

УДК 550.858.5

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ОРДОВИКА В РАЙОНЕ ДЕР. ПОЛОВИНКА (СРЕДНЕЕ ТЕЧЕНИЕ Р. ЛЕНА): ИЗМЕНЯЛАСЬ ЛИ ПОЛЯРНОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В РАННЕМ ЛЛАНДЕЙЛО?

© 1999 г. В. Э. Павлов¹, В. П. Родионов², А. Н. Храмов², И. Галле³

¹ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

²Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, г. Санкт-Петербург

³Парижский институт физики Земли

Поступила в редакцию 02.03.98 г.

Приведены результаты детальных магнитостратиграфических исследований одного из важнейших опорных разрезов среднего ордовика Сибири. Показано, что в течение раннего лландейло геомагнитное поле имело преимущественно обратную полярность с крайне редкими эпизодами прямой полярности или с полным отсутствием таковых. Полученные данные указывают на то, что в отложениях ордовика р. Лены широко распространена наложенная компонента намагниченности поздне-ордовикского-раннесилурийского возраста, неучет которой может привести к неверной интерпретации магнитостратиграфической записи. Сравнение палеомагнитных полюсов лландейло севера и юго-востока Сибирской платформы, полученных с использованием одних и тех же методических и аппаратных процедур, отвечающих современному уровню палеомагнитных исследований, подтверждает сделанный ранее вывод [Гуревич, 1984; Павлов, Петров, 1986] об относительном повороте Алданского и Анабарского блоков, имевшем место в послеордовикское время.

Ключевые слова: палеомагнетизм, магнитостратиграфия, ордовик, лландейло, Сибирь.

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее яркими и, в то же время, наиболее загадочными событиями в истории магнитного поля Земли являются так называемые "суперхроны"-т.е. интервалы времени, в течение которых, обычный для любого другого отрезка геологической истории процесс смены полярности геомагнитного поля, как бы замораживался и поле "застывало*" на многие миллионы и десятки миллионов лет в одном из двух возможных стационарных состояний. К настоящему времени надежно установлено существование двух таких суперхронов - Мелового прямой полярности и Каменноугольно-Пермского (суперхрон Киама) обратной полярности. В последние годы появились серьезные доводы в пользу существования в раннем-среднем ордовике третьего суперхрона, начавшегося практически на границе Тремадока и Аренига и завершившегося, предположительно, в середине лландейло [Johnson et al, 1995; Павлов и Галле, 1996; Gallet and Pavlov, 1996; Algeo et al., 1996; Pavlov and Gallet, 1998].

К настоящему времени предложено несколько альтернативных моделей, объясняющих существование суперхронов и квазипериодический характер изменения частоты геомагнитных инверсий [McFadden and Merrill, 1984; Loper and McCartney,

1986; Courtillot and Besse, 1987; Larson and Olson, 1991]. В зависимости от того, какая модель реализуется в природе, существенно различным будет поведение магнитного поля Земли в интервал времени, предшествующий суперхрону и сразу после его завершения. Таким образом, лландейло является, вероятно, важным критическим периодом в истории геомагнитного поля, детальное изучение которого позволит определить время завершения третьего фанерозойского суперхрона и выбрать из существующих моделей ту, которая наиболее адекватно отражает реальные процессы, происходящие во внутренних оболочках Земли.

Несмотря на то, что с точки зрения магнитостратиграфии, ордовик является наиболее изученным периодом раннего палеозоя, имеющиеся по лландейло данные довольно противоречивы (рис. 1). На магнитостратиграфической схеме, построенной для ордовика Скандинавии [Torsvik and Trench, 1991a], нижнему лландейло соответствует интервал обратной полярности, включающий единственную магнитозону прямой полярности. В течение среднего и позднего лландейло, согласно этой схеме, поле имело исключительно прямую полярность. В то же время, данные, полученные по ордовика Южной Швеции [Torsvik and

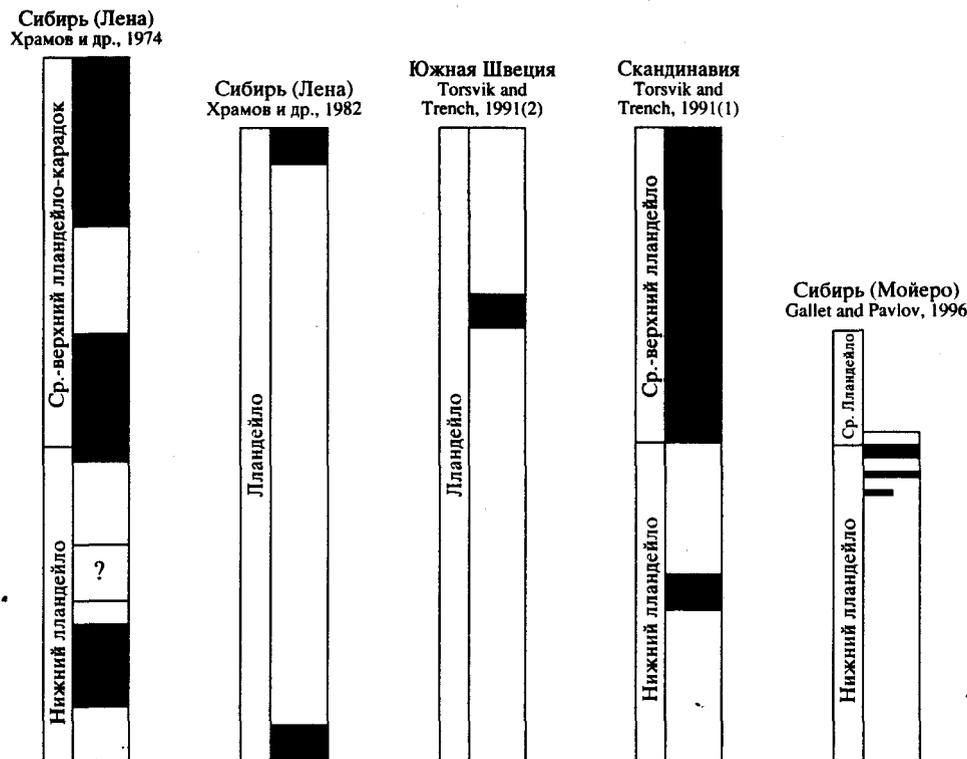


Рис. 1. Характер изменения полярности магнитного поля Земли согласно разным авторам. Черным цветом показана прямая полярность, белым цветом - обратная полярность.

Trench, 1991b], указывают на то, что магнитное поле Земли в течение практически всего лландейло имело обратную полярность, и только во второй половине этого века ненадолго устанавливался режим прямой полярности. Работы, выполненные на опорном разрезе ордовика р. Мойеро [Павлов и Галле, 1996; Gallet and Pavlov, 1996], в целом подтверждают существенное преобладание в нижнем лландейло поля обратной полярности. Согласно палеомагнитной шкале фанерозоя СССР [Храмов и др., 1982], поле имело обратную полярность в течение всего лландейло, и лишь вблизи границ с ланвирном и карадоком имели место два относительно кратковременных интервала обатной полярности.

Исключительно интересными представляются не публиковавшиеся ранее результаты, полученные в начале 70-х годов В.П. Родионовым при детальном, практически послойном, изучении киренско-кудринского горизонта (верхняя часть нижнего лландейло) в опорном разрезе ордовика Сибири вблизи дер. Половинка ($\phi = 60.1^\circ$ с.ш.; $\Lambda = 113.7^\circ$ в.д.; среднее течение р. Лены). Здесь, в породах нижнего лландейло, вслед за расположенным в нижней части изученного разреза относительно мощным интервалом обратной полярности, В.П. Родионов обнаружил частое чередование маломощных зон прямой и обратной полярности (рис. 2), что предварительно было проинтерпретировано как свидетельство высокой частоты инверсий в этом интервале времени.

За четверть века, прошедшие с того времени, когда были выполнены первые магнитостратиграфические исследования опорного разреза Половинка, значительно увеличились чувствительность используемой аппаратуры и точность выделения компонент намагниченности, существенно возросли требования к надежности получаемых результатов. В том случае, если на современном уровне исследований удалось бы повторить результат, полученный ранее по разрезу Половинка, это, во-первых, позволило бы определить положение верхней границы ордовикского суперхрона и, во-вторых, явилось бы сильным доводом в пользу моделей Макфаддена и Меррилла, Бесса и Куртийо, Лопера и Маккартни, предполагающих высокую частоту геомагнитных инверсий сразу после завершения суперхронов.

Таким образом, задачей настоящей работы было выполнение, с опорой на современную аппаратурную и методическую базу, детальных магнитостратиграфических исследований лландейло опорного разреза Половинка с целью определения характера изменения магнитного поля Земли на этом отрезке геологического времени.

ГЕОЛОГИЯ И ОТБОР ОБРАЗЦОВ

Разрез ордовикских пород, представленный в обнажении, расположенном на правом берегу р. Лена в 4-5 км выше деревни Половинка, является одним из важнейших опорных разрезов ор-

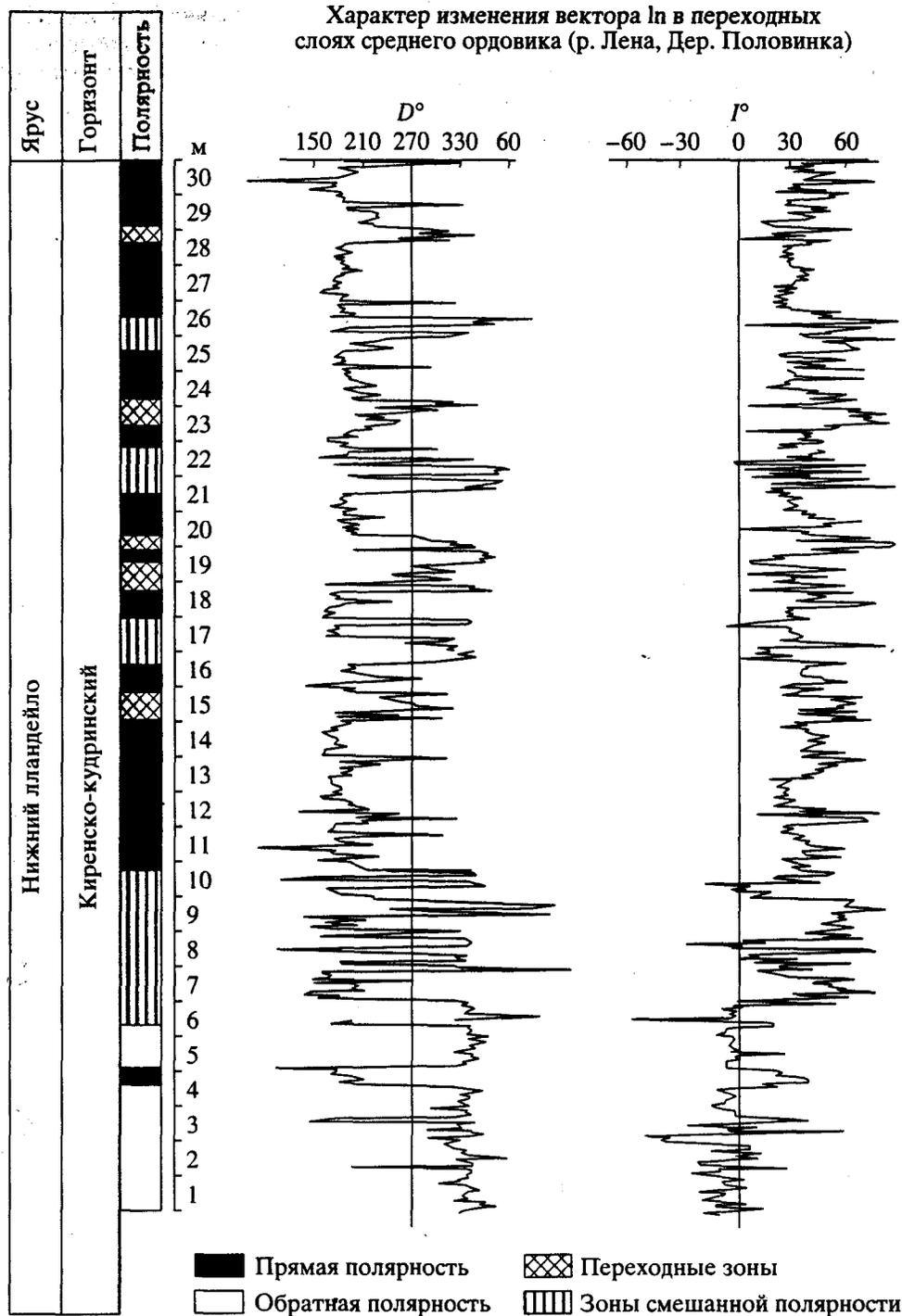


Рис. 2. Характер изменения вектора I_n в верхней части киренско-кудринского горизонта разреза дер. Половинка по данным Родионова В.П.

довика Сибири и неоднократно описывался в стратиграфической литературе [Тесаков и др., 1975; Каныгин и др., 1989]. Здесь, в крутом обрывистом склоне на протяжении около 800 м на поверхность выходят породы верхнего тремадока, аренига, лланвирна и нижнего лландейло.

Нижняя часть разреза соответствует нийскому стратиграфическому горизонту (региорусу) и

сложена, главным образом, серыми песчаниками и известняками. Выше залегают преимущественно сероцветные известняки (с прослоями аргиллитов и алевролитов), относящиеся к угорскому и кимайскому региорусам (арениг). Лланвирн (только муктэйский стратиграфический горизонт) представлен в обнажении маломощной (13 м) пачкой зеленовато-серых хрупких аргиллитов с прослоями песчаников.

Далее, вверх по разрезу следуют отложения волгинского и киренско-кудринского горизонтов относящиеся к нижнему лландейло. Породы волгинского горизонта представляют собой чередование известняков и аргиллитов серых, зеленоватых, иногда красноватых оттенков. Киренско-кудринский горизонт начинается известняками зеленовато-серыми, сменяющимися вверх по разрезу 23-х метровой пачкой зеленовато-серых тонкослоистых и плитчатых аргиллитов. Часть этой пачки мощностью около 13 м в силу плохой обнаженности практически недоступна для отбора. Верхняя часть киренско-кудринского горизонта (соответствующая кудринскому подгоризонту) представлена песчаниками, имеющими преимущественно красную, вишневою, реже серую окраску. В самом

верху разреза появляются прослои красноцветных алевролитов и аргиллитов, ранее относимых к основанию чертовского горизонта [Тесаков и др., 1975]. Исследуемые породы залегают почти моноклинально, падая в южном направлении под углами 5°-15°.

Необходимо оговориться, что вопрос о соотношении Сибирской и Общей стратиграфических шкал ордовика достаточно сложен и до настоящего времени окончательно не разрешен. В силу ряда объективных причин (высокая эндемичность фауны, различие фациальных обстановок и проч.) ряд регионарусов ордовика Сибири сопоставляется с ярусами английского стратотипа в той или иной степени условно. При этом следует отметить, что волгинский и чертовской страти-

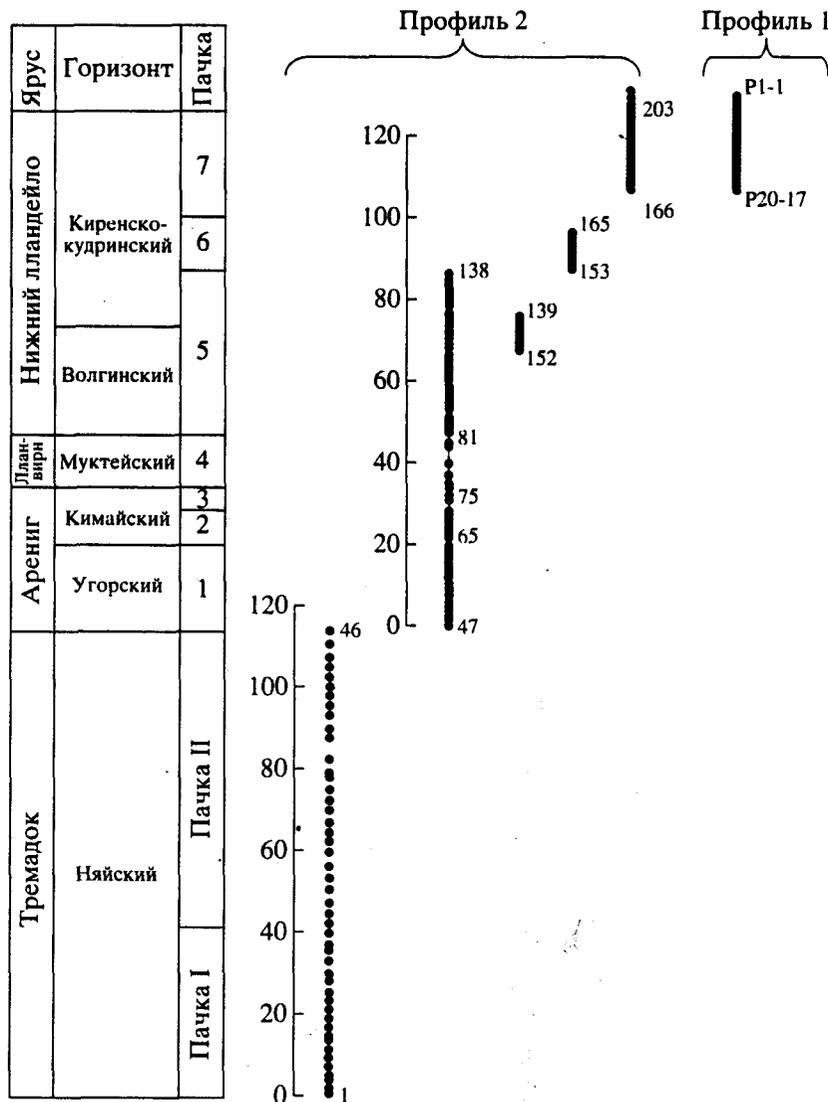


Рис. 3. Положение изученных образцов в разрезе Половинка. Профиль 1 (образцы p1-1-p20-17) отобран В.П. Родионовым в 1970 г. Профиль 2 (образцы 1-203) отобран Павловым В.Э. в 1996 г. Мощность пачек I и II и их стратиграфическая привязка даются согласно [Тесаков и др., 1975]; пачки 1-7 и их стратиграфическая привязка даются согласно [Каныгин и др., 1989].

графические интервалы являются наиболее надежными корреляционными реперами и их сопоставление с лландейло имеет под собой серьезную биостратиграфическую основу. В нашем исследовании мы использовали корреляционную схему, представленную, в частности, в монографии коллектива новосибирских биостратиграфов [Каныгин и др., 1989]. На сегодняшний день эта схема является общепризнанной и наиболее вероятной.

В рамках настоящей работы были изучены 2 коллекции. Первая из них (профиль 1) была отобрана в начале 70-х годов В.П. Родионовым и включает в себя образцы, представляющие верхнюю красноцветную пачку разреза, отвечающую верхней подсите криволюцкой свиты (рис. 3) и, соответственно, Кудринскому субгоризонту. Образцы, составляющие эту коллекцию, были взяты из разреза с интервалом 10-20 см, всего из толщи мощностью около 20 м отобрано более 150 образцов. Вторая коллекция (профиль 2) отобрана В.Э. Павловым в 1996 г. В этой коллекции представлен весь разрез Половинка. Образцы этой коллекции (всего 203) взяты с интервалом отбора 1-3 м.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЙ АНАЛИЗ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

По качеству палеомагнитной записи изученный разрез можно условно разделить на 3 части:

1. От основания разреза до пачки 4. В образцах, отобранных из этого интервала, в силу либо хаотического, либо крайне сложного характера изменения вектора естественной остаточной намагниченности (БОН) в процессе чистки, выделить компоненты намагниченности не представляется возможным. В ряде случаев (это касается главным образом образцов из самой нижней части разреза) по характеру изменения вектора ЕОН можно предположительно судить о полярности характеристической компоненты.

2. Пачка 7. В образцах из этой пачки в большинстве случаев уверенно выделяются 2 стабильные компоненты намагниченности (рис. 4). Первая из них (K1) имеет в среднем ССЗ склонение и близкое к нулю наклонение, вторая (K2) характеризуется относительно более высокими наклонениями и преимущественно южным склонением. Компонента K1 по величине обычно заметно меньше компоненты K2. В части образцов присутствует либо одна, либо другая из этих компонент (рис. 4а, 4г), однако довольно часто эти компоненты наблюдаются совместно (рис. 4д, 4з).

В тех случаях, когда в образцах наблюдается совместное присутствие этих компонент, в качестве характеристической практически всегда выступает компонента K1 (рис. 4д, 4ж). При этом

присутствие этой компоненты обнаруживается либо по отчетливо выраженному прямолинейному участку диаграммы Зийдервельда идущему в начало координат (рис. 4д-4е), либо по характеру изменения вектора ЕОН в процессе чистки (рис. 4ж-4з). Судя по величинам максимальных разблокирующих температур, носителем обоих компонент намагниченности является гематит.

3. Пачки 4,5,6. ЕОН образцов из этого интервала разреза характеризуется очень "шумным" поведением в процессе чистки, однако на фоне шума достаточно часто уверенно отмечается либо совместное, либо раздельное присутствие компонент K1 и K2. Точность определения направления этих компонент в образцах из этого интервала разреза значительно ниже, чем в образцах из пачки 7.

Полученная в ходе компонентного анализа совокупность векторов может быть разделена по признаку их стабильности по отношению к температуре на две группы. Первая из них включает векторы соответствующие характеристической компоненте намагниченности. Вторую группу образуют векторы, отвечающие менее стабильной компоненте (МСК). Интересно отметить, что компонента K1 практически всегда является характеристической, а компонента K2 в подавляющем большинстве случаев менее стабильна.

Распределение векторов характеристической и менее стабильной компонент показано на рис. 5. Моноклинальное залегание исследуемых пород затрудняет использование теста складки для определения возраста формирования выделенных компонент намагниченности. Для векторов, соответствующих компоненте K2, тест складки в модификации Р. Энкина [Enkin, 1994] все же дает определенный результат (благодаря, вероятно, большому количеству анализируемых векторов), который указывает на доскладчатый возраст этой компоненты. Для векторов, соответствующих компоненте K1, результат этого же теста неопределенный. Однако даже в том случае, если бы элементы залегания исследуемых пород существенно различались, и тест складки уверенно указывал бы на доскладчатый возраст намагниченности, этот результат нельзя было бы практически использовать для определения времени формирования рассматриваемых компонент, поскольку возраст движений, приведших к изменению залегания пород неизвестен.

Гораздо более информативным, в данном случае, средством для оценки возраста рассматриваемых компонент является сравнение их средних направлений (табл. 1, 2) с палеомагнитными направлениями, полученными ранее в исследуемом регионе. В 60-70-х годах В.П. Родионовым и А.Н. Храмовым [Храмов и др., 1974] в долине р. Лены были изучены многочисленные обнажения пород криволюцкой (лландейло) и вышележа-

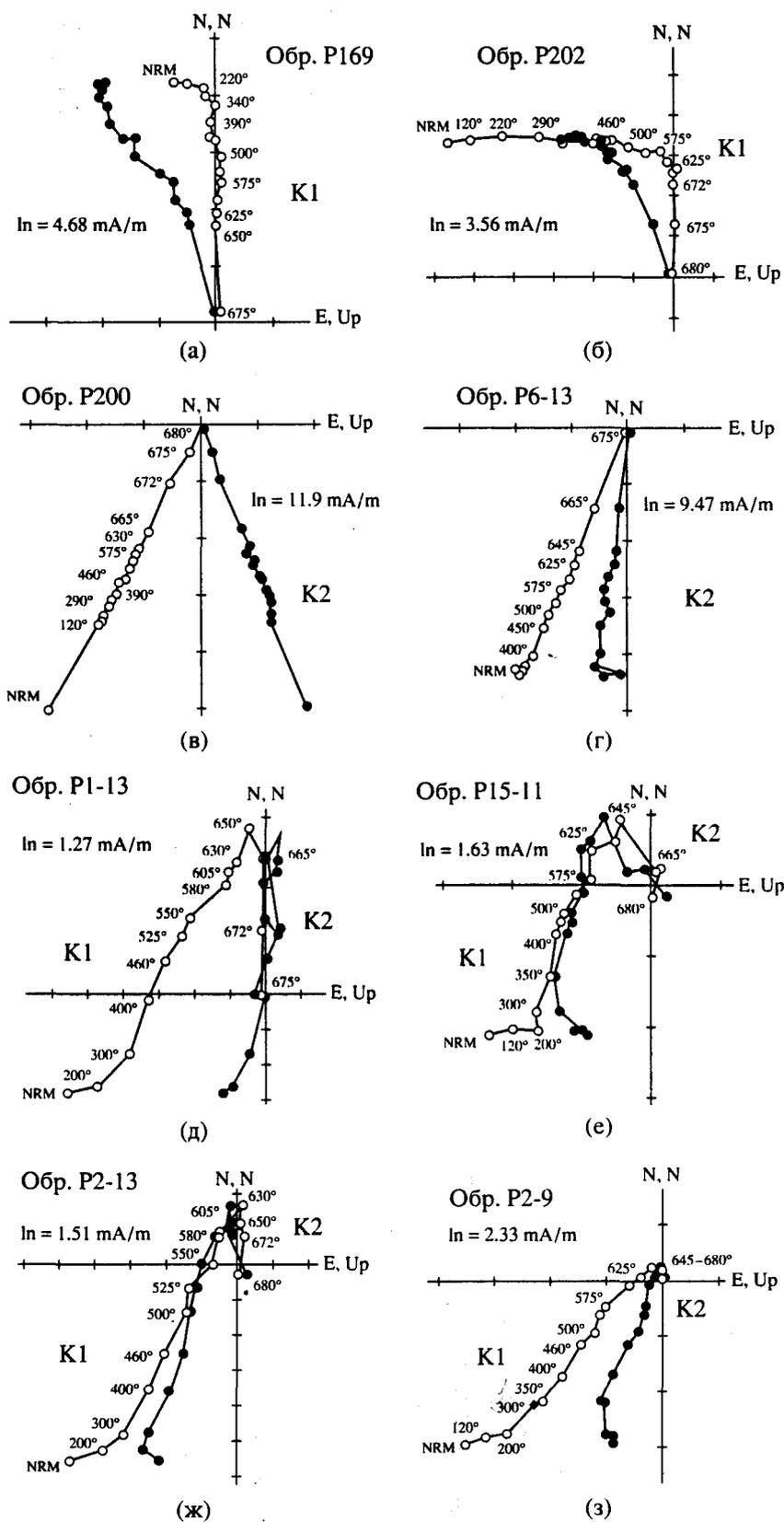


Рис. 4. Диаграммы Зийдверельда типичных образцов. Залитые кружки обозначают проекции векторов на горизонтальную плоскость, открытые кружки - проекции векторов на вертикальную плоскость. Диаграммы даны в стратиграфической системе координат.

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЯ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ОРДОВИКА

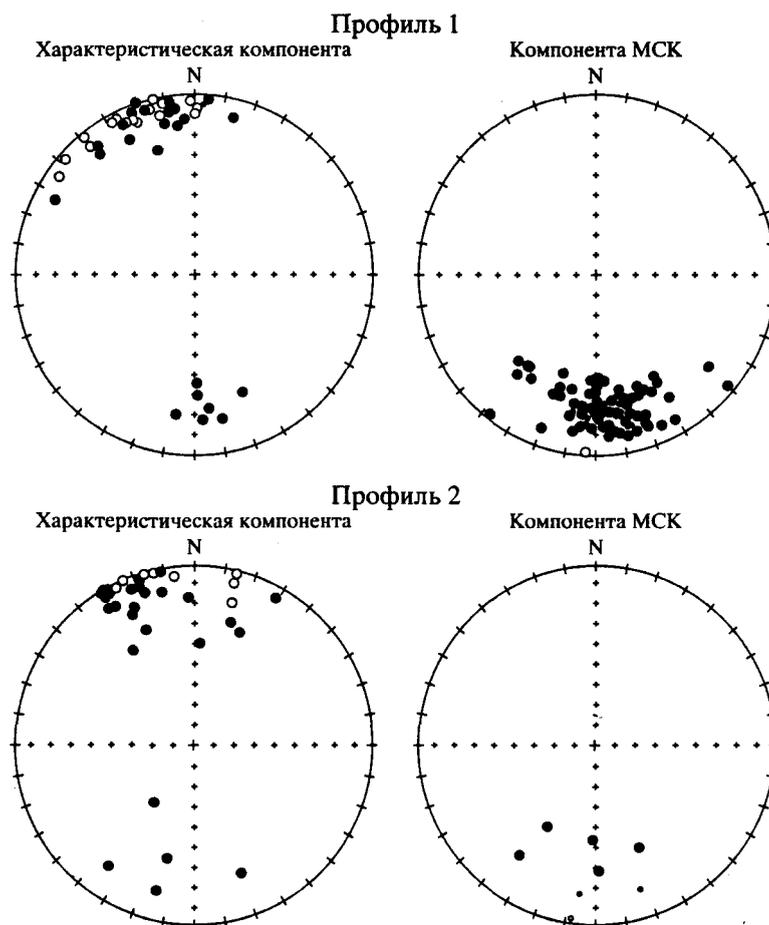


Рис. 5. Характер распределения векторов характеристической и МСК компонент в разрезе Половинка.

щей макаровской (предположительно карадок-ашгилл) свит. Полученные ими палеомагнитные направления недавно были подтверждены в работе Торсвика с соавторами [Torsvik et al., 1995a], использовавших в ходе своих исследований современные аппаратурные и методические возможно-

сти. Как видно из рис. 6а, палеомагнитный полюс, соответствующий компоненте К1 ($\Phi = -31.2^\circ$, $\Lambda = 133.2^\circ$, $dp/dm = 2.3^\circ/4.6^\circ$), с высокой точностью совпадает с полюсом, полученным этими авторами для лландейло, тогда как палеомагнитный полюс, отвечающий компоненте К2 ($\Phi = -16.5^\circ$,

Таблица 1. Средние направления векторов характеристической намагниченности

	N	Географическая система координат				Стратиграфическая система координат			
		D	I	K	α_{95}	D	I	K	α_{95}
Профиль 1									
Обратная полярность	35	341.6	-1.6	15.5	6.4	341.3	2.3	16.5	6.4
Прямая полярность	7	178.0	36.3	40.9	9.6	174.2	27.2	56.2	8.1
Профиль 2									
Обратная полярность	33	345.7	-0.3	14.2	6.9	345.7	8.6	14.1	6.9
Прямая полярность	5	194.1	45.9	13.0	22.1	194.0	33.5	10.4	24.9
Сумма									
Обратная полярность (компонента К1)	68	343.6	-1.0	14.9	4.6	343.4	5.4	14.9	4.6
Прямая полярность	12	183.9	40.5	19.8	10.0	181.8	30.1	17.5	10.7

Таблица 2. Средние направления векторов МСК компоненты

	N	Географическая система координат				Стратиграфическая система координат			
		D	I	K	α_{95}	D	I	K	α_{95}
Профиль 1	82	178.0	29.1	17.6	3.8	176.3	25.2	19.2	3.7
Профиль 2	8	184.3	38.6	10.6	17.9	184.3	28.3	11.4	17.1
Сумма (компонента K2)	90	178.4	30.0	16.5	3.8	177.0	25.4	18.2	3.6

Примечание. N – число образцов, использованных для расчета палеомагнитных направлений; D, I – склонение и наклонение; α_{95} и K – параметры фишеровского распределения.

$\Lambda = 116.7^\circ$, $dp/dm = 2.1^\circ/3.9^\circ$) лежит вблизи позднеордовикских–раннесилурийских полюсов.

Таким образом, с большой долей уверенности мы можем утверждать, что компонента K1 обра-

зовалась во время или вскоре после формирования исследуемых пород, а компонента K2 является метакронной и возникла не раньше позднего ордовика. Известно [Тесаков, 1975], что в позднем ордовике и раннем силуре море покинуло исследуемую территорию, и рассматриваемый регион представлял собой область суши. Породы, слагающие разрез Половинка, могли оказаться в это время в зоне свободного водообмена, что могло привести к окислению закисных минералов железа с образованием метакронной намагниченности. Косвенным доводом в пользу метакронности компонента K2 является ее соотношение с компонентой K1 в тех образцах, где обе эти компоненты встречаются вместе. В этом случае практически всегда компонента K2 имеет разблокирующие температуры меньше, чем компонента K1 (рис. 4д–4ж).

Поскольку это имеет принципиальное значение для дальнейшей интерпретации коротко перечислим еще раз наши аргументы в пользу того, что K1 и K2 – суть две разновозрастные компоненты, а не две одновозрастные, но разнополярные:

1. Эти компоненты различаются по направлению, причем если полюс соответствующий компоненте K1 лежит вблизи полюсов лландейло для данного региона, то полюс, рассчитанный по компоненте K2, расположен в области позднеордовикских–раннесилурийских полюсов;

2. Эти компоненты различаются по своим физическим свойствам, т.к.:

а) в подавляющем большинстве случаев они имеют различные блокирующие температуры;

б) величина исходной намагниченности для компонента K2 практически всегда больше таковой для компонента K1, причем это соотношение сохраняется и тогда, когда эти компоненты являются единственными стабильными компонентами в образцах и, тогда, когда они встречаются вместе.

Распределение склонений и наклонений характеристической компоненты вдоль изученных профилей показано на рис. 7. При общем преобладании обратной полярности, на профиле 2 мы наблюдаем единичные векторы прямой полярности, а на профиле 1 такие векторы образуют целую

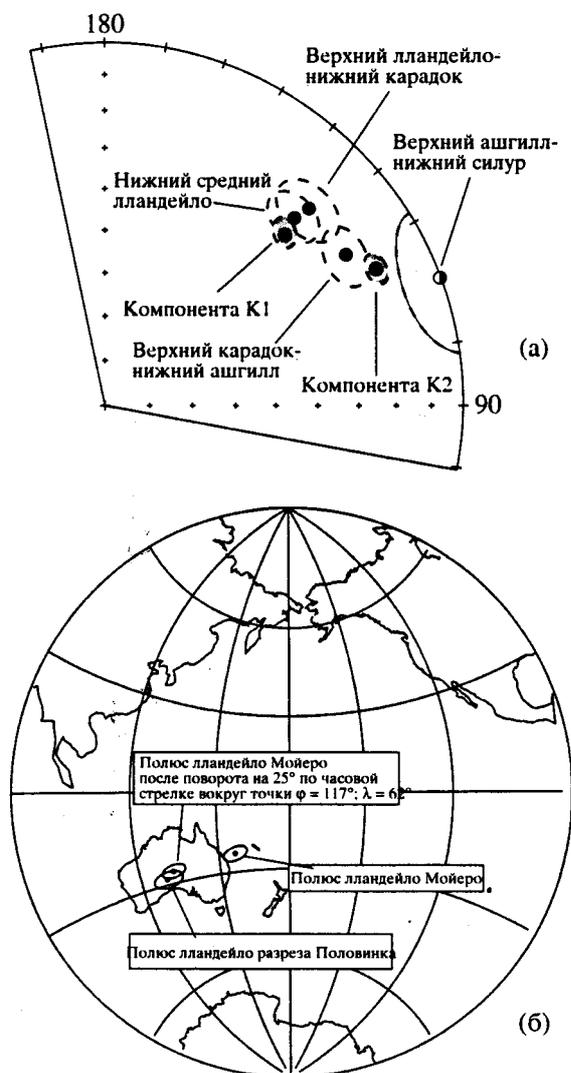


Рис. 6. а – сравнение палеомагнитных полюсов, соответствующих компонентам K1 и K2 с палеомагнитными полюсами Алданского блока Сибирской платформы для среднего ордовика – раннего силура; б – сравнение палеомагнитных полюсов лландейло Алданского (Половинка) и Анабарского (Мойеро) блоков Сибирской платформы.

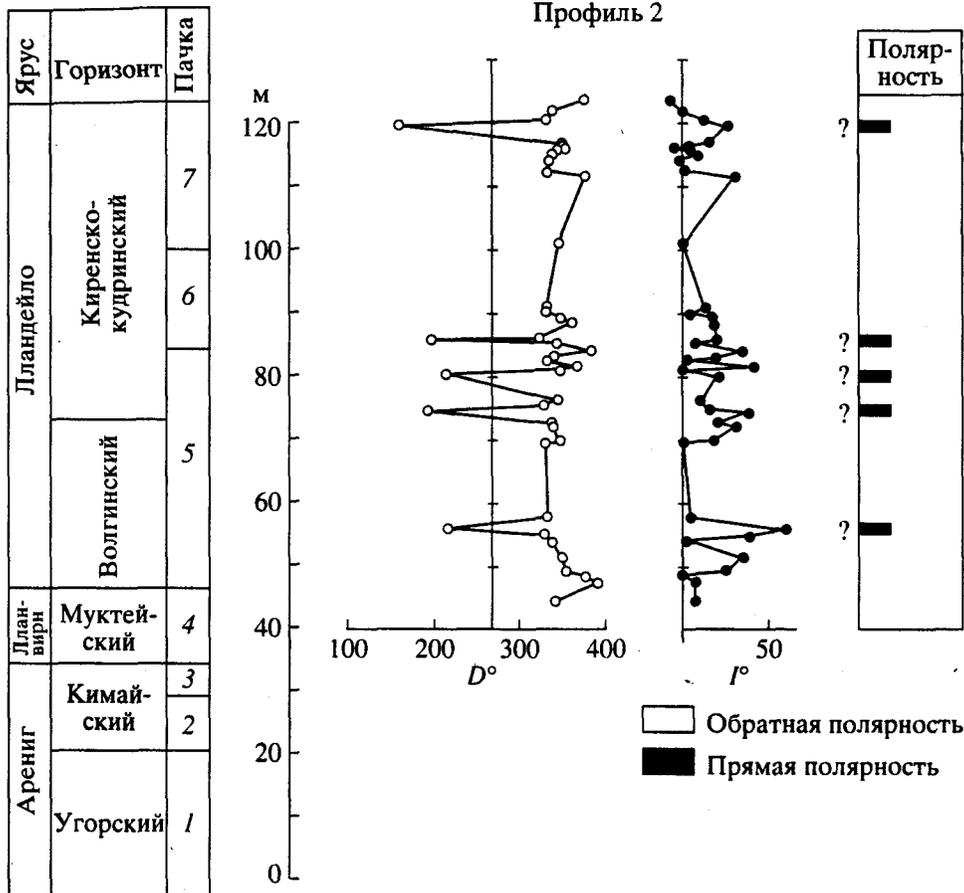


Рис. 7. Распределение склонений и наклонений характеристической компоненты вдоль изученных профилей.

группу, отвечающую четырехметровому интервалу разреза. Можно ли рассматривать присутствие этих векторов как указание на то, что в течение нижнего лландейло существовало поле прямой полярности? С большой долей уверенности на этот вопрос можно ответить отрицательно, поскольку, с одной стороны, тест обращения [McFadden and McElhinny, 1990], выполненный для векторов характеристической намагниченности прямой и обратной полярностей, уверенно дает отрицательный результат (профиль 1: $\gamma = 32.0^\circ$, $\gamma_{кр} = 14.0^\circ$; профиль 2: $\gamma = 51.5^\circ$, $\gamma_{кр} = 18.8^\circ$), и, с другой стороны, совокупность векторов характеристической намагниченности прямой полярности статистически не отличается от компоненты K2(МСК).

В принципе, полученное распределение векторов (рис. 5а, 5в) можно интерпретировать как результат наложения поздней (например, современной) крутой намагниченности на первично биополярное распределение синхронной намагниченности. Однако, во-первых, детальная термомагнитная чистка не обнаруживает присутствия такой компоненты и, во-вторых, если следовать этому предположению и применить для оценки

истинного палеомагнитного направления метод обращения, мы получим результат, находящийся в противоречии с направлениями, полученными ранее для лландейло Сибирской платформе (см. сводку [Torsvik et al., 1995a]). Еще одним гипотетическим объяснением рассматриваемого распределения могло бы быть допущение о недипольном характере геомагнитного поля в среднем ордовике, однако это предположение не подтверждается данными, полученными при изучении магнитостратиграфии среднеордовикских пород Швеции, где средние направления векторов прямой и обратной полярности различаются на угол близкий к 180° [Torsvik et al., 1995b]. Следовательно, интерпретация, согласно которой, полученное в разрезе Цоловинка распределение векторов характеристической намагниченности является результатом сложения распределений синхронной обратной полярности (K1) и метакронной прямой полярности (K2) компонент намагниченности, представляется наиболее вероятной.

Значит ли это, что мы можем категорически утверждать, что в изученном разрезе лландейло полностью отсутствует синхронная намагниченность прямой полярности? Нет, однако, в том слу-

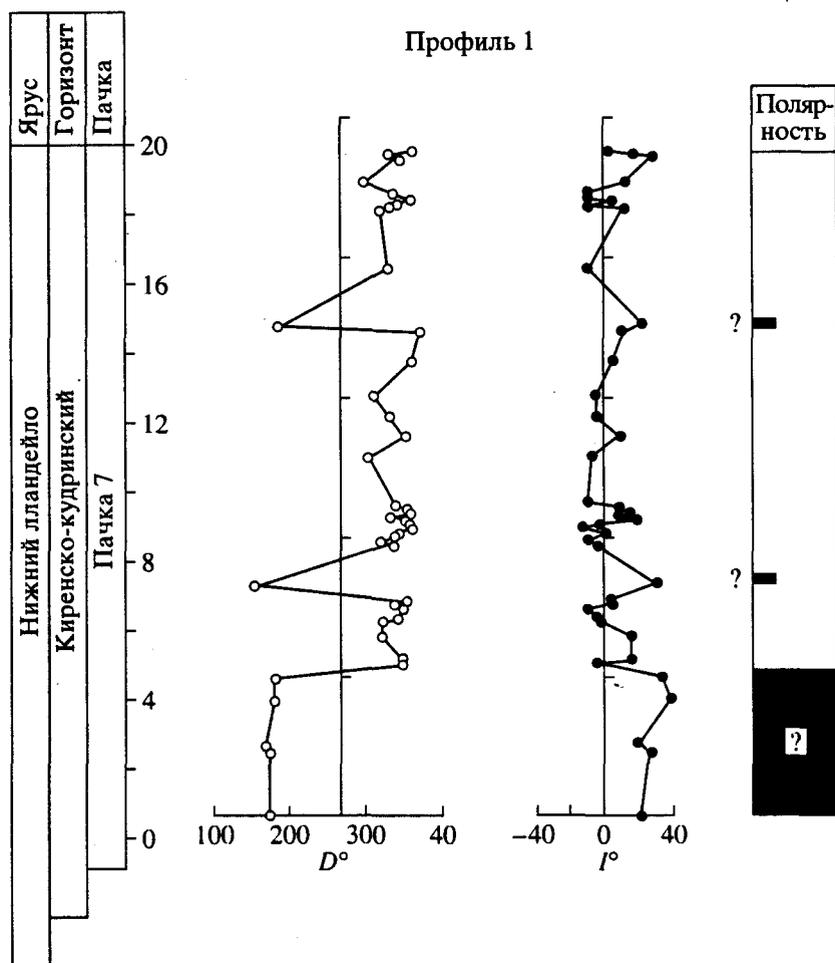


Рис. 7. (Окончание)

чае, если зоны прямой полярности в данном разрезе все-таки присутствуют, их число и мощность крайне невелики. Интересно отметить, что аналогичный результат был получен нами ранее при изучении отложений нижнего лландейло р. Мойеро. Более того, палеомагнитные направления, полученные Т. Торсвиком с соавторами [Torsvik et al., 1995a] при изучении одновозрастных отложений в других разрезах р. Лены, также имели только обратную полярность. Таким образом, полученные результаты не подтверждают частой смены полярности геомагнитного поля в течение раннего лландейло и указывают на то, что в этот период времени господствовало поле обратной полярности.

Полученные палеомагнитные направления можно использовать для тестирования гипотезы об относительном вращении Алданского и Анабарского блоков Сибирской платформы в послераннесилурийское время. Впервые эта гипотеза была высказана Е.Л. Гуревичем [Гуревич, 1984] при сравнении палеомагнитных направлений среднеордовикских отложений рек Лены и Мойе-

ро. Используя значительно более длинный ряд палеомагнитных определений, Галле и Павлов [Gallet and Pavlov, 1996] и Павлов и Петров [Павлов и Петров, 1997] подтвердили и уточнили этот вывод. Новые результаты позволяют выполнить сравнение палеомагнитных направлений, полученных, в отличие от вышеупомянутых исследований, с использованием одних и тех же методических и аппаратных процедур, отвечающих при этом современному уровню палеомагнитных исследований.

На рис. 6б показано положение палеомагнитных полюсов, полученных для лландейло севера (долина р. Мойеро, Анабарский блок) и юго-востока Сибирской платформы (разрез Половинка, долина р. Лены, Алданский блок) до и после вращения одного из них (в данном случае Анабарского по часовой стрелке) на 25° вокруг эйлеровского полюса с координатами $\lambda = 117^\circ$; $\phi = 62^\circ$, лежащего в основании Вилуйского авлакогена (подробнее см. [Павлов, Петров, 1997]). Из рисунка видно, что такое вращение приводит, практически, к совпадению этих полюсов, что является новым

подтверждением относительного разворота Анабарского и Алданского блоков, имевшего место в послеордовикское время.

ВЫВОДЫ

1. В течение раннего лландейло геомагнитное поле имело преимущественно обратную полярность с крайне редкими эпизодами прямой полярности или с полным отсутствием таковых;

2. Полученные данные указывают на то, что в отложениях ордовика р. Лены широко распространена наложенная компонента намагниченности позднеордовикского-раннесилурийского возраста, неучет которой может привести к неверной интерпретации магнитостратиграфической записи;

3. Сравнение палеомагнитных полюсов лландейло севера и юго-востока Сибирской платформы, полученных с использованием одних и тех же методических и аппаратурных процедур, отвечающих современному уровню палеомагнитных исследований, подтверждает сделанный ранее вывод [Гуревич, 1984; Павлов, Петров, 1986] об относительном повороте Алданского и Анабарского блоков, имевшем место в послеордовикское время.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят директора Парижского Института Физики Земли Винсента Куртийо, предоставившего возможность выполнить термомагнитную чистку части образцов на аппаратуре палеомагнитной лаборатории этого института и Р. Энкина (Геологическая служба Канады), безвозмездно передавшего пакет созданных им компьютерных палеомагнитных программ.

Работы были выполнены при поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований, гранты № 95-05-14519 и 97-05-64798.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гуревич Е.Л. Палеомагнетизм ордовикских отложений в разрезе на р. Мойеро // Палеомагнитные методы в стратиграфии. Л.: ВНИГРИ, 1984. С. 35-41.

Каныгин А.В., Москаленко Т.А., Ядренкина А.Г., Абаимова Г.П., Семенов В.С., Сычев О.В., Тимохина А.В. Ордовик Сибирской платформы. Фауна и стратиграфия Ленской фациальной зоны. Новосибирск: Наука, 1989. 216с.

Павлов В.Э., Галле И. Новые данные по магнитостратиграфии ордовика р. Мойеро (север Сибирской платформы). // ДАН. 1996. Т. 348. № 2. С. 245-251.

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

Тесаков Ю.И., Занин Ю.Н., Малич Н.С. и др. Стратиграфия ордовика Сибирской платформы. Новосибирск.: Наука, 1975. 255 с.

Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Родионов В.П. и др. Палеомагнетизм палеозоя. Л.: Недра, 1974. 238 с.

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

Alegeo T.J. Geomagnetic polarity bias patterns through the Phanerozoic // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. P. 2785-2814.

Courtillot V. and J. Besse. Magnetic field reversals, polar wander, and Core-Mantle coupling // Science. 1987. V. 237. P. 1140-1147.

Enkin R.J. Formation et deformation de l'Asie depuis la fin d l'ere primaire. // These de doctoral de l'universite Paris 7. 1990. 120 p.

Gallet Y. and Pavlov V. Magnetostratigraphy of the Moyero river section (north-western Siberia): constraints on geomagnetic reversal frequency during the early Palaeozoic // Geophys. J. Int. 1996. V. 125. P. 95-105.

Johnson P., D. Van Patten, M. Tivey and W. Sager. Geomagnetic polarity rate for the Phanerozoic. // Geophys. Res. Lett. 1995. V. 22. P. 231-234.

Larson R. and P. Olson. Mantle Plumes control magnetic reversal frequency // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 107. P. 437-447.

Loper D. and K. McCartney. Mantles plumes and the periodicity of magnetic field reversals // Geophys. Res. Lett. 1986. V. 13. P. 1525-1528.

McFadden P.L. and McElhinny M. Classification of reversal test in paleomagnetism. // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 725-729.

McFadden P.L., Merrill R.T. Lower mantle convection and geomagnetism. // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 3354-3362.

Pavlov V. and Gallet Y. Upper Cambrian to Middle Ordovician magnetostratigraphy from the Kulumbe river section (Northwestern Siberia) // PEPI. 1998. V. 108. P. 49-59.

Torsvik T. and Trench A. Ordovician magnetostratigraphy: Llanvirn-Caradoc limestones of the Baltic platform // Geophys. J. Int. 1991a. V. 107. P. 171-184.

Torsvik T. and Trench A. The Lower-Middle Ordovician paleofield of Scandinavia: southern Sweden "revisited". // Phys. of the Earth and Plan. Int. 1991b. V. 65. P. 283-291.

Torsvik T.N., Tait J., Moralev V.M., McKerrow W.S., Start B.A. & Roberts D. Ordovician paleogeography of Siberia and adjacent continents // Geological Society, London, 1995a. V. 152. P. 279-287.

Torsvik T., Trench A., Lohmann K., Dunn S. Lower Ordovician reversal asymmetry: An artifact of remagnetization or nondipole field disturbance? // Journal of Geophysical Researches. 1995b. V. 100. № 59. P. 17885-17898.

Статья рекомендована к печати членом редколлегии доктором геол.-мин. наук А.Ф. Грачевым.