

УДК 550.384

## ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ ВО ВРЕМЯ ИНВЕРСИИ РАННЯЯ ХАРАМИЛЬО (ЗАПАДНАЯ ТУРКМЕНИЯ)

| 2002 г. Г. З. Гурарий<sup>1</sup>, А. В. Гарбузенко<sup>1</sup>, Х. Назаров, В. М. Трубихин<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, г. Москва

<sup>2</sup>Институт геологии ГК "Туркменгеология", г. Ашхабад

Поступила в редакцию 01.02.2001 г.

В результате комплексного палеомагнитного, литологического, магнетоминералогического и минерографического анализа пород аджидеринской свиты в разрезе Аджидере выявлены основные характеристики геомагнитного поля во время инверсии Ранняя Харамильо в Западной Туркмении. Установлено: 1). Основное изменение направления поля на противоположное происходит при пониженной напряженности поля. 2). Стационарное поле хронов Матуяма и Харамильо непосредственно перед и после инверсии характеризуется значимым отклонением склонения поля от дипольного в полном соответствии с направлением дополнительного экваториального диполя, наличие которого было нами предположено на основании анализа характеристик стационарного поля до и после инверсии для интервала времени более 150 тысяч лет. 3). Основное изменение направления поля на противоположное можно увязать с инверсией экваториального диполя на фоне крайне низкой величины (отсутствии?) диполя осевого. 4). Непосредственное изменение полярности предваряет продолжительный интервал (около 20 тысяч лет), поведение поля во время которого можно предположительно увязать с отражением спускового механизма инверсии. 5). Изменение характеристик геомагнитного поля, связанное с инверсией, охватывает интервал, около 30 тысяч лет.

*Ключевые слова:* геомагнитное поле, диполь, инверсия, напряженность, намагниченность.

### ВВЕДЕНИЕ

В последние годы не ослабевает интерес к изучению характеристик геомагнитного поля во время инверсий. Более того, обнаружение двух секторов преимущественного положения инверсионных ВГП и различный подход к объяснению этого феномена [Clement, 1991; Quidelleur, Valet, 1994; Langereis et al., 1992], возможная связь инверсий и вариаций поля [Gubbins, 1994], теоретическое обоснование возможных проявлений в стационарном поле "спускового механизма" инверсий [Olson, 1983; Mc Fadden, Merrill, 1986], установление асимметричного пилообразного (sawtooth pattern) характера напряженности геомагнитного поля между инверсиями [Meunadier et al., 1994; Thibault et al., 1995; Verosub et al., 1996], отсутствие подобного поведения напряженности в исследованиях других авторов [Laj et al., 1996], различная интерпретация причины подобного поведения параметров, сопоставляемых с напряженностью поля [Kok, Taube, 1996a,b; Mazaud, 1996; Meunadier et al., 1998], привели к усилению этого интереса и показали со всей определенностью, что изучение стационарного поля и поля во время инверсий необходимо проводить комплексно, при едином подходе к качеству получаемых результатов. Возможная связь характеристик вектора естественной остаточной намагниченности пород переходных зон с процессом приобретения ориента-

ционной намагниченности осадочными породами [Rochette, 1990; Langereis et al., 1992] требует при этом изучать породы, скорость накопления которых во всяком случае превышает 5 см/тыс. лет [Rochette, 1990], сопровождая эти исследования тщательным литологическим и минералогическим анализом.

В настоящей статье излагаются результаты изучения поля во время инверсии Ранняя Харамильо в разрезе осадочных пород Аджидере в Западной Туркмении, которое проводилось, с перерывами, с 1977 по 2000 год. Данная статья является продолжением публикаций результатов исследований характеристик стационарного [Гурарий и др., 2000 а; б] и инверсирующего поля хронов Матуяма и Харамильо, предпринятых нами в свете новых требований к проведению подобного рода работ.

### ГЕОЛОГИЯ И ОТБОР ОБРАЗЦОВ

Изученная переходная зона является частью разреза аджидеринской свиты, расположенного в северо-западном Копетдаге в 25 км юго-западнее г. Кизыл-Арват по правому борту русла р. Аджидере (рис. 1-1). Переходная зона, результаты изучения которой обсуждаются в этой статье, показана на рис. 1-П. Породы разреза входят в состав крупной моноклинали на южном склоне хребта

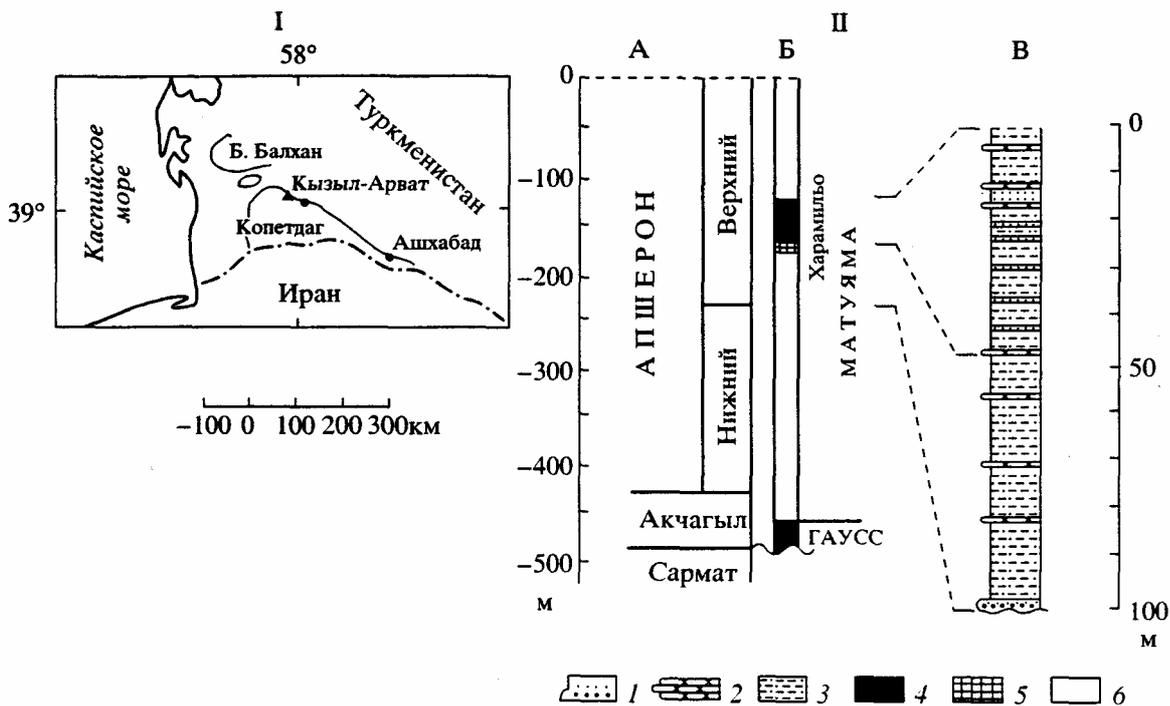


Рис. 1. Положение разреза Адждидере; показано треугольником (I) и корреляция его со стратиграфической и магнитостратиграфической шкалами (II).

А – стратиграфическая шкала; Б – магнитостратиграфическая шкала; В – детально изученная часть разреза [Гурарий и др., 2000 а, б] и его положение в разрезе Адждидере. 1 – конгломераты и гравелиты, 2 – песчаники и пески, 3 – алевриты и глины, 4 – прямая полярность, 5 – переходная зона, 6 – обратная полярность.

Кизылбурун и падают на юго-запад (Аз. пад. 220°) под углом 55°. Подробно геологическое строение разреза описано в предыдущей статье [Гурарий и др., 2000 а]. Здесь лишь следует отметить, что породы адждидеринской свиты фациально принадлежат к лагунным субаэральным отложениям, формирующим площадные тела линзовидной формы, что выражается в цикличности (несколько уровней) строения разреза. Это свидетельствует о возможности в них перерывов, разновременных даже на небольших расстояниях. Корреляция пород в соседних профилях непосредственно в поле подтвердила возможность таких перерывов и позволила предварительно оценить их наиболее вероятную мощность в 0.5 м.

Изученная в настоящее время часть разреза, в намагниченности пород которой зафиксированы заключительная стадия стационарного поля перед инверсией, поле во время инверсии и стационарное поле после инверсии, составляет 21 м.

Образцы отбирались в виде штuffов мощностью 5–35 см, верхняя грань которых приблизительно совпадала с плоскостью напластования. В дальнейшем штuffы распиливались на пластины (стратиграфические уровни) толщиной 2 см.

Из каждой пластины выпиливалось по 8 кубических образчиков с размером по ребру 2 см (в дальнейшем – образцы) для палеомагнитных и других исследований.

### МЕТОДИКА ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для получения более полного представления о строении разреза и изучения его текстурных особенностей в дополнение к полевым наблюдениям в лаборатории было проведено детальное описание пришлифованных пластин, выпиленных из всех штuffов перпендикулярно плоскостям напластования. Литолого-минералогические характеристики пород изучались под микроскопом в шлифах, характеризующих с достаточной представительностью каждый литологический тип пород разреза, в проходящем и отраженном свете. Всего было изучено 70 шлифов.

Магнитоминералогические исследования включали анализ кривых остаточного изотермического намагничивания  $IRM(H)$  до полей 2 Тл и терморазмагничивания изотермической  $IM(T)$  и остаточной изотермической  $IRM(T)$  намагниченностей.

Дополнительно, практически из каждого стратиграфического уровня, были отобраны образцы для измерения магнитной восприимчивости  $k$ , определения  $IRM$  в поле 0.8 Тл ( $IRM_{0.8}$ ) и ее разрушающего поля  $H_{cr}$ . Кроме этого, на этих же образцах проводилось определение остаточной величины  $IRM_{0.8}$  после их нагрева до температур  $T = 300, 500, 550$  и  $600^{\circ}C$ .

Измерения проводились на каппа-мосте *KLY-1*, намагниченность измерялась на спин-магнитометре *JR-4* (оба прибора - производство Чехии).

Интерпретируемый (характеристический) компонент *NRM* выделялся при компонентном анализе результатов терморазмагничивания. Нагревы производились в изготовленной в лаборатории печи с водяным охлаждением, помещенной в 4-слойный экран из ц-металла. Остаточное поле в печи составляло 10-15 нТл. Для проверки влияния остаточного поля на получаемые результаты образцы из одного стратиграфического уровня устанавливались в печи с противоположной ориентацией по осям *X* и *Z*. Измерения намагниченности производились на спин-магнитометре *JR-4*, помещенном в большие кольца Гельмгольца, перед переносом образцов от печи до измерительного прибора они помещались в контейнер из *m*-металла. Компонентный анализ проводился по программам, любезно предоставленным в наше распоряжение Р. Энкиным. Все образцы (за редким исключением - по 5 образцов из каждого уровня отбора из переходной зоны и хронозоны Харамильо после инверсии и по 3 образца из хронозоны Матуяма перед инверсией) были прогреты до температур 200, 300, 400, 500, 550, 600, 630, 650 и, при необходимости, 670°C. Данные по каждому уровню осреднялись.

При определении относительной величины палеонапряженности для всех уровней вычислялась средняя для уровня величина характеристической намагниченности (для единообразия - в температурном интервале 300-500°C), которая нормировалась по  $IRM_{0,8}$  (300°C) -  $IRM_{0,8}$  (500°C) (в дальнейшем -  $R_{ns} = \Delta NRM / \Delta IRM$ ).

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### *Литолого-минералогические и магнитоминералогические исследования*

Исследование состава магнитной фракции пород разреза показало, что основными минералами-носителями ЕОН, являются магнетит и гематит обломочного происхождения. Средне-крупнозернистый гранулометрический состав пород (глинистые алевриты - песчаники), большая средняя скорость осадконакопления (1 м ~ 2500 лет для хронозоны Матуяма и 1 м ~ 1800 лет для хронозоны Харамильо), отсутствие признаков химических диагенетических изменений минерального состава позволяют предположить крайне незначительное влияние постседиментационных процессов на формирование ЕОН. Это свидетельствует в пользу синхронности изучаемой нами намагниченности процессу осадконакопления. Цитологическое изучение пород позволило заключить, что все выявленные нарушения нормальной слоистости практически сингенитичны породам, происходи-

ли до их литификации и, соответственно, до фиксации в них рудных минералов, носителей *NRM*. Более подробно результаты этих исследований изложены в [Гурарий и др., 2000 а].

### *Палеомагнитные исследования*

Анализ данных, полученных при проведении палеомагнитных исследований стационарного поля хронов Матуяма и Харамильо до и после инверсии (общая продолжительность - более 150 тыс. лет), позволил сделать следующие выводы [Гурарий и др., 2000 а]:

1. Направления как прямых, так и обратных компонентов *NRM*, разрушающихся в температурном интервале 200-500-550°C, носителем которых в основном является магнетит (в дальнейшем - магнетитовые компоненты), имеют явно доскладчатый возраст (в древней системе координат среднее направление намагниченности практически соответствует направлению дипольного поля в месте исследований) и, учитывая ранее сделанные заключения о природе присутствующих в изученных породах ферромагнитных минералов и времени фиксации текстурных нарушений, скорее всего являются первичными, т.е. отражают геомагнитное поле времени образования осадка.

2. Средняя внутрислоевая кучность направлений этих компонентов намагниченности равна 162.0 и значительно выше межслоевой (31.7 и 40.8 для хронозон Матуяма и Харамильо соответственно), наименьшими значениями кучности характеризуются направления намагниченности в песчаных разностях пород, что согласуется с представлением об ориентационной природе данной намагниченности.

3. Различие средних направлений интерпретируемого компонента *NRM* между прямо и обратно намагниченными породами составляет 171° (в градусах дуги большого круга), т.е. эти направления близки к антипараллельным.

4. Отличие суммарного среднего направления этого компонента *NRM* по результатам изучения прямо и обратно намагниченных образцов от направления дипольного поля в районе исследования составляет менее 2°, при этом практически совпадают наклоны (для района исследования наклонение дипольного поля равно 58°, определенное в наших исследованиях - 58.5° при  $a_{95} = 2.8^\circ$ ). Это свидетельствует о практическом отсутствии в магнетитовом компоненте часто присущего для ориентационной намагниченности занижения наклонения.

5. Наблюдается, в общем, хорошее совпадение результатов, полученных по магнетитовым и гематитовым компонентам.

6. При изучении стационарного поля не были обнаружены аномальные направления, имеющие продолжительность более 1 тыс. лет. Это, в прин-

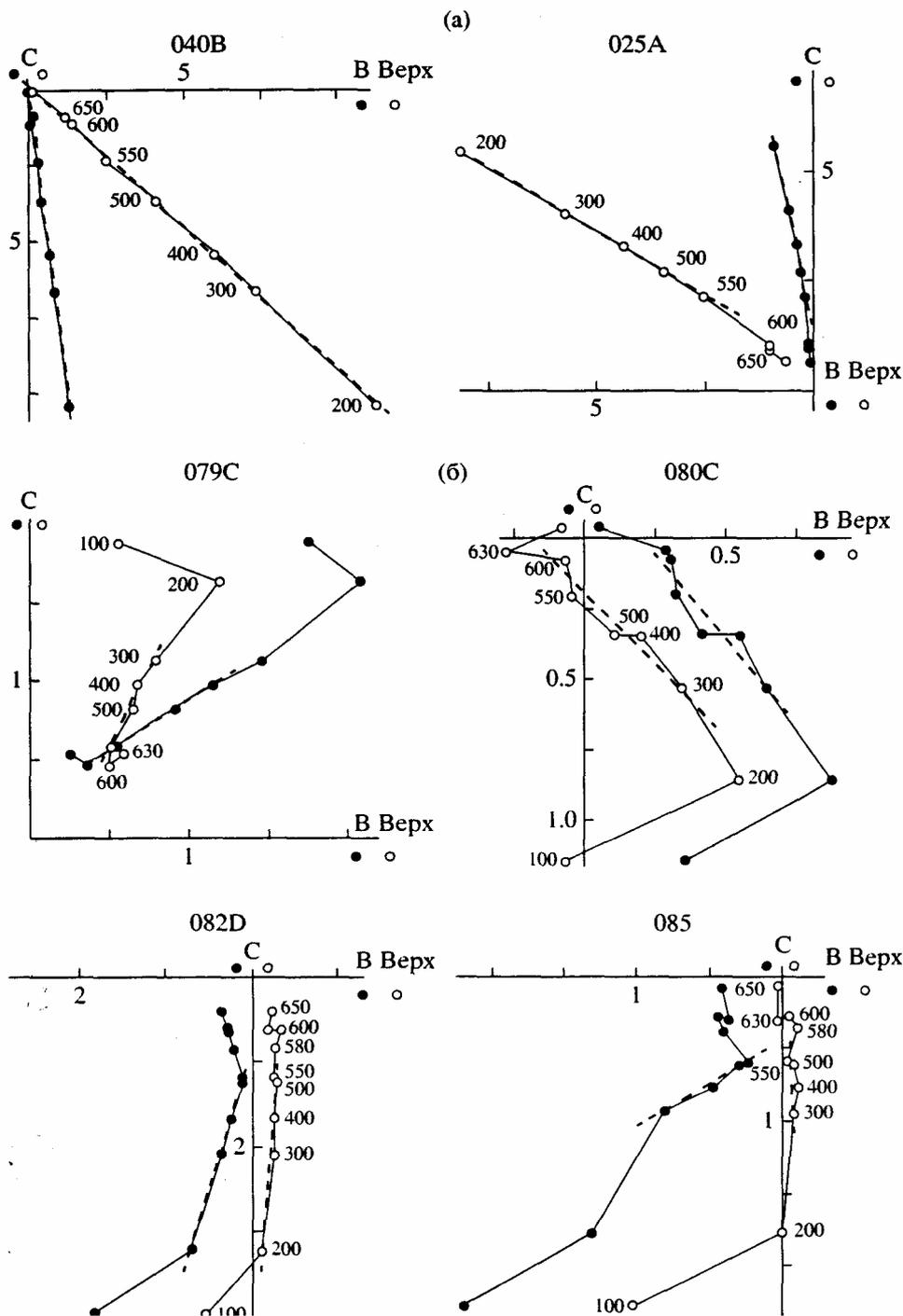


Рис. 2. Типичные ортогональные диаграммы терморазмагничивания:

(а) - образцы из хронозон Матуяма и Харамильо; (б) — образцы из зоны перехода; залитые и не залитые кружки — проекции в горизонтальной и вертикальной плоскостях соответственно. Цифры по осям - намагниченности в мА/м, пунктирная линия - выделяемый компонент.

ципе, позволяет предположить, что в случае наличия аномалий большей продолжительности в непосредственной близости к инверсии, их можно будет рассматривать в общем контексте характеристики инверсирующего поля.

Для иллюстрации выделения интерпретируемых компонентов на рис. 2 приведены примеры ортогональных диаграмм терморазмагничивания образцов, отобранных в 1994 и 2000 гг. Приведенные диаграммы характерны для образцов из зон

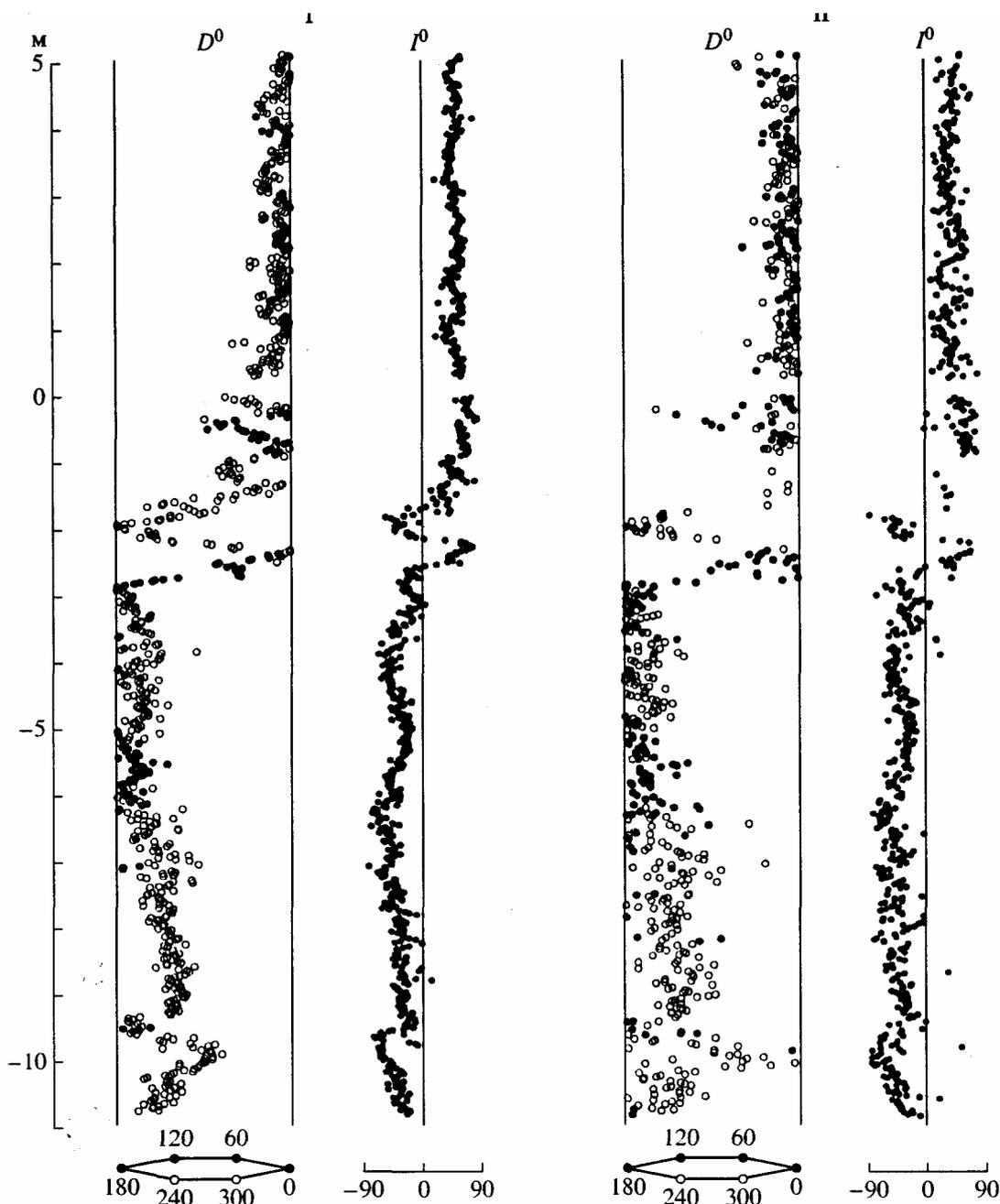


Рис. 3. Сравнение палеомагнитных характеристик пород верхней части переходной зоны.  $D^\circ$  и  $I^\circ$  - склонение и наклонение магнетитового (магнетит-гематитового) - I и гематитового - II компонентов. Нулевой уровень - подошва крупнозернистого песчаника.

прямой и обратной полярности  $NRM$  и части разреза со значительным изменением направления вектора намагниченности минимальной величины (переходной зоны).

На рис. 3 приведены ряды склонения и наклона для части изученного в эти годы разреза, в которой зафиксировано изменение направления  $NRM$  от промежуточных значений до значений, характерных для зоны прямой намагниченности, по магнетитовому и гематитовому компонентам.

Из сравнения этих данных видно, что между ними наблюдается довольно хорошее соответствие. Практически все имеющиеся расхождения можно объяснить а) меньшей точностью определения направления части намагниченности, носителем которой является гематит - крайне малая величина вектора намагниченности, сохраняющаяся в образцах после нагрева до температур, превышающих  $550^\circ\text{C}$ , и б) меньшим количеством образцов, вошедших в осреднение данных для гемати-

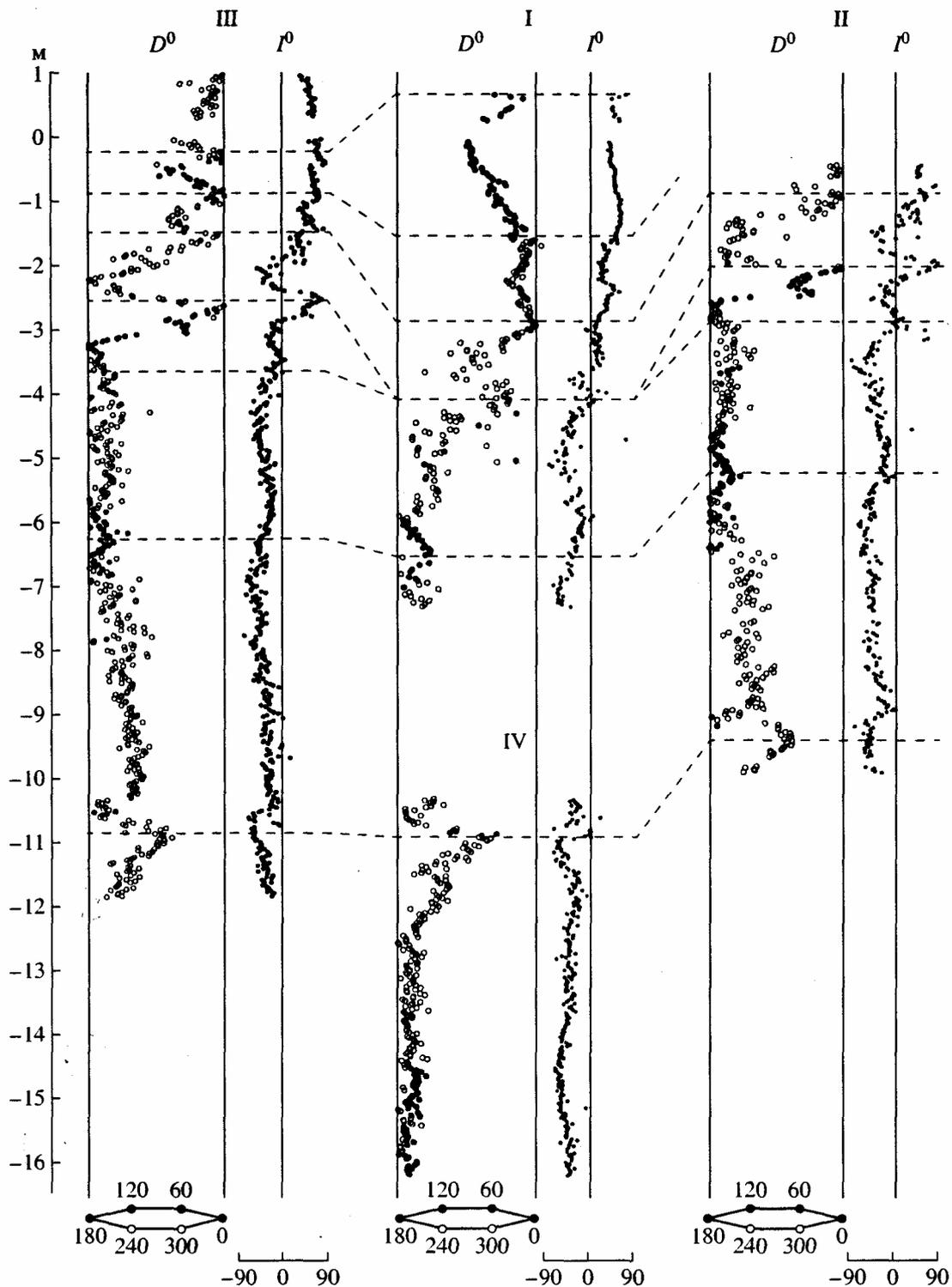


Рис. 4. Сравнение палеомагнитных характеристик пород переходной зоны, изученной в 1977-1978 гг. - I; в 1988 г. - II; в 1994 г. - III, в 2000 г. - IV. Пунктиром показана корреляция данных.

тового компонента по каждому уровню. Последнее обусловлено тем, что не для всех образцов этот компонент удалось уверенно выделить, и при осреднении направлений намагниченности по стратиграфическим уровням намеренно не при-

нимались во внимание данные по образцам, в которых направление разных компонентов полностью совпадали. Такое совпадение подтверждает, в определенной степени, сделанный ранее вывод о малом влиянии на образование изучаемой намаг-

ниченности постседиментационных процессов. Кроме того, это придает нам уверенность в том, что основывая все дальнейшие рассуждения на результатах, связанных с компонентом *NRM*, разрушаемым в интервале 200–300–500–550°C (магнетитовый компонент), мы не допускаем существенной ошибки за счет несомненного вклада (пусть и незначительного) части намагниченности, носителем которой является гематит и которая разрушается в этом же температурном интервале.

На рис. 4-III приведены ряды склонения и наклонения по части разреза, занимающей промежуточное положение между уверенно выделяемыми зонами обратной и прямой намагниченности (разрез 1994 г.). Полученные данные полностью подтверждали результаты предыдущих исследований [Гурарий, 1988] о том, что данная часть разреза может быть сопоставлена с переходной зоной (возможно, ее верхней частью) Нижняя Харамильо. Эта неопределенность была обусловлена тем, что они не позволяли считать, что намагниченность отобранного в 1994 году разреза отражает также поведение вектора *NRM* зоны Матуяма непосредственно перед переходом. В связи с этим, в 2000 году был произведен добор разреза вниз, который проводился, исходя из особенностей строения разреза, в месте изучения зоны перехода в 1977–1978 гг. [Гурарий, 1981; 1988], расположенном в 30 м западнее, что позволяло провести прямую корреляцию пород двух мест отбора образцов. Для уверенного сопоставления данных, часть разреза 2000 г. была отобрана с явным перекрытием нижней части разреза, отбор в котором проводился в 1994 г. Результаты, полученные при изучении образцов из этих частей, практически полностью совпадают (рис. 4-III, IV).

Ранее отмечалась возможность перерывов в осадконакоплении изученной зоны перехода. Для проверки этого предположения были сопоставлены результаты, полученные при изучении зоны перехода в 1994 и 2000 годах, с данными 1977–1978 годов (рис. 4-I) и результатами изучения этой же зоны в 1988 г. (рис. 4-II), ранее не опубликованными (при этом полученными при полном терморазмагничивании 5–7 образцов с каждого уровня отбора). Разрез зоны, изученной в 1988 г., расположен в 50 м западнее разреза 1977–1978 гг.

Сделанное предположение полностью подтвердилось (рис. 4).

Анализ данных, приведенных на рис. 4, совместно с результатами изучения литологического строения трех разрезов переходной зоны, позволяет сделать несколько заключений:

Изученная в 1977–1978, 1988 и 1994–2000 годах часть разреза Аджидере несомненно является переходной зоной Нижняя Харамильо.

Исходя из наших представлений о природе *NRM*, в намагниченности пород этой зоны с большой вероятностью зафиксировано поведение ге-

омагнитного поля во время инверсии Ранняя Ха-рамильо.

Выделение в качестве интерпретируемого компонента намагниченности, носителем которого, в основном, является магнетит, вполне обоснованно.

Учитывая результаты полевых исследований, магнитные характеристики пород этих профилей и их палеомагнитные параметры, был принят вариант возможной корреляции трех разрезов переходной зоны (рис. 4). При этом, в качестве нулевого уровня нами принята подошва пласта крупнозернистого песчаника с отдельными гравиными включениями, четко прослеживаемого от разреза к разрезу.

Нам представляется, что сводный разрез переходной зоны Нижняя Харамильо в данном месте, (рис. 5), состоящий из частей разреза, отобранных в 1994 и 2000 годах, наиболее полно отражает все особенности поведения вектора *NRM*, отмечаемые в разных местах изучения. Несомненно, наблюдаемые различия отражают как перерывы в осадконакоплении, так и различную скорость этого процесса, что выражается в разной мощности и выпадении отдельных мелких элементов зоны в различных профилях. Более того, палеомагнитные данные свидетельствуют о некоторой разновозрастности отмеченного выше пласта песчаника с гравием в разных местах отбора образцов (рис. 4-1, III). В то же время, эти данные можно рассматривать как показатель того, что время накопления этого пласта было крайне мало - характерные черты поведения вектора намагниченности, начало которых отмечается ниже песчаника, продолжаются над ним. Этот факт принимается нами в качестве показателя отсутствия заметного перерыва в осадконакоплении между породами переходной зоны и зоны Харамильо. Полученные результаты также свидетельствуют о малой вероятности значительных перерывов в осадконакоплении в нижней (-15.5...-4.0 м) части изученного интервала - практически полное совпадение данных, полученных при изучении образцов из трех мест отбора (рис. 4). Нам представляется, что основная характеристика поведения намагниченности пород переходной зоны сохранилась, основное затруднение связано с установлением временного эквивалента отдельных ее элементов и общей продолжительности накопления пород всей изученной части разреза, представленной на рис. 5. Учитывая это, в данной статье при временной характеристике мы вынуждены пользоваться установленной ранее средней скоростью осадконакопления для хронозон Ма-туяма и Харамильо.

Не вызывает сомнения возможность использования для общего сравнения результатов, полученных в разных местах изучения зоны перехода, данных 1977–1978 годов (чистка при температуре 250°C). Результаты, полученные ранее по самой

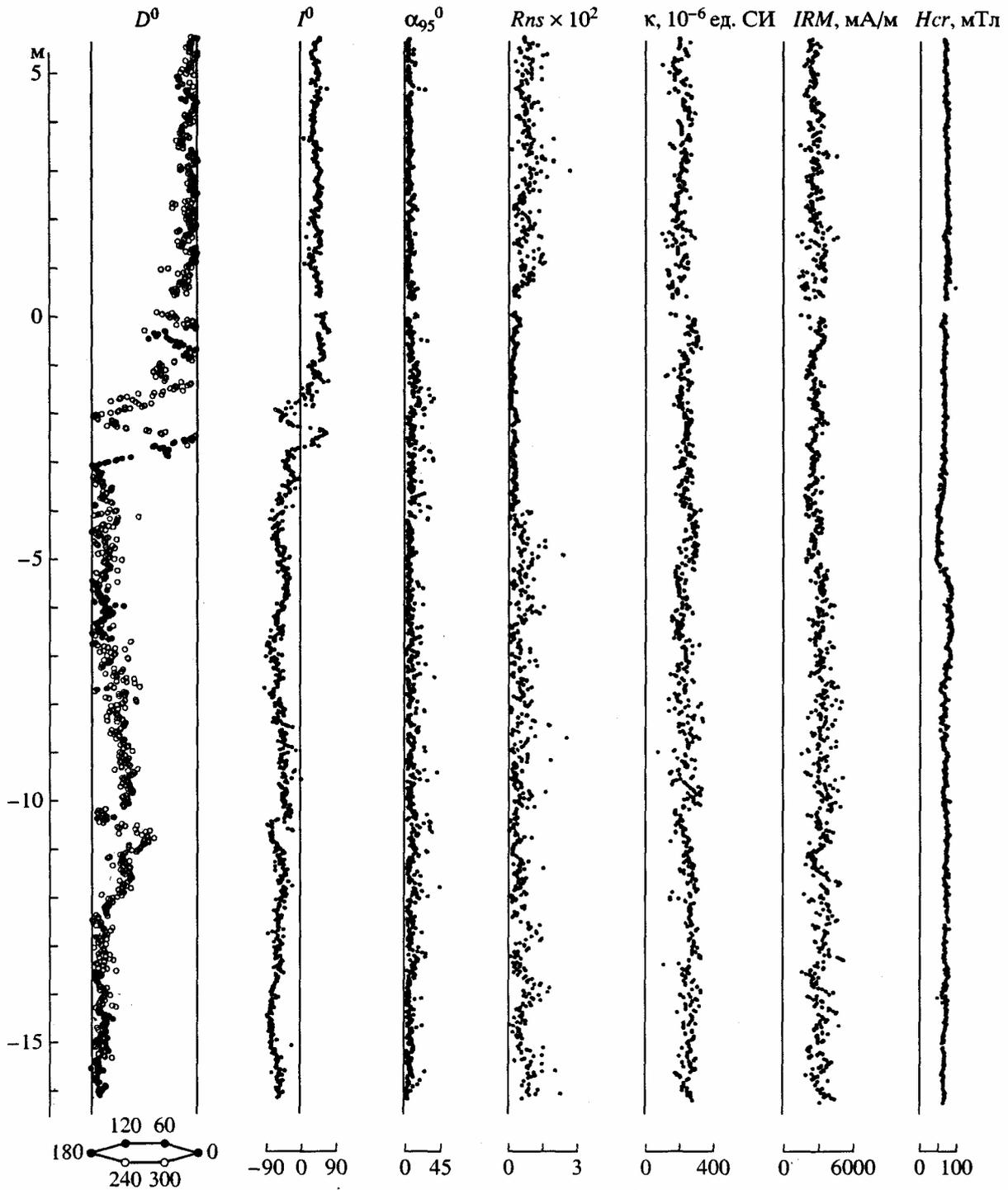


Рис. 5. Палеомагнитная и магнитная характеристики пород сводной переходной зоны Нижняя Харамильо в разрезе Адждидере:  $D^0$  и  $I^0$  – средние по стратиграфическим уровням склонение и наклонение магнетитового (магнетит-гематитового) компонента,  $\alpha_{95}^0$  – радиус круга доверия,  $Rns = \Delta NRM / \Delta IRM$ ,  $k$  – магнитная восприимчивость,  $IRM$  и  $H_{cr}$  – изотермическая остаточная намагниченность в поле 0.8 Тл и ее разрушающее поле.

верхней части этой зоны, были подтверждены при исследовании отдельных образцов, отобранных в 2000 г. и изученных по современной методике. Результаты, полученные с использованием современной методике, свидетельствуют, что

различия в данных, полученных по разным методикам, не могут, скорее всего, без допущения перерывов в осадконакоплении, быть причиной наблюдаемых расхождений. Для того чтобы убедиться в правильности предлагаемой в этой статье

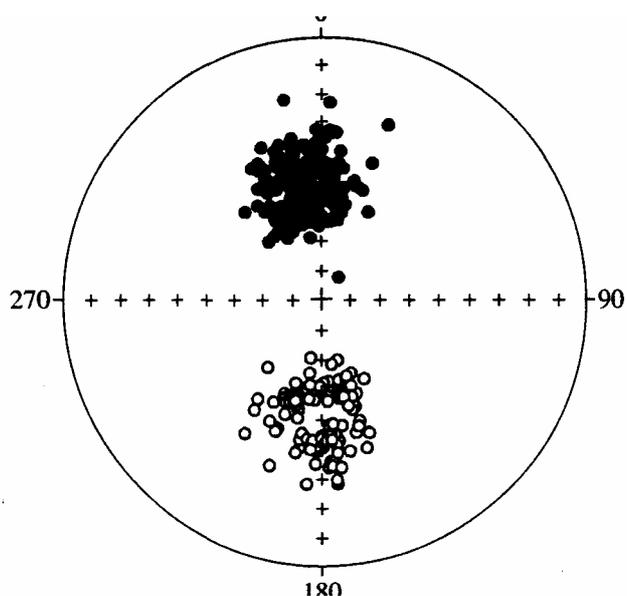


Рис. 6. Распределение проекций средних по уровням отбора векторов магнетитовых компонентов для пород из хронозон Матуяма и Харамильо на сфере. Залитые и открытые символы - проекции на нижнюю и верхнюю полусферы.

корреляции и, по возможности, точной временной оценки изученной в 1994 и 2000 гг. части разреза, в 2001 г. был произведен полный повторный отбор образцов из 5 верхних метров под пластом песчаника в месте изучения переходной зоны в 1977-1978 годах. Результаты исследования этих образцов будут учтены при подготовке следующей статьи, в основном посвященной изучению вековых вариаций элементов поля в этот интервал времени. Не исключено, что эти результаты, совместно с данными дополнительных полевых наблюдений, заставят частично изменить корреляцию различных мест отбора переходной зоны. Однако, по нашему мнению, это не скажется существенно на предлагаемой ниже интерпретации полученных данных.

Несомненно, что намагниченность пород нижних 3.5 м разреза отражает самую завершающую стадию стационарного поля хрона Матуяма (образцы самых нижних 5 м в настоящее время обрабатываются), в интервале от -3.5 до 0-0.5 м столь же уверенно фиксируется поле во время смены полярности, в намагниченности пород верхних 5 м отражено поле субхрона Харамильо непосредственно после инверсии. В то же время можно отметить, что характеристики поля в разном состоянии выделяются при изучении намагниченности пород, характеристики магнитной фракции которых ( $k$ ,  $||M(0.8 \text{ Тл})$ ,  $Her$ ) различаются крайне незначительно (рис. 5).

## ОБСУЖДЕНИЕ И АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

По характеру поведения поля изученный интервал времени представляется возможным разделить на четыре этапа (рис. 5):

**1-й этап.** Поле заключительной стадии хрона Матуяма (нижние 3.5 м разреза, временной эквивалент примерно 8500 лет). Среднее направление поля непосредственно перед инверсией в течение 3000 лет (-13.8-12.5 м разреза) имело  $D = 185.3^\circ$ ;  $J = -60.5^\circ$ ;  $k = 50.6$ ;  $\alpha_{95} = 2.8^\circ$ .

**4-й этап.** Поле начальной стадии хрона Харамильо ( $D = 351^\circ$ ;  $J = 54^\circ$ ;  $k = 57.8$ ;  $\alpha_{95} = 1.4^\circ$ ) - верхние 5 м разреза, примерный временной эквивалент - 9000 лет.

Эти данные подтверждают сделанные ранее заключения о практическом совпадении среднего направления поля прямой и обращенной обратной полярности с полем центрального осевого диполя ( $D_{cp} = 357.5^\circ$ ,  $J_{cp} = 57.5^\circ$ ) в районе исследования и о значимом отклонении среднего направления поля прямой и обратной полярности от антипараллельности. По нашему мнению, при наличии подобной антипараллельности направлений поля непосредственно перед и после инверсии, учитывая наблюдаемое рассеяние даже осредненных для единых временных уровней направлений интерпретируемых компонентов (рис. 6), вряд ли можно ожидать систематического расположения переходных направлений вектора  $NRM$  и ВГП во время инверсии, связанных с формированием  $NRM$  в результате сложения до и после инверсионных ее составляющих [Langereis et al., 1992]. Скорее всего, наблюдаемая картина должна была быть близкой к хаотичной. В то же время, наличие дополнительного поля, в частности, широко обсуждаемое в настоящее время возможное наличие неменяющейся в течение длительного времени несимметричной части геомагнитного поля [Constable, 1992; Gubbins, 1994], вполне может объяснить наблюдаемую картину и обеспечить расположение этих ВГП, в основном, в пределах единой долготной полосы, полностью определяемой ориентировкой дополнительного диполя [Гурарий, 1988]. По полученным нами данным [Гурарий и др., 2000a], мы сопоставили это поле с полем экваториального диполя, напряженность которого составляла около 8% напряженности поля осевого диполя в месте исследования, роль которого могла возрасти во время инверсии главного диполя. При этом, несомненно, следует иметь в виду, что определяемые положения ВГП можно считать реальными только в случае существования во время инверсий дипольного поля. Это, в определенной степени, вполне могло иметь место, если предлагаемое представление поля в стационарном состоянии в виде поля двух диполей, соответствует действительности. В таком случае, поле во время инверсии можно представить, как суммарное поле двух диполей, меняю-

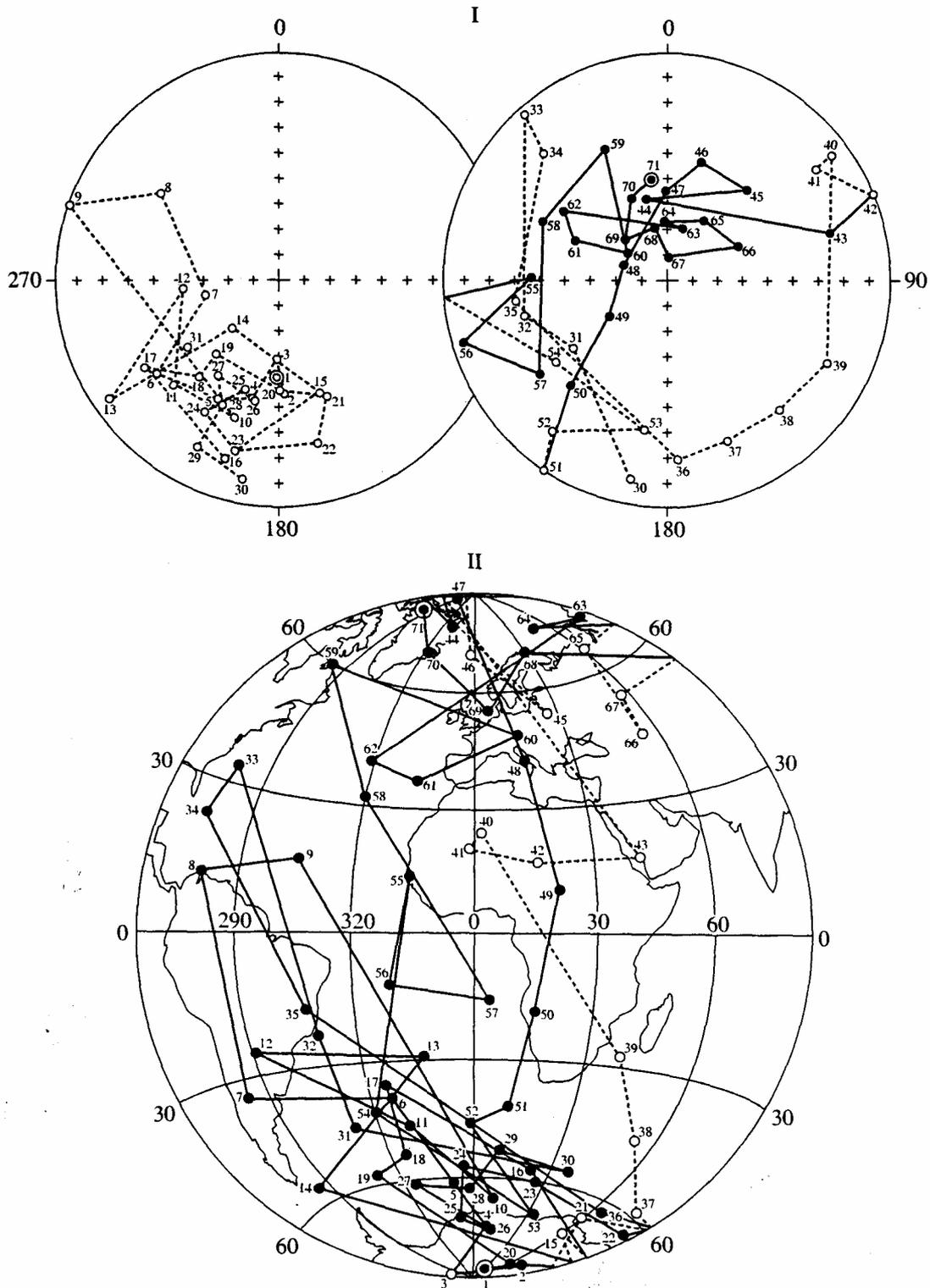


Рис. 7. Распределение проекций средних для отдельных частей разреза векторов на сфере – I и соответствующие им положения ВГП – II. На I – залитые и открытые точки – проекции на нижнюю и верхнюю полусферы, на II – положения ВГП на верхнем и нижнем полушариях. Интервалы разреза, для которых вычислялись средние направления, выбирались на основании сходимости направлений средних векторов соседних уровней, номера у точек – последовательность этих интервалов в разрезе от хронозоны Матуйема (1–3) до хронозоны Харамильо (71); данные, имеющие номера 8, 9, 39, 43, 44, 50 представлены средними по единичному уровню отбора (временному уровню); 36, 37, 45, 49, 51 и 56 – средние по 2-м уровням; 13, 35, 38, 40, 42, 47, 55 и 57 – по 3-м; 15, 34, 41, 46, 52, 58 и 60 – по 4-м; остальные – средние по 5 и более уровням. 1 = 2 + 3 и 71 – средние для распределений векторов, показанных на рис. 6.

щих свою величину и направление, несомненно при наличии искажающего фактора - вариаций и др.

Напряженность поля в отмеченные два интервала времени (вернее - величина параметра  $Rns$ , принимаемая нами в качестве характеристики напряженности поля), явно повышена, сопоставима друг с другом по величине, однако в пределах хро-на Матуяма более четко проявляются ее вариации.

**3-й этап.** Непосредственно смена полярности (-3.5...0.5 метры разреза), которая произошла за 7000-7500 лет. Очень низкая напряженность поля (в среднем параметр  $Rns$  уменьшается до 5 раз). Следует отметить, что изменение направления поля в это время вполне согласуется с суммарным направлением поля осевого и "экваториального" диполей, меняющих свою напряженность и полярность.

**2-й этап.** Крайне интересно поведение поля значительного временного интервала (-12.5...-3.5 метры разреза, временной эквивалент - примерно 20000 лет), разделяющего несомненно стационарное поле хрона Матуяма и непосредственную смену полярности. Поле этого времени характеризуется пониженной (по сравнению с полем конечной и начальной стадий хронов Матуяма и Харамильо) напряженностью. В то же время, напряженность поля в этот период несомненно выше напряженности поля во время смены полярности. Направление поля меняется от промежуточного (западные румбы) до совпадающего с направлением поля хрона Матуяма.

Вряд ли в настоящее время, опираясь только на наши данные (к сожалению, других примеров подобного изучения инверсии Ранняя Харамильо мы не знаем) можно однозначно решить, отражением чего является поле 2-го этапа - подготовкой инверсии, являющейся неотъемлемой частью механизма генерации поля, предвестником инверсии [Olson, 1933; Me Fadden, Merrill, 1986] или ее начальной стадией. Однако уверенность в том, что поведение поля во время этого этапа связано с инверсией нам придает отсутствие подобных продолжительных аномалий в стационарном поле вдали от инверсии [Гурарий и др., 2000 а]. В качестве проявления предвестника можно также выделить поведение поля, отраженное в намагниченности -12.5...-10.5 метров разреза (продолжительность около 5000 лет), характеризующееся относительно пониженной напряженностью и довольно резким изменением направления. В таком случае, поведение поля, отмеченное в -10.5...-3.5 м разреза, отражает неопределенное его состояние - колебание между инверсией и сохранением прежней полярности. При этом, наблюдаемые изменения также увязываются с относительным изменением величины полей осевого и "экваториального" диполей.

Авторы склоняются к последнему заключению, однако отдают себе отчет в спекулятивном его характере.

Однако при реальности такой интерпретации получается, что изменения поля, связанные так или иначе с инверсией Ранняя Харамильо, проявлялись на территории Западной Туркмении в течение около 30000 лет.

Распределение средних направлений проекций векторов на сфере и соответствующих им положений ВГП на карте полушарий приведено на рис. 7.

Следует отметить, что средние направления интерпретируемых компонентов в данном случае вычислялись для отдельных интервалов разреза, в пределах которых средние направления для единичных временных уровней от уровня к уровню изменялись незначительно. В связи с этим, в зависимости от поведения поля (направления намагниченности), каждое такое "осредненное" направление представлено различным количеством средних направлений по уровням: 1-2 уровнями представлены 12 направлений, 3-мя уровнями - 8 направлений, 4-мя уровнями - 7 направлений, 5 и более уровней (до 100 и 200 для стационарного поведения направлений в пределах хронозон Матуяма и Харамильо) - остальные 43. Таким образом, более 1000 средних направлений по уровням отбора (временным интервалам) были объединены в 70 групп. 1 группа - среднее из данных 2-й и 3-й групп. Несомненно, объединение данных в группы можно было провести более строго, однако это существенно не изменило бы общей картины.

Рассмотрение этой картины, как и следовало ожидать, подтверждает сделанные выше выводы о поведении поля в изученный интервал времени. При этом полюсы 31-69 отражают изменение направления поля во время смены его полярности.

Следует отметить, что наблюдаемое непосредственно во время перемены полярности (3-й этап) изменение положений ВГП согласуется с выводами авторов работы [Creer and Ispir, 1970], связавшими резкое (до 180°) изменение положений ВГП во время ряда инверсий с инверсией дополнительного диполя при значительном уменьшении величины диполя осевого.

## ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

При изучении инверсии Ранняя Харамильо в разрезе осадочных пород Аджидеринской свиты в Западной Туркмении было установлено:

1. По характеру поведения во времени геомагнитное поле, отражающее непосредственно инверсию, можно разделить, по крайней мере, на два этапа - подготовка инверсии и изменение полярности.

2. Продолжительность подготовительного этапа составляла около 20 тыс. лет, изменение полярности произошло за 1-15 тыс. лет.

3. В начале подготовительного этапа отмечено резкое изменение направления поля, охватывавшее интервал времени около 5 тысяч лет, которое в настоящее время можно условно считать проявлением спускового механизма инверсии.

4. Изменение полярности происходило при значительно пониженной напряженности поля (уменьшение параметра, являющегося показателем напряженности поля, происходит в среднем в 4-5 раз). Поле подготовительного этапа имело промежуточную напряженность между стационарным полем непосредственно перед и после всех его изменений, связанных с инверсией, и напряженностью поля во время изменения его полярности.

5. Направление стационарного поля непосредственно перед и после инверсии не противоречит предположению о существовании экваториального диполя, сделанному ранее на основании изучения стационарного поля хронов Матуяма и Харамильо для интервала времени около 200 тыс. лет.

6. Практически все изменения поля во время инверсии (включая подготовительный этап) формально можно объяснить изменением напряженности и ориентировки осевого и дополнительного (экваториального?) диполей.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую благодарность О.А. Крежовских за огромный труд по проведению основной части лабораторных палеомагнитных исследований, А.Г. Фейну за помощь в полевых работах и дирекции и сотрудникам Института геологии ГК "Туркменгеология", благодаря помощи и дружескому отношению которых проведение полевых исследований в Туркменистане в течение целого ряда лет оставило у нас только приятные воспоминания. Постановка этих исследований оказалась возможной исключительно при поддержке МНФ (фонда Сороса), гранты 56000 и 56300, и РФФИ, гранты 94-05-1724, 97-05-64469, 00-05-64150 и 01-05-06210.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гурарий Г.З. Геомагнитная инверсия Матуяма-Хара-мильо на территории Западной Туркмении // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1981. № 3. С. 73-82.

Гурарий Г.З. Геомагнитное поле во время инверсий в позднем кайнозое // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 415. М.: Наука. 1988. 205 с.

Гурарий Г.З., Багин В.И., Гарбузенко А.В., Назаров Х., Трубихин В.М. Стационарное геомагнитное поле хро-на Матуяма и субхрона Харамильо (Западная Туркмения) // Физика Земли. 2000. № 1. С. 33-49.

Гурарий Г.З., Багин В.И., Гарбузенко А.В., Решет-няк М.Ю., Трубихин В.М., Назаров Х. Вариации гео-

магнитного поля до и после инверсии Матуяма-Хара-мильо (Западная Туркмения) // Физика Земли. 2000. №7. С. 31-42.

Clement B.M. Geographic distribution of transitional VGPs: Evidence for non-zonal equatorial symmetry during the Matuyama-Brunhes geomagnetic reversal // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 104. Ms 1. P. 48-58.

Constable G.G. Link between geomagnetic reversal paths and secular variation of the field over the past 5 Myr // Nature. 1992. V. 358. P. 230-233.

Creer K.M., Ispir J. An interpretation of the behaviour of the geomagnetic field during polarity transition // Phys. Earth and Planet. Inter. 1970. V. 2. № 4. P. 283-293.

Gubbins D. Geomagnetic polarity reversals: a connections with secular variation and core-mantle interaction? // Reviews of geophysics. 1994. V. 32. № 1. P. 61-83.

Kok Y.S., Taiixe L. Saw-tooth pattern of relative paleointensity records and cumulative viscous remanence // Earth Planet. Sci. Lett. 1996a. V. 137. P. 95-99.

Kok Y.S., Tauxe L. Saw-toothed pattern of sedimentary paleointensity records explained by cumulative viscous remanence // Earth Planet. Sci. Lett. 1996b. V. 144. P. E9-E14.

Laj C., Kissel C., Gamier F., Herrero-Bervera E. Relative geomagnetic field intensity and reversals for the last 1.8 My from a central equatorial Pacific core // Geophys. Res. Lett. 1996. V. 23. P. 3393-3396.

Langereis C.G., van Hoof A AM., Rochette P. Longitudinal confinement of geomagnetic reversal paths as a possible sedimentary artefact // Letters to Nature. 1992. V. 358. P. 226-229.

Mazaud A. "Saw-tooth" variation in magnetic intensity profiles and delayed acquisition of the magnetization in deep sea sediments // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. V. 139. P. 379-386.

Me Fadden P.L., Merrill R.T. Geodynamo energy source constraints from paleomagnetic data // Phys. Earth Planet. Inter. 1986. V. 43. P. 22-33.

Meynadier L., Valet J.P., Bassinot F.C., Shackleton N.J., Guyodo Y. Asymmetrical saw-tooth pattern of the geomagnetic field intensity from equatorial sediments in the Pacific and Indian oceans // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 126. № 13. P. 109-127.

Meynadier L., Valet J.-P., Guyodo Y., Richter C. Saw-toothed variation of relative paleointensity and cumulative viscous remanence: Testing the records and the model // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № B4. P. 7095-7105.

Olson P. Geomagnetic polarity reversals in a turbulent core // Phys. Earth Planet. Inter. 1983. V. 33. P. 260-274.

Quidelleur X., Valet J.P. Paleomagnetic records of excursions and reversals: possible biases caused by magnetization artefacts // Phys. Earth Planet. Inter. 1994. V. 82. P. 27-7.

Rochette P. Rationale of geomagnetic reversals versus remanence recording processes in rocks: a critical review // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 98. P. 33-39.

Thibault J., Pozzi J.-P., Barthes V., Dubuisson G. Continuous record of the geomagnetic field intensity during the past 4.7 to 2.7 million years from downhole measurements // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 136. P. 541-550.

Verosub K.L., Herrero-Bervera E., Roberts A.P. Relative geomagnetic paleointensity across the Jaramillo subchron and the Matuyama-Brunhes boundary // Geophys. Res. Lett. 1996. V.23. P. 467-470.