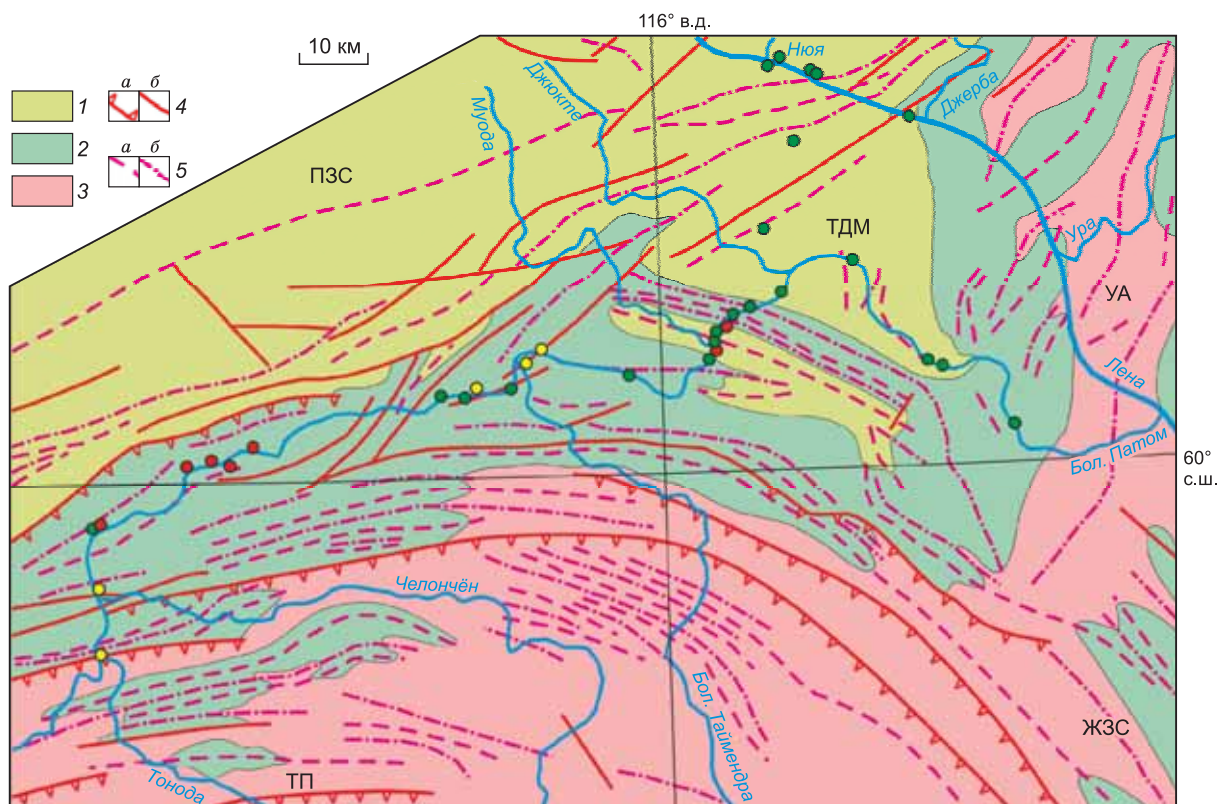
**Конкудеро-мамаканский комплекс, вторая фаза внедрения** — среднезернистые массивные биотитовые граниты нормальной щелочности, слагающие Синьский массив, общей площадью 1250 км<sup>2</sup>. Массив имеет отчетливые рвущие контакты с гранитами ранних фаз и частично согласный, частично секущий контакт с осадочными породами патомской серии позднего докембрия с зоной ороговикования последних [Шер и др., 1971].

**Витимканский комплекс, третья фаза внедрения** — массивные аплитовидные лейкократовые биотитовые граниты Сайженского массива Ципинского многофазового плутона. Характеризуются эруптивными контактами с гранитоидами ранних фаз [Козлов, Сурмилова, 1982].



**Рис. 1. Схема тектонического строения изученных районов и прилегающих территорий.**

1—3 — структурно-вещественные комплексы Сибирской платформы: 1 — платформенный чехол (с кембрия по силур и наложенные юрские впадины); 2 — позднекембрийские толщи Патомской окраины, Прибайкалья и Алданской моноклизы; 3 — выходы раннекембрийского фундамента; 4 — простираения осей складок в палеозойском чехле Сибирской платформы (а — синклинали, б — антиклинали); 5 — мезозойские комплексы Монголо-Охотского складчатого пояса; 6 — каледониды Байкало-Витимской складчатой системы; 7 — байкалиты Байкало-Муйского пояса; 8 — позднепалеозойские гранитоиды Ангаро-Витимского батолита; 9 — среднепалеозойские гранитоиды Мамской кристаллической полосы. Желтые звездочки — результативные обнажения гранитоидов Ангаро-Витимского батолита; красная звездочка — полюс вращения при раскрытии Виллоиской палеорифтовой системы (согласно [Pavlov et al., 2008]); стрелка — направление и масштаб смещения западной окраины Алданского блока при раскрытии Виллоиского палеорифта. Составлено на основе геологической карты России (м-б 1:5 000 000).



**Рис. 2. Структурно-геологическая схема Патомской окраины в районе работ.**

1 — раннекембрийско-силурийские отложения — эльганская и более молодые свиты; 2 — венд-раннекембрийские отложения — жуинская (никольская), ченчинская, жербинская, тинновская и нохтуйская свиты; 3 — рифей-вендские отложения — валохтинская и более древние свиты; 4 — разрывные нарушения: надвиги (а), прочие (б); 5 — оси складок: синклинали (а), антиклинали (б). Буквы на схеме: ЖЗС — Жуинская зона складчато-надвиговых дислокаций, ПЗС — Приленская зона складок, ТДМ — Тогус-Дабанская мульта, ТП — Тонодское поднятие (северный фланг), УА — Уринский антиклинорий. Кружки на схеме — изученные обнажения (желтые — жуинская и ченчинская свиты, красные — нохтуйская свита, зеленые — позднедевонские силлы базитов жаровского комплекса). Составлено на основе геологической карты Сибирской платформы (м-б 1:1 500 000).

В ходе работ 2006—2008 г., проведенных авторским коллективом в северной части Патомской окраины (северный фланг Тонодского поднятия и Тогус-Дабанская мульта, рис. 2), было установлено, что значительная часть позднедокембрийских—палеозойских образований этого региона содержит метахронную намагниченность, формирование которой, по нашему мнению, связано или, по крайней мере, субсинхронно со становлением гранитоидов АВБ. Поскольку данные по «батолитовому» перемагничиванию пород Патомской окраины будут использованы в интерпретации, вкратце остановимся на геологическом строении изученных структур. Образования пассивной окраины и комплексы платформенного чехла сложены здесь преимущественно терригенно-карбонатными толщами позднего докембрия—раннего палеозоя (по силур включительно) и имеют общую мощность около 12 км [Аносов и др., 1973; Шипицин, Шипицина, 1979; Никольский, Кавелин, 1984]. Осадочные толщи залегают с размывом и корой выветривания на палеопротерозойских образованиях фундамента, экспонирующихся на дневную поверхность в ядре Тонодского поднятия. Внутри позднедокембрийской—раннепалеозойской толщи описаны несколько перерывов, однако угловые несогласия, которые позволили бы говорить о существенных перестройках структурного плана в регионе, не зафиксированы. В пределах Тогус-Дабанской мульты и ее ближайшего обрамления осадочные толщи (от позднего венда до ордовика) вмещают «пакет» позднедевонских силлов габбро-диабазов, относимых к жаровскому комплексу [Никольский, Кавелин, 1984]. Позднедевонский возраст габбро-диабазов подтверждается современными геохронологическими определениями (U-Pb по циркону и бадделеиту, K-Ar и Ar-Ar по плагиоклазу — неопубликованные авторские данные). Всего в разрезе мульты насчитывается не менее девяти уровней, в которых распространены силлы. Мощность тел для различных стратиграфических горизонтов непостоянна и меняется от 10 до 100 м при общей мощности около 650 м [Никольский, Кавелин, 1984]. Структура региона характеризуется сложным складчатым рисунком (см. рис. 2). Для северного фланга Тонодского поднятия

(р. Бол. Патом, в р-не устья р. Тонода) характерны узкие сжатые линейные складки субширотного простирания, которые к северу (Приленская зона складок) меняют простирания на ЮЗ-СВ, а к северо-востоку (юго-западный фланг Тогус-Дабанской мульды) на ЮВ-СЗ. Сама мульда представляет собой в плане равносторонний треугольник с острыми центрикулярными замыканиями, обращенными к западу, северо-востоку и юго-востоку, и имеет размер около 40 км в поперечнике. Ядро мульды сложено субгоризонтально залегающими толщами нижнего ордовика, а крылья нижнекембрийскими отложениями, характеризующимися падениями пластов от 10—15 град. до субвертикальных. СЗ и ЮЗ крылья мульды переходят на периферии в «пакеты» осложняющих синклиналей и антиклиналей. Восточное крыло мульды меридионального простирания к востоку смыкается со структурой Уринского антиклинория, где складки, сложенные породами позднего докембрия, имеют уже ЮЗ-СВ простирания. К югу от Уринского антиклинория простирания складчатой структуры вновь меняют ориентировку на субмеридиональную и переходят в Жуинскую зону складчато-надвиговых дислокаций, осложняющих западную «Чарскую» окраину Алданского блока Сибирской платформы (см. рис. 1, 2). Возраст складчатых деформаций региона является предметом дискуссии, имеющей уже более чем 80-летнюю историю. Как отмечает Н.М. Чумаков с соавторами [2007] «...складчатая структура региона разнородна по возрасту и свести формирование всего ансамбля структур Патомской зоны и ее ближайшего окружения к одной эпохе невозможно...». Объективно можно сказать, что «финальная» складчатость в пределах рассматриваемого региона имела место в интервале от позднего девона до юры, так как, с одной стороны, в складчатость вовлечены позднедевонские силы, а, с другой, — складчатые структуры на севере территории перекрыты недеформированными юрскими отложениями.

В пределах Патомской окраины в береговых обнажениях рек Бол. Патом и Лена и их притоков нами были изучены красноцветные терригенно-карбонатные отложения жуинской (никольской) и ченчинской свит вендского возраста [Чумаков и др., 2011], нохтуйской свиты раннего кембрия [Хоментовский и др., 2004], а также базиты жаровского комплекса позднего девона. Всего на рассматриваемой территории было изучено более 35 обнажений, в каждом из которых было отобрано по 10—15, а иногда больше ориентированных образцов.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГРАНИТОИДОВ

Северная часть Ангаро-Витимского батолита, где проводилось настоящее исследование, охарактеризована серией «старых» геохронологических U-Pb определений, укладываемых для конкудеро-мамаканского комплекса в интервал 325—272 млн лет [Бухаров и др., 1992]. Для более точной привязки палеомагнитных данных к шкале времени нами было выполнено U-Pb датирование «результативных», в палеомагнитном отношении, объектов этой части батолита.

Проба для изотопного датирования гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса была взята из берегового обнажения р. Витим, ниже устья р. Энгажимо (правый берег, обнажение Т5).

Дезинтеграция пробы (начальным весом ~ 0.25 кг) проведена вручную в чугунной ступке (без использования механических дробильных установок). Измельченный до ~ 0.15 мм материал пробы был отмучен в проточной воде. После этого измельченный материал пробы был последовательно разделен в бромформе и в тяжелой жидкости М1 до получения монофракции цирконов. Отобранные вручную зерна цирконов имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов.

Цирконы представлены короткопризматическими кристаллами размером (по длинной оси) около 100 мкм. В катодоллюминесцентном изображении зерна характеризуются четкой осцилляторной зональностью, свойственной магматическим цирконам.

U-Pb датирование цирконов проведено на ионном микрозонде SHRIMP-RG, принадлежащем Стэнфордскому Университету и Американской Геологической Службе (USGS) по методике, описанной в [Williams, 1998]. В качестве стандартов использованы мадагаскарский циркон MAD (для концентрации урана) и R33 (для калибровки изотопных отношений).

**Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранитов конкудеро-мамаканского комплекса.**

На врезке —  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возрасты цирконов с учетом ошибки определения, использованные для расчета средневзвешенного значения возраста. Погрешность измерения для каждой точки —  $2\sigma$ .

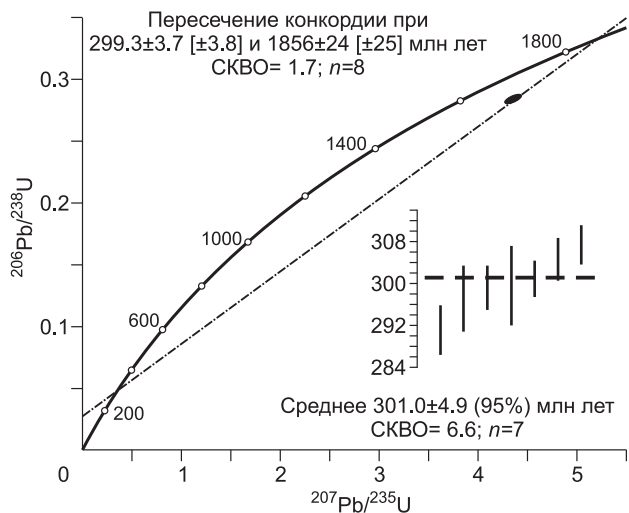


Таблица 1. Аналитические данные по цирконам гранитов конкудеро-мамаканского комплекса

| Анализ | Содержание |        |      |                      | Изотопное отношение ± %             |                                     |      | Возраст, млн лет                                     |  |   |
|--------|------------|--------|------|----------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|------|--|--|---|
|        | U          | Th     | U/Th | <sup>206</sup> Pb, % | <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U | <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U | Rho  | <sup>(206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U) <sub>204</sub> | <sup>(206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U) <sub>208</sub> | <sup>(206</sup> Pb/ <sup>207</sup> Pb) <sub>204</sub> |
|        | г/г        |        |      |                      |                                     |                                     |      |  |  |   |
| 5.1    | 626.50     | 916.03 | 0.68 | 0.27                 | 0.05 ± 0.52                         | 0.33 ± 2.38                         | 0.22 | 289.15 ± 1.48  | 291.02 ± 2.21  | 282.60 ± 53.02  |
| 10.1   | 507.79     | 232.70 | 2.18 | 0.59                 | 0.05 ± 0.61                         | 0.31 ± 4.45                         | 0.14 | 296.73 ± 1.76  | 297.10 ± 3.06  | 122.70 ± 103.82                                       |
| 11.1   | 610.06     | 704.72 | 0.87 | -0.06                | 0.05 ± 0.53                         | 0.34 ± 1.73                         | 0.31 | 298.02 ± 1.55  | 299.28 ± 2.00  | 277.48 ± 37.63  |
| 1.1    | 356.87     | 797.23 | 0.45 | -0.13                | 0.05 ± 0.70                         | 0.33 ± 2.24                         | 0.31 | 297.70 ± 2.04  | 299.65 ± 3.70  | 219.79 ± 49.18  |
| 8.1    | 792.27     | 380.61 | 2.08 | 0.19                 | 0.05 ± 0.48                         | 0.35 ± 1.58                         | 0.30 | 299.47 ± 1.39  | 300.97 ± 1.57  | 328.21 ± 34.29  |
| 14.1   | 861.58     | 702.80 | 1.23 | 0.14                 | 0.05 ± 0.48                         | 0.35 ± 1.60                         | 0.30 | 299.71 ± 1.40  | 304.55 ± 1.95  | 320.87 ± 34.67  |
| 4.1    | 732.16     | 329.76 | 2.22 | 0.38                 | 0.05 ± 0.53                         | 0.34 ± 3.58                         | 0.15 | 306.44 ± 1.57  | 307.48 ± 1.76  | 235.03 ± 81.79  |
| 3.1*   | 450.30     | 269.00 | 1.67 | 1.58                 | 0.28 ± 0.53                         | 4.38 ± 0.80                         | 0.66 | 1613.35 ± 7.50                                       | 1614.75 ± 8.18                                       | 1828.05 ± 10.88                                       |

Примечание. Средневзвешенный возраст по  $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})_{208}$  —  $301.0 \pm 4.9$  (95 %) млн лет, не учитывая погрешности в стандартах, СКВО = 6.6,  $n = 7$ . Rho — коэффициент корреляции между ошибками определения отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ . Погрешности даны на уровне 1σ. Поправка в обыкновенный свинец введена по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ .

\* Анализ не использовался при расчете средневзвешенного возраста.

Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2000]. Построение графика с конкордией и вычисление U/Pb-изотопного возраста проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX. Результаты анализа зерен циркона представлены в табл. 1 и на рис. 3.

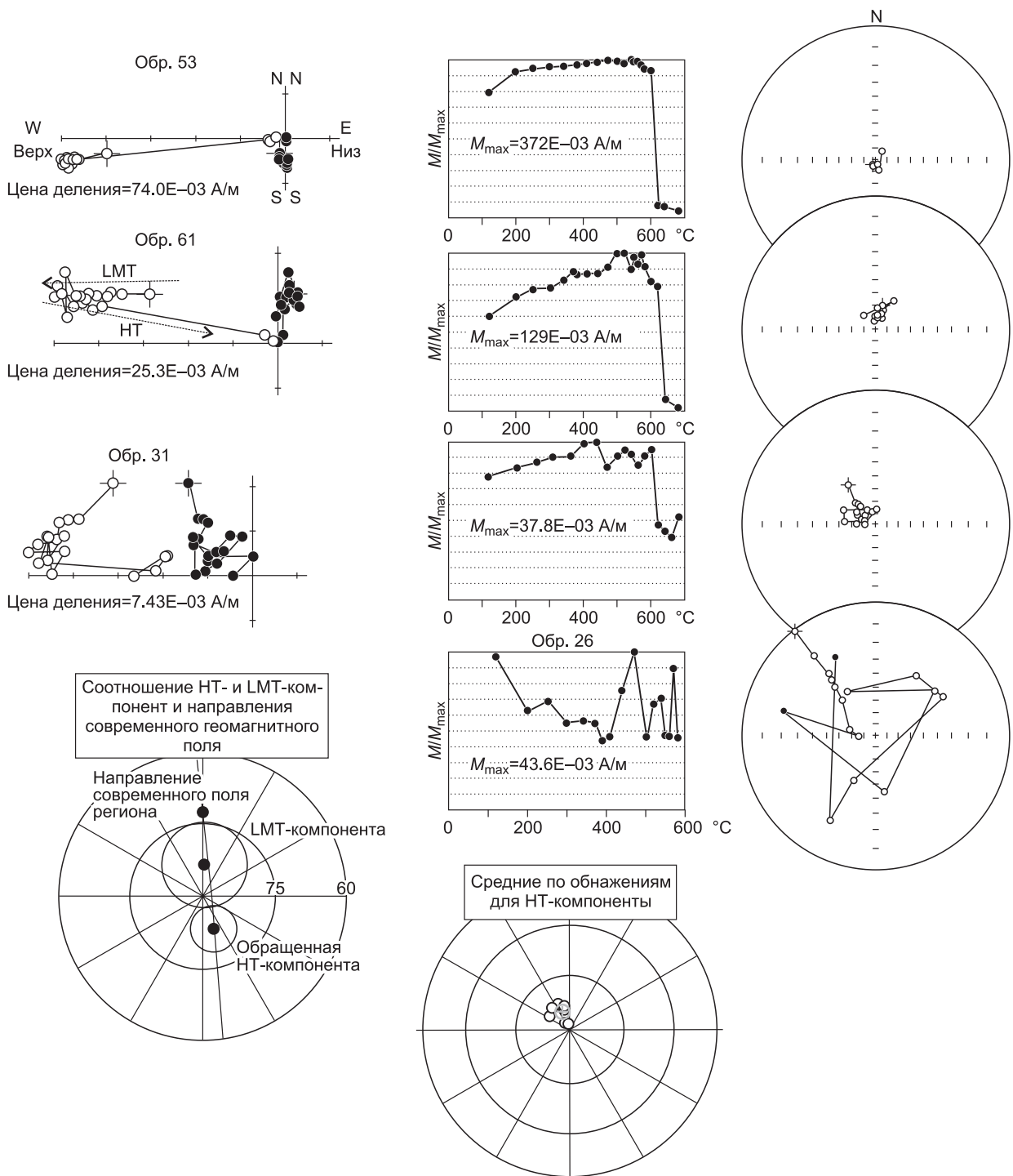
Для расчета изотопного возраста гранитов нами не использовались анализы, характеризующиеся высокими содержаниями урана (> 1000 г/т) и нерадиоогенного свинца (> 1 %  $^{206}\text{Pb}$ ). Значение возраста было вычислено как средневзвешенное значение  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возрастов после внесения  $^{208}\text{Pb}$  поправки на нерадиоогенный свинец и определено как  $301.0 \pm 4.9$  млн лет (доверительный интервал = 95 %, СКВО = 6.6). При расчете модельного возраста не учитывались погрешности в изотопных отношениях стандартов. В итоге мы интерпретируем значение возраста  $301.0 \pm 4.9$  млн лет как возраст кристаллизации гранитов.

Для центральной части одного из зерен циркона, характеризующегося изометричными очертаниями и отчетливо выраженным зональным строением, получены дискордантные изотопные отношения, указывающие на протерозойский возраст этого зерна. Пересечение дискордии с конкордией (см. рис. 3), рассчитанное по всем анализам, дает возрасты  $299.3 \pm 3.7$  (нижнее пересечение) и  $1856 \pm 24$  млн лет (верхнее пересечение). Полученные значения возраста свидетельствуют, что данный циркон является захваченным, а нарушение изотопной системы произошло во время образования гранитов.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Лабораторная обработка коллекций проводилась в лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН, а также петромагнитной лаборатории МГУ и в палеомагнитных лабораториях Университета Калифорнии в Санта-Крузе (США), Мюнхенского Университета (Германия) и Парижского института физики Земли (Франция). Все образцы были подвергнуты ступенчатому терморазмагничиванию до полного разрушения намагниченности либо до момента, когда вектор намагниченности начинал хаотически менять направление. Число шагов чистки, в зависимости от магнитной минералогии пород, составляло обычно от 12 до 18. При терморазмагничивании использовались немагнитные печи ММТД-80 (Magnetic Measurements Ltd). Измерения остаточной намагниченности проводились в немагнитном пространстве, на спин-магнитометрах JR-6 (AGICO) и сквид-магнитометрах 2G-Interprise. Величины магнитной восприимчивости измерялись на каппаметре MFTK-1A (AGICO). Компонентный анализ и анализ распределения векторов на сфере проводился с помощью пакетов компьютерных программ Р. Энкина [Enkin, 1994] и С.В. Шипунова «SELECT» [Шипунов, 1995, 2000; Шипунов, Бретштейн, 1999].

**1. Гранитоиды Ангаро-Витимского батолита.** Скалярные магнитные характеристики гранитоидов изученных регионов меняются в широких пределах, различаясь более чем на пять порядков по величинам естественной остаточной намагниченности ( $10^{-5}$ — $1$  А/м) и магнитной восприимчивости ( $10^{-6}$ — $10^{-1}$  ед. СИ). Гранитоиды мамско-оронского и значительной части конкудеро-мамаканского комплексов слабомагнитны, чем объясняется отсутствие в них интерпретируемой палеомагнитной записи. Среди магнитных разностей гранитоидов значительное количество образцов содержит достаточно четкий палеомагнитный сигнал, однако выявить какое-либо систематическое палеомагнитное направление в объеме обнажения не удастся. Возможно, это связано с влиянием син- и постмагматической тектоники



**Рис. 4.** Диаграммы Зийдervельда и стереограммы с распределением установленных компонент намагниченности в гранитоидах Ангаро-Витимского батолита.

Географическая система координат. На стереограммах залитые кружки — проекция на нижнюю полусферу, открытые на верхнюю; крестик — среднее по обнажениям. Плоскости: залитый кружок — горизонтальная, открытый — вертикальная. Пояснения см. в тексте.

[Hrouda, 1982], что находит свое отражение в аномально высокой степени анизотропии магнитной восприимчивости изученных пород [Федюкин, Шаццлло, 2009]. При анализе скалярных магнитных характеристик гранитоидов заслуживающим внимания является тот факт, что образцы, несущие «полезный» палеомагнитный сигнал, четко выделяются по величине магнитной восприимчивости (порядка  $10^{-2}$  ед. СИ).

Как уже отмечалось, в пределах Патомской окраины интерпретируемый палеомагнитный сигнал зафиксирован лишь в гранитоидах конкудеро-мамаканского комплекса (2-я фаза внедрения) в обнажениях в районе р. Энгажимо. По характеру намагничивания в процессе термочистки образцы из этих обнажений могут быть разделены на две группы.

1. В процессе чистки образцов первой группы величина намагниченности постепенно возрастает (рис. 4, обр. 53, 61), достигая максимума при нагревах 450—500 °С, затем к температурам 500—540 °С уменьшается на 5—10 %. Далее, в районе 600 °С и несколько выше наблюдается резкий спад с полным разрушением при  $T_c$  гематита. Судя по деблокирующим температурам, основным магнитным минералом в образцах этой группы является либо окисленный магнетит, либо относительно низкотитанистый гемильменит.

Рост намагниченности в низкосреднетемпературном интервале обусловлен двумя факторами: 1) снятием современной вязкой компоненты намагниченности и 2) разрушением в интервале температур 250—500 °С низкосреднетемпературной компоненты (LMT), почти антиподальной высокотемпературной характеристической компоненте намагниченности НТ (см. рис. 4, обр. 61), разрушающейся в интервале 500—680 °С.

Средние направления, рассчитанные по НТ- и LMT-компонентам для образцов, где они совместно встречаются, не полностью антиподальны — при обращении угловое расстояние между ними составляет 13.5°, при критическом значении 9.6°. При этом направление современного геомагнитного поля в регионе и направления НТ и LMT лежат на дуге большого круга, что вполне определенно указывает на то, что неполная антиподальность НТ- и LMT-компонент обусловлена частичной контаминацией последней современной намагниченностью (см. рис. 4). Мы предполагаем, что существование LMT-компоненты обусловлено эффектом самообращения намагниченности.

2. Основными носителями палеомагнитного сигнала в образцах второй группы (составляющей ~ 40 % от общего объема), судя по характеру намагничивания, являются сульфиды железа. При температурных чистках значительная часть намагниченности разрушается к 400—450 °С. При больших нагревах происходит сильное подмагничивание, характерное для пород, содержащих сульфиды железа, по которым при нагреве в присутствии кислорода происходит образование магнетита.

Достаточно «шумная» компонента, аналогичная по направлению НТ-компоненте первой группы, выделяется только в половине образцов, в оставшейся части наблюдаются только «следы» этой компоненты, выраженные кругами перемагничивания (см. рис. 4, обр. 26).

Результативные образцы гранитоидов витимканского комплекса Забайкалья (р. Ципа) характеризуются достаточно шумной палеомагнитной записью. Информативный сигнал выделяется в интервале температур ~ 300—600 °С (см. рис. 4, обр. 31), когда вектор намагниченности «блуждает» вокруг некоторого направления, соответствующего НТ-компоненте конкудеро-мамаканских гранитоидов. При больших температурах вектор намагниченности начинает хаотически менять свое направление в результате лабораторного подмагничивания.

Несмотря на посредственное качество палеомагнитной записи в половине изученных образцов, рассчитанные компоненты намагниченности имеют удовлетворительную сходимость как внутри обнажений (табл. 2), так и при сравнении средних направлений по обнажениям (см. рис. 4), образующих кучный кластер в области СЗ склонений и высоких отрицательных наклонений. Хорошая сходимость данных по обнажениям указывает, с одной стороны, на синхронность формирования намагниченности в изученных регионах, а, с другой, — на отсутствие существенных тектонических движений в их структуре после фиксации намагниченности.

В пользу первичности намагниченности свидетельствуют существенное отличие рассчитанного палеомагнитного направления от известных мезозойско-кайнозойских направлений Сибири и Европы [Besse, Courtillot, 2002; Cocks, Torsvik, 2007; Павлов, 2012; Метелкин и др., 2012], а также региональный контакт-тест — породы рамы Патомской окраины и Байкало-Муйского пояса претерпели региональное «батолитовое» перемагничивание (см. ниже), которое не распространяется далее в пределы платформенной части [Шацилло и др., 2007].

Изотопный возраст гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса, определенный по «результативным» образцам из обнажения правого берега р. Витим, ниже устья р. Энгажимо, составляет  $301.0 \pm 4.9$  млн лет. Температура закрытия U—Th—Pb системы в цирконе превышает 900 °С [James et al., 1997], т.е. возраст намагниченности должен быть несколько моложе цирконового и отвечать времени остывания гранитоидов ниже блокирующих температур. Данные термохронометрии по меловому-палеогеновому батолиту Ладах (Гималаи) [Rajeev et al., 2007], соизмеримому по масштабу с Ангаро-Витимским, показывают, что остывание в первые 15—20 млн лет после закрытия U—Pb системы происходит со средней скоростью ~ 30 °С/млн лет, т.е. время остывания до температур 500—600 °С должно составить в среднем 10—13 млн лет. Если то же справедливо для АВБ, и намагниченность гранитоидов имеет первичный генезис, то время ее формирования с учетом погрешности определения возраста пород можно оценить интервалом 280—295 млн лет.



Таблица 2. Палеомагнитные направления гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и красноцветов жуинской, ченчинской и нохтуйской свит

| Обнажение  | $n/N$ | $D(g)$ | $I(g)$ | $k(g)$ | $a_{95}(g)$ | $D(s)$ | $I(s)$ | $k(s)$ | $a_{95}(s)$ | Slong                     | Slat  |
|--|-------|--------|--------|--------|-------------|--------|--------|--------|-------------|---------------------------|-------|
| <b>Гранитоиды Ангаро-Витимского батолита</b>           |       |        |        |        |             |        |        |        |             |                           |       |
| T4 (Витим)   | 3+3с  | 335.4  | -74.2  | 32.1   | 12.9        | —      | —      | —      | —           | 114.92                    | 57.93 |
| T5 (Витим)   | 10    | 341.7  | -81.9  | 55.7   | 6.5         | —      | —      | —      | —           | 114.87                    | 57.86 |
| T5A (Витим)  | 7+1с  | 345.1  | -78.5  | 109.0  | 5.4         | —      | —      | —      | —           | 114.87                    | 57.86 |
| T5B (Витим)  | 9     | 322.9  | -85.4  | 54.5   | 7.0         | —      | —      | —      | —           | 114.87                    | 57.86 |
| T5C (Витим)  | 3+5с  | 304.5  | -76.5  | 21.4   | 13.0        | —      | —      | —      | —           | 114.87                    | 57.86 |
| 17 (Витим)   | 3     | 345.2  | -86.6  | 86.5   | 13.3        | —      | —      | —      | —           | 114.98                    | 57.82 |
| 18 (Витим)   | 6     | 346.8  | -76.1  | 48.2   | 9.7         | —      | —      | —      | —           | 114.87                    | 57.86 |
| 4 (Ципа)   | 7+1с  | 318.3  | -75.8  | 29.0   | 10.5        | —      | —      | —      | —           | 115.65                    | 55.06 |
|  |       | 320.5  | -74.4  |        |             |        |        |        |             | Пересчитано для координат |       |
| Среднее  | 8     | 331.4  | -79.6  | 203.2  | 3.9         | —      | —      | —      | —           | —                         | —     |
| <b>Жуинская (никольская) и ченчинская свиты (венд)</b> |       |        |        |        |             |        |        |        |             |                           |       |
| 21   | 29    | 346.2  | -77.1  | 89.7   | 2.8         | 184.5  | -4.9   | 39.5   | 4.3         | 114.51                    | 59.78 |
| 22   | 6     | 1.3    | -75.9  | 262.0  | 4.1         | 357.1  | -34.8  | 32.1   | 12.0        | 114.51                    | 59.89 |
| 31   | 12    | 345.3  | -67.6  | 24.9   | 8.9         | 348.0  | -16.4  | 24.3   | 9.0         | 115.55                    | 60.11 |
| 33   | 18    | 328.2  | -68.6  | 48.5   | 5.0         | 180.2  | -42.5  | 14.5   | 9.4         | 115.65                    | 60.12 |
| 34   | 15    | 347.9  | -61.5  | 17.5   | 9.4         | 339.3  | -13.9  | 15.4   | 10.1        | 115.65                    | 60.16 |
| Среднее  | 5     | 344.8  | -70.4  | 118.0  | 7.1         | 324.6  | -58.2  | 1.4    | 116.2       | —                         | —     |
| <b>Нохтуйская свита (нижний кембрий)</b>               |       |        |        |        |             |        |        |        |             |                           |       |
| 24   | 6     | 335.4  | -80.9  | 14.4   | 18.3        | 333.9  | -3.7   | 14.9   | 17.9        | 114.58                    | 59.95 |
| 25   | 12    | 8.9    | -73.7  | 14.8   | 11.7        | 351.8  | -63.8  | 14.8   | 11.7        | 114.89                    | 60.04 |
| 28   | 3     | 94.7   | -72.3  | 27.1   | 24.2        | 142.5  | -41.6  | 27.1   | 24.2        | 115.31                    | 60.09 |
| 37   | 13    | 345.3  | -82.0  | 64.5   | 5.2         | 205.0  | -31.1  | 48.8   | 6.0         | 116.16                    | 60.15 |
| 40   | 4     | 358.1  | -54.2  | 38.2   | 15.0        | 221.1  | -49.7  | 24.6   | 18.9        | 116.17                    | 60.19 |
| Среднее  | 5     | 11.4   | -76.4  | 24.5   | 15.8        | 237.9  | -71.3  | 2.1    | 72.7        | —                         | —     |

Примечание.  $n/N$  — количество образцов/обнажений;  $D$  — склонение;  $I$  — наклонение;  $k$  — кучность;  $a_{95}$  — радиус круга доверия, отвечающего вероятности 95 %; индексы (g) и (s) — географическая и стратиграфическая системы координат; Slong и Slat — географическая долгота и широта обнажения. Индекс (с) в столбце  $n/N$  — круги перематрирования, использованные при расчете среднего направления.

**2. Жуинская (никольская), ченчинская и нохтуйская свиты венда и нижнего кембрия.** Образцы, отобранные из этих стратиграфических уровней, представлены пестроцветными алевропесчаниками, аргиллитами и мергелями. В значительной части образцов, помимо высокотемпературных «конечных» компонент (далее не рассматриваются), присутствует устойчивая к размагничиванию промежуточная компонента (IT), как правило, не идущая в начало координат диаграмм Зийдервельда (рис. 5). IT-компонента выделяется в интервале температур от 100—200 °C и выше и разрушается при температурах, не превышающих, как правило,  $T_c$  магнетита, при этом она часто является единственной в образце. IT-компонента определяется тестами складки как послескладчатая (см. табл. 2, рис. 5).

**3. Силлы долеритов жаровского комплекса.** Для изученных образцов характерны диаграммы Зийдервельда, на которых выделяются конечные высокотемпературные компоненты намагниченности с максимальными блокирующими температурами вблизи  $T_c$  магнетита (рис. 6). Сравнение средних направлений по обнажениям демонстрирует наличие отдельных кластеров на фоне общего квазихаотического характера распределения как в географической, так и в стратиграфической системах координат (см. рис. 6, табл. 3). В стратиграфической системе координат обособляется доскладчатый NW-кластер северо-западных склонений и средних положительных наклонений. Обнажения, представляющие этот кластер, расположены в самой северной части территории (р. Лена, ниже устья р. Нюя, см. рис. 2), где силлы и вмещающие толщи кембро-ордовика смяты в пологие складки. Изученные образцы представлены неизменными долеритами и экзоконтактовыми зонами и характеризуются четкими, часто однокомпонентными диаграммами Зийдервельда (см. рис. 6, обр. 285, 243). Направления, образующие NW-кластер, значительно отличаются как от ожидаемых направлений для девона, так и от других известных сибирских направлений. Генезис палеомагнитных направлений, образующих NW-кластер, неясен, в качестве

Таблица 3. Палеомагнитные направления в силах жаровского комплекса и обожженных контактах

| Обнажение                                      | $n/N$  | $D(g)$                          | $I(g)$ | $D(s)$ | $I(s)$ | $k$   | $a_{95}$ | $D(i)$ | $I(i)$ | $F$  | Slong  | Slat  |
|--|--------|---------------------------------|--------|--------|--------|-------|----------|--------|--------|------|--------|-------|
| <b>NW-кластер</b>                              |        |                                 |        |        |        |       |          |        |        |      |        |       |
| L2-1   | 20+13c | 312.3                           | 65.9   | 331.5  | 40.1   | 50.5  | 3.6      | —      | —      | —    | 116.40 | 60.51 |
| L2-1BC   | 9      | 303.6                           | 66.7   | 327.7  | 42.5   | 200.7 | 3.6      | —      | —      | —    | 116.40 | 60.51 |
| L2-2   | 20+11c | 318.8                           | 34.2   | 327.5  | 43.8   | 110.6 | 2.5      | —      | —      | —    | 116.40 | 60.51 |
| L3A  | 8+4c   | 323.9                           | 38.0   | 323.9  | 38.0   | 28.4  | 8.4      | —      | —      | —    | 116.34 | 60.52 |
| L3B  | 12+7c  | 314.5                           | 44.0   | 324.2  | 31.0   | 39.5  | 5.4      | —      | —      | —    | 116.29 | 60.52 |
| Среднее  | 5      | 316.3                           | 49.9   | —      | —      | 25.4  | 15.5     | —      | —      | —    | —      | —     |
|  | 5      | —                               | —      | 326.9  | 39.1   | 210.4 | 5.3      | —      | —      | —    | —      | —     |
| Полус Plong = 342.3 Plat = 45.3 $a_{95} = 4.3$ |        |                                 |        |        |        |       |          |        |        |      |        |       |
| <b>SF-кластер</b>                              |        |                                 |        |        |        |       |          |        |        |      |        |       |
| 23   | 8      | 240.1                           | -63.4  | 292.9  | -33.0  | 20.5  | 12.5     | 254.4  | -61.8  | 15   | 114.56 | 59.95 |
| 23BC   | 4+1c   | 154.3                           | -80.9  | 324.7  | -49.3  | 38.2  | 12.9     | 319.5  | -79.8  | 38   | 114.56 | 59.95 |
| 30   | 9+1c   | 38.8                            | -76.4  | 28.0   | -30.7  | 21.1  | 10.8     | 38.8   | -76.4  | 0    | 115.48 | 60.10 |
| 32BC   | 3+2c   | 33.9                            | -63.0  | 353.3  | -39.0  | 17.2  | 20.3     | 29.9   | -62.4  | 6    | 115.58 | 60.10 |
| 38   | 6+1c   | 53.2                            | -52.2  | 182.1  | -42.0  | 32.9  | 10.8     | 92.6   | -71.8  | 34   | 116.15 | 60.16 |
| 39   | 10+2c  | 244.9                           | -47.3  | 350.5  | -39.8  | 19.6  | 10.1     | 309.2  | -63.3  | 53   | 116.15 | 60.18 |
| 41   | 9+1c   | 34.0                            | -84.9  | 201.9  | -80.1  | 11.4  | 15.0     | 34.0   | -84.9  | 0    | 116.19 | 60.20 |
| 44   | 5+3c   | 340.1                           | -76.5  | 5.7    | -81.7  | 44.3  | 10.2     | 346.8  | -78.6  | 36   | 116.30 | 60.30 |
| 46_1-2   | 10+4c  | 7.9                             | -59.0  | 260.8  | -59.6  | 14.7  | 10.8     | 327.1  | -71.9  | 42   | 116.68 | 60.14 |
| 59_1   | 8      | 358.8                           | -27.0  | 339.1  | -66.0  | 10.4  | 18.0     | 339.1  | -66.0  | 100  | 116.39 | 60.42 |
| 59_2   | 5      | 336.8                           | -78.6  | 206.5  | -56.5  | 10.4  | 24.9     | 334.6  | -79.2  | 2    | 116.39 | 60.42 |
| L-1  | 22+12c | 333.4                           | -75.1  | 61.8   | -68.4  | 19.4  | 5.7      | 345.4  | -76.7  | 13   | 116.66 | 60.44 |
| Среднее  | 12     | 354.9                           | -77.2  | —      | —      | 8.9   | 15.4     | —      | —      | —    | —      | —     |
|  | 12     | —                               | —      | 325.8  | -72.8  | 4.8   | 22.2     | —      | —      | —    | —      | —     |
|  | 12     | Непропорциональное распрямление |        |        |        | 26.6  | 8.6      | 342.6  | -78.7  | —    | —      | —     |
|  | 12     | Пропорциональное распрямление   |        |        |        | 14.4  | 11.8     | 343.9  | -76.6  | 35.3 | —      | —     |
| <b>SW-кластер</b>                              |        |                                 |        |        |        |       |          |        |        |      |        |       |
| 29   | 4+5c   | 185.1                           | 6.9    | 206.6  | 40.0   | 23.9  | 11.2     | —      | —      | —    | 115.44 | 60.11 |
| 35   | 8+1c   | 240.2                           | 14.5   | 237.8  | 18.9   | 61.5  | 6.7      | —      | —      | —    | 115.90 | 60.12 |
| 36   | 8+1c   | 246.8                           | 5.2    | 245.3  | 15.5   | 25.6  | 10.4     | —      | —      | —    | 116.15 | 60.14 |
| 42_1-2   | 7+1c   | 261.8                           | -38.8  | 245.7  | -13.2  | 17.6  | 13.7     | —      | —      | —    | 116.22 | 60.20 |

Примечание. Индекс ( $i$ ) — промежуточная система координат;  $F$  — процент распрямления складки при максимальной кучности; Plong, Plat — долгота и широта палеомагнитного полюса;  $a_{95}$  — радиус круга доверия. Прочие пояснения см. в табл. 2 и в тексте.

рабочей гипотезы можно предположить, что они обусловлены фиксацией намагниченности во время экскурса или записью поля во время инверсии. Независимо от природы и возраста намагниченности, доскладчатость NW-кластера является доказательством того, что на данном участке Тогу-Дабанской мульды девонские силлы внедрялись в недеформированные толщи, т.е. складчатость здесь была в пост-девонское время.

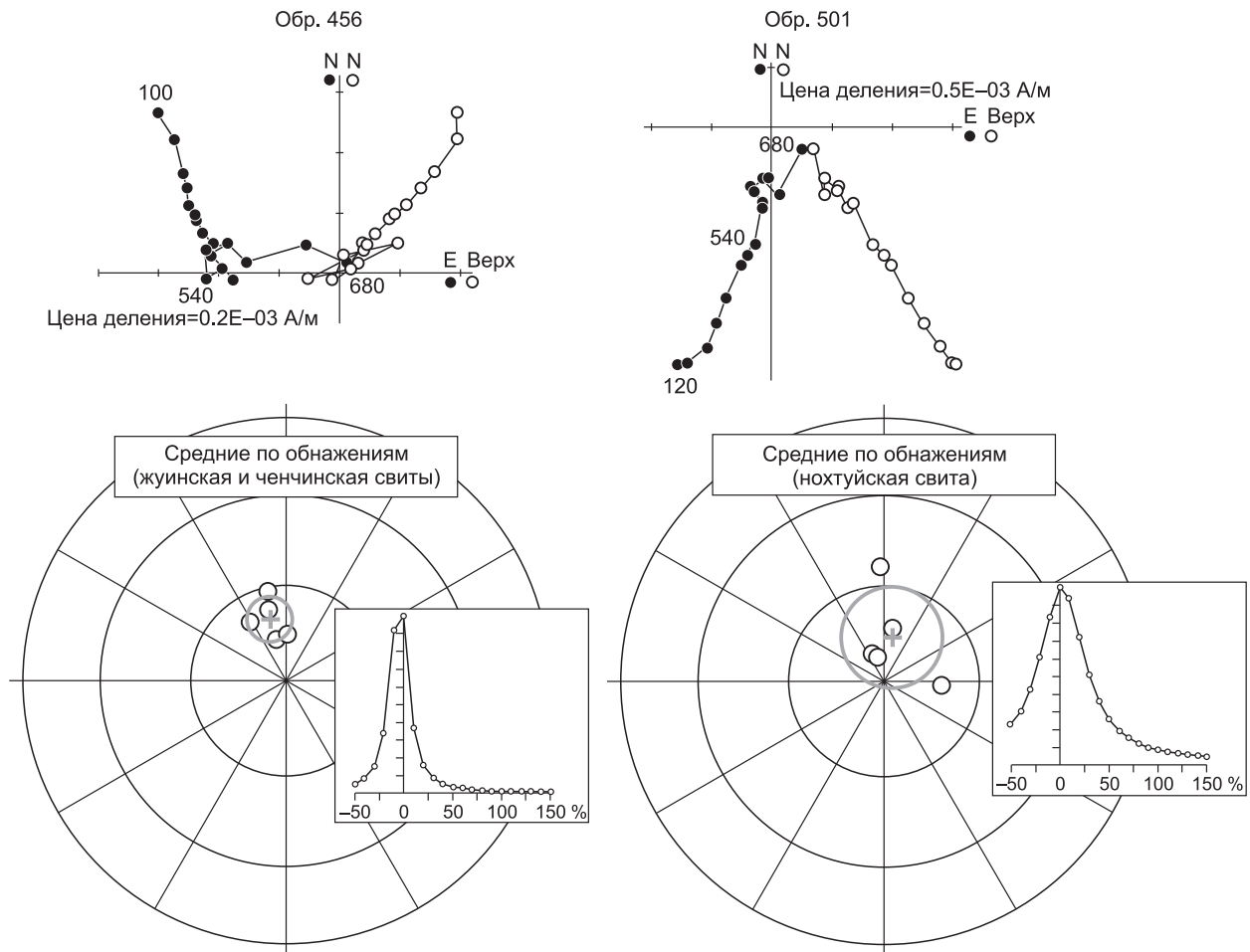
В юго-западной четверти стереограммы, в области низких и средних наклонов (стратиграфическая система координат), условно выделяется SW-кластер (см. рис. 6). Тесты складки для SW-кластера не дают определенного результата, поэтому далее эти данные исключаются из рассмотрения.

Оставшаяся часть выборки характеризует кластер SF средних—высоких отрицательных наклонов и широкого разброса склонений с некоторым группированием в полярной области стереограммы при рассмотрении в географической системе координат (см. рис. 6). Тесты складки указывают на син-складчатость намагниченности. При рассмотрении SF-кластера в промежуточной системе координат среднее направление по сайтам соответствует характеристической компоненте гранитоидов АВБ.

**4. Синтез полученных палеомагнитных данных.** Средние направления метакристаллической компоненты в породах Патомской окраины (см. табл. 2, 3; рис. 5, 6) в пределах ошибки определения совпадают с предположительно первичным направлением в гранитах Ангаро-Витимского батолита. С большой вероятностью можно говорить о синхронности образования этой намагниченности во всех изученных

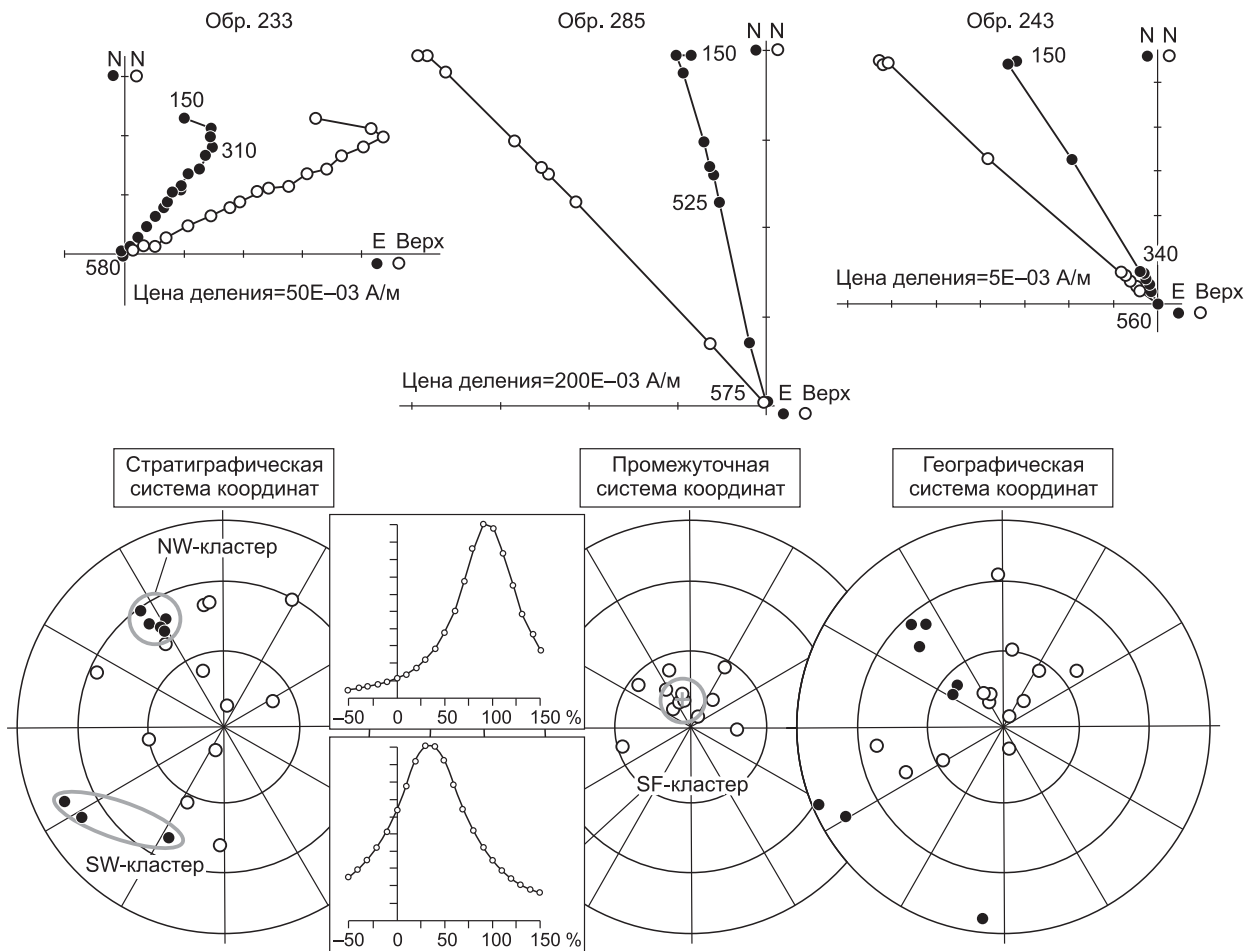
объектах. Аналогичная послескладчатая компонента была установлена К.М. Константиновым в породах позднего докембрия и раннего карбона Байкало-Муйского пояса [Шацилло и др., 2004] (табл. 4). Обращает на себя внимание тот факт, что во всех изученных объектах наблюдается тотальное проявление монополярной намагниченности отрицательных наклонений, что является дополнительным доводом в пользу позднекаменноугольного—раннепермского возраста намагниченности, соответствующего суперхрону обратной полярности Киама (317—265 млн лет). Учитывая перечисленные факты, можно заключить, что перемагничивающее событие имело региональный характер и обусловлено внедрением Ангаро-Витимского батолита, тепловое и флюидное воздействие которого привело к формированию метасинхронной намагниченности во вмещающих породах. Вероятно, что времени перемагничивания отвечает пик эндогенной активности региона. Весь комплекс данных указывает на то, что в постбатолитовое время (с пермского периода и поныне) изученная часть Байкало-Патомской складчатой области и Патомская окраина платформы были в значительной степени ригидны и не испытывали масштабных взаимных перемещений и вращений. Исходя из этого, осредненный палеомагнитный полюс по первичным и метасинхронным компонентам намагниченности может трассироваться на кратонную часть Сибири.

Далее остановимся на вариантах расчета осредненного полюса. Мы предлагаем три варианта (см. табл. 4, рис. 7): 1) расчет по средним полюсам для регионов (Патомская окраина (ПО) + Байкало-Муйский пояс, холоднинская свита (БМП(Х)) + Байкало-Муйский пояс, падроканская свита (БМП(П)) + гранитоиды АВБ (АВБ)); 2) расчет по полюсам для всех обнажений; 3) расчет по полюсам для всех обнажений с использованием селекции данных (последовательное исключение из выборки полюсов, на 95-м % уровне вероятности отличающихся от среднего, при соответствующих значениях кучности рас-



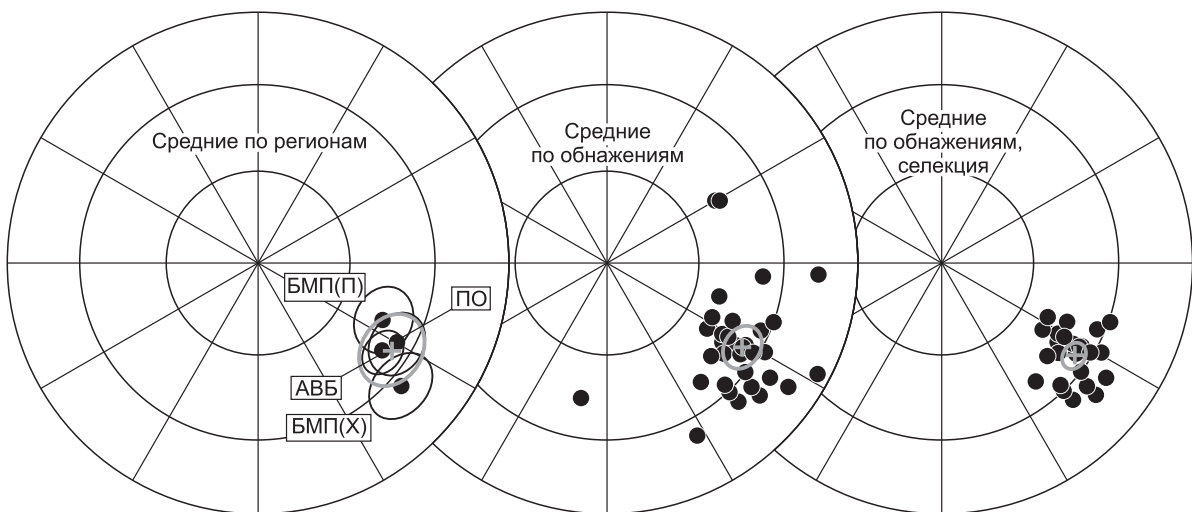
**Рис. 5. Диаграммы Зийдвервельда и стереограммы с распределением установленных компонент намагниченности в породах венда—нижнего кембрия.**

Диаграммы Зийдвервельда представлены в стратиграфической системе координат, стереограммы в географической. На стереограммах залившие кружки — проекция на нижнюю полусферу, открытые — на верхнюю; крестики — среднее по обнажениям. На врезках — графики зависимости кучности распределения средних направлений от степени распрямления складок (пропорциональное распрямление).



**Рис. 6. Диаграммы Зийдervельда и стереограммы с распределением установленных компонент намагниченности в силах жаровского комплекса.**

Диаграммы Зийдervельда представлены в стратиграфической системе координат. На стереограммах заливные кружки — проекция на нижнюю полусферу, открытые — на верхнюю; крестик — среднее по обнажениям. Промежуточная система координат — непропорциональное распрямление складок. На врезках — графики зависимости кучности распределения средних направлений от степени распрямления складок (пропорциональное распрямление). Пояснения см. в тексте.



**Рис. 7. Варианты расчета осредненного палеомагнитного полюса.**

Пояснения см. в тексте.

Таблица 4.

## Палеомагнитные полюсы

| № п/п   |  | Plong    | Plat  | $a_{95}$ | G        | Gc       |
|---|--|----------|-------|----------|----------|----------|
| <b>ПАТОМСКАЯ ОКРАИНА</b>  |  |          |       |          |          |          |
| <i>Послескладчатое перемагничивание жуинской (никольской) и ченчинской свит</i> |  |          |       |          |          |          |
| 1   |  | 121.5    | 35.6  | 5.0      |          |          |
| 2   |  | 113.8    | 33.2  | 7.3      |          |          |
| 3   |  | 125.5    | 21.2  | 13.6     |          |          |
| 4   |  | 136.7    | 24.9  | 7.8      |          |          |
| 5   |  | 124.8    | 13.3  | 12.7     |          |          |
| Среднее (1—5)   |  | 124.7    | 25.8  | 11.1     | 13.8     | 13.7     |
| <i>Послескладчатое перемагничивание нохтуйской свиты</i>                        |  |          |       |          |          |          |
| 6   |  | 124.6    | 43.3  | 34.7     |          |          |
| 7   |  | 109.7    | 29.9  | 20.0     |          |          |
| 8   |  | 60.8     | 48.8  | 40.3     |          |          |
| 9   |  | 121.7    | 44.8  | 10.0     |          |          |
| 10  |  | 117.7    | 4.9   | 17.7     |          |          |
| Среднее (6—10)  |  | 109.3    | 36.5  | 26.0     | 14.3     | 25.1     |
| <i>Синскладчатое перемагничивание жаровского комплекса (SF-кластер)</i>         |  |          |       |          |          |          |
| 11  |  | 131.0    | 20.0  | 26.6     |          |          |
| 12  |  | 128.0    | 40.8  | 46.2     |          |          |
| 13  |  | 136.7    | 29.8  | 17.8     |          |          |
| 14  |  | 122.6    | 38.7  | 18.8     |          |          |
| 15  |  | 107.1    | 51.4  | 29.5     |          |          |
| 16  |  | 152.8    | 22.9  | 14.2     |          |          |
| 17  |  | 61.7     | 47.6  | 17.8     |          |          |
| 18  |  | 93.5     | 16.7  | 28.0     |          |          |
| 19  |  | 95.3     | 37.7  | 19.3     |          |          |
| 20  |  | 190.9    | 43.5  | 17.0     |          |          |
| 21  |  | 132.1    | 43.3  | 24.1     |          |          |
| 22  |  | 124.3    | 35.6  | 10.2     |          |          |
| Среднее (11—22)   |  | 123.4    | 39.4  | 14.9     | 2.9      | 20.9     |
| Среднее по региону (1—22)   |  | 120.6    | 35.6  | 9.6      | 6.5      | 17.5     |
| <b>Байкало-Муйский пояс*</b>  |  |          |       |          |          |          |
| 23  | Холоднинская свита, Slong = 110.5, Slat = 56.2 | 131.0    | 25.0  | 10.1     | 14.9     | 14.3     |
| 24  | Падроканская свита, Slong = 115, Slat = 57     | 115.0    | 44.0  | 10.3     | 10.1     | 20.7     |
| <b>ГРАНИТОИДЫ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА</b>                                    |  |          |       |          |          |          |
| 25 (Витим)  |  | 128.6    | 30.0  | 22.2     |          |          |
| 26 (Витим)  |  | 121.6    | 42.5  | 12.4     |          |          |
| 27 (Витим)  |  | 121.8    | 36.2  | 9.9      |          |          |
| 28 (Витим)  |  | 123.5    | 50.2  | 13.8     |          |          |
| 29 (Витим)  |  | 142.3    | 39.3  | 23.2     |          |          |
| 30 (Витим)  |  | 117.7    | 51.2  | 26.4     |          |          |
| 31 (Витим)  |  | 121.7    | 31.9  | 17.2     |          |          |
| 32 (Ципа)   |  | 136.5    | 32.6  | 18.9     |          |          |
| Среднее (25—32)   |  | 127.1    | 39.5  | 7.2      |          |          |
| <b>РАСЧЕТ ОСРЕДНЕННОГО ПОЛЮСА</b>   |  |          |       |          |          |          |
|   |  | <i>N</i> | Plong | Plat     | <i>k</i> | $a_{95}$ |
| По регионам   |  | 4        | 123.8 | 36.2     | 67.2     | 11.3     |
| По обнажениям   |  | 32       | 122.5 | 36.6     | 15.3     | 6.7      |
| По обнажениям, селекция   |  | 23       | 125.8 | 36.1     | 56.5     | 4.1      |

Примечание. Plong, Plat — долгота и широта палеомагнитного полюса;  $a_{95}$  — радиус круга доверия; *N* — количество обнажений или регионов; *G*, *Gc* — угловое расстояние и его критическое значение при 95%-й вероятности при сравнении средних полюсов по регионам с полюсом гранитоидов.

\* Данные К.М. Константинова (ИЗК СО РАН), цитированы ранее в [Шацилло и др., 2004]. Прочие пояснения см. в тексте.

пределения [Шипунов, Бретштейн, 1999]). Как видно (см. табл. 4), все три способа осреднения дают очень близкие результаты, разница выражается в точности определения. Принимая во внимание тот факт, что вариант расчета (1) использует крайне неравномерные по объему выборки исходных данных, мы считаем, что более корректными являются подходы 2 или 3. Для тектонических интерпретаций мы предлагаем использовать вариант 3.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

### Возраст финальной складчатости Байкало-Патомского региона и ее возможные причины.

Относительно возраста складчатости Байкало-Патомского региона нет единой точки зрения. Приводятся отдельные структурно-геологические доводы в пользу существования в пределах Патомской окраины ранних этапов: 1) рифейского (соответствующего пурпольско-медвежевскому уровню), зафиксированного в бассейне нижнего течения р. Витим [Докембрий..., 1995]; 2) вендского, зафиксированного в восточной части региона (р. Жуя и Малый Патом) по специфическим синседиментационным структурам в баракунской свите [Чумаков и др., 2007] и на западе (истоки р. Левая Киренга), где он выражен угловыми несогласиями в основании ушаковской свиты [Салоп, 1964]; 3) раннесреднекембрийского, маркируемого незначительными размывами и угловыми несогласиями в основании верхоленской свиты, распространеными по платформенной периферии Патомской окраины [Салоп, 1964; Чумаков и др., 2007], а также следами синседиментационного растяжения в подстилающих раннекембрийских толщах [Boisgrollier et al., 2009]. Перечисленные маркеры тектонических перестроек имеют локальный характер, в целом же, как уже отмечалось, позднедокембрийско-раннепалеозойские толщи Патомской окраины представляют единый комплекс и деформированы в едином стиле.

Значительные сложности возникают при оценке возраста «главных» палеозойских деформаций, которые в последнее время оцениваются либо как постсреднесилурийские—допермские [Докембрий..., 1995], либо постдевонские—допермские [Boisgrollier et al., 2009], либо как силурийские [Зорин и др., 2008]. Последняя точка зрения основана на геохронологических данных ( $421 \pm 15$  млн лет), полученных по синскладчатым гранитам юго-запада Патомской окраины (Мамская кристаллическая полоса). Деформации этого возраста авторы связывают с отголосками коллизионных событий в Западном Прибайкалье, основной пик которых приходился на ранний—средний ордовик [Федоровский и др., 2010; Владимиров и др., 2011]. В то же время отмечается, что «мамские» силурийские граниты претерпели и более поздние деформации [Зорин и др., 2008]. Тем не менее все исследователи признают «добатолитовый» возраст складчатости в Байкало-Патомском регионе.

В последние годы в стратиграфии территорий, расположенных южнее рассматриваемого региона, произошли революционные изменения — было доказано, что часть осадочных толщ, вовлеченных в деформации и традиционно относимых к позднему докембрию, является среднепозднепалеозойскими [Минина, 2003; Гордиенко и др., 2010; Руженцев и др., 2012]. В частности, в терригенных толщах холоднинской свиты, распространенных на юго-западе Байкало-Патомской складчатой области и западе Байкало-Муйского пояса и рассматриваемых в качестве вендской молассы, маркирующей байкальский этап складчатости [Салоп, 1964; Станевич и др., 2007], были обнаружены спорово-пыльцевые комплексы, характерные для карбона [Минина, 2003; Минина и др., 2009]. Соответственно, такое «омоложение» стратиграфических подразделений вносит коррективы в оценку возраста складчатых деформаций и в существующие геодинамические модели развития региона.

Полученные палеомагнитные данные позволяют предполагать, что на рассматриваемой территории имел место позднепалеозойский этап складчатости, несколько предшествовавший образованию Ангаро-Витимского батолита, а в некоторых участках и синхронный ему. Во-первых, на западе Байкало-Муйского пояса в раннекарбонных [Минина, 2003; Минина и др., 2009] интенсивно деформированных толщах холоднинской свиты зафиксирована послескладчатая «батолитовая» намагниченность. Это означает, что возраст складчатости на данном участке ограничен интервалом средний карбон—пермь. Во-вторых, палеомагнитные данные по силлам жаровского комплекса Тогус-Дабанской мульды указывают, что: а) позднедевонские силлы внедрились в недеформированные раннепалеозойские толщи (что подтверждается доскладчатостью намагниченности NW-кластера), т.е. складчатость на этом участке была только в постдевонское время и б) складчатое событие здесь синхронно становлению батолита (синскладчатое «батолитовое» перемагничивание), т.е. отвечает рубежу поздний карбон—ранняя пермь.

Таким образом: 1) силурийские деформации, установленные на юго-западе Патомской окраины, не были столь масштабными, как это предполагается в [Зорин и др., 2008], и ограничивались, возможно, только Мамской кристаллической полосой. На это также указывает отсутствие несогласий в отложениях ордовика—силура Тогус-Дабанской мульды и сопредельной Нюйско-Джербинской впадины [Никольский, Кавелин, 1984]; 2) возраст финальных деформаций определяется интервалом средний карбон—начало перми, причем процесс деформаций растянут во времени. Аналогичный вывод о позднекарбонном—раннепермском возрасте складчатости получен по структурам Точерского прогиба Байкало-Витимской

складчатой системы [Мазукабзов и др., 2010]. Можно предполагать, что позднепалеозойская складчатость охватила всю интракратонную Патомско-Забайкальскую структуру. По нашему мнению, складчатые деформации палеозойского осадочного чехла Сибири, конформные Байкало-Патомскому ороклину (см. рис. 1), также могут являться результатом тектонических событий карбон-пермского времени.

Традиционно [Докембрий..., 1995] в качестве тектонических причин, приведших к формированию ороклиальной структуры Байкало-Патомской области и сопредельных территорий платформ, называют аккреционно-коллизийные процессы, связанные с эволюцией Палеоазиатского океана, однако эти процессы ограничены ранним палеозоем. Наблюдаемый структурный рисунок и высокую степень дислоцированности позднедокембрийско-палеозойских толщ Байкало-Патомской области (см. рис. 2) невозможно объяснить аккреционно-коллизийной тектоникой. При существующей конфигурации геологических структур (в первую очередь «жестких» кратонных окраин Сибири, см. рис. 1) давление со стороны складчатого пояса может рассматриваться как «точечное» воздействие, которое должно было трансформироваться на сотни километров в северном направлении, что представляется маловероятным. Кроме этого, по южной периферии эпикаледонской Сибири в пределах рассматриваемого региона не отмечается каких-либо признаков коллизийных процессов карбон-пермского времени [Гордиенко и др., 2010], которые могли бы вызвать столь масштабные деформации. По нашему мнению, причиной позднепалеозойских деформаций является внутриплитная тектоника, обусловленная относительным разворотом Ангаро-Оленекского и Алданского блоков Сибирской платформы при раскрытии Вилуйской рифтовой системы [Масайтис и др., 1975] (см. рис. 1). Существование такого разворота подтверждается палеомагнитными данными [Pavlov et al., 2008; и др.]. По предварительным геометрическим расчетам [Shatsillo et al., 2009], сокращение Патомско-Забайкальского интракратонного пространства в направлении запад—восток (по современному  $57^\circ$  с.ш.), вызванное разворотом Ангаро-Оленекского и Алданского блоков Сибири, составляло  $\sim 40\%$  по отношению к начальным значениям, что неизбежно должно было привести к утолщению интракратонной коры и значительным деформациям. Исходя из этой гипотезы, можно предложить следующий сценарий тектонического развития региона в среднем—позднем палеозое.

1. Поздний девон. Начальная стадия раскрытия Вилуйской рифтовой системы — трапповый и субвулканический магматизм в пределах платформы, в том числе внедрение силлов жаровского комплекса Тогус-Дабанской мульды.

2. Ранний—средний(?) карбон. Активное раскрытие рифта — субширотное (в современных координатах) сжатие Патомско-Забайкальского интракратонного пространства, скупивание коры и сопряженные деформации, генерально определившие структурный рисунок области, формирование синтетектонических гранитоидов Забайкалья (ранний этап становления Ангаро-Витимского батолита, по [Цыганков и др., 2007]), формирование мощных молассовых комплексов (холоднинская свита). Данный этап хорошо сопоставляется с «поздневарисским» этапом развития Байкало-Витимской складчатой системы [Руженцев и др., 2012], ознаменованным здесь накоплением моласс и образованием напряженной покровно-складчатой структуры.

3. Средний карбон—ранняя пермь. Отмирание рифта — коллапс Патомско-Забайкальского орогена, окончательное формирование складчатых и разломных структур региона и сопредельных территорий платформы, формирование основного объема Ангаро-Витимского батолита.

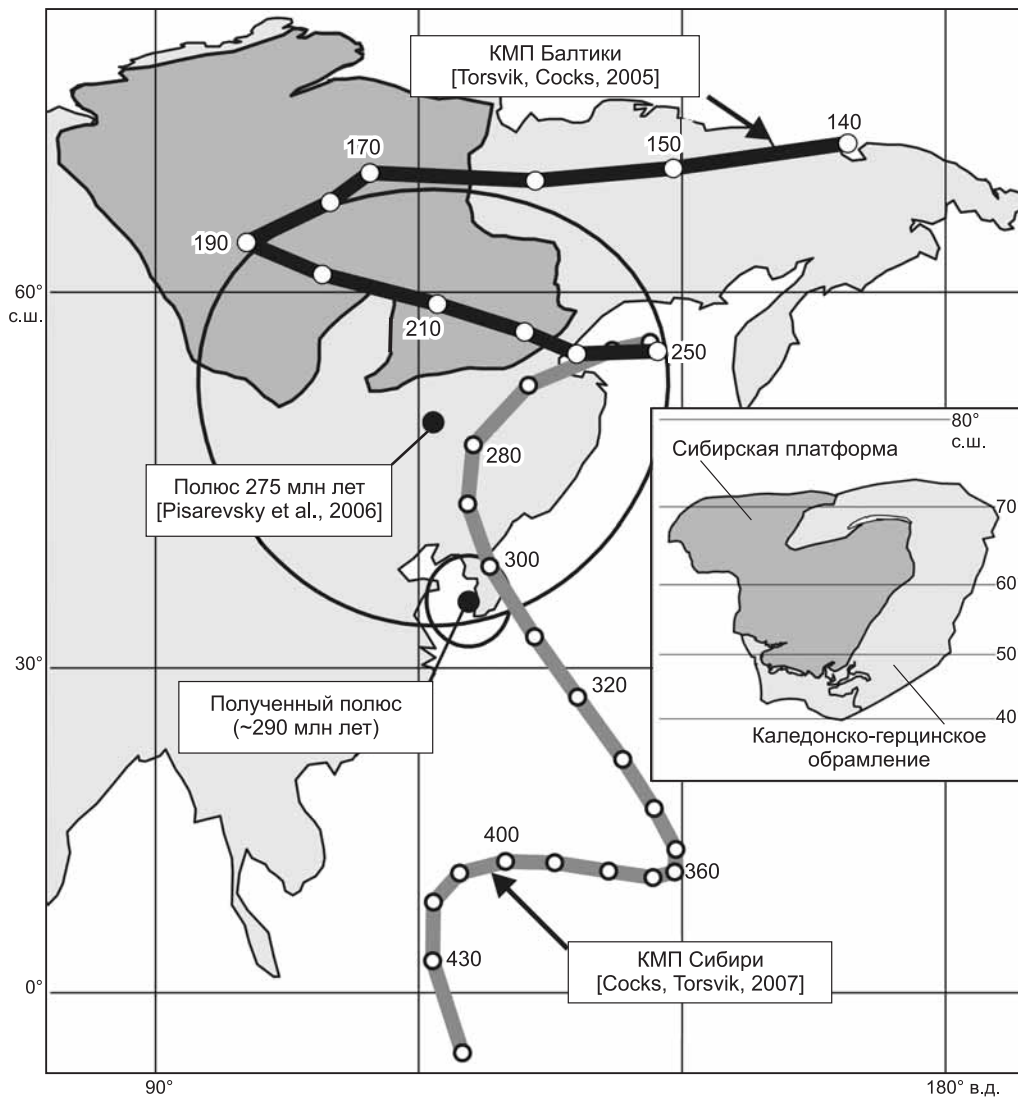
Геодинамическая природа Ангаро-Витимского батолита является предметом давних дискуссий, и среди исследователей не выработано единого мнения о причинах формирования этого природного феномена [Литвиновский и др., 1992; Ярмолюк и др., 1997; Гордиенко, 2006; Цыганков и др., 2007; Ненахов, Никитин, 2007]. В последние годы широкое распространение приобрела «плюмовая» гипотеза происхождения Ангаро-Витимского батолита, предложенная В.В. Ярмолюком с соавторами [Ярмолюк и др., 1997; Ярмолюк, Коваленко, 2003]. Согласно этой гипотезе, формирование АВБ связано с перекрыванием Сибирским континентом горячих точек мантии Палеоазиатского океана и последующим взаимодействием мантийных плюмов и литосферы в условиях активной континентальной окраины. Коровый анатексис, вызванный тепловым воздействием плюмов, привел к позднепалеозойскому батолитообразованию.

С позиций предлагаемой нами геодинамической модели, становление АВБ может рассматриваться как результат утолщения коры, вызванного внутриплитной тектоникой, и ее анатектического плавления в результате радиогенной теплогенерации. Теоретические расчеты [England, Thompson, 1984] демонстрируют, что время радиогенной теплогенерации в утолщенной коре, необходимое для достижения температур плавления, составляет первые десятки миллионов лет. Геохронологические данные и результаты моделирования по Южно-Богемскому постколлизийному батолиту [Gerdes et al., 2000] показывают, что максимальный подъем изотерм и пик анатектического плавления происходят через 20 млн лет после полного завершения коллизии (при длительности коллизии 30 млн лет). В целом приведенные оценки сопоставимы с возрастной разницей между активным развитием Вилуйского рифта (приведшим к «субколлизийным» процессам в пределах Патомско-Забайкальского интракратонного пространства) и становлением основного объема гранитоидов АВБ, рассматриваемых в некоторых работах [Цыганков и др., 2007] как постколлизийные (посторогенные).

В отличие от рассмотренной выше плюмовой модели АВБ, в рамках предлагаемого сценария достаточно логично увязываются процессы деформаций (и их структурный рисунок) и магматизма, что, впрочем, не отрицает возможного влияния на процесс батолитообразования и мантийных источников.

**Позднепалеозойский сегмент кривой КМП Сибирской платформы и ее палеогеографическое положение в ранней перми.** Исходя из предпосылок, рассмотренных при оценке возраста намагниченности гранитоидов и пика гранитообразования региона, мы принимаем возраст осредненного полюса, рассчитанного по первичным и метакронным компонентам намагниченности ~ 290 млн лет, что соответствует началу ранней перми.

В последней опубликованной модели кривой КМП Сибирской платформы [Cocks, Torsvik, 2007] (рис. 8) при построении позднепалеозойского сегмента используются полюсы для двух возрастных уровней: ранняя пермь и рубеж пермь—триас. Причем раннепермский уровень охарактеризован единственным определением [Pisarevsky et al., 2006], полученным по пяти маломощным дайкам долеритов юго-западного побережья оз. Байкал. Данное определение выполнено на современном методическом уровне, возраст пород геохронологически обоснован, однако оно не удовлетворяет критериям надежности по статистическим параметрам и не имеет четкого структурного контроля — дайки, по которым получен этот результат, локализованы в породах кристаллического фундамента в зоне развития кайнозойской «байкальской» сбросовой тектоники. Вероятно, неучтенный наклон блоков фундамента, вызванный движениями по листрическим сбросам, объясняет отклонение «дайкового» полюса от полюса по АВБ (см.



**Рис. 8. Кривые кажущейся миграции полюса Сибири и Балтики и полученный палеомагнитный полюс.**

На врезке — палеогеографическое положение Сибирской платформы и сопредельных каледонско-герцинских складчатых областей в начале перми согласно полученным данным. Пояснения см. в тексте.



рис. 8). Так или иначе, но без дополнительных подтверждений определение [Pisarevsky et al., 2006] может использоваться в качестве Сибирского раннепермского полюса с крайней осторожностью. Новые данные дают прочную основу для построения позднепалеозойского сегмента КМП Сибирской платформы.

Полученные данные позволяют оценить палеогеографическое положение Сибирской платформы и обрамляющих ее эпигерцинских складчатых областей в раннепермское время. Согласно полученным данным, в ранней перми Сибирь располагалась в широтном диапазоне, близком к современному, — между 48° и 72° с.ш. (см. рис. 8, врезка). При этом она была развернута на ~ 160° по часовой стрелке относительно современного меридиана таким образом, что ее «алданская» окраина была обращена к северу.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований получено первое надежное палеомагнитное определение для ранней перми Сибири. Рассчитанный палеомагнитный полюс предлагается использовать в качестве ключевого для уровня ~ 290 млн лет при построении кривой кажущейся миграции полюса Сибирской платформы и решения других задач глобальной тектоники. Помимо «классических» палеомагнитных выводов о палеогеографическом положении платформы в раннепермское время, новые данные в комплексе с материалами по геологии Байкало-Патомского региона и сопредельных территорий позволяют сделать ряд принципиальных выводов или предположений, касающихся тектонической эволюции этих структур в позднем палеозое.

1. В пределах Байкало-Патомской складчатой области обоснован позднепалеозойский этап внутриплитных деформаций, возраст которых оценивается как карбон—начало перми. Деформации этого возраста трассируются к югу в зону Байкало-Витимских каледонид и, таким образом, могут рассматриваться как трансрегиональные. Можно предполагать, что деформации платформенного чехла Сибири, конформные структуре Патомской окраины, имеют тот же возраст и обусловлены теми же причинами.

2. Позднепалеозойские деформации региона сопоставимы по времени со становлением гранитоидов Ангаро-Витимского батолита и несколько предшествуют ему, т.е. процессы складчатости и гранитоидного магматизма образуют единый генетический ряд и могут быть следствием единого тектонического события.

3. В качестве возможной причины позднепалеозойской складчатости и масштабного гранитообразования предлагается рассматривать субширотное сжатие, вызванное сближением «байкальской» окраины Ангаро-Оленекского блока с «чарской» окраиной Алданского блока Сибирской платформы в результате раскрытия Вилуйской палеорифтовой системы.

Авторы выражают признательность профессору Элизабет Миллер (Стэнфордский университет, США) за помощь при проведении геохронологических исследований.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 07-05-00750, 11-05-00705, 12-05-00403).

## ЛИТЕРАТУРА

**Аносов В.С., Зинков А.П., Педяш Г.М.** Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Бодайбинская. Лист О-50-І. Объяснительная записка. М., 1973.

**Бухаров А.А., Халилов В.А., Страхова Т.М., Черников В.В.** Геология Байкало-Патомского нагорья по новым данным уран-свинцового датирования акцессорного циркона // Геология и геофизика, 1992 (12), с. 29—39.

**Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б.** Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН, 2011, т. 436, № 6, с. 793—799.

**Гордиенко И.В.** Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

**Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климчук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н.** История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее—палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 589—614.

**Докембрий** Патомского нагорья / А.И. Иванов, В.И. Лившиц, О.В. Перевалов. М., Недра, 1995, 352 с.

**Зорин А.Ю., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Пресняков С.Л., Сергеев С.А.** Силурийский возраст главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны // ДАН, 2008, т. 423, № 2, с. 228—233.

**Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю., Ярмолюк В.В., Котов А.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В.** Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита и проблема использования геохронологических данных при исследованиях фанерозойских магматических комплексов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания, вып. 9. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2011, с. 103—105.

- Козлов В.А., Сурмилова Е.П.** Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, Серия Прибайкальская. Лист N-50-VIII. Объяснительная записка. М., 1982.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю.** Ангаро-Витимский батолит — крупнейший гранитоидный pluton. Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, 1992, 141 с.
- Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падерин И.П.** Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 615—628.
- Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В.** Вулканизм и тектоника Патомско-Виллюйского авлакогена. М., Недра, 1975, 183 с.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.** Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 883—899.
- Минина О.Р.** Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области: Автореф. дис... к.г.-м.н. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2003, 17 с.
- Минина О.Р., Веглужских Л.И., Неберикутина Л.Н.** Новые палеонтологические данные по разрезу палеозоя Верхнеангарского хребта как основа совершенствования местной стратиграфической схемы (Бирамьино-Янгудская зона, Западное Забайкалье) // Палеонтология и совершенствование стратиграфической основы геологического картографирования. СПб., 2009, с. 93—95.
- Ненахов В.М., Никитин А.В.** Структура, магматизм и тектоническая эволюция Уакитской зоны в палеозое в контексте проблем формирования Ангаро-Витимского батолита (Западное Забайкалье) // Геотектоника, 2007, № 2, с. 34—52.
- Николаевский Ф.В., Кавелин Я.И.** Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Бодайбинская. Лист P-50-XXXIII. Объяснительная записка. М., 1984.
- Павлов В.Э.** Сибирские палеомагнитные данные и проблема жесткости Северо-Евразийского континента в послепалеозойское время // Физика Земли, 2012, № 9—10, с. 56—73.
- Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е., Аристов В.А., Голионко Б.Г., Доронина Н.А., Лыхин Д.А.** Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника, 2012, № 2, с. 3—28.
- Салоп Л.И.** Геология Байкальской горной области. Т. 1. М., Недра, 1964, 515 с.
- Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А., Немеров В.К., Писаревский С.А., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Корнилова Т.А.** Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозое: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 60—79.
- Федоровский В.С., Скляров Е.В., Изох А.Э., Котов А.Б., Лавренчук А.В., Мазукабзов А.М.** Сдвиговый тектогенез и щелочно-базитовый магматизм в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 682—700.
- Федюкин И.В., Шацилло А.В.** Ангаро-Витимский батолит — первые данные по анизотропии магнитной восприимчивости пород // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Ярославль, 2009, с. 217—221.
- Хоментовский В.В., Постников А.А., Карлова Г.А., Кочнев Б.Б., Якшин М.С., Пономарчук В.А.** Венд Байкало-Патомского нагорья (Сибирь) // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (4), с. 465—484.
- Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А.** Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 156—180.
- Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепёхина Е.Н., Сергеев С.А.** Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1249—1276.
- Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Мележик В.А.** Геологическая история патомского комплекса, поздний докембрий, Средняя Сибирь // ДАН, 2007, т. 413, № 3, с. 1—5.
- Чумаков Н.М., Капитонов И.Н., Семихатов М.А., Леонов М.В., Рудько С.В.** Вендский возраст верхней части патомского комплекса средней Сибири: U-Pb LA-ISPMS датировки обломочных цирконов никольской и жербинской свит // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2011, т. 19, № 2, с. 115—119.
- Шацилло А.В., Константинов К.М., Кочнев Б.Б.** Этапы, генезис и возраст формирования складчатой структуры Байкало-Патомской дуги по палеомагнитным данным // Эволюция тектонических процессов в истории Земли, М., ГЕОС, 2004, с. 113—120.
- Шацилло А.В., Паверман В.И., Павлов В.Э.** Среднепалеозойский участок кривой кажущейся миграции полюса Сибирской платформы: новые палеомагнитные данные по силуру Нюйско-Березовского фациального района // Физика Земли, 2007, № 10, с. 85—94.

- Шер С.Д., Кондратенко А.К., Засыпкин Н.И., Вешко Н.А.** Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Бодайбинская. Лист О-50-ХІХ. Объяснительная записка. М., 1971.
- Шипицина А.Д., Шипицина Л.В.** Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Бодайбинская. Лист Р-50-ХХХІІ. Объяснительная записка. М., 1979.
- Шипунов С.В.** Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли, 1995, № 4, с. 67—74.
- Шипунов С.В.** Статистика палеомагнитных данных // Тр. ГИН РАН. М., GEOS, 2000, 80 с.
- Шипунов С.В., Бретштейн Ю.С.** Проблемы компонентного анализа в палеомагнетизме // Физика Земли, 1999, № 3, с. 52—61.
- Шипунов С.В., Бретштейн Ю.С., Журавлев А.В.** Палеомагнетизм в исследованиях позднемезозойского этапа деформаций в Южном Приморье // Тихоокеанская геология, 2008, т. 27, № 4, с. 72—81.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1305—1320.
- Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г.** Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология, 1997, т. 5, № 5, с. 451—466.
- Besse J., Courtillot V.** Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field in the last 200 million years // J. Geophys. Res., 2002, v. 107, doi: 10.1029/2000JB000050.
- Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., Leturmy P., Ringenbach J.-C., San'kov V.A., Anisimova S.A., Kovalenko S.N.** Palaeozoic orogeneses around the Siberian craton: Structure and evolution of the Patom belt and foredeep // Tectonics, 2009, v. 28, TC1005, doi:10.1029/2007TC002210, 2009.
- Cocks L.R.M., Torsvik T.H.** Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic // Earth Sci. Rev., 2007, v. 82, p. 29—74.
- England P.C., Thompson A.B.** Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism of the continental crust. I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust // J. Petrol., 1984, v. 25, part. 4, p. 894—928.
- Enkin R.J.** A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Centre, Geol. Surv. Canada, 1994, p. 16.
- Gerdes A., Worner G., Henk A.** Post-collisional granite generation and HT—LP metamorphism by radiogenic heating: the Variscan South Bohemian Batholith // J. Geol. Soc., 2000, v. 157, p. 577—587.
- Hrouda F.** Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics // Geophys. Surv., 1982, v. 5, p. 37—82.
- James K.W. Lee, Ian S. Williams, David J. Ellis.** Pb, U, and Th diffusion in natural zircon // Nature, 1997, v. 390, p. 159—162.
- Ludwig K.R.** SQUID 1.00. A user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2000, № 2, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA.
- Pavlov V.E., Bachtadse V., Mikhailov V.** New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar—Angara blocks // Earth Planet. Sci. Lett., 2008, v. 276, № 3—4, p. 229—242.
- Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.A., De Waele B., Mazukabzov A.M.** Palaeomagnetism and geochronology of mafic dykes in south Siberia, Russia: the first precisely dated Early Permian palaeomagnetic pole from the Siberian craton // Geophys. J. Intern., 2006, v. 167, p. 649—658.
- Prokopyev A.V., Jaime Toro, Elizabeth L. Miller, George E. Gehrels.** The paleo-Lena River — 200 m. y. of transcontinental zircon transport in Siberia // Geology, 2008, v. 36, № 9, p. 699—702.
- Rajeev Kumar, Nand Lal, Sandeep Singh, A.K. Jain** Cooling and exhumation of the Trans-Himalayan Ladakh batholith as constrained by fission track apatite and zircon ages // Current Science, 2007, v. 92, № 4, p. 490—496.
- Shatsillo A.V., Fedyukin I.V., Orlov S.Yu.** Angara-Vitim batholith formation as a result of Viluy rift opening? // Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny: Abstracts of the International symposium. Novosibirsk, 2009, p. 309—313.
- Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H.** The Neoproterozoic and Palaeozoic data for Siberian Platform: from Rodinia to Pangea // Earth Sci. Rev., 1998, v. 43, p. 1—24.
- Torsvik T.H., Cocks L.R.M.** Norway in space and time: a Centennial cavalcade // Norwegian J. Geol., 2005, v. 85, p. 73—86.
- Williams I.S., McKibben M.A., Shanks III W.C., Ridley W.I.** Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Rev. Econ. Geol., 1998, v. 7, p. 1—35.