

## ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ СИЛУРИЙСКИХ И ДЕВОНСКИХ ТОЛЩ ЮЖНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ТУВЫ

© 2022 г. Д. В. Коваленко\*

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: Dmitry@igem.ru

Поступила в редакцию 20.12.2021 г.

После доработки 01.04.2022 г.

Принята к публикации 12.05.2022 г.

В работе приводятся результаты палеомагнитных исследований силурийских и девонских толщ Тувы. Палеомагнитный полюс для силурийских толщ характеризуется  $\Phi = 5^\circ$ ,  $\Lambda = 147^\circ$ ,  $A95 = 4.8^\circ$ ,  $n = 57$ . Палеомагнитный полюс для среднедевонских пород характеризуется  $\Lambda = -14^\circ$ ,  $\Phi = 103^\circ$ ,  $A95 = 6.7^\circ$ ,  $n = 63$ . Породы ряда среднедевонских разрезов имеют аномальные склонения намагниченности. Предполагается, что эти толщи были развернуты относительно Сибири в результате сдвиговых перемещений в Туве в позднем девоне. Толщи нижней и верхних частей верхнего девона накапливались на разных палеоширотах. Палеомагнитный полюс для начала позднего девона –  $\Phi = 4^\circ$ ,  $\Lambda = 139^\circ$ ,  $A95 = 9.3^\circ$ ,  $n = 37$ , для конца позднего девона –  $\Phi = 48^\circ$ ,  $\Lambda = 135^\circ$ ,  $A95 = 14^\circ$ ,  $n = 33$ . Обобщение палеомагнитных данных по Туве и Монголии показало, что кривые широтного перемещения Сибири, Тувы и северной Монголии отличаются незначительно и, возможно, эти геологические блоки, начиная с ордовика, перемещались как единое геологическое тело. Южнее Монголо-Охотской сутуры к западу от меридиана  $107^\circ$  палеошироты формирования позднекарбон-пермских толщ близки к “сибирским”, а к востоку от меридиана – к “северокитайским”. Широкие вариации склонений намагниченности толщ, расположенных южнее Монголо-Охотской сутуры, возможно, могли быть связаны со сдвиговыми перемещениями, которые были активны в южной Монголии в различные периоды позднего фанерозоя. Районы Тувы и Монголии резко различаются по набору компонент естественной остаточной намагниченности фанерозойских пород. В Монголии широко распространено пермское перемагничивание пород магнитным полем обратной полярности. В Туве пермское перемагничивание практически не выявлено, но установлено широкое распространение вторичной намагниченности, направленной хаотически.

*Ключевые слова:* силурийские и девонские толщ, палеомагнитный полюс, поздний девон, поздний фанерозой, вторичная намагниченность.

DOI: 10.31857/S0002333722060072

### ВВЕДЕНИЕ

Траектории кажущейся миграции палеомагнитного полюса (АРWP в международной литературе, ТКМП – в российской литературе) – важные палеомагнитные характеристики, позволяющие рассчитывать кинематические параметры геологических блоков Земли и строить глобальные реконструкции. Для фанерозоя Сибирского кратона в разное время предлагались несколько вариантов ТКМП (например, [Smethurst et al., 1998; Печерский, Диденко, 1995; Torsvik et al., 2012; Павлов, 2016]). Тем не менее, в настоящее время даже наиболее свежая ТКМП для Сибири [Павлов, 2016] для многих периодов фанерозоя основана на единичных палеомагнитных определениях необходимой степени надежности. В данной статье приводятся новые палеомагнитные данные для силурийских и девонских геологических толщ Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Они могут быть использованы для

уточнения палеомагнитных данных по Сибири [Павлов, 2016].

Палеомагнитные исследования толщ ЦАСП также важны для понимания фанерозойских внутриплитных процессов. Складчатое основание ЦАСП в Туве и Монголии было сформировано в результате аккреционных процессов в конце кембрия – начале ордовика [Берзин, Кунгурцев, 1996; Беличенко и др., 1994; Гордиенко и др., 2007; Добрецов, Буслов, 2007; Коваленко и др., 1989; 1996; Моссаковский и др., 1993; и др.]. Образовались так называемые каледониды ЦАСП. После завершения этих процессов на каледонидах ЦАСП стал накапливаться осадочный, иногда вулканогенно-осадочный чехол. Несмотря на то, что активные тектонические процессы были завершены после образования каледонид, в постакаледонском чехле выделяются многочисленные структурные несогласия, свидетельствующие о том, что в это время породы продолжали испыты-

вать деформации. В ряде работ (например, [Добрецов, Буслов, 2007]) обосновывается, что некоторые деформации были связаны со сдвигами. Сдвиговые перемещения могли привести к вращениям геологических блоков вокруг вертикальной оси. Такие вращения могут выявляться только палеомагнитным методом. Выяснение закономерностей вращений геологических блоков в геологической структуре Тувы является одной из задач палеомагнитных исследований, результаты которых приводятся в данной статье.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОСТКАЛЕДОНСКОГО ЧЕХЛА ТУВЫ

Палеомагнитные исследования проводились в Центрально-Тувинском прогибе (рис. 1). Фанерозойские осадочные толщи прогиба с резким угловым несогласием перекрывают сложно деформированные докембрийские и раннепалеозойские толщи каледонского фундамента. Каледонский фундамент включает в себя тектонически совмещенные комплексы горных пород Тувино-Монгольского массива, фрагментов вендской офиолитовой ассоциации и кембрийских вулканогенно-осадочных толщ надсубдукционного типа. Период аккреционных деформаций, в результате которых образовалась каледонская структура Тувы, протекал в позднем кембрии—раннем ордовике и оценивается по возрасту постаккреционного Каахемского батолита — 500–485 млн лет [Руднев и др., 2015; Сугоракова, 2007]. В это время начали образовываться молассовые толщи нижней части посткаледонского чехла.

В результате геолого-съёмочных работ толщи Центрально-Тувинского прогиба достаточно детально стратиграфически расчленены до геологических ярусов. Надежно выяснены взаимоотношения толщ и последовательность их накопления. Осадочные толщи были датированы по комплексам ископаемой флоры и фауны. Вулканогенные раннедевонские толщи на территории Тувы не датированы методами абсолютной геохронологии, но датированы U-Pb и  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  методами в ближайшем к Туве районе — Хакасии —  $407.9 \pm 4.8$  и  $407.5 \pm 0.2$  млн лет [Воронцов и др., 2015]. Ниже приводится стратиграфическая последовательность толщ Центрально-Тувинского прогиба.

Ордовикские молассовые осадки [Объяснительная записка ..., 1958; 1961] с резким угловым несогласием залегают на каледонских структурах. Они сложены пачками красноцветных и сероцветных конгломератов, гравелитов, песчаников, известняков и алевролитов.

Силурийские толщи без видимого несогласия залегают на молассовых толщах. Они представлены песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами и известняками [Объяснительная записка ..., 1958; 1961].

Девонские породы с несогласием перекрывают силурийские. Нижнедевонские толщи включают туфы, туфобрекчии, лавовые потоки и субвулканические тела основного, среднего и кислого состава, известняки, песчаники, алевролиты, конгломераты и гравелиты [Объяснительная записка ..., 1958; 1961; 1963; 1966]. Средне-, верхнедевонские толщи сложены красноцветными песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами, сероцветными мергелями, известняками и, реже, вулканическими породами основного и среднего состава.

Нижнекаменноугольные толщи с несогласием залегают на девонских и более древних комплексах [Объяснительная записка ..., 1958; 1961; 1963; 1966]. Толщи включают пестроцветные и красноцветные пачки конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов.

Средне-, верхнеюрские породы с несогласием перекрывают все более древние комплексы пород. Толщи сложены сероцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами, углями [Объяснительная записка ..., 1963; 1966].

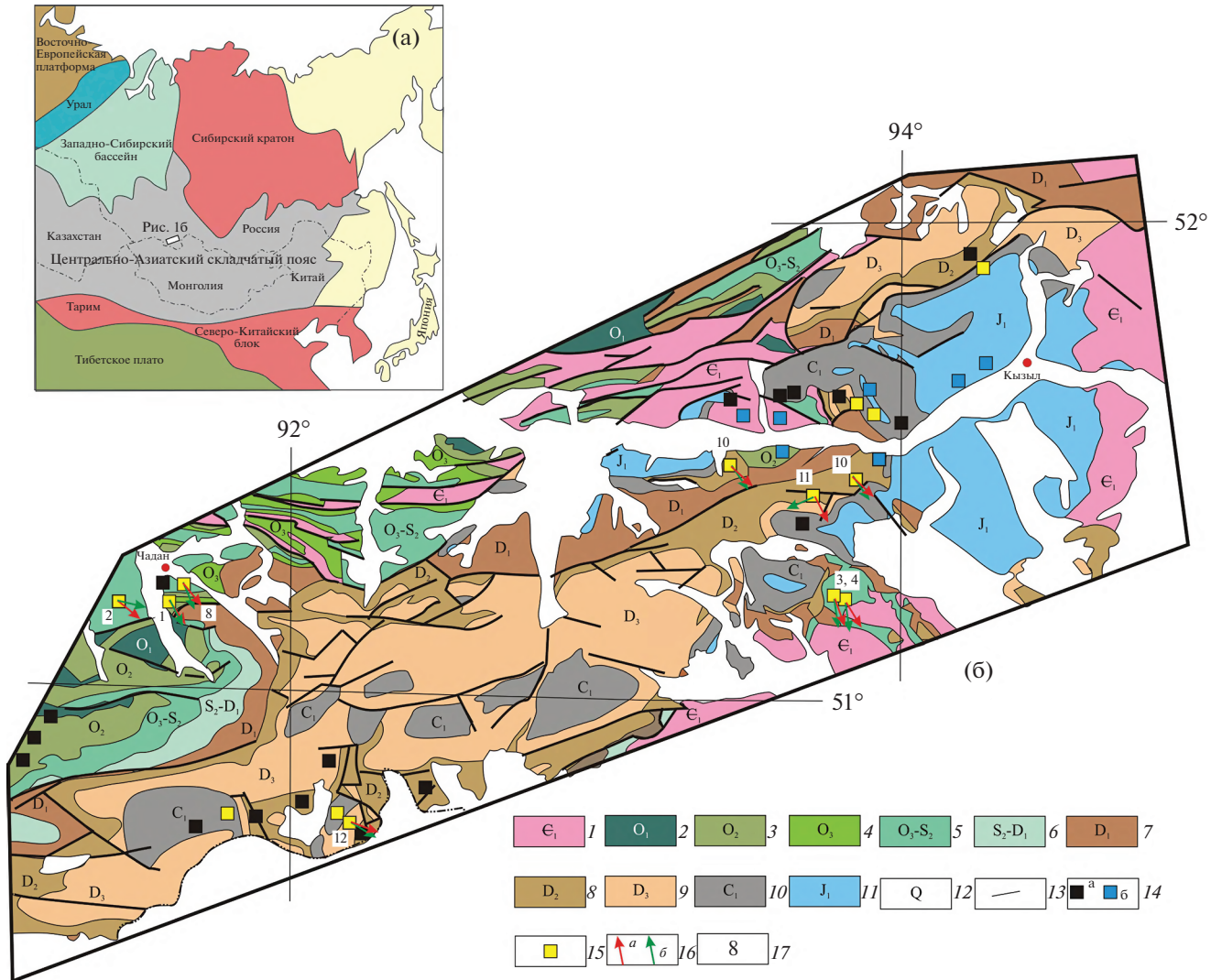
Ордовикские, силурийские и девонские толщи в разной степени деформированы, смяты в складки и разбиты разрывными нарушениями на блоки. Раннекарбонные толщи в большинстве районов залегают полого (углы падения до  $10^\circ$ ), в единичных — круто, а юрские толщи в основном залегают практически горизонтально.

### ОБЪЕКТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

#### Южная часть Тувы

Силурийские толщи были опробованы для палеомагнитных исследований на юге и в центре Тувы (рис. 1, рис. 2а). На юге Тувы силурийские толщи без видимого несогласия залегают на ордовикских породах. В ордовикских толщах были обнаружены гастроподы *Proplina*. В нижнесилурийских породах (нижняя подсвита чергакской свиты) найдена *Rhipidomella asiatica*. На нижнесилурийских породах согласно лежат нерасчлененные нижне-верхнесилурийские толщи (верхняя подсвита чергакской свиты) с брахиоподами *Tuvaella rackovskii*, *gigantea*, *Leptaena rhomboidalis* и другими, кораллами, граптолитами, криноидеями, мшанками, пелециподами, гастроподами, цефалоподами, трилобитами. Выше согласно залегают толщи верхнего силура со спорами. Силурийские комплексы с несогласием и размывом перекрыты нижнедевонскими толщами [Объяснительная записка ..., 1958; 1961].

Породы в разной степени деформированы и разбиты разрывными нарушениями на блоки.

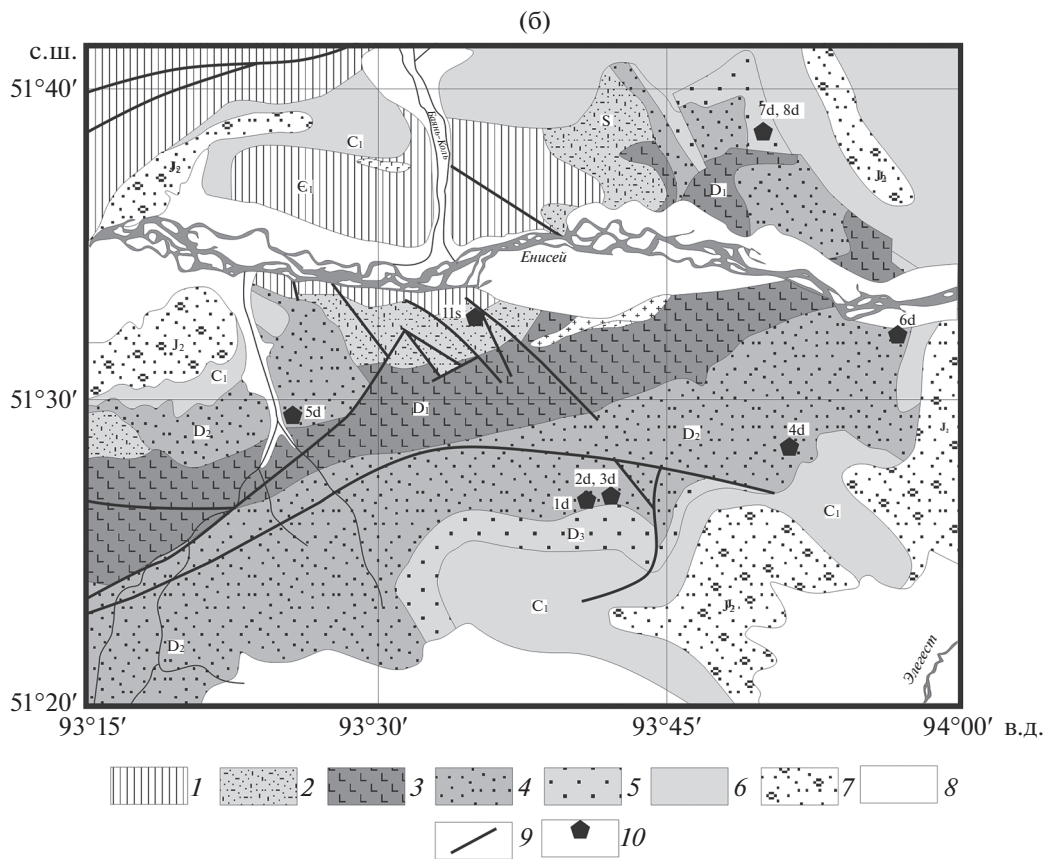
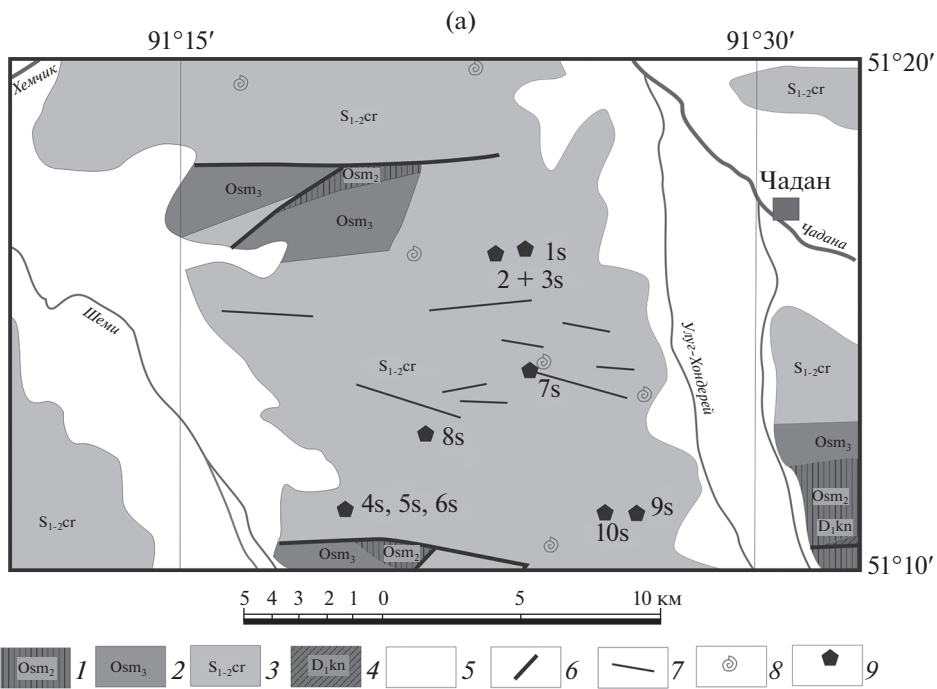


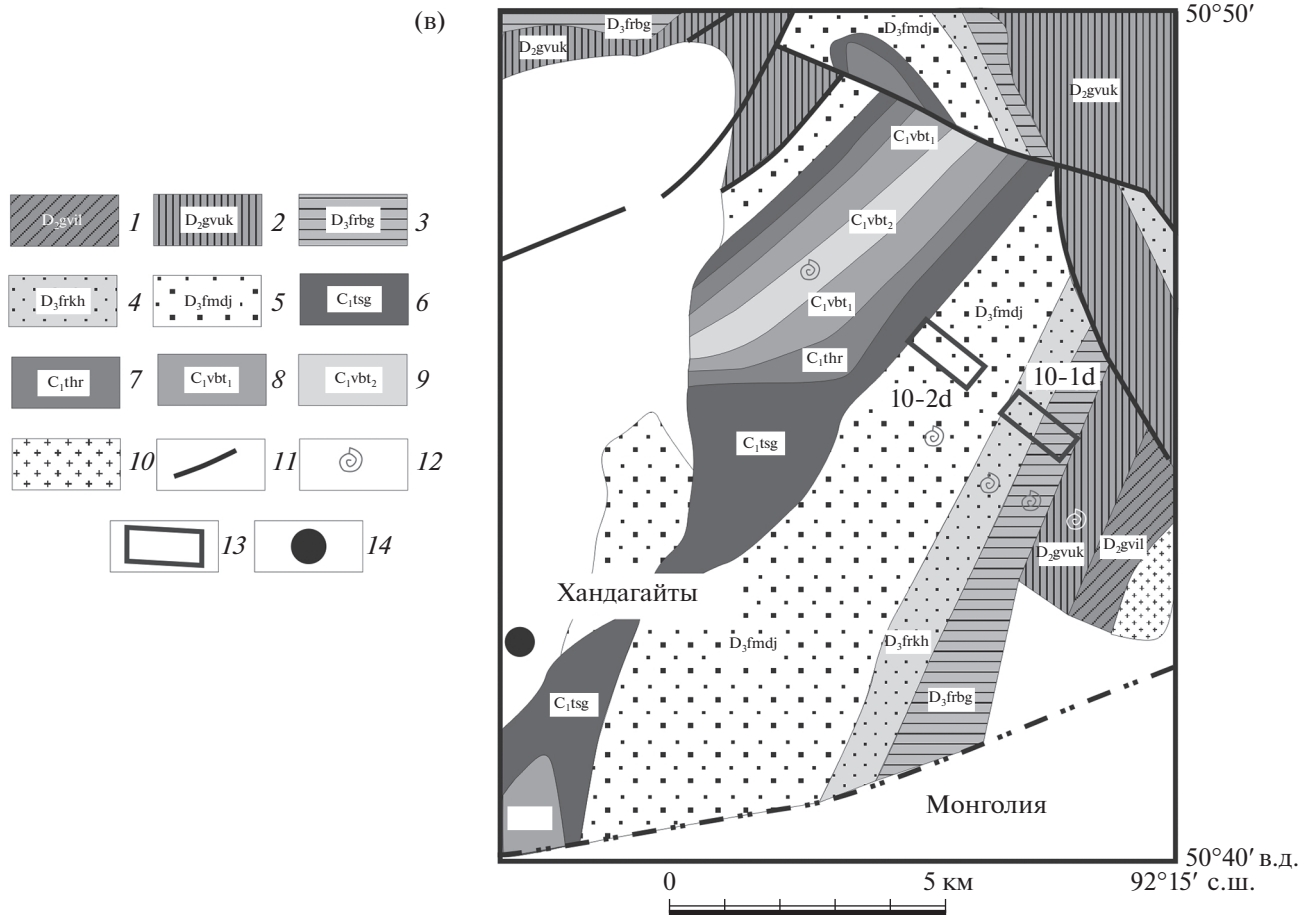
**Рис. 1.** Схема геологического строения Тувинского прогиба [Геологическая карта ..., 1983].  
 1–12 – Комплексы пород: 1 – раннекембрийский, 2 – раннеордовикский, 3 – раннеордовикский, 4 – позднеордовикский, 5 – позднеордовикский-среднесилурийский, 6 – среднесилурийский-раннедевонский, 7 – раннедевонский, 8 – среднедевонский, 9 – позднедевонский, 10 – раннекарбонный, 11 – раннеюрский, 12 – четвертичный; 13 – разломы, 14 – перемагнитенные толщи (а – с хаотически направленной намагнитченностью; б – с кайнозойской намагнитченностью прямой полярности); 15 – толщи с доскладчатой, вероятно, первичной намагнитченностью; 16 – склонения намагнитченности, рассчитанные из палеомагнитных полюсов Сибири – а; измеренные в породах – б; 17 – номера толщ из табл. 9.

Образцы для палеомагнитных исследований отбирались из 12 разрезов центральной части верхней подсвиты чергакской свиты (рис. 3а), залегающей на границе нижнего и верхнего силура. Из 10 из них получились интерпретируемые палеомагнитные результаты. Координаты разрезов: 1s, 2s, 3s – 51°16.488' С, 91°22.951' В, 4s, 5s, 6s – 51°11.073' С, 91°18.813' В, 7s – 51°13.936' С, 91°23.566' В, 8s – 51°12.755' С, 91°21.335' В, 9s – 51°10.911' С, 91°26.631' В, 10s – 51°10.426' С, 91°27.168' В. Образцы отбирались из тонкослоистых песчаников, алевролитов и аргиллитов равномерно по разрезам с шагом 2–5–10 м. Шаг опробования зависел от состава пород. В целом

весь интервал центральной части верхней подсвиты чергакской свиты (400–450 м) опробован достаточно детально и равномерно по всей мощности (рис. 2а, рис. 3а). Мощности отдельных разрезов составляют от 30 до 140 м. Всего из 10 разрезов силурийских пород, которые далее рассматриваются в статье, было отобрано 85 образцов.

Средне-, верхнедевонские породы южной части Тувы, (рис. 1, рис. 2) согласно залегают в едином стратиграфическом разрезе. В основном толщи сложены серыми, лиловыми и красными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже в разрезах присутствуют конгломераты, туффиты,





**Рис. 2.** (а) – Схема геологического строения южной Тувы в районе пос. Чадан: 1–5 – геологические комплексы (1 – ордовикские (шемушлагская свита, средняя подсвита); 2 – ордовикские (шемушлагская свита, верхняя подсвита); 3 – силурийские; 4 – раннедевонские; 5 – четвертичные аллювиальные толщи); 6 – разломы; 7 – дайки основных пород; 8 – места находок ископаемой фауны; 9 – районы отбора палеомагнитных проб; 10 – реки; 11 – населенные пункты. (б) – Схема геологического строения района центральной Тувы: 1–8 – геологические комплексы (1 – раннекембрийские; 2 – силурийские; 3 – раннедевонские; 4 – среднедевонские; 5 – верхнедевонские; 6 – раннекарбоновые; 7 – среднеюрские; 8 – четвертичные аллювиальные толщи); 9 – разломы; 10 – районы отбора палеомагнитных проб. (в) – Схемы геологического строения южной Тувы в районе пос. Хандагайты: 1–9 – среднефанерозойские свиты (1 – илеморовская ( $D_2gvil$ ); 2 – уюкская ( $D_2gvuk$ ); 3 – берединская ( $D_2frbg$ ); 4 – кохайская ( $D_2frkh$ ); 5 – джаргинская ( $D_2fmdj$ ); 6 – сулгугхемская ( $C_1tsg$ ); 7 – хербесская ( $C_1thr$ ); 8 – байтагская (нижняя подсвита) ( $C_1vbt_1$ ); 9 – байтагская (верхняя подсвита) ( $C_1vbt_2$ )); 10 – граниты; 11 – разломы; 12 – места находок ископаемой флоры и фауны; 13 – опробованные для палеомагнитного анализа толщи; 14 – поселок Хандагайты; 10-1d, 10-2d – опробованные разрезы.

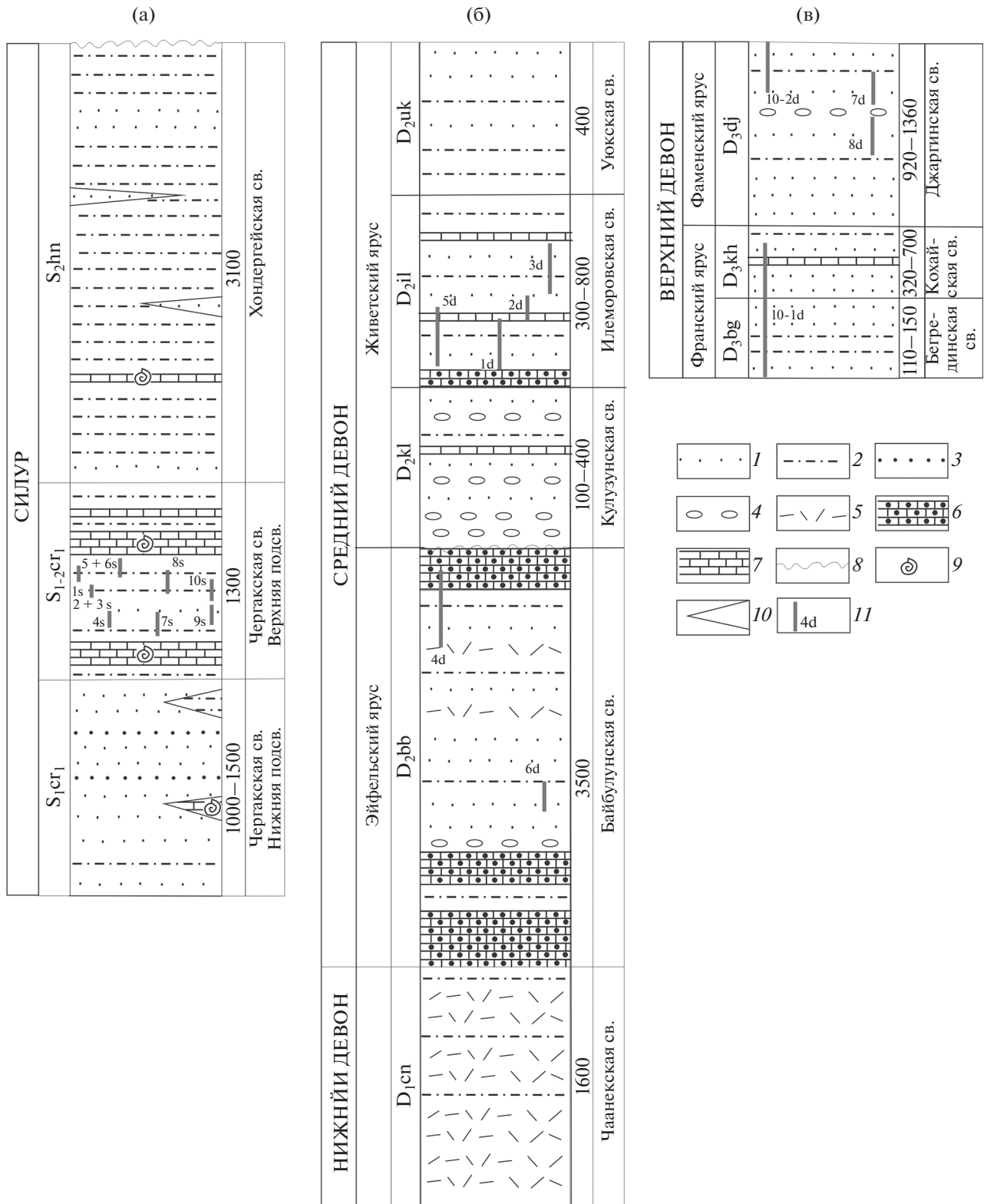
известняки [Объяснительная записка ..., 1958; 1961].

В илеморовской свите среднего девона были обнаружены филоподы (*Ulugkemia minusensis*, *Osteolepidae*, *Asmussia membranacea* Pacht, *Ulugkemia barykensis*, *Pseudestheria pogrebovi* (Lutk), *P. simplex*, *P. plicata* Lutk., *U. minusensis*, *U. chini*, *U. bobrovi*, *U. sajanensis*, *U. sibiricensis*, *U. sinuate* (Lutk), *Levenkia anatolii*, *L. margaritae*, *L. aequipokiens*, *L. asiatica*, *L. tustakensis*, *L. torgalykensis*, *Rohdenorfium tuvaense*, *R. sibiricum*, *Torgalykia ovjurenensis*), усонogie (*Stenoenigma tuvaense*), флора (*Barrandainopsis beliakovii* Krysht) живетского времени.

В залегающей выше уюкской свите, также отнесенной к живетскому ярусу, выделены ком-

плексы флоры (*Rhobdophyton* sp., *Barrandainopsis beliakovii* Krysht), филопод (*Erisopsis tuvaensis*, *Pseudestheria kotbolensis*, *Asmussia bejaensis*, *A. biikemensis*, *A. zubrili*, *Trigonestheria altaikensis*).

В беглединской свите, отнесенной к франскому ярусу верхнего девона, обнаружена флора (*Pseudobornia* cf. *Ursine*); ихтиофауна (*Bothriolepis* sp.). В залегающей стратиграфически выше кохайской свите найдена ихтиофауна (*Megistolepis klementzi*, *Bothriolepis sibirica* Obr.), листоногие ракообразные (*Asmussia vulgaris* (Lutk), *A. excentrica* (Lutk), *Sphoerestheria celsa*, *Trigonestheria timanica* (Lutk) франского века. Выше в джаргинской свите обнаружены комплексы флоры (*Archaeopteris*, *Pseudobornia*, *Pseudobornia ursina*) фаменского века.



**Рис. 3.** Стратиграфическое положение опробованных разрезов: силурийских (а), среднедевонских (б), верхнедевонских (в): 1 – песчники; 2 – алевролиты; 3 – гравелиты; 4 – конгломераты; 5 – вулканические породы; 6 – мергели; 7 – известняки; 8 – несогласные контакты; 9 – места находок фауны; 10 – фациальные клинья; 11 – опробованные разрезы.

Верхнедевонские толщи без видимых несогласий надстраиваются нижекарбовыми толщами.

103 образца для палеомагнитных исследований было отобрано из пяти разрезов среднедевонских илеморовской и уюкской свит (рис. 1). По ним, к сожалению, не получились интерпретируемые результаты. Также было отобрано 70 образцов из двух разрезов верхнедевонских пород, один из которых (10-1d) включает бегрединскую и кохайскую свиты, а другой (10-2d) — верхнюю часть джаргинской свиты (рис. 1, рис. 2в, рис. 3в). Результаты по этим двум разрезам рассматриваются ниже. Образцы отбирались из тонкослоистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Все образцы в разрезах были взяты с различных стратиграфических уровней равномерно по мощности разрезов. Шаг опробования 3–10 м. Мощности разрезов 500 м (10-1d) и 300 м (10-2d). Координаты верхнедевонских разрезов 10-1d, 10-2d, по которым получились интерпретируемые результаты — 50°44.449' С, 92°12.722' В.

### Центральная часть Тувы

Положение разрезов силурийских и девонских пород, опробованных в центральной части Тувы показано на рис. 1, рис. 2б.

Силурийские породы опробовались в актагской толще, представленной сероцветными известняками, мергелями, алевролитами с *Tuvaella racovskii* Tchern, *Stegerhunchus decemplicatus* var. *Angaciensis* Tchern.

Девонские породы с несогласием перекрывают силурийские толщи. Девонские породы стратиграфически делятся на отделы и ярусы. К нижнему девону (бьертдагская, барыкская, чаанекская свиты) отнесены толщи включающие остатки растений — *Psilophyton goldschmidtii* Hall, *Taeniocrada dubia*, *Drepanophycus spinaeformis*, *Protobarinophyton obrutschevil* Ananiev) и остракод — *L. eperditia* cf. *altoloides* Weller, *L. strigosa* Kegl. Они представлены красноцветными и сероцветными вулканогенно-осадочными породами, включающими туфы, туфобрекчии, лавовые потоки и субвулканические тела основного, среднего и кислого состава, известняки, песчаники, алевролиты, конгломераты и гравелиты [Объяснительная записка ..., 1963].

Возраст пород, отнесенных эйфельскому ярусу среднего девона (байбулунская свита), основывается на остатках растений: *Psilophyton goldschmidtii* Halle и рыб: *Stenocantus gemundensis* Cross. Породы согласно залегают на раннедевонских толщах и представлены красноцветными песчаниками, алевролитами, гравелитами, сероцветными мергелями и вулканическими породами основного и среднего состава.

Живетские толщи (кулузунская, илеморовская, уюкская свиты) с несогласием залегают на

эйфельских. Возраст этих толщ обосновывается по комплексам филлопод: *Asmussia biikemensis*, *A. altaikensis*, *A. zubrilini*, *Sphaerestheria prima*, *Ulugkemia barykensis*, *U. minusinsis*, *Pseudoestheria pogrebovi*, а также по остаткам усоногих рачков, гастропод, растений и рыб. Толщи сложены красноцветными и сероцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, известняками.

Верхнедевонские толщи без видимых несогласий залегают на среднедевонских породах. Они объединены в два яруса — франский и фаменский. К франскому ярусу (бегрединская, кохайская свиты) породы отнесены, основываясь на комплексах ископаемых рыб (*Bothriolopsis sibirica*, *Diptepus martianovi*), филлопод (*Asmussia vulgaris*, *A. excentrica*, *Trigonestheria timanica*) и других видов фауны (*Osteolepidoeine* gen). В фаменских породах (джаргинская свита) обнаружены остатки *Archaeopteris fimbriata*, *A. halliana*, *A. cf. macilenta*. Породы представлены красноцветными и, реже, пестроцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами [Объяснительная записка ..., 1963]. На девонских толщах с резким несогласием лежат практически недеформированные раннекарбовые породы [Объяснительная записка ..., 1963].

Девонские породы в разной степени деформированы. Некоторые разрезы характеризуются крутыми падениями пород и разбиты разрывными нарушениями на блоки. Породы других разрезов залегают практически горизонтально.

Из одного разреза силурийских пород отобран 21 образец из тонких песчаников и известняков (рис. 2б). Среднедевонские толщи были опробованы в восьми разрезах (рис. 1). По шести из них (рис. 3б) получились интерпретируемые результаты. Из двух разрезов байбулунской свиты эйфельского яруса (разрезы 4d, 6d, рис. 2б, рис. 3б) были отобраны 44 и 20 образцов из тонкослоистых красноцветных песчаников, мергелей, алевролитов и аргиллитов. Образцы отбирались равномерно по разрезам с разных стратиграфических уровней с шагом 5–10 м. Мощности опробованных интервалов разрезов составляют около 400 и 70 м (рис. 3б). Координаты разрезов: 4d — 51°28.294' С, 93°51.768' В, 6d — 51°32.052' С, 93°56.322' В. Из илеморовской свиты живетского яруса были опробованы разрезы 5d (51°29.277' С, 93°25.464' В), 1d, 2d, 3d (от точки 51°26.866' С, 93°41.616' В до точки 51°27.075' С, 93°43.340' В) (рис. 2б, рис. 3б). Образцы отбирались с разных стратиграфических уровней с шагом 3–10 м. Из разрезов соответственно было отобрано 21, 21, 17, 47 образцов из тонкослоистых красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов. Опробованные мощности составляют около 160, 130, 100, 340 м. Из верхнедевонских разрезов 7d и 8d (верхи джаргинской свиты, фаменский ярус) (рис. 2б, рис. 3в) было отобрано соответственно 13 и 12 об-

разцов из тонкослоистых красноцветных песчаников. Опробованные мощности — около 60 и 100 м. Образцы отбирались с разных стратиграфических уровней с шагом 3–10 м. Координаты разрезов: 51°39.093' С, 93°48.631' В и 51°38.433' С, 93°49.264' В).

### МЕТОДИКА

Обработка палеомагнитных образцов проводилась в палеомагнитной лаборатории ИГЕМ РАН. Из каждого образца выпиливалось 2 кубика с ребром 1 или 2 см в зависимости от величины магнитной восприимчивости образца. Каждый кубик подвергался термочистке в интервале температур 20–680°С. Термочистка проходила в печи, защищенной пермаллоевыми экранами, позволяющими компенсировать магнитное поле Земли до 10–15 нТл. Верхняя граница чистки определялась появлением магнитных новообразований, искажающих естественную остаточную намагниченность кубика. Появление магнитных новообразований в процессе температурной чистки определялось по резкому увеличению величины намагниченности кубика и по тому, что направление вектора намагниченности от нагрева к нагреву начинало меняться хаотически. Для большинства кубиков проводилось 12–16 нагревов.

Измерение величины и направления характерной остаточной намагниченности образцов проводилось на магнитометре JR-6. По данным термочистки для каждого кубика строились диаграммы Зийдервельда [Zijderveld, 1967], проводился компонентный анализ намагниченности [Kirschvink, 1980] и анализ распределения выделенных компонент естественной остаточной намагниченности на сфере ([Храмов и др., 1982; Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981]; компьютерные программы созданы R.J. Enkin). По двум кубикам рассчитывались средние направления выделенных компонент намагниченности. Отбраковка направлений намагниченности образца производилась в тех случаях, когда диаграмма Зийдервельда не позволяла выделить компоненты (хаотическое распределение направлений намагниченности от нагрева к нагреву), либо когда угол между векторами намагниченности двух кубиков превышал 40°. Направления выделенных компонент намагниченности образцов в разрезах или сайтах анализировались на сфере в современной географической (ССК) и древней стратиграфической (ДСК) системах координат [Храмов и др., 1982; Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981].

Кривые  $J_s$ -Т и  $J_{rs}$ -Т снимались на термо- и вибромагнитометрах конструкции Ю.К.Виноградова. Микронзондовые исследования проводились на электронно-зондовом микроанализаторе JXA 8200 (Япония). Магнитная восприимчивость, анизотропия магнитной восприимчивости (AMS) измерены на каппаметре Multi-Function

Kappabridge MFK1-FA (AGICO, Чехия). Петли магнитного гистерезиса и кривые обратного размагничивающего поля были сняты на вибромагнитометре VSM (PMC Micro Mag 3900, США).

### РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

#### Силурийские породы

В образцах силурийских пород в центральной части Тувы выделяются одна или две компоненты естественной остаточной намагниченности. Относительно низкотемпературная компонента (*LT*) в основном выделяется в интервале температур от 20 до 400–460°С. Более высокотемпературная компонента (*HT*) выделяется в интервале температур от 400 до 580°С. Низкотемпературная компонента в ССК близка к направлению современного магнитного поля в Туве (табл. 1). Направления *HT*-компонент намагниченности образцов также близки в ССК к направлению современного поля. По-видимому, намагниченность силурийских пород была сформирована в результате перемагничивания толщ в кайнозое.

В образцах силурийских пород на юге Тувы были выделены одна, две или, реже, три компоненты намагниченности (рис. 4). Однокомпонентная намагниченность выделяется в основном в интервале температур от 20 до 520–560°С. В образцах с двух или трехкомпонентной намагниченностью более низкотемпературные *LT*-компоненты намагниченности выделяются в интервале температур от 20 до 460–500°С, а более высокотемпературные *HT* — чаще всего в магнетитовом спектре блокирующих температур в температурном интервале от 460 до 580°С, иногда — в гематитовом спектре блокирующих температур до 620–640°С. Направления всех компонент намагниченности двух разрезов распределены хаотически. В остальных разрезах направления *LT*-компонент намагниченности близки к направлениям современного или кайнозойского магнитного поля в Туве (рис. 5). Направления высокотемпературных компонент (*HT*) намагниченности в большинстве разрезов образуют достаточно хорошо сформированные группы, пригодные для дальнейшего палеомагнитного анализа (табл. 1, рис. 5). Высокотемпературная намагниченность большинства разрезов характеризуется прямой полярностью, а в разрезах 9s и 10s присутствуют направления высокотемпературной намагниченности и прямой, и обратной полярности, которые образуют зоны разной полярности. В разрезе 7s среднетемпературные компоненты (460–540°С), выделяющиеся в магнетитовом спектре блокирующих температур, образуют группу обратной полярностью (*HT*- на рис. 4), а наиболее высокотемпературные компоненты, выявленные только в гематитовом спектре блокирующих температур (до



**Таблица 1.** Средние направления компонент намагниченности разрезов силурийских толщ Тувы

Разрез, компонента	$N/n$	Dc	Ic	Kc	$\alpha_{95c}$	Dд	Iд	Kд	$\alpha_{95д}$
Юг Тувы (рис. 2)									
L1s	5/5	360	55	58	8	26	43	52	9
1s	5/5	161	58	16	16	129	49	14	16
L2 + 3s	6/6	14	61	8	21	25	37	3	33
2 + 3s	6/5	113	39	8	22	105	34	12	18
L4s	14/14	1	64	33	7	333	74	26	7
4s	14/11	97	38	8	16	107	42	7	16
L5 + 6s	7/5	72	76	15	16	329	87	11	19
5 + 6s	7/7	145	13	13	15	149	17	12	15
L7s	15/12	2	52	43	6	27	58	40	6
7s	15/15	4	-43	20	8	351	-32	18	8
L8s	14/14	360	72	38	6	21	58	31	7
8s	14/13	139	53	18	9	116	51	21	9
L9s	14/6	61	47	7	22	13	53	8	20
9s	14/14	114	4	20	8	112	37	14	10
L10s	10/10	35	75	12	13	192	73	11	13
10s	10/9	99	42	10	15	128	41	11	14
9s + 10s R	7	297	-27	7	21	309	-39	13	15
9s + 10s N	16	106	15	9	12	113	38	13	10
Тест складки (сравнение средних направлений [Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981])									
1s, 4s, 8s, 9s, 10s	52	115	37	6	8	116	44	12	6
$F_c = 13.44$			$F_d = 1.34$			$F_{кр} = 3.48$			
1s, 2s, 3s, 4s, 8s, 9s, 10s	57	115	37	6	7	115	43	12	5
Сравнение средних направлений по наклонениям									
1s, 2 + 3s, 4s, 5 + 6s, 7s, 8s, 9s, 10s	79		35	8	5.5		38	12	5
$F_c = 7.01$			$F_d = 1.82$			$F_{кр} = 3.4$			
Тест обращения									
9s + 10s R, 9s + 10s N	23	109	19	8	10	118	38.5	13	8
[McFadden, McElhinny, 1990]	$\gamma = 16$ $\gamma_c = 24$				$\gamma = 12.5$ $\gamma_c = 19$				
[Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981]	$F_{2c} = 0.062$			$F_{2d} = 0.066$			$F_{2кр} = 0.153$		
Центр Тувы (рис. 2)									
L11s	21/15	354	60	17	9	102	62	13	10

Примечания:  $N/n$  – количество образцов, отобранных из разреза/количество образцов, векторы намагниченности которых, использовались в расчетах; D – склонение намагниченности; I – наклонение намагниченности; K – кучность;  $\alpha$  – угол доверия. Буквы с и д соответственно обозначают ССК и ДСК; N и R – обозначают прямую и обратную полярность намагниченности;  $F$  – статистический параметр, использующийся при сравнении средних [Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981];  $F_{кр}$ ,  $F_c$ ,  $F_d$  – критическая величина параметра  $F$  и величины этого параметра в ССК и ДСК; L – низкотемпературные компоненты намагниченности. Высокотемпературные компоненты намагниченности обозначены номером разреза, например – 1s, 2 + 3s и т.д.

**Таблица 2.** Результаты теста на “синскладчатость” методом распрямления складки для силурийских пород

Разрезы	<i>n</i>	D	I	K	$\alpha_{95}$
1s, 2 + 3s, 4s, 5 + 6s, 7s, 8s, 9s, 10s	8	128	40	15	15
	100% распрямления складки				
1s, 2 + 3s, 4s, 8s, 9s, 10s	6	116	43	70	8
	100% распрямление складки				

Примечание: обозначения см. табл. 1.

620°C, *HT*-1 на рис. 4, рис. 5), образуют отдельную группу. В других разрезах компоненты намагниченности, выделенные в гематитовом интервале температур, направлены хаотически.

Направления *HT*-компонент намагниченности, выделенных в большинстве разрезов силурийских пород, в современной системе координат (ССК) различаются по склонению и наклону, а в древней системе координат (ДСК) близки по склонениям и наклонам (компонента *HT*-1 не рассматривается) (табл. 1, рис. 5, рис. 6а). Высокотемпературная намагниченность разрезов 5 + 6s и 7s характеризуется аномальными склонениями в ДСК (рис. 6а). Тест складки, проведенный методом сравнения средних направлений [Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981], для различных комбинаций разрезов силурийских пород показал, что средние направления *H*-компонент намагниченности пород этих групп разрезов статистически равны в ДСК и отличаются в ССК (табл. 1). Сравнение средних наклонов высокотемпературной намагниченности пород разрезов показало, что наклоны равны в ДСК и не равны в ССК (табл. 1).

Сравнение средних направлений намагниченности разной полярности разрезов 9s и 10s [Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981], которые находятся в одном геологическом блоке, показало, что средние направления при переводе в одну полярность равны в ДСК и ССК (табл. 1). Сравнение направлений прямой и обратной полярности по критериям [McFadden, McElhinny, 1990] также показывает, что направления при их переводе в одну полярность равны в ДСК ( $\gamma = 12.5$ ,  $\gamma_c = 19$ ) по классу С (табл. 1).

Тест на “синскладчатость”, проведенный для всех разрезов за исключением разрезов 5 + 6s и 7s (табл. 2), показал, что намагниченность пород разрезов могла образоваться при 100% распрямлении складок.

Также мы провели анализ средних направлений по сайтам (табл. 3). В сайты включались направления намагниченности образцов, взятых из фрагментов опробованных разрезов, мощность которых не более 15–20 м. Средние направления намагниченности сайтов часто характеризуются невысокими значениями кучности. Поэтому, в основном, данные по сайтам использовались для

проведения теста складки методом выравнивания. Видно, что кучности средних направлений намагниченности по разным группам сайтов в ДСК превышает кучности в ССК в 4 раза. Другие модификации теста складки для сайтов не проводились из-за больших кругов доверия средних направлений намагниченности сайтов.

Таким образом, мы считаем, что на основании тестов складки и обращения в силурийских разрезах была выделена доскладчатая высокотемпературная намагниченность.

Важно отметить, что после формирования силурийских толщ первый этап деформаций был на границе силура и девона, еще один этап был на границе девона и карбона [Объяснительная записка..., 1958; 1961]. Поскольку намагниченность доскладчатая, то она должна была сформироваться до первого этапа деформаций. Если бы она сформировалась позже, она была бы синскладчатой или послескладчатой. То есть время формирования высокотемпературных компонент намагниченности силурийских пород практически не оторвано от времени формирования самих пород. В этой связи выделенная высокотемпературная намагниченность силурийских пород может рассматриваться как первичная.

### Девонские породы

В образцах средне-, верхнедевонских пород в центральной части Тувы были выделены одна, две или три компоненты естественной остаточной намагниченности (рис. 4). Однокомпонентная намагниченность выделяется в интервале температур от 20 до 640–660°C. Ее направления распределены хаотически. Такая намагниченность выявлена во всех среднедевонских разрезах. Все разрезы пород с однокомпонентной намагниченностью были исключены из анализа. В образцах с двух или трехкомпонентной намагниченностью более низкотемпературные (*LT*) компоненты намагниченности выделяются в интервале температур от 20 до 460–500°C. Направления *LT*-компонент близки к направлениям современного или кайнозойского магнитного поля в Туве (табл. 4, рис. 7). Направления более высокотемпературной (*HT*) намагниченности, выделяемые в магнетитовом спектре блокирующих

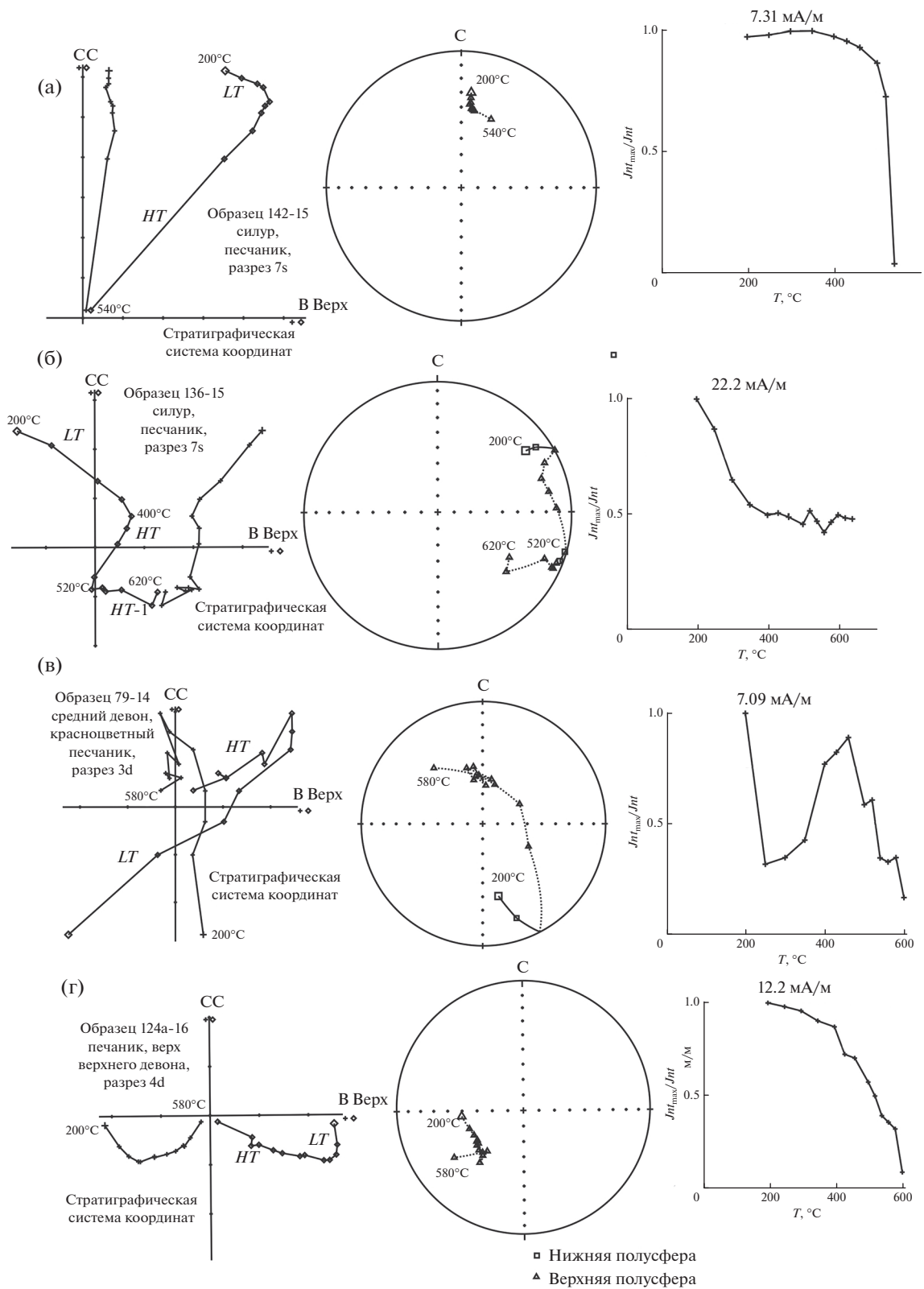
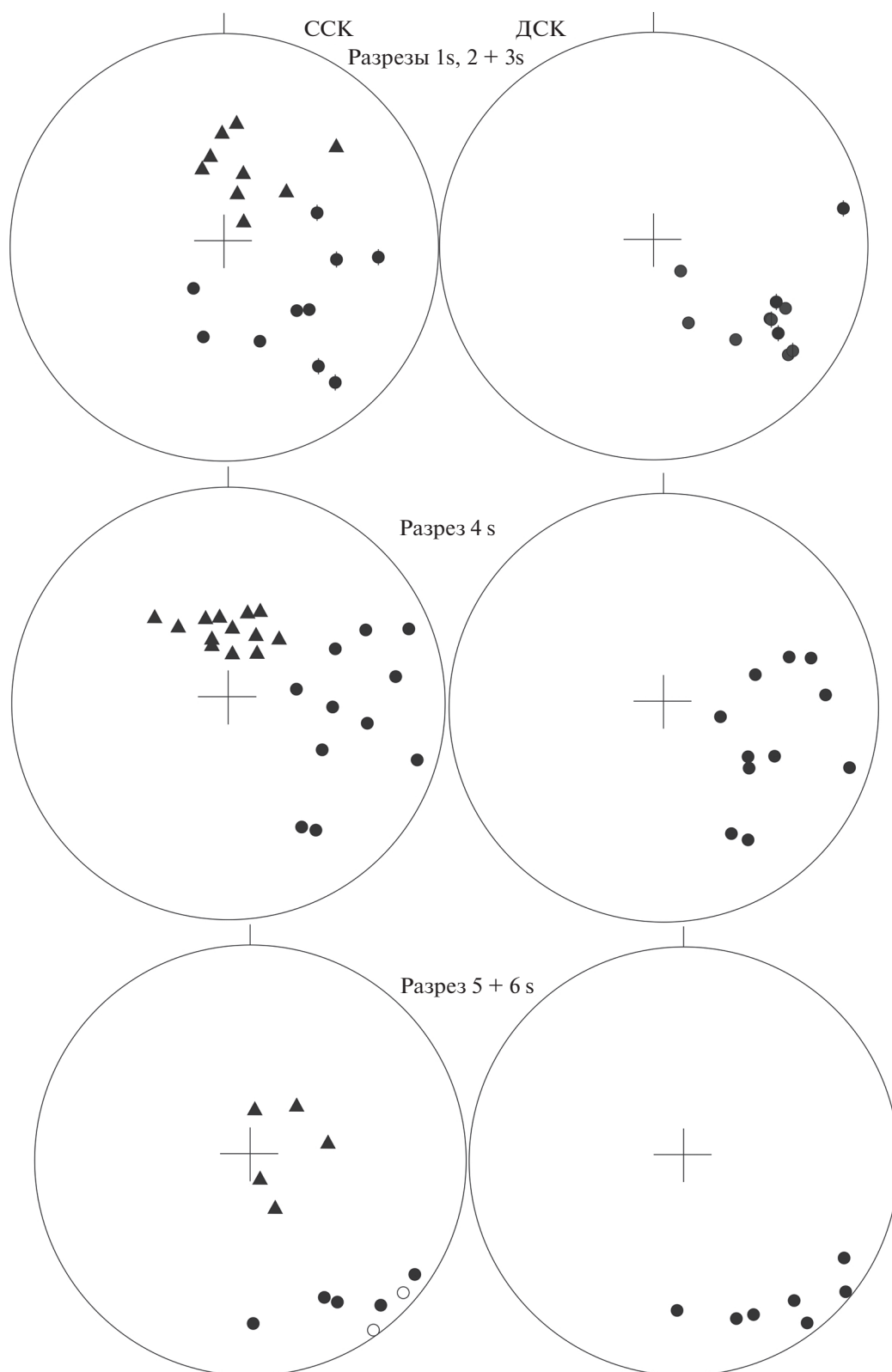


Рис. 4. Результаты терморазмагничивания пород: *HT*-, *HT-1*, *LT* – высокотемпературные и низкотемпературная компоненты намагниченности;  $Jnt_{max}/Jnt$  – отношение максимальной остаточной намагниченности образца к намагниченности образца после разных этапов термочистки.



**Рис. 5.** Распределение единичных векторов намагниченности в силурийских разрезах. Кружки – направления *HT*-компонент намагниченности, звездочки – направления *LT*-компонент намагниченности. Квадраты – высокотемпературная компонента намагниченности *HT-1* (см. текст и рис. 3). Залитые и открытые символы – прямая и обратная полярность, соответственно. Большой треугольник – кайнозойское направление магнитного поля в районе Тувы.

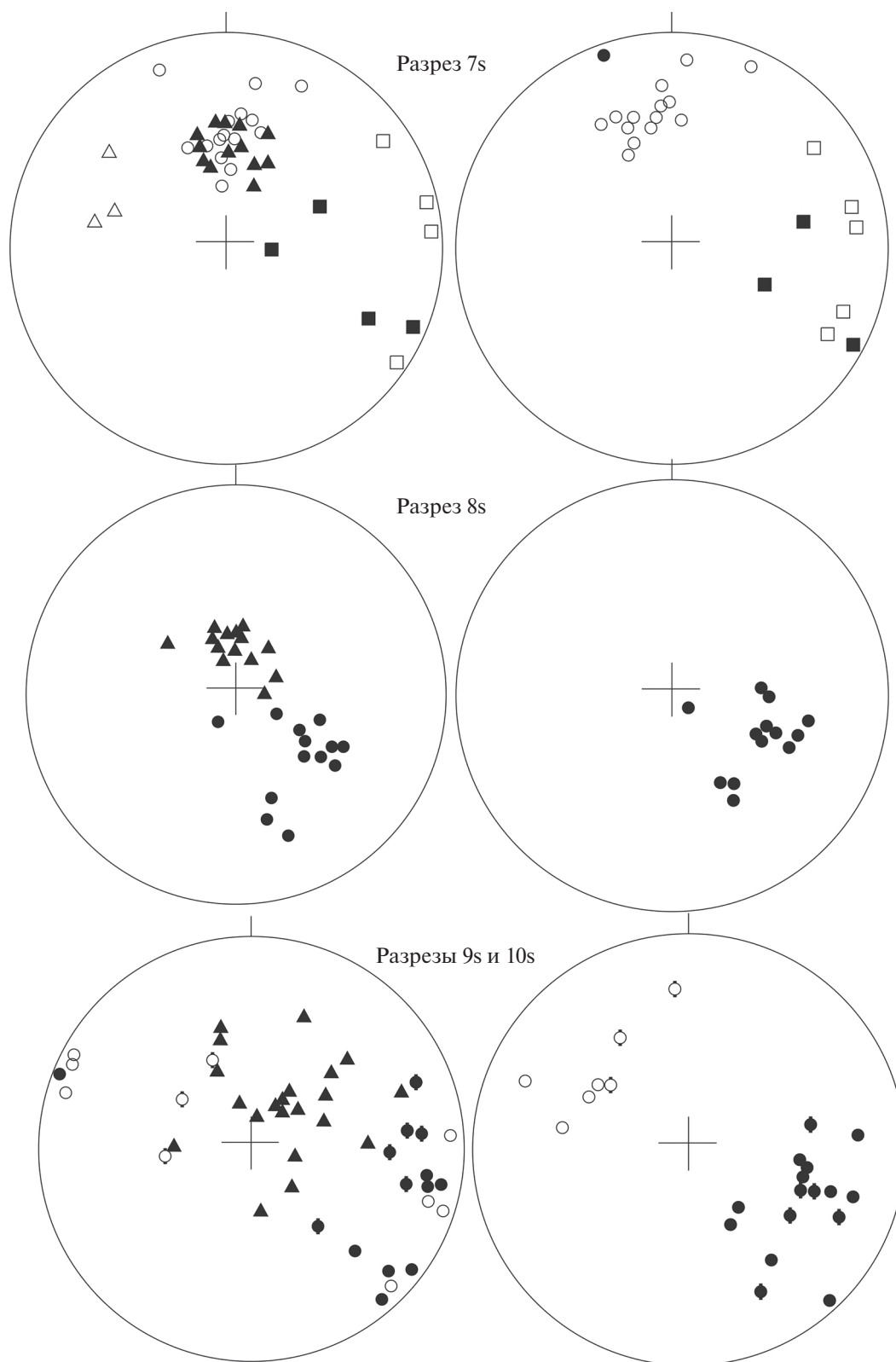
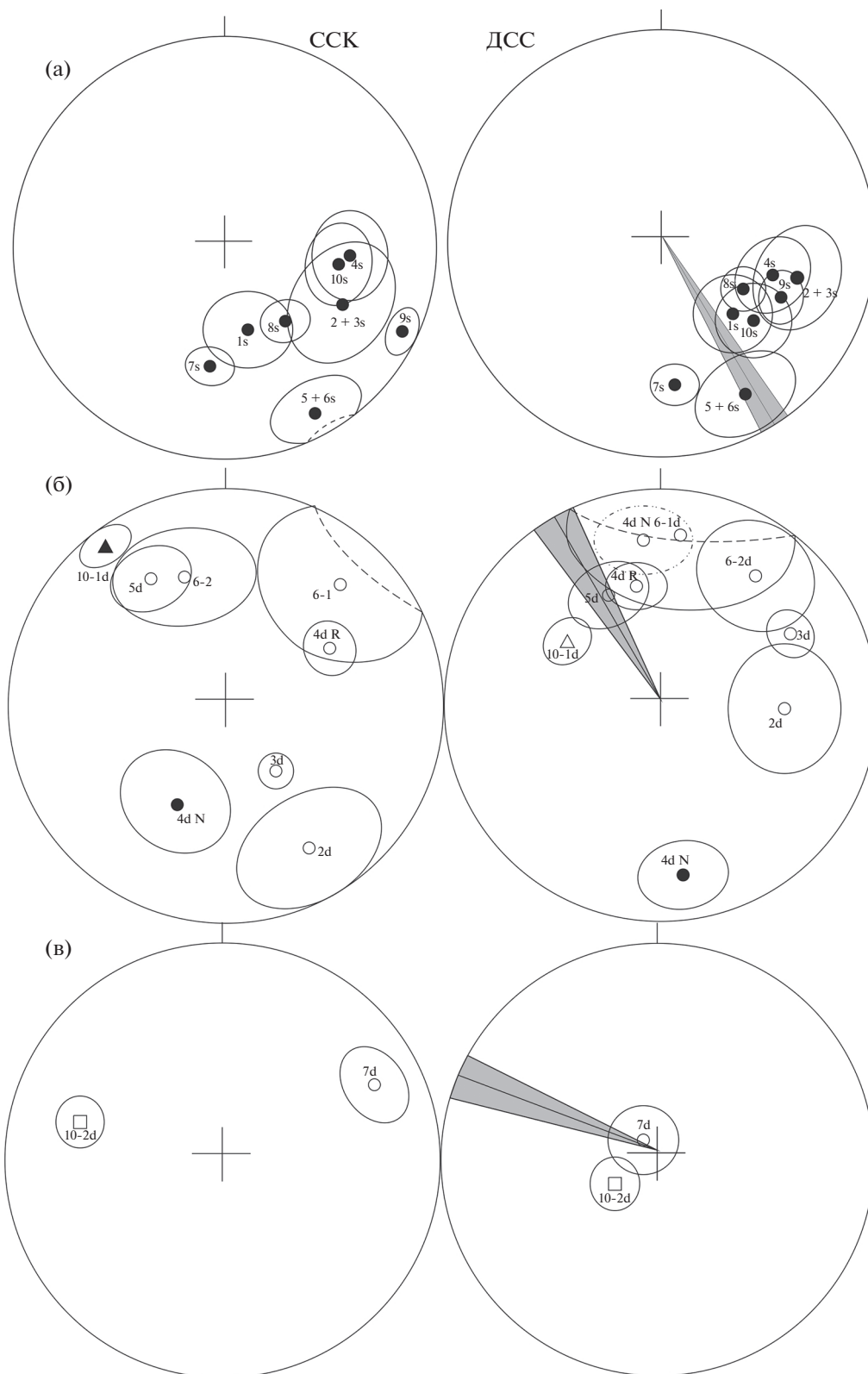


Рис. 5. Окончание.



**Рис. 6.** Распределения средних направлений намагниченности с кругами доверия силурийских (а), среднедевонских (б) и верхнедевонских (в) разрезов. Круги – средние направления намагниченности по отдельным разрезам. Залитые и открытые символы – прямая и обратная полярность, соответственно. Сегмент, залитый серым светом – “ожидаемое” склонение намагниченности, рассчитанное из палеомагнитных полюсов Сибири [Павлов, 2016].

**Таблица 3.** Средние направления высокотемпературной намагниченности силурийских пород, рассчитанные по сайтам

Сайты	<i>n</i>	Dc	Ic	Kc	$\alpha_{95c}$	Dд	Iд	Kд	$\alpha_{95д}$
1s	5	161	58	16	16	129	49	14	17
2 + 3s	5	113	39	8	22	105	34	12	18
4s-1	5	114	37	9	22	126	39	10	19
4s-2	6	82	36	8	21	90	42	6	22
5 + 6s	7	144	13	13	15	149	17	12	15
7s-1	7	7	-43	16	13	352	-31	13	15
7s-2	8	1	-43	23	10	350	-33	23	10
8s-1	6	135	56	17	14	116	51	16	14
8s-2	7	140	51	17	13	116	50	21	11
9s-1	5	109	1	20	14	107	31	14	17
9s-2	4	293	-5	81	8	292	-37	31	13
9s-3	5	119	8	11	9	118	42	9	21
10s-1	6	91	32	13	16	115	40	15	15
10s-2	3	305	-58	14	22	332	-39	14	22
Средние направления намагниченности по сайтам									
Сайты N полярности	10	119	35	9	15	118	41	25	9
Сайты R полярности	4	330	-43	5	32	333	-37	13	19
Сайты N + R полярности	14	126	38	7	14	128	41	15	10
Без сайтов 5 + 6s, 7s-1, 7s-2	11	115	36	9	14	117	42	36	7
Сайты 5 + 6s, 7s-1, 7s-2	3	168	35	10	26	163	28	32	14

Примечание: обозначения см. табл. 1.

температур до 580°C, в единичных геологических разрезах средне-, верхнедевонских пород распределены хаотически, но в большинстве разрезов образуют достаточно хорошо сформированные группы, пригодные для дальнейшего палеомагнитного анализа (рис. 7). В среднедевонских породах в разрезе 4d направления *HT*-компонент намагниченности образуют группы разной полярности (рис. 7). В разрезах среднедевонских пород 6-1d и 6-2d направления этих компонент с большим разбросом лежат вдоль большого круга от направления кайнозойского магнитного поля в районе Тувы до группы направлений обратной полярности (рис. 7).

Направления *HT*-компонент намагниченности, выделенные в гематитовом спектре блокирующих температур, распределены хаотически.

В среднедевонских разрезах направления *H*-компонент намагниченности в ДСК близки по наклонениям, но различаются по склонениям. Тест складки, проведенный методом сравнения средних направлений [Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981] для трех групп разрезов 6-1d и 6-2d, 4d и 5d, 2d и 3d, показал, что средние направления *H*-компонент намагниченности пород этих трех групп разрезов статистически равны в ДСК и отличаются в ССК (табл. 4, рис.6). Сравнение средних накло-

нений намагниченности пород разрезов 4d, 5d, 2d и 3d показало, что наклонения равны в ДСК и не равны в ССК.

Сравнение средних направлений намагниченности разной полярности 4d R и 4d N [Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981] показало, что средние при переводе в одну полярность равны в ДСК и не равны в ССК (табл. 4). Тем не менее, сравнение направлений прямой и обратной полярности по критериям [McFadden, McElhinny, 1990] показало, что результат теста неопределенный ( $\gamma = 23$ ,  $\gamma_c = 23.4$ ) (табл. 1). Скорее всего, эта неопределенность связана с тем, что в расчете среднего направления прямой полярности использовалось только восемь направлений, которых недостаточное для осреднения вековых вариаций магнитного поля. Но, конечно, нельзя исключить и незначительное, в пределах доверительного интервала направлений намагниченности подмагничивание пород.

Тест на “синскладчатость”, проведенный для трех групп разрезов – 6-1d и 6-2d, 4d и 5d, 2d и 3d, показал, что намагниченность первой группы разрезов могла образоваться при 60% распрямлении складки, второй группы – при 100%, а третьей группы – при 80% распрямлении складок

**Таблица 4.** Средние направления компонент намагниченности разрезов среднедевонских толщ Тувы

Разрезы, компоненты	N/n	Dc	Ic	Kc	$\alpha_{95c}$	Dд	Iд	Kд	$\alpha_{95д}$
Центр Тувы									
L1d	21/18	47	65	17	8	95	58	11	10
L2d	17/17	32	71	12	10	200	39	5	16
2d	17/8	152	-26	4	25	90	-45	5	22
L3d	47/47	341	81	17	5	214	29	13	6
3d	47/38	147	-60	11	7	60	-34	8	8
L4d	44/36	359	60	8	8	84	37	7	9
4d R	44/36	64	-42	6	10	352	-46	6	9
4d N	44/8	207	47	6	20	174	23	10	16
L5d	21/21	352	56	13	9	346	44	13	9
5d	21/19	333	-30	6	14	334	-42	6	14
L6d	20/20	19	64	45	5	318	35	2	20
6-1d	20/4	44	-25	6	29	6	-21	4	34
6-2d	20/7	343	-34	5	24	36	-29	5	24
6d	20/11	7	-34	4	22	25	-27	5	20
Тест складки (метод сравнения средних [Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981])									
2d, 3d	46	148	-55	8	8	64	-36	7	8
$F_{2c} = 0.178$			$F_{2д} = 0.09$			$F_{2кр} = 0.09$			
4d R, 4d N, 5d	63	32	-47	4	9	347	-42	6	7
$F_{2c} = 0.66$			$F_{2д} = 0.031$			$F_{2кр} = 0.05$			
6-1d, 6-2d	11	7	-34	4	22	25	-27	5	20
$F_{2c} = 0.51$			$F_{2д} = 0.13$			$F_{2кр} = 0.39$			
Сравнение средних направлений по наклонениям									
2d, 3d, 4dNR, 5d	109		-46	6	5		-39	6	5
$F_c = 3.69$			$F_d = 0.39$			$F_{кр} = 3.4$			
Тест обращения									
4d R, 4d-N	44	58	-44	6	9	353	-42	6	8
[McFadden, McElhinny, 1990]			$\gamma = 27$		$\gamma_c = 25$		$\gamma = 23$		$\gamma_c = 23.4$
[Шипунов, 1995; McFadden, Jones, 1981]			$F_{2c} = 0.084$		$F_{2д} = 0.072$		$F_{2кр} = 0.074$		

(табл. 5). Образцы первой группы были исключены из дальнейшего анализа.

Образцы из разрезов двух оставшихся групп были объединены в сайты (табл. 6). В связи с относительно низкой кучностью направлений намагниченности сайтов они использовались только для проведения теста складки. Для сайтов более ярко проявлен тест выравнивания: для первой группы он положительный ( $Kд/Kc = 5.6$ ), а для второй группы тест выравнивания отрицательный ( $Kд/Kc = 0.6$ ).

Таким образом, мы считаем, что на основании тестов складки и обращения близкая к доскладчатой

намагниченность была выделена в разрезах 4d, 5d. Разрезы 2d, 3d незначительно подмагничены синскладчатыми компонентами намагниченности. Намагниченность разрезов 6-1d, 6-2d мы рассматриваем, как синскладчатую и не используем для дальнейших построений.

В верхнедевонских разрезах (рис. 1, рис. 2б) центральной Тувы в одном разрезе (8d) высокотемпературные компоненты распределены хаотически, во втором 7d – образуют группу обратной полярности (рис. 8, табл. 7).

Важно отметить, что деформации геологических толщ в исследованном районе завершились



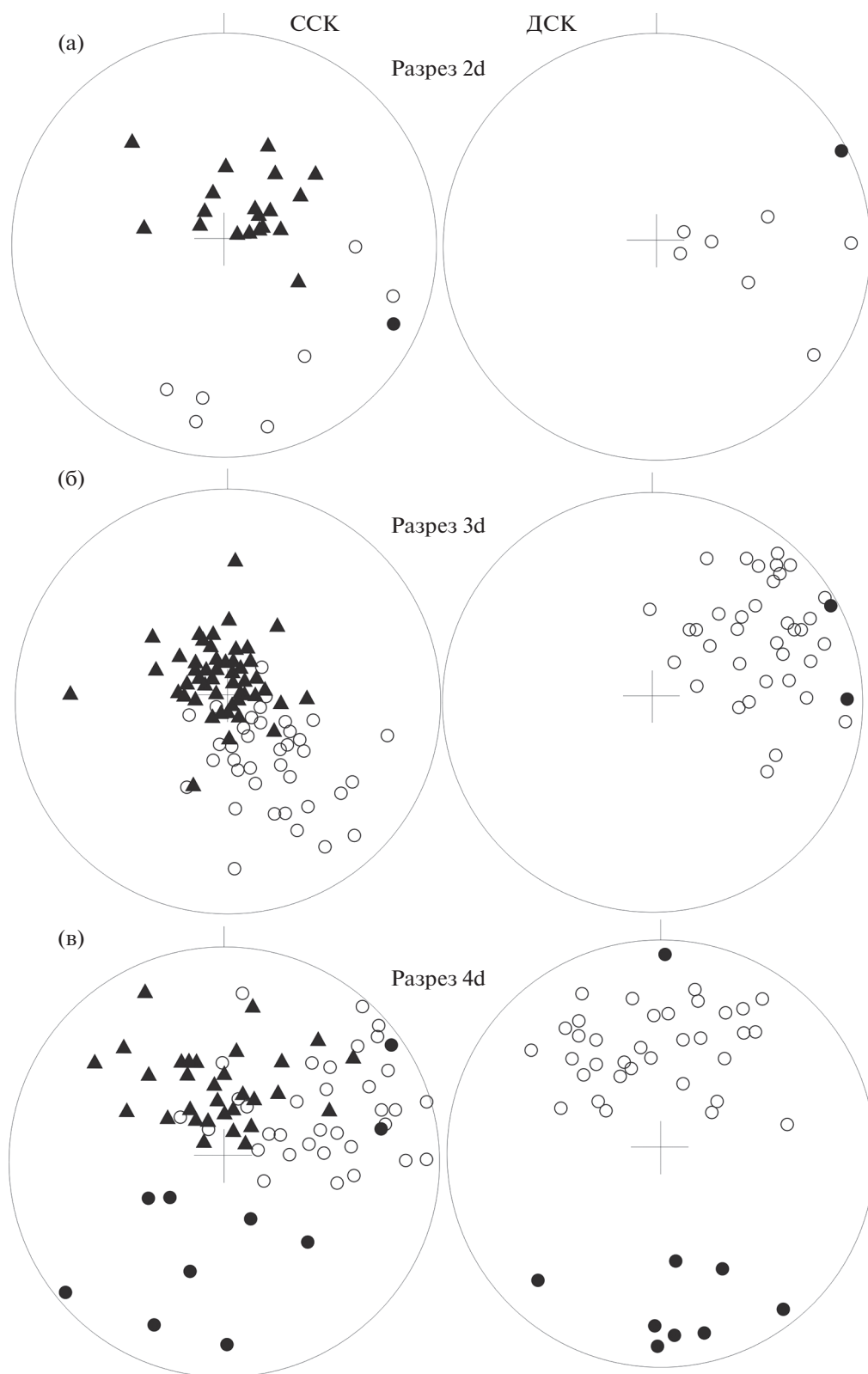


Рис. 7. Распределение единичных векторов намагниченности в среднедевонских разрезах. Обозначения см. на рис. 5.

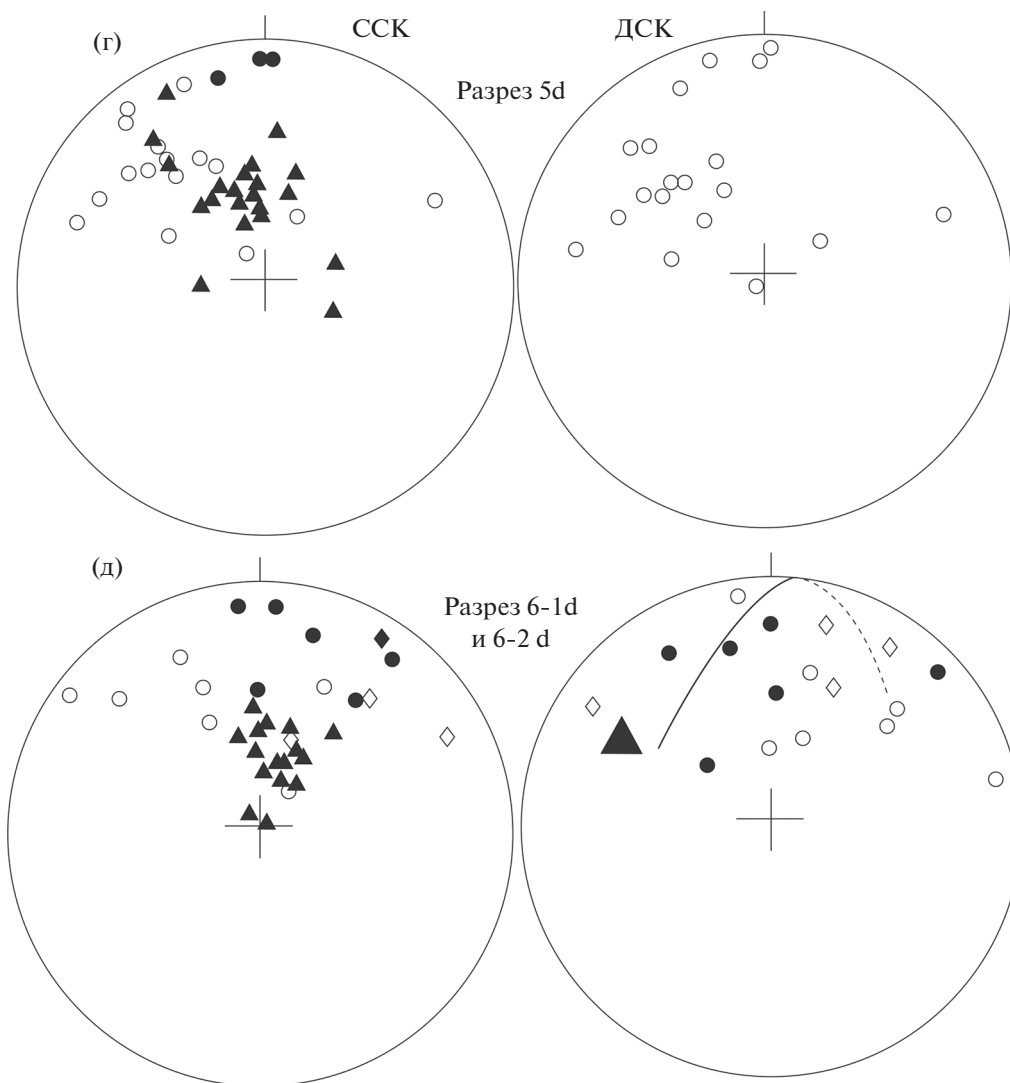


Рис. 7. Окончание.

к раннему карбону. Деформированные девонские и более древние толщи с резким несогласием перекрываются горизонтально или слабонаклонными нижнекарбовыми комплексами. То есть выделенная в среднедевонских породах доскладчатая намагниченность не может быть значительно оторвана от времени формирования пород и, по-видимому, близка к первичной.

В образцах девонских пород на юге Тувы в районе пос. Хандагайты также выделяются одна, две, иногда — три компоненты намагниченности (рис. 4). Однокомпонентная намагниченность выделяется в интервале от 20 до 580–660°C. Низкотемпературная компонента (*LT*) выделяется в интервале температур от 20 до 300–460°C. Высокотемпературная компонента намагниченности

Таблица 5. Тест на “синскладчатость” для разрезов среднедевонских пород

Разрезы	<i>n</i>	D	I	K	$\alpha_{95}$
6-1d, 6-2d	2	19	-34	114	24
4d N, 4d R, 5d	60% распрямления складки				
	3	347	-37	29	23
2d, 3d	100% распрямление складки				
	2	100	-45	153	20
	80% распрямления складки				

**Таблица 6.** Средние направления высокотемпературной намагниченности среднедевонских пород, рассчитанной по сайтам

Сайты	<i>n</i>	Dc	Ic	Kc	$\alpha_{95c}$	Dд	Iд	Kд	$\alpha_{95д}$
Средний девон									
2d	8	151	-26	4	25	90	-44	5	22
3d-1	9	161	-52	7	18	70	-58	8	17
3d-2	8	149	-61	20	11	46	-46	19	11
3d-3	10	130	-64	11	14	57	-15	13	12
3d-4	11	146	-60	11	13	65	-22	11	12
4d-1	8	207	47	6	20	174	23	10	15
4d-2	8	56	-29	7	20	12	-34	6	20
4d-3	9	72	-47	13	13	350	-48	12	13
4d-4	10	56	-58	4	21	330	-44	6	18
4d-5	9	71	-31	6	20	360	-51	6	19
5d-1	9	334	-24	7	18	337	-39	7	17
5d-2	10	331	-36	4	21	330	-44	4	22
Средние направления намагниченности по всем сайтам									
2d-3d-4	5	149	-53	24	13	65	-38	14	17
4d-5d-2	7	30	-47	5	23	348	-41	28	10

**Таблица 7.** Средние направления компонент намагниченности верхнедевонских толщ Тувы

Разрезы, компоненты	<i>N/n</i>	Dc, °	Ic, °	Kc	$\alpha_{95c}$ , °	Dд, °	Iд, °	Kд	$\alpha_{95д}$ , °
Центр Тувы (рис. 2)									
L7d	13/10	15	59	5	20	47	11	5	21
7d	13/10	63	-23	11	13	319	-80	11	13
L8d	12/8	341	56	11	15	338	43	10	16
Юг Тувы (рис. 2)									
L10-1d	40/28	349	72	7	10	314	27	7	10
10-1d (с низкими наклонениями)	40/37	302	9	6.5	9	303	-47	7	9
L10-2d	30/17	316	45	11	10	313	1	11	10
10-2d (с высокими наклонениями)	30/23	286	-34	9	10	246	-71	9	10
Результаты применения теста складки (сравнение средних)									
7d + 10-2d	33	314	-51	2	16	258	-75	9	8
$F_{кр} = 0.1$			$F_c = 2.6$			$F_d = 0.1$			

Примечание: обозначения см. табл. 1.

(HT) выделяется в интервале от 300 до 580°C. В ряде образцов также выделяются компоненты намагниченности в интервале 580–660°C.

Низкотемпературные компоненты намагниченности девонских пород на сфере группируются около направления кайнозойского магнитного поля Земли в районе Тувы (табл. 7). Высокотемпературные компоненты среднедевонских пород распределены хаотически. В образцах верхнедевонских пород высокотемпературные компоненты намагниченности, выделенные в гематитовом спектре блокирующих температур, также распределены хаотически, а компоненты, рассчитанные в магнетитовом спектре блокирующих температур, на сфере образуют отчетливые группы. При этом породы верхнего сегмента верхнедевонского разреза характеризуются более высокими наклонениями, чем породы нижнего сегмента верхне-

девонского разреза. Эти компоненты характеризуются обратной полярностью (табл. 7, рис. 8).

Средние направления HT-намагниченности верхней части верхнедевонских разрезов центральной и южной Тувы совпадают в ДСК и резко различаются в ССК. Тест складки, проведенный методом сравнения средних направлений – положительный (табл. 7, рис. 6). Тест выравнивания, проведенный по средним направлениям сайтов (табл. 8) – положительный, Kд/Kc = 16. Тест на синскладчатость показал максимальную кучность при 100% распрямлении складки (табл. 9).

Среднее направление HT-намагниченности нижней части верхнедевонского разреза в южной части Тувы характеризуется более низким наклонением и близко к направлениям HT-намагниченности среднедевонских пород центральной части Тувы (рис. 6).

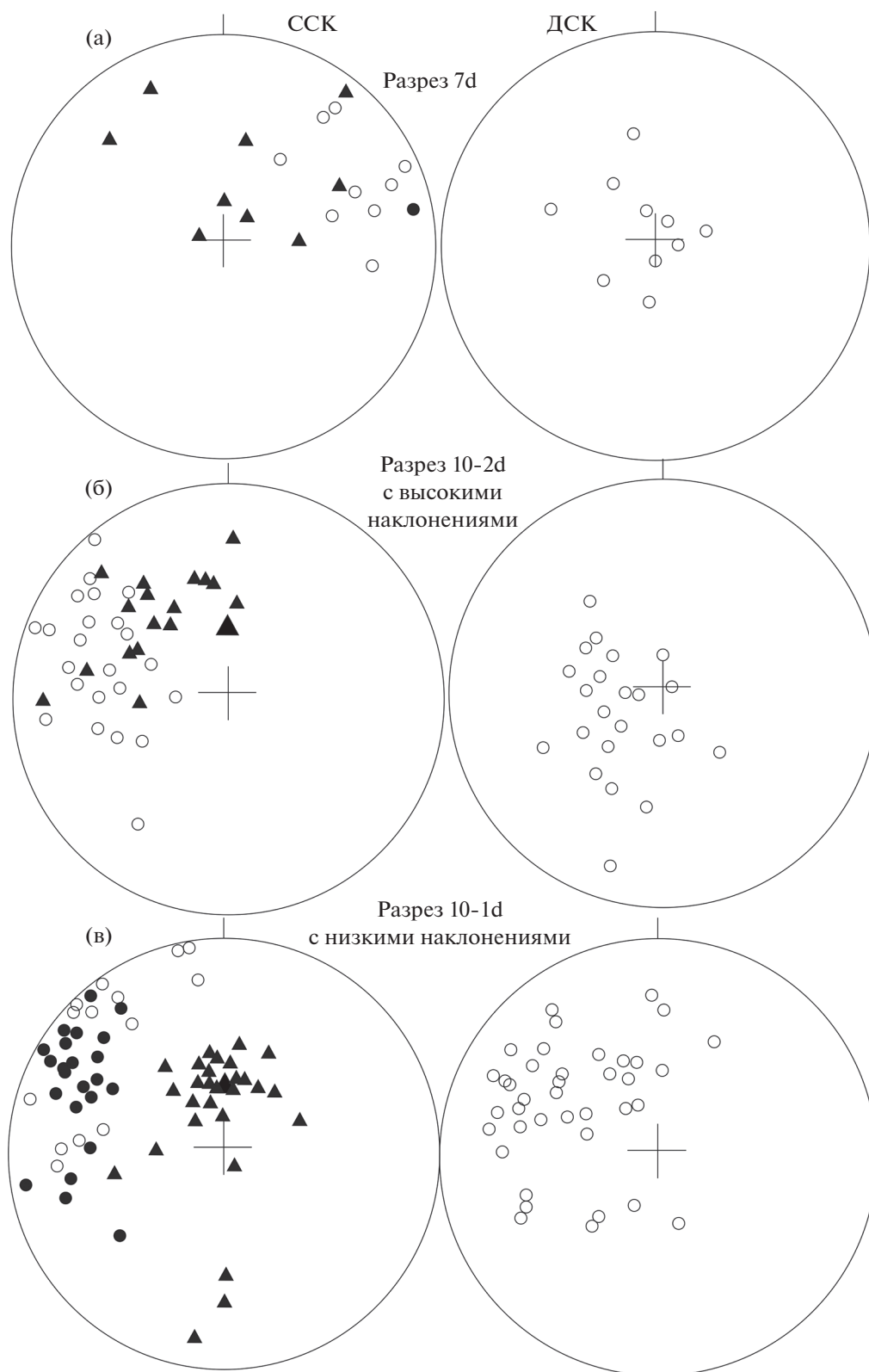


Рис. 8. Распределение единичных векторов намагниченности в верхнедевонских разрезах. Обозначения см. на рис. 5.

**Таблица 8.** Средние направления высокотемпературной намагниченности верхнедевонских пород, рассчитанной по сайтам

Сайты	<i>n</i>	D <sub>c</sub>	I <sub>c</sub>	K <sub>c</sub>	$\alpha_{95c}$	D <sub>d</sub>	I <sub>d</sub>	K <sub>d</sub>	$\alpha_{95d}$
С высокими наклонениями									
7d	10	63	-23	11	13	319	-80	11	13
10-2d-1	7	283	-40	5	23	227	-70	5	23
10-2d-2	8	282	-30	13	14	253	-61	13	14
10-2d-3	7	290	-31	11	16	255	-78	11	16
С низкими наклонениями									
10-1d-1	5	321	8	7	23	329	-43	7	23
10-1d-2	5	273	-11	11	19	248	-56	11	19
10-1d-3	5	310	4	11	19	318	-49	11	18
10-1d-4	5	303	18	6	27	304	-25	5	28
10-1d-5	5	315	13	6	26	317	-30	6	26
10-2d-6	6	288	13	5	23	282	-53	5	23
10-2d-7	6	298	22	8	20	299	-44	8	20
Средние направления намагниченности по всем сайтам									
С низкими наклонениями	7	301	10	18	13	303	-45	15	14
С высокими наклонениями	4	304	-47	2	44	253	-74	39	11

Как было показано выше, сильные деформации геологических толщ в исследованном районе завершились к раннему карбону. Следовательно, выделенная в верхнедевонских породах доскладчатая намагниченность, по-видимому, близка к первичной.

Для ряда образцов силурийских и среднедевонских пород были выполнены петромагнитные исследования. Кривые  $J_s-T$  и  $J_{rs}-T$  были сняты для пяти силурийских и пяти среднедевонских образцов. Было установлено, что в одном образце силурийских пород присутствует только магнетит (например, рис. 9в), еще в одном – только гематит, в трех остальных – гематит с небольшим количеством магнетита (рис. 9г). В девонских породах в двух образцах присутствует только гематит (например, рис. 9а), еще в трех – гематит с небольшим количеством магнетита (рис. 9б).

Микрозондовые исследования показали, что в образце среднедевонских красноцветных песчаников из разреза 5d (Образец 194/14) видны зерна магнетита обломочного и изометричного облика, часто в ассоциации с ильменитом (рис. 10). Зерна со структурами распада. Содержание  $TiO_2$  в магнетите – от 1 до 10%. Присутствие титана показывает, что, скорее всего, магнетит образовался при распаде титаномагнетитов магматического происхождения. Гематит в виде тонких пленок развивается по граням обломков минералов и пород. В образце среднедевонских красноцветных песчаников из разреза 4d (образец 148/14) тоже выявлены зерна магнетита обломочного и изометричного облика, иногда сильно корродированные. Содержание  $TiO_2$  в магнетите – от 7 до 14%. Много зерен со структурами распада до ильменита и сфена. Часто скопления магнитных минералов

приурочены к отчетливо обломочным зернам альбита или к слюде. Гематит встречается в интерстициях и вокруг обломочных зерен (например, рис. 10б). В двух образцах силурийских песчаников (образцы 78/15 и 175/15) из разрезов 7s и 9s, в которых выявлена намагниченность разной полярности, обнаружен обломочный магнетит и магнетит с изометричной формой с содержанием  $TiO_2$  до 9%. Видны скопления мелких зерен окислов железа в обломочных зернах альбита и в слюде. Вокруг некоторых обломочных зерен видны агрегаты гематита.

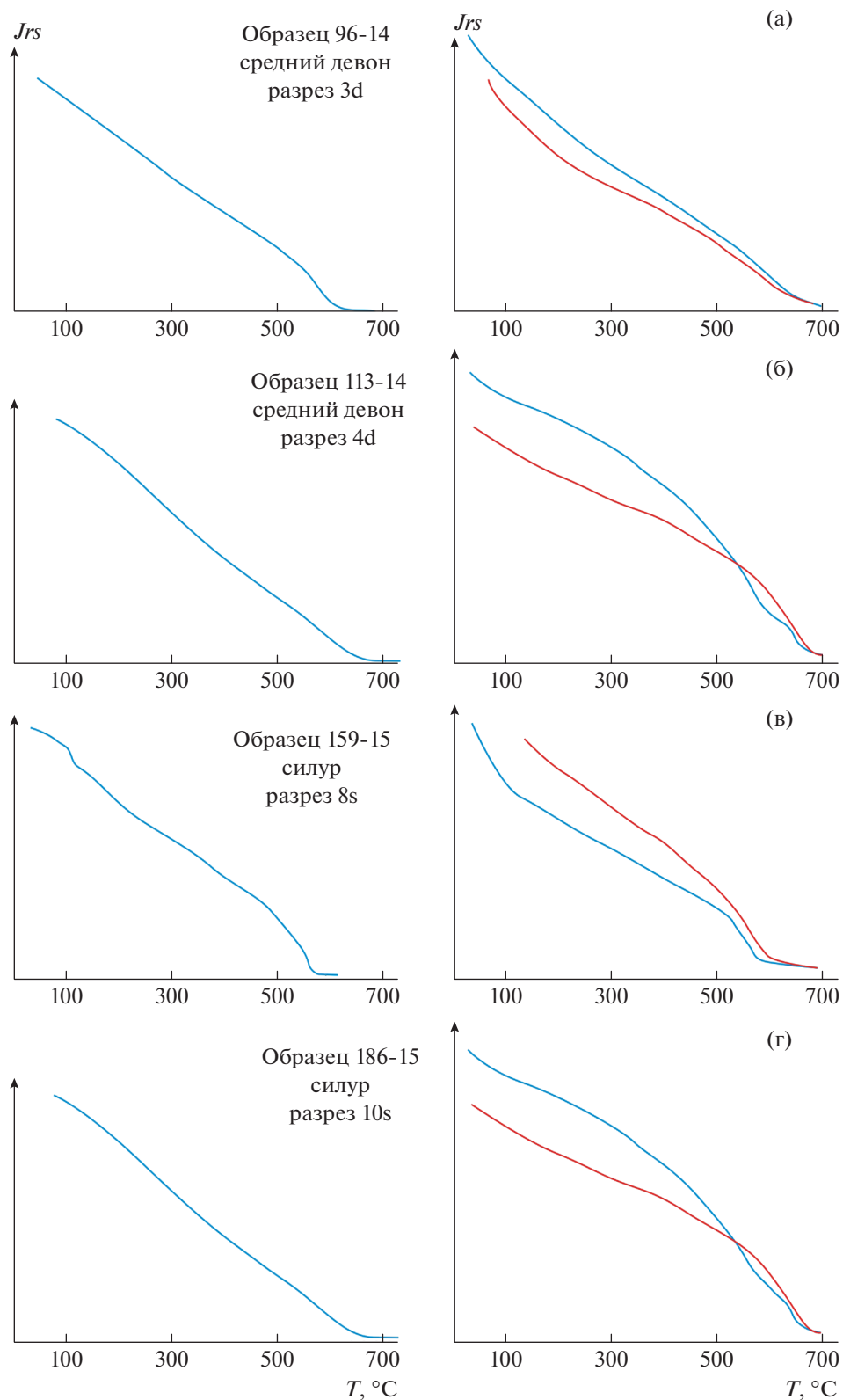
Таким образом, анализ кривых  $J_s-T$ ,  $J_{rs}-T$  и микрозондовые исследования показали, что в породах присутствуют обломочные магнитные зерна (магнетит) терригенного происхождения и, вероятно, хемогенный гематит, характерный для красноцветов.

Также были измерены параметры петель гистерезиса и магнитная анизотропия образцов пород. Надо отметить, что интерпретация этих данных достаточно сложная, поскольку в породах присутствует смесь терригенных и хемогенных магнитных минералов.

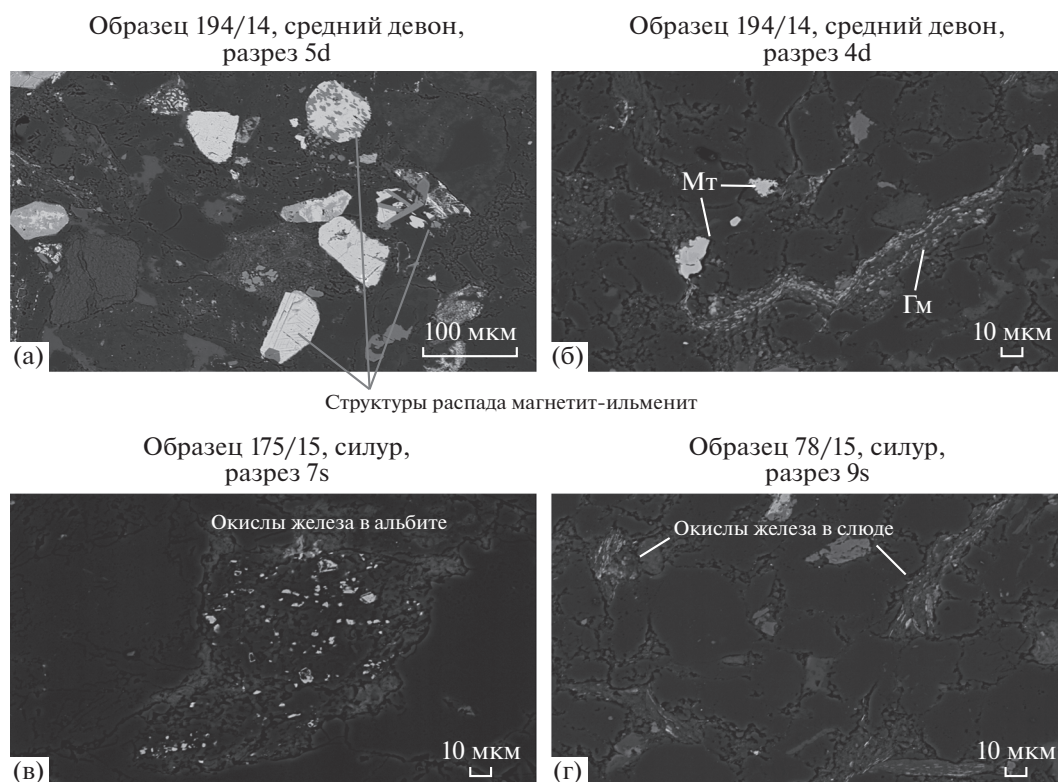
Для большинства образцов силурийских и девонских пород анизотропия магнитной восприимчивости очень слабая –  $P_j$  изменяется от 1.004 до 1.06. Для большинства образцов  $P_j$  меньше

**Таблица 9.** Тест на “синскладчатость” для разрезов верхнедевонских пород

Разрезы	<i>n</i>	D	I	K	$\alpha_{95}$
7d, 10-2d	2	260	-76	54	35
100% распрямления складки					



**Рис. 9.** Примеры кривых зависимостей намагниченности насыщения ( $J_s-T$ ) и остаточной намагниченности насыщения ( $J_{rs}-T$ ) от температуры силурийских и девонских пород. Синяя линия – нагрев, красная – остывание.



**Рис. 10.** Результаты микрозондовых исследований: (а), (б) – образцы среднедевонских пород; (в), (г) – силурийских пород; Мт- магнетит; Гм – гематит.

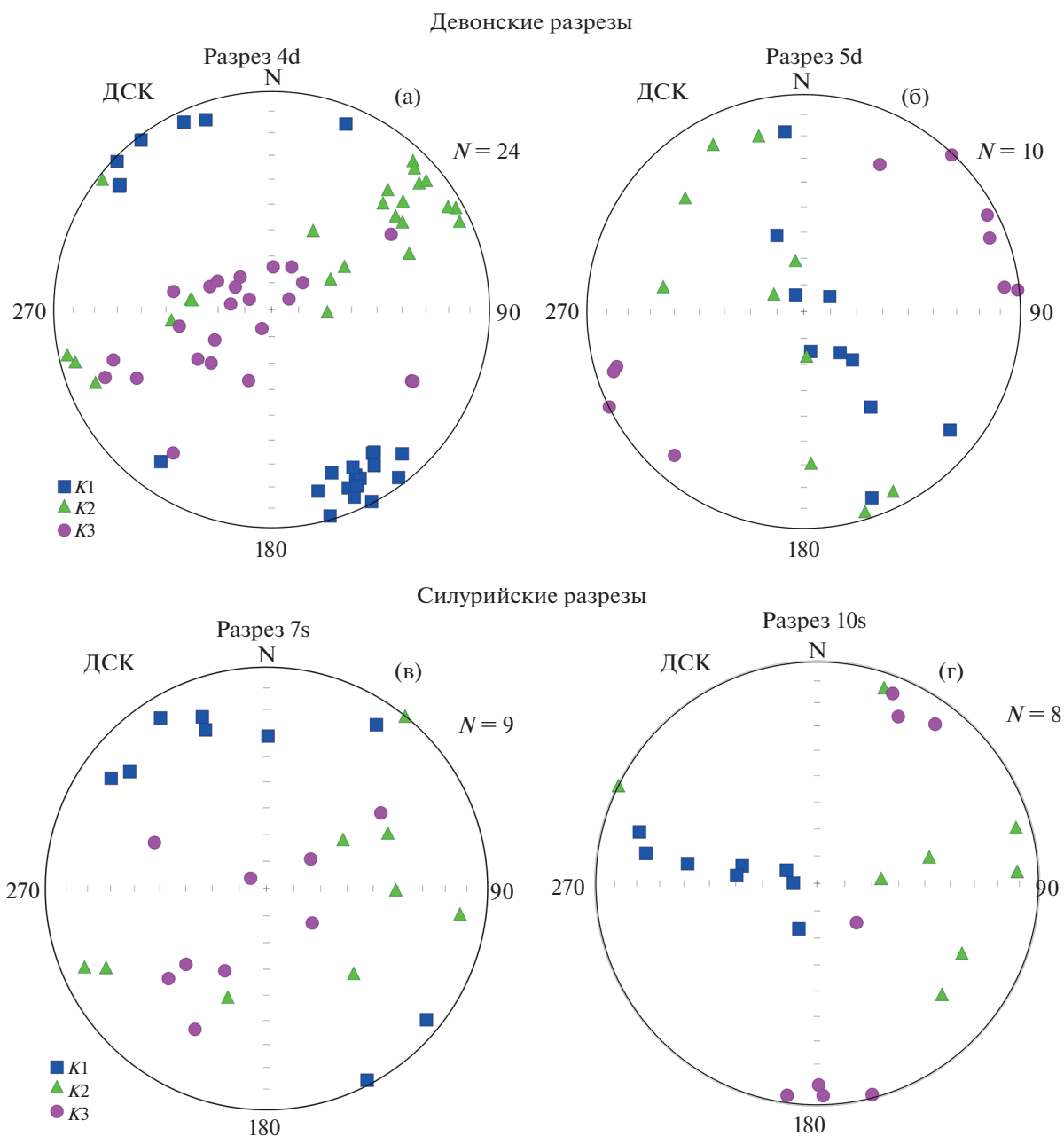
1.03. Выявляется как линейная, так и плоскостная анизотропия. Параметры  $l$  и  $f$  меняются в образцах в равных пределах – в основном от 1.007 до 1.03. Несмотря на небольшую величину анизотропии в образцах направления анизотропии на сфере образуют закономерности, причем в разных разрезах – разные (рис. 11). И в силурийских, и в девонских разрезах выявлено три типа распределения анизотропии в разрезах: (а) – направления магнитной восприимчивости (K1, K2, K3) не образуют кластеров; (б) – направление максимальной магнитной восприимчивости K1 лежит в горизонтальной плоскости, а минимальной восприимчивости K3 – близко к вертикальному (рис. 11а, рис. 11в); (в) – направление K3 лежит в горизонтальной плоскости, а направления K1, K2 – в ортогональной вертикальной плоскости (рис. 11б, рис. 11г). Вариант (б) в чисто осадочных процессах описывается влиянием течений на ориентационную намагниченность. Но в случае, когда в породе присутствуют обломочные и хемогенные минералы, такое объяснение, вероятно, сильно упрощенное. Вариант анизотропии (в) в литературе не описан, но известен в вендских красноцветных отложениях Сибири с первичной намагниченностью (Шацилло А.Ю., устное сообщение). Вероятно, все описанные варианты анизотропии связаны с особенностью формирования гематита в красноцветах. В целом, как было ска-

зано выше, анизотропия в исследованных породах незначительна и вряд ли влияла на направления первичной намагниченности пород.

Параметры петель гистерезиса в связи с присутствием в породах обломочного магнетита и хемогенного гематита тоже трудно интерпретируемые. В девонских породах  $N_{cr}/N_c = 3-9.3$ ,  $M_r/M_s = 0.07-0.13$ . В силурийских породах  $N_{cr}/N_c = 0.01-9.6$ ,  $M_r/M_s = 0.04-15$ .

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты тестов складки и обращения для силурийских и среднедевонских толщ и теста складки для верхнедевонских пород показали, что с большой вероятностью намагниченность этих толщ близка к первичной. В связи с тем, что средние направления намагниченности силурийских и девонских пород, рассчитанные по сайтам, характеризуются большими кругами доверия, для расчета палеомагнитных полюсов и палеоширот использовались средние направления намагниченности, рассчитанные по высокотемпературной намагниченности образцов по разрезам. Все образцы из разрезов отбирались с различных стратиграфических уровней, поэтому такое осреднение вполне корректно. Рассчитанные палеомагнитные полюсы приведены в табл. 10.



**Рис. 11.** Примеры распределения осей анизотропии в разрезах силурийских и девонских пород.  $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$  – соответственно, направления максимальной, промежуточной и минимальной магнитной восприимчивости. Использована равноплощадная проекция. Данные приведены в ДСК.

Судя по рассчитанным наклонениям высокотемпературной намагниченности, силурийские толщи были сформированы на двадцатых широтах:  $21^{\circ}$ – $31^{\circ}$  с.ш. (по единичным векторам) и  $17^{\circ}$ – $31^{\circ}$  с.ш. (по сайтам). Палеошироты накопления силурийских толщ незначительно отличаются от палеоширот, рассчитанных из силурийского палеомагнитного полюса для Сибири –  $\Phi = -18.6^{\circ}$ ,  $\Lambda = 122.8^{\circ}$ ,  $A95 = 3.5^{\circ}$  [Павлов, 2016]. По единичным векторам разница наклонений  $F = -15.8$ ,  $\Delta F$

$= 5.7$ , по сайтам –  $F = -12.8$ ,  $\Delta F = 8.6$  [Beck, 1980; Demarest, 1983]. Сравнение с палеомагнитными данными для позднего силура-раннего девона Тувы [Bachtadse et al., 2000] показало, что силурийские и позднесилурийские–раннедевонские толщи формировались на близких широтах  $21^{\circ}$ – $31^{\circ}$  с.ш. (S) и  $22^{\circ}$ – $27^{\circ}$  с.ш. ( $S_3$ – $D_1$ ).

Разница склонений намагниченности  $R = -33$ ,  $\Delta R = 7$  (по единичным векторам),  $R = -21.3$ ,  $\Delta R = 11$  (по сайтам) [Beck, 1980; Demarest, 1983] показы-



**Таблица 10.** Палеомагнитные полюсы для силурийских, среднедевонских и верхнедевонских толщ Тувинского прогиба

Возраст	<i>n</i>	D	I	$\alpha_{95}$	$\Phi$	$\Lambda$	A95
*Граница S <sub>1</sub> –S <sub>2</sub>	57	115	43	5	5	147	4.8
**Граница S <sub>1</sub> –S <sub>2</sub>	11	117	42	7	3	146	6.7
*D <sub>2</sub>	63	167	42	7	–14	103	6.7
**D <sub>2</sub>	7	168	41	10	–14	102	9.5
*D <sub>3</sub> <sup>1</sup>	37	123	47	9	4	139	9.3
**D <sub>3</sub> <sup>1</sup>	7	123	45	14	2	140	14
*D <sub>3</sub> <sup>2</sup>	33	78	75	8	48	135	14
**D <sub>3</sub> <sup>2</sup>	4	73	74	11	50	139	18.9

Примечания: палеомагнитные полюсы, рассчитанные по направлениям *HT*-намагниченности штуфов, обозначены \*; палеомагнитные полюсы, рассчитанные по средним направлениям *HT*-намагниченности сайтов, обозначены \*\*.

вает, что силурийские толщи незначительно (10°–25°) развернуты вокруг вертикальной оси против часовой стрелки относительно Сибирского кратона. Несколько большую степень вращения по часовой стрелке относительно Сибири показывают направления намагниченности некоторых позднесилурийских-раннедевонских толщ, опубликованные в работе [Vachtadse et al., 2000] (табл. 11). Многие из исследованных нами силурийских разрезов деформированы незначительно. Углы падения большинства из них варьируют от 7° до 30°. Мы считаем, что такие слабые деформации вряд ли могли привести к локальным вращениям толщ вокруг вертикальной оси. То есть, скорее всего, отклонения склонений намагниченности силурийских толщ от “ожидаемых” склонений намагниченности связаны с вращениями вокруг вертикальной оси каких-то блоков, включающих все эти разрезы.

По высокотемпературной намагниченности всех изученных силурийских разрезов был рассчитан палеомагнитный полюс. Он характеризуется  $\Phi = 5^\circ$ ,  $\Lambda = 147^\circ$ ,  $A95 = 4.8^\circ$ ,  $n = 57$ .

Среднедевонские толщи, как было показано выше, несут разный процент синскладчатой намагниченности. Для дальнейших расчетов была использована доскладчатая намагниченность блоков 4d + 5d (табл. 4), а для анализа вращений блоков вокруг вертикальной оси – также намагниченность блоков 2d и 3d, которая включает около 20% синскладчатой намагниченности (табл. 4).

Судя по наклонениям намагниченности блоков 4d + 5d, среднедевонские толщи были сформированы на низких широтах: 19°–30° с.ш. (по единичным векторам) и 17°–31° с.ш. (по сайтам).

Палеошироты накопления среднедевонских толщ незначительно отличаются от “ожидаемых” палеоширот, рассчитанных из ранне-среднедевонского палеомагнитного полюса для Сибири –  $\Phi = -1.3^\circ$ ,  $\Lambda = 116.9^\circ$ ,  $A95 = 7.8^\circ$  (полюс определен

по метакронной намагниченности [Павлов, 2016; Powerman et al., 2013]):  $F = -10.7$ ,  $\Delta F = 8$  (по единичным векторам),  $F = 12$ ,  $\Delta F = 9$  (по сайтам) [Beck, 1980; Demarest, 1983].

Блоки 4d + 5d практически не развернуты относительно Сибири –  $R = 18.5$ ,  $\Delta R = 12$  (по единичным векторам),  $R = 19.6$ ,  $\Delta R = 13$  (по сайтам) [Beck, 1980; Demarest, 1983]. Склонение горизонтально залегающих толщ блока 5d вообще не отличается от сибирских склонений (рис. 6). Аномальные склонения намагниченности имеют блоки 2d и 3d. Склонения намагниченности этих пород отличаются от сибирских на 80°:  $R = 95.5$ ,  $\Delta R = 12$  (по единичным векторам),  $R = 95.5$ ,  $\Delta R = 16.2$  (по сайтам) [Beck, 1980; Demarest, 1983] (рис. 6). Порода интенсивно деформирована, залегания пластов близки к вертикальным. Толщи обеих групп разобщены территориально и разделены молодыми разломами (рис. 26). По-видимому, такие вращения были связаны со сдвиговыми перемещениями. Так как среднедевонские толщи перекрыты слабо деформированными и неиспытанными вращениями в горизонтальной плоскости раннекарбонными толщами [Коваленко и др., 2021; Kovalenko, Vuzina, 2021], время сдвиговых деформаций можно оценить как позднедевонское.

По среднему направлению *H*-компонент намагниченности пород разрезов 4d и 5d был рассчитан палеомагнитный полюс. Он характеризуется  $\Phi = -14^\circ$ ,  $\Lambda = 103^\circ$ ,  $A95 = 6.7^\circ$ . Разрез 5d слабо деформирован. Углы падения пород не превышают 17°. Следовательно, деформации пород этого разреза вряд ли могли привести к локальным вращениям толщ вокруг вертикальной оси. Значит, среднедевонский полюс может быть использован для описания движения как минимум какого-то крупного блока Тувы.

Сравнение с палеомагнитными данными для позднего силура–раннего девона Тувы [Vachtadse et al., 2000] показало, что позднесилурийские и

Таблица 11. Палеомагнитные данные по фанерозойским толщам Тувы и Монголии

№ объекта палеомагнитного исследования	Возраст	Палео-магнитный полюс			Палео-широта (°)	Сравнение с Сибирью		Сравнение с Северо-Китайским блоком		Палеомагнитные тесты, ссылка
		$\Lambda$ (°)	$\Phi$ (°)	A95 (°)		$F \pm \Delta F$ (°)	$R \pm \Delta R$ (°)	$F \pm \Delta F$ (°)	$R \pm \Delta R$ (°)	
Толщи севернее Монголо-Охотской сутуры										
1	O <sub>1-2</sub>	127	-41	5.4	4°-12° ю.ш.	4 ± 11	5 ± 12			F+
2	Граница S <sub>1</sub> и S <sub>2</sub>	146.8	5.1	5.3	21°-31° с.ш.	-16 ± 6	-33 ± 7			[Коваленко и др., 2021] F+, R+, P Данная статья; [Коваленко, Лобанов, 2018б]
3	S <sub>2</sub>	100	-17.5	3.6		-10 ± 6	25 ± 6			[Bachtadse et al., 2000]
4	S <sub>2</sub>	113	-10	7.9		-15 ± 7	9.1 ± 9.6			[Bachtadse et al., 2000]
5	S <sub>2</sub>	142	3.2	15.6		-16 ± 13	-26 ± 18			[Bachtadse et al., 2000]
6	S <sub>2</sub>	80.4	-13.7	6.3		-13 ± 6	44 ± 8			[Bachtadse et al., 2000]
7	S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub>	63.7	-13.3	5.8		-9 ± 6	61 ± 8			[Bachtadse et al., 2000]
8	S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub>	113.1	-12	8		-14 ± 8	8 ± 10			[Bachtadse et al., 2000]
9	D <sub>1</sub>	99.6	-9	10.34		4 ± 10	25 ± 15			[Bachtadse et al., 2000]
9а, среднее по наклонениям 3-9	S <sub>2</sub> -D <sub>1</sub>				22°-27° с.ш.	-14 ± 4				Fn+, R+ [Bachtadse et al., 2000]
10	D <sub>2</sub>	106	-13	7	19°-30° с.ш.	-11 ± 8	19 ± 12			F+, R+, P Данная статья; [Коваленко, Лобанов, 2018а]
11	D <sub>2</sub>	35.6	0.6	7.1			96 ± 12			F+— Данная статья; [Коваленко, Лобанов, 2018а]
12	D <sub>3</sub> <sup>1</sup>	139.8	3.7	9.3	21°-36° с.ш.	3 ± 9	13 ± 13			Fn+ Данная статья; [Коваленко и др., 2020]
13	D <sub>3</sub> <sup>2</sup>	135	48.3	13.9	50°-76° с.ш.	Нет полюса для Сибири				F+ Данная статья; [Коваленко и др., 2020]
14	C <sub>1</sub>	138	55	7	55°-69° с.ш.	2 ± 5	-80 ± 19			F+ [Kovalenko, Buzina, 2021]
15	260	127.1	58.4	11	62°-80° с.ш.	-7 ± 5	-6 ± 26			[Коваленко, 2010]
Толщи южнее Монголо-Охотской сутуры										
16	330	272	80.5	5.5	50°-76° с.ш.	2 ± 6	253 ± 13	-30 ± 7	92 ± 9.6	Fn+ [Bazhenov et al., 2016]
17	316	149	11	8.7	55°-69° с.ш.	2 ± 7	-20 ± 15	-10 ± 13	-199 ± 21	F+ [Коваленко, Чернов, 2008]
18	290	188	71	7.8	62°-80° с.ш.	11 ± 5	-77 ± 16	-10 ± 13	-280 ± 11	F+ [Коваленко, 2010]
19	285	95	71	8.7	50°-76° с.ш.	-5 ± 5	-99 ± 25	-11 ± 5	-303 ± 22	F+ [Коваленко, Чернов, 2008]
20	283	-14.9	76.8	5.7	55°-69° с.ш.	40 ± 9	91 ± 42	-27 ± 5	-111 ± 7.8	F+, P [Zhao et al., 2020]
21	315	356	43.5	2.9	62°-80° с.ш.	13 ± 6	196 ± 12	1 ± 12	17 ± 19	F+, P [Ren et al., 2021]
22	331	320	46	2	50°-76° с.ш.	30 ± 6	220 ± 12	-1 ± 6	60 ± 7	F+, R+, P [Ren et al., 2021]

Примечания: Все параметры рассчитаны для точки с координатами 51° с.ш., 91° в.д. (центр Тувы).  $F=I$  ожидаемое –  $I$  измеренное,  $R=D$  измеренное –  $D$  ожидаемое,  $\Delta R, \Delta F$  – погрешности расчета разностей [Beck, 1980]. F+, Fn+ – положительные тест складки и тест складки по наклонению, R+ – положительный тест обращения. Для определения 11 – F+— – намагниченность включает 80% доскладчатой и 20% синекладчатой намагниченности. Определение используется только для оценки вращений толщ вокруг вертикальной оси. P – проведено петромагнитное исследование носителей намагниченности. Для всех образцов проведен полный компонентный анализ. Для всех толщ (кроме 18) надежно установлена палеогоризонталь. Палеомагнитное определение 18 в основном рассчитано по роговикам в контактовой зоне гранитов Хан-Богдинского массива, первичное залегание роговиков могло быть определено с погрешностью.

девонские толщи формировались на близких широтах  $19^{\circ}$ – $30^{\circ}$  с.ш. ( $D_2$ ) и  $22^{\circ}$ – $27^{\circ}$  с.ш. ( $S_3$ – $D_1$ ).

Толщи верхнего девона имеют разные наклоны намагниченности в нижней и верхней частях. Толщи нижней части верхнего девона Тувы формировались в широтном интервале от  $21^{\circ}$  до  $36^{\circ}$  с.ш. (по единичным векторам) и  $17^{\circ}$ – $40^{\circ}$  с.ш. (по сайтам). Порода верхней части верхнего девона накапливались на широтах  $50^{\circ}$ – $76^{\circ}$  с.ш. (по единичным векторам) и на  $44^{\circ}$ – $80^{\circ}$  с.ш. (по сайтам). Палеошироты нижней части верхнего девона близки к палеоширотам образования среднедевонских толщ. Палеошироты верхней части верхнего девона близки к палеоширотам раннекарбонных толщ Тувы [Коваленко и др., 2021; Kovalenko, Vuzina, 2021].

Направление намагниченности толщ нижней части верхнего девона Тувы не отличаются от “ожидаемых” направлений, рассчитанных из позднедевонского полюса Сибири ( $\Phi = 12.1^{\circ}$ ,  $\Lambda = 146.4^{\circ}$ ,  $A95 = 7.3^{\circ}$  [Павлов, 2016]) –  $F = 3$ ,  $\Delta F = 9$ ,  $R = 12.6$ ,  $\Delta R = 13.4$  (по единичным векторам),  $F = 5$ ,  $\Delta F = 12.3$ ,  $R = 12.1$ ,  $\Delta R = 17.7$  (по сайтам) [Beck, 1980; Demarest, 1983]. Направление намагниченности толщ верхней части верхнего девона значительно отличается от ожидаемых направлений Сибири:  $F = -25$ ,  $\Delta F = 8.3$ ,  $R = -32.4$ ,  $\Delta R = 26.1$  (по единичным векторам),  $F = -24$ ,  $\Delta F = 10.4$ ,  $R = -37$ ,  $\Delta R = 33.7$  (по сайтам) [Beck, 1980; Demarest, 1983]. По-видимому, в расчете позднедевонского палеомагнитного полюса Сибири в основном использовалась намагниченность пород нижней части верхнего девона.

По направлениям высокотемпературных компонент намагниченности были рассчитаны координаты палеомагнитных полюсов для конца позднего девона,  $\Phi = 48^{\circ}$ ,  $\Lambda = 135^{\circ}$ ,  $A95 = 14^{\circ}$ ,  $n = 33$  и начала позднего девона,  $\Phi = 4^{\circ}$ ,  $\Lambda = 139^{\circ}$ ,  $A95 = 9.3^{\circ}$ ,  $n = 37$ .

#### АНАЛИЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ ДЛЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЦАСП (ТУВЫ И МОНГОЛИИ)

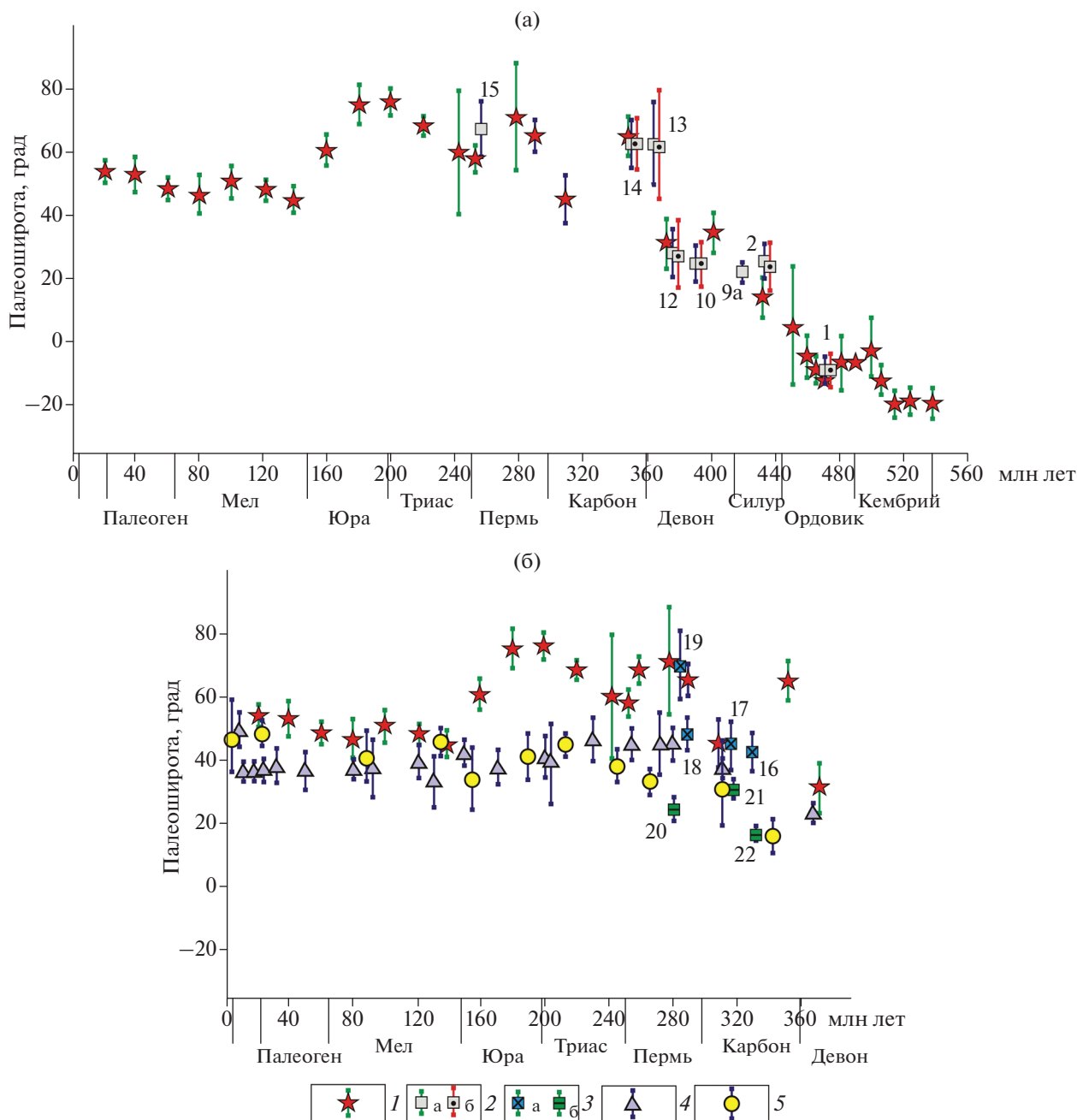
В настоящее время районы Тувы и Монголии достаточно исследованы палеомагнитным методом [Didenko, 1992; Bachtadse et al., 2000; Коваленко, Чернов, 2008; Чернов, Коваленко, 2008; Van Hinsbergen et al., 2008; Коваленко, 2009; 2010a; 2010b; 2017; Edel et al., 2014; Bazhenov et al., 2016; Коваленко, Петров, 2017; Коваленко, Лобанов, 2018a; 2018b; Коваленко и др., 1997; 2020; Zhao et al., 2020; Ren et al., 2021] для того, чтобы в общих чертах выявить особенности палеомагнетизма этих районов.

Они состоят в следующем:

Районы Тувы и Монголии резко различаются по набору компонент естественной остаточной намагниченности фанерозойских пород. В Монголии в породах большинства геологических комплексов выделяются либо две, либо три компонен-

ты намагниченности – послескладчатая кайнозойская прямой полярности (1), послескладчатая пермская обратной полярности (2), доскладчатая первичная компонента (3) [Коваленко, 2017]. Пермское перемагничивание полем обратной полярности широко распространено. Причины перемагничивания необходимо исследовать. В единичных разрезах в породах выявляется хаотическая однокомпонентная намагниченность. В Туве в некоторых породах выделяется вторичная кайнозойская компонента намагниченности прямой полярности (1), в большом количестве пород выделяется однокомпонентная намагниченность, направления которой распределены хаотически (2), первичные компоненты намагниченности (3) [Коваленко, Лобанов, 2018a; 2018b; Коваленко и др., 2020; 2021] (рис. 1). Компоненты обратной полярности, образованные в период пермского перемагничивания в породах практически отсутствуют. Вторичное направление обратной полярности выявлено только в одном разрезе [Bachtadse et al., 2000].

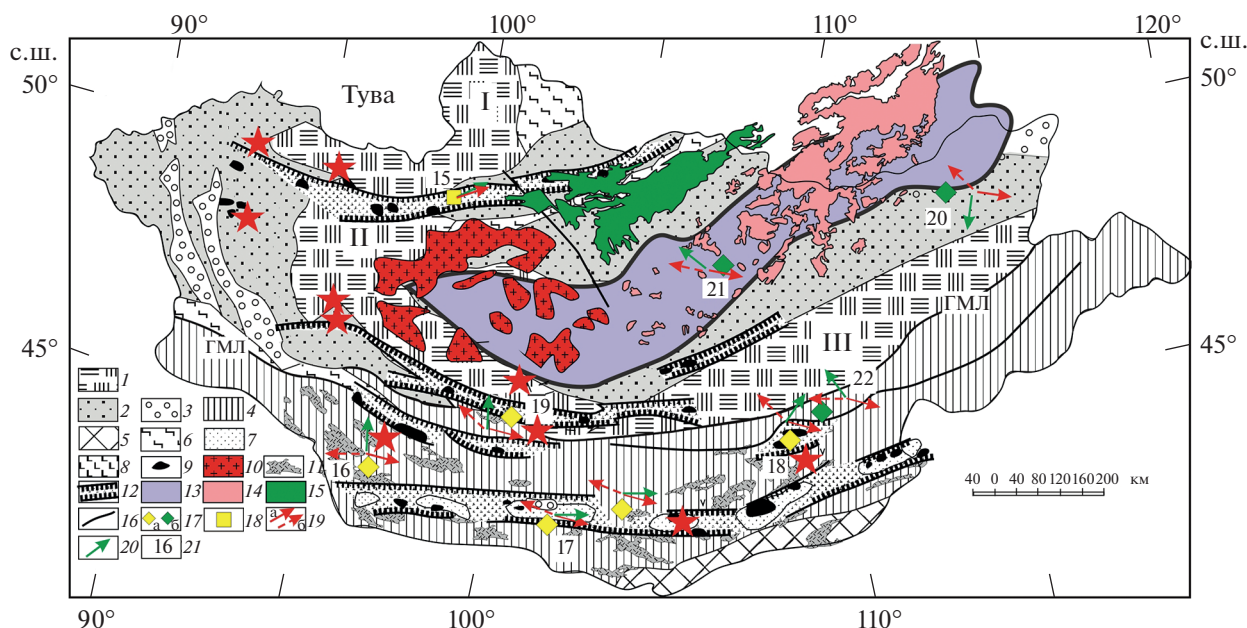
Выявляется зональность в распределении направлений первичных компонент намагниченности пород Тувы и Монголии. Можно выделить две зоны – севернее Монголо-Охотской сутуры и южнее ее. Большинство направлений доскладчатых, по-видимому, первичных компонент намагниченности пород севернее Монголо-Охотской сутуры близки по наклонению и склонению к направлениям намагниченности, рассчитанным из палеомагнитных полюсов Сибири [Павлов, 2016] (табл. 11, рис. 12). Палеошироты формирования толщ полностью совпадают для ордовикского периода [Коваленко и др., 2021], начала позднего девона (данная статья), раннего карбона [Коваленко и др., 2021a; 2021b], поздней перми [Коваленко, 2010b]. Для силура и среднего девона [данная статья; Коваленко и др., 2018a; 2018b; Bachtadse et al., 2000] они статистически отличаются от сибирских, но достаточно близки к ним. Возможно, отличия девонских данных связаны с тем, что ранне-среднедевонский палеомагнитный полюс Сибири рассчитан по метакронной намагниченности [Павлов, 2016]. Также нельзя исключить незначительного отличия по возрасту компонент намагниченности, выделенных в толщах Тувы, и компонент, по которым рассчитывались палеомагнитные полюсы Сибири. В целом кривые широтного перемещения этих районов отличаются незначительно и, возможно, Сибирь, Тува и Монголия к северу от Монголо-Охотской сутуры, начиная с ордовика перемещались как единое геологическое тело (рис. 12). Тем не менее, в работе [Сенников и др., 2006] на основе биостратиграфических данных рассматривается гипотеза, что раннепалеозойские толщи Тувы могли накапливаться на удалении от Сибири. Поэтому, конечно, палеомагнитные и биостратиграфические данные по Туве требуют дальнейшего подтверждения.



**Рис. 12.** Широтное положение фанерозойских геологических толщ Тувы и Сибири: (а) – к северу от Монголо-Охотской сутуры; (б) – к югу от Монголо-Охотской сутуры; 1 – палеошироты с доверительными интервалами, рассчитанные из палеомагнитных полюсов Сибири [Павлов, 2016]; 2 – палеошироты с доверительными интервалами фанерозойских толщ к северу от Монголо-Охотской сутуры (рассчитанные по разрезам – а; по сайтам – б); 3 – палеошироты с доверительными интервалами фанерозойских толщ к югу от Монголо-Охотской сутуры (западная группа – а; восточная группа – б); 4 – палеошироты с доверительными интервалами, рассчитанные из палеомагнитных полюсов Таримского блока [Zhao et al., 2014; Wu et al., 2017]; 5 – палеошироты с доверительными интервалами, рассчитанные из палеомагнитных полюсов Северо-Китайского блока [Wu et al., 2017; Huang et al., 2018]; цифры на диаграммах соответствуют номерам в табл. 11.

Склонения намагниченности большинства толщ, расположенных к северу от Монголо-Охотской сутуры, также близки к сибирским (табл. 11, рис. 1, рис. 6, рис. 13). Для большинства исследованных толщ максимальный угол отклонения склонений намагниченности от “ожидаемых” си-

бирских склонений составляет 15°–20° против или по часовой стрелке. С тектонической точки зрения такие незначительные различия в склонениях намагниченности могут быть объяснены слабым вращением геологических блоков при уплотнении структуры с диагональными систе-



**Рис. 13.** Положение фанерозойских толщ с доскладчатой первичной и пермской вторичной намагниченностью в структуре южной и северной Монголии: 1 – докембрийские микроконтиненты (I – Тувино-Монгольский, II – Дзабханский, III – Центральнo-Монгольский); 2 – зоны каледонид; 3 – наложенные палеозойские прогибы; 4 – зоны герцинид; 5 – зоны индосинид; 6 – метаморфические пояса; 7 – бимодальная базальт-пантеллерит-комендитовая ассоциация (C<sub>3</sub>-P); 8 – субшелочные базальты (C<sub>3</sub>-P); 9 – щелочные граниты (C<sub>3</sub>-P); 10 – граниты Хангайского батолита (273–238 млн лет); 11 – вулканогенно-осадочные толщи континентальной окраины (АКО) (345–330 млн лет); 12 – рифтовые зоны; 13 – структуры Монголо-Охотской сутуры; 14 – граниты Хентейского батолита (229–195 млн лет); 15 – Селенгинский вулканический пояс (P<sub>1</sub>-J<sub>1</sub>); 16 – разломы; 17 – районы южнее Монголо-Охотской сутуры, где в толщах выделена первичная намагниченность (а – западная часть, б – восточная часть); 18 – районы севернее Монголо-Охотской сутуры, где в толщах выделена первичная намагниченность; 19 – “ожидаемые” склонения намагниченности, рассчитанные из палеомагнитных полюсов (а – Сибири; б – Северного Китая); 20 – склонения первичной намагниченности толщ; 21 – номера палеомагнитных объектов из табл. 11. ГМЛ – главный монгольский линеймент. СС – солонкерский сдвиг. Геологическая основа взята из работы [Tectonic..., 2001].

мами разломов. Также, нельзя полностью исключить влияние вторичных компонент намагниченности в пределах кругов доверия палеомагнитных данных и пока недостаточно детальную разработанность траектории кажущейся миграции полюса для Сибирской платформы [Павлов, 2016]. Отдельные толщ сильно развернуты вокруг вертикальной оси относительно Сибири – среднедевонские толщ 2d, 3d (данная статья, 11 в табл. 11), некоторые силурийские толщ, изученные в работе [Bachtadse et al., 2000]. По-видимому, эти вращения блоков пород формировались при сдвиговых перемещениях до раннего карбона.

К югу от Монголо-Охотской сутуры направления доскладчатой намагниченности можно разделить на две группы, которые плохо увязываются друг с другом. Первая группа направлений опубликована в работах [Коваленко, Чернов, 2008; Коваленко, 2010]. Исследованные толщ находятся в структуре западной половины южной Монголии. Направления, выделенные в бимодальных толщах с возрастом 316 млн лет хребтов Нойон и Тост [Коваленко, Чернов, 2008] (17 в табл. 11) практически совпадает по склонению и наклонению с ожидаемым направлением, рас-

считанным из палеомагнитного полюса Сибири 315 млн лет [Павлов, 2016]. К этому направлению близко по наклонению направление, выделенное в толщах активной континентальной окраины южной Монголии (АКО) с возрастом 330 млн лет [Bazhenov et al., 2016] (16 в табл. 11), но резко отличается от него по склонению. Еще одно направление намагниченности в толщах с возрастом 285 млн лет [Коваленко, Чернов, 2008] (19 в табл. 11) близко по наклонению к направлениям, рассчитанным из Сибирских палеомагнитных полюсов с возрастом 290 и 275 млн лет, но тоже резко отличается от них по склонению. Направление намагниченности пород с возрастом 290 млн лет (18 в табл. 11) не совпадает с “ожидаемыми” направлениями из сибирских полюсов ни по склонению, ни по наклонению. Но палеоширота формирования этих пород близка к палеоширотам, рассчитанным по намагниченности толщ 316, 330 млн лет (рис. 12).

Направления с наклонениями значительно ниже “сибирских” выделены в более восточных толщах с возрастом 315, 330, 283 млн лет [Zhao et al., 2020; Ren et al., 2021]. Палеошироты всех этих толщ значительно южнее “Сибирских”. Палеошироты толщ с возрастом 315 и 330, исследо-

ванных в работе [Ren et al., 2021] (21, 22 в табл. 11), близки к палеоширотам Северо-Китайского блока [Huang et al., 2018] при корректировке данных на занижение наклона намагниченности. Склонения намагниченности этих толщ также близки к склонению, рассчитанному из палеомагнитного полюса для Северного Китая. Склонение намагниченности толщ с возрастом 283 млн лет (20 в табл. 11) резко отличается от склонений, рассчитанных из полюсов Северо-Китайского блока или Сибири.

Широтные различия толщ южной Монголии, расположенных южнее Монголо-Охотской сутуры, пока объяснить сложно без привлечения спекулятивных гипотез. Возможно, в южной Монголии в позднем фанерозое между западной и восточной частями проходила тектоническая граница между разными геологическими блоками.

Широкие вариации склонений намагниченности толщ южнее Монголо-Охотской сутуры могли быть связаны с активными в разное время сдвиговыми перемещениями, которые приводили к вращениям вокруг вертикальной оси геологических блоков южной Монголии (например, [Webb et al., 2010]).

## ВЫВОДЫ

1. Результаты тестов складки и обращения для силурийских и девонских толщ Тувинского прогиба показали, что высокотемпературная намагниченность этих толщ близка к первичной. Этот вывод также подтверждается близким расположением палеомагнитных полюсов, рассчитанных по этой намагниченности, и одновозрастных палеомагнитных полюсов Сибири.

2. Силурийские толщ были сформированы в широтном интервале  $21^{\circ}$ – $31^{\circ}$  с.ш. Палеошироты накопления силурийских толщ незначительно отличаются от “ожидаемых” Сибирских палеоширот [Павлов, 2016]. Силурийские толщ слабо ( $10^{\circ}$ – $25^{\circ}$ ) развернуты вокруг вертикальной оси относительно Сибирского кратона. Палеомагнитный полюс характеризуется  $\Phi = 5^{\circ}$ ,  $\Lambda = 147^{\circ}$ ,  $A95 = 4.8^{\circ}$ ,  $n = 57$ .

3. Среднедевонские толщ были сформированы на широтах  $19^{\circ}$ – $30^{\circ}$  с.ш. Палеошироты накопления среднедевонских толщ незначительно отличаются от “ожидаемых” Сибирских палеоширот. Некоторые разрезы среднедевонских пород практически не развернуты вокруг вертикальной оси относительно Сибири. Породы ряда среднедевонских разрезов имеют аномальные склонения намагниченности, которые отличаются от “сибирских” приблизительно на  $80^{\circ}$ :  $R = 95.5$ ,  $\Delta R = 12$ . Предполагается, что эти толщ были развернуты относительно Сибири в результате сдвиговых перемещений в Туве в позднем девоне. Палеомагнитный полюс, рассчитанный по намагни-

ченности среднедевонских пород, характеризуется  $\Lambda = -14^{\circ}$ ,  $\Phi = 103^{\circ}$ ,  $A95 = 6.7^{\circ}$ ,  $n = 63$ .

4. Толщ нижней и верхних частей верхнего девона накапливались на разных палеоширотах. Толщ нижней части верхнего девона Тувы формировались в широтном интервале от  $21^{\circ}$  до  $36^{\circ}$  с.ш., породы верхней части – на широтах  $50^{\circ}$ – $76^{\circ}$  с.ш. Палеошироты толщ нижней части верхнего девона близки к палеоширотам образования среднедевонских толщ. Палеошироты верхней части верхнего девона близки к палеоширотам раннекарбонных толщ Тувы [Коваленко и др., 2021]. Палеомагнитный полюс для конца позднего девона –  $\Phi = 48^{\circ}$ ,  $\Lambda = 135^{\circ}$ ,  $A95 = 14^{\circ}$ ,  $n = 33$  для начала позднего девона –  $\Phi = 4^{\circ}$ ,  $\Lambda = 139^{\circ}$ ,  $A95 = 9.3^{\circ}$ ,  $n = 37$ .

5. Районы Тувы и Монголии резко различаются по набору компонент естественной остаточной намагниченности фанерозойских пород. В Монголии широко распространено пермское перемагничивание пород магнитным полем обратной полярности. В Туве пермское перемагничивание не выявлено, но установлено широкое распространение вторичной намагниченности, направленной хаотически.

6. Большинство направлений первичных компонент намагниченности пород севернее Монголо-Охотской сутуры близки по наклону и склонению к “ожидаемым” сибирским направлениям намагниченности. В целом кривые широтного перемещения этих районов отличаются незначительно и, скорее всего, Сибирь, Тува и Монголия к северу от Монголо-Охотской сутуры, начиная с ордовика перемещались как единое геологическое тело. Отдельные толщ сильно развернуты вокруг вертикальной оси, вероятно, при сдвиговых перемещениях.

7. Южнее Монголо-Охотской сутуры к западу от меридиана  $107^{\circ}$  палеошироты формирования позднекарбон-пермских толщ близки к “сибирским”, а к востоку от меридиана – к северокитайским.

8. Широкие вариации склонений намагниченности толщ, расположенных южнее Монголо-Охотской сутуры, возможно, могли быть связаны со сдвиговыми перемещениями, которые были активны в южной Монголии в различные периоды позднего фанерозоя.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 22-17-00033

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.
- Беличенко В.Г., Скляр Е.В., Добрецов Н.Л., Томурто-гоо О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океа-

- на. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 8–28.
- Геологическая карта Тувинской АССР. М 1 : 500000. 1983 / Подкаменный А.А., Шегман М.Л. (гл. ред.).
- Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р. и др.* Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 120–140.
- Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Посохов В.Ф., Травин А.В., Газизова Т.Ф.* Дифференцированная вулканическая ассоциация минусинского прогиба: механизмы образования и источники расплавов (на примере Батеневского поднятия) // Петрология. 2015. Т. 23. № 4. С. 386–409.
- Добреев Н.Л., Буслов М.М.* Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 93–108.
- Коваленко Д.В., Ярмолюк В.В., Соловьев А.В.* Миграция центров вулканизма Южно-Хангайской горячей точки по палеомагнитным данным // Геотектоника. 1997. № 3. С. 66–73.
- Коваленко Д.В.* Особенности пространственного распределения ареалов кайнозойского магматизма Центрально-Азиатской внутриплитной вулканической провинции, связь с кинематикой Евразии // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 2. С. 215–219.
- Коваленко Д.В.* Сопоставление ареалов позднемезозойского и кайнозойского внутриплитного магматизма Центральной Азии и палеомагнитные реконструкции локализации аномальной мантии // Геология и геофизика. 2010а. № 7. Т. 51. С. 993–1005.
- Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских геологических комплексов Монголии // Геология и геофизика. 2010б. № 4. С. 495–515.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др.* Магматические породы и источники магм офиолитов Озерной зоны (Монголия) // Петрология. 1996. Т. 4. № 5. С. 453–495.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Моссаковский А.А.* Магматизм и геодинамика континентальной стадии (на примере Монголии) // Геотектоника. 1989. № 4. С. 3–20.
- Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм раннепалеозойских геологических комплексов Монголии // Физика Земли. 2017. № 3. С. 88–106.
- Коваленко Д.В., Петров В.А.* Палеомагнетизм Монголии // Докл. РАН. 2017. № 3. Т. 472. С. 306–310.
- Коваленко Д.В., Чернов Е.Е.* Палеомагнетизм карбон-пермских магматических комплексов южной части Монголии // Физика Земли. 2008. № 5. С. 81–96.
- Коваленко Д.В., Лобанов К.В.* Палеомагнетизм среднедевонских геологических комплексов центральной Тувы // Докл. РАН. 2018а. Т. 479. С. 298–301.
- Коваленко Д.В., Лобанов К.В.* Новый палеомагнитный полюс для силурийских геологических толщ Тувы // Докл. РАН. 2018б. Т. 483. № 4. С. 246–251.
- Коваленко Д.В., Бузина М.В., Лобанов К.В.* Палеомагнетизм ордовикских и раннекарбонных геологических комплексов Тувы // Докл. РАН. 2021. Т. 498. № 2. С. 124–130.
- Коваленко Д.В., Бузина М.В., Лобанов К.В.* Новые палеомагнитные данные для девон-раннекарбонных геологических толщ Тувы // Докл. РАН. 2020. Т. 491. № 1. С. 121–126.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
- Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1 : 200000, серия Западно-Саянская, лист М-46-IV (Баян-Коль). М.: ВСЕГЕИ. 1963. 121 с.
- Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1 : 200000, серия Западно-Саянская, лист М-46-V. М.: Недра. 1966. 94 с.
- Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1 : 200000, серия Западно-Саянская, лист М-46-VIII. М.: Недра. 1958. 85 с.
- Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1 : 200000, серия Западно-Саянская, лист М-46-IX. М.: Недра. 1961. 103 с.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан. Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М. 1995. 296 с.
- Павлов В.Э.* Палеомагнетизм Сибирской платформы. Автореф. докт. физ.-мат. наук. Москва. 2016. 48 с.
- Руднев С.Н., Серов П.А., Киселева В.Ю.* Венд-раннепалеозойский гранитоидный магматизм Восточной Тувы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 9. С. 1572–1600.
- Сенников Н.В., Изох Н.Г., Казанский А.Ю., Петрунина З.Е., Кунгурцев Л.В., Хлебникова Т.В., Михальцов Н.В., Савицкий В.Р.* Новые биостратиграфические и палеомагнитные данные по малиновке серии (нижний-средний ордовик, Тува) // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2006. Вып. 8. С. 27–43.
- Сугоракова А.М.* К вопросу о возрасте гранитоидного брянского комплекса. Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 5. В 2-х томах. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2007. Т. 2. С. 105–106.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др.* Палеомагнетология. Л.: Недра. 1982. 312 с.
- Шурунов С.В.* Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли. 1995. № 4. С. 67–74.
- Чернов Е.Е., Коваленко Д.В.* Новые палеомагнитные данные по карбон-пермским геологическим комплексам Монголии // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 1. С. 89–92.
- Bachtadse V., Pavlov V.E., Kazansky A.Y. et al.* Siluro-Devonian paleomagnetic results from the Tuva Terrane (southern Siberia, Russia)' implications for the paleogeography of Siberia // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № B6. P. 13509–13518.
- Bazhenov M.L., Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., Fedorova N.M., Meert J.G.* Late Paleozoic paleomagnetism of South Mongolia: Exploring relationships between Siberia, Mongolia and North China // Gondwana Research. 2016. V. 40. P. 124–141.
- Beck M.E., Jr.* Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 7115–7131.
- Demarest H.H., Jr.* Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 4121–4328.
- Didenko A.N.* Magnetism of South Mongolian Middle Paleozoic ophiolites // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1992. V. 74(3/4). P. 263–277.
- Edel J.-B., Schulmann K., Hanz P., Lexa O.* Paleomagnetic and structural constraints on 90° anticlockwise rotation

- in SW Mongolia during the Permo–Triassic: Implications for Altaid oroclinal bending. Preliminary palaeomagnetic results // *J. Asian Earth Sciences*. 2014. V. 94. P. 157–171.
- Huang B., Yan Y., Piper J.A., Zhang D., Yi Z., Yu S., Zhou T. Paleomagnetic constraints on the paleogeography of the East Asian blocks during Late Paleozoic and Early Mesozoic times // *Earth-Science Reviews*. 2018. V. 186. P. 8–36.
- Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1980. V. 62. P. 699–718.
- Kovalenko D. V., Buzina M. V. Paleomagnetism of the early carboniferous thickness of Tuva // *Russian J. Earth Sciences*. 2021. V. 21. ES5004.
- Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., Salnikova E.B., Travin A.V., Kotov A.B., Plotkina J.V., Kudryashova E.A., Savatenkov V.M. Late Paleozoic anorogenic magmatism of the Gobi Altai (SW Mongolia): Tectonic position, geochronology and correlation with igneous activity of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sciences*. 2015. V. 113. P. 524–541.
- McFadden P. L., Jones D. L. The fold test in palaeomagnetism // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1981. V. 67. P. 53–58.
- McFadden P.L., McElhinny M. W. Classification of the reversal test in palaeomagnetism // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 103. P. 725–729.
- Ren Q., Zhang S., Sukhbaatar T., Zhao H., Wu H., Yang T., Li H., Gao Y., Jin X. Did the Boreal Realm extend into the equatorial region? New paleomagnetic evidence from the Tuva–Mongol and Amuria blocks // *Earth and Planetary Science Letters*. 2021. V. 576. P. 117246.
- Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H. The Neoproterozoic and Palaeozoic palaeomagnetic data for the Siberian Platform: From Rodinia to Pangea // *Earth-Science Reviews*. 1998. V. 43. P. 1–24.
- Tectonic, magmatism, and metallogeny of Mongolia. Routledge, Taylor&Fransis Group, London and New York. 2001. 288 p.
- Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., Niocaill C. M., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks L.R.M. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // *Earth-Science Reviews*. 2012. V. 114. P. 325–368.
- Van Hinsbergen D., Straathof G.B., Kuiper K.F., Cunningham W.D., Wijbrans J. No vertical axis rotation during neogen transpressional orogeny in the NE Gobi Altai: coinciding Mongolian and Eurasian early cretaceous apparent polar paths // *Geophys. J. Int.* 2008. № 173. P. 105–126.
- Zhao P., Appel E., Xu B., Sukhbaatar T. First paleomagnetic result from the early permian volcanic rocks in northeastern Mongolia: evolutionary implication for the Paleo-Asian ocean and the Mongol-Okhotsk ocean // *J. Geophysical Research Solid Earth*. 2020. <https://doi.org/10.1029/2019JB017338>
- Zhao P., Chen Y., Zhan S., Xu B., Faure M. The Apparent Polar Wander Path of the Tarim block (NW China) since the Neoproterozoic and its implications for a long-term Tarim–Australia connection // *Precambrian Research*. 2014. V. 242. P. 39–57.
- Zijderveld J.D.A. A.C. Demagnetization of rocks: analysis of results // *Methods in palaeomagnetism* / Collinson D.W., Creer K.M. (eds.). Amsterdam: Elsevier Publ. Co. 1967. P. 254–286.
- Webb L.E., Johnson C. L., Minjin C. Late Triassic sinistral shear in the East Gobi Fault Zone, Mongolia // *Tectonophysics*. 2010. V. 495. P. 246–255.
- Wu L., Kravchinsky V.A., Potter D.K. Apparent polar wander paths of the major Chinese blocks since the Late Paleozoic: Toward restoring the amalgamation history of east Eurasia // *Earth-Science Reviews*. 2017. V. 171. P. 492–519.

## Paleomagnetism of the Silurian and Devonian thicknesses of Southern and Central Tuva

D. V. Kovalenko\*

*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*  
\*e-mail: Dmitry@igem.ru

The paper presents the results of paleomagnetic studies of the Silurian and Devonian strata of Tuva. The paleomagnetic pole for the Silurian strata is characterized by  $\Phi = 5^\circ$ ,  $\Lambda = 147^\circ$ ,  $A95 = 4.8^\circ$ ,  $n = 57$ . The paleomagnetic pole for the Middle Devonian rocks is characterized by  $\Lambda = -14^\circ$ ,  $\Phi = 103^\circ$ ,  $A95 = 6.7^\circ$ ,  $n = 63$ . Rocks of some Middle Devonian sections have anomalous declination of magnetization. It is assumed that these strata were rotated relative to Siberia as a result of shear movements in Tuva in the Late Devonian. The strata of the lower and upper parts of the Upper Devonian accumulated at different paleolatitudes. The paleomagnetic pole for the lower part of the Late Devonian section is  $\Phi = 4^\circ$ ,  $\Lambda = 139^\circ$ ,  $A95 = 9.3^\circ$ ,  $n = 37$ , for the upper part of the Late Devonian section –  $\Phi = 48^\circ$ ,  $\Lambda = 135^\circ$ ,  $A95 = 14^\circ$ ,  $n = 33$ . Generalization of paleomagnetic data for Tuva and Mongolia showed that the curves of latitudinal displacement of Siberia, Tuva, and northern Mongolia differ insignificantly and, possibly, these geological blocks, starting from the Ordovician, moved as a single geological body. South of the Mongol-Okhotsk suture to the west of the  $107^\circ$  meridian, the paleolatitudes of the formation of the Late Carboniferous–Permian strata are close to the ‘Siberian’ ones, and to the east of the meridian – to the North Chinese ones. The wide variations in the declination of the magnetization of sequences located south of the Mongol-Okhotsk suture could possibly be associated with strike-slip displacements that were active in southern Mongolia during different periods of the Late Phanerozoic. The regions of Tuva and Mongolia differ sharply in the set of components of the natural remanent magnetization of Phanerozoic rocks. Permian remagnetization of rocks by a magnetic field of reversed polarity is widespread in Mongolia. In Tuva, the Permian remagnetization is practically not detected, but a wide distribution of randomly directed secondary magnetization has been established.

**Keywords:** Silurian and Devonian strata, paleomagnetic pole, Late Devonian, Late Phanerozoic, secondary magnetization