

ПРИНЯТЫЕ В РАБОТЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ ВЕЛИЧИНЫ

Намагниченность горных пород:

- J_n - естественная остаточная;
- J_n^o - первичная;
- J_n^h - вторичная;
- J_n^a - древняя;
- J_r - нормальная остаточная;
- J_{rt} - термоостаточная;
- J_s - насыщения;
- J_{rs} - остаточное насыщение;
- J_{rv} - вязкая;
- H - постоянное намагничивающее поле;
- H_s - поле насыщения;
- H_{cs}' - разрушающее поле насыщения;
- H_c - коэрцитивная сила;
- \tilde{H} - переменное магнитное поле;

Полярность поля и намагниченности пород:

- N, n - прямая;
- R, r - обратная;
- D - склонение геомагнитного поля и намагниченности;
- I - наклонение геомагнитного поля и намагниченности;
- $Q = J_n / \chi H_T$ - фактор Q, отношение Кенигсберга;
- χ - магнитная восприимчивость;
- T_c - температура (точка) Кюри;
- T - температура;
- φ, λ - географические координаты точки отбора (φ -широта, λ -долгота);
- Φ, Λ - широта и долгота палеомагнитного и геомагнитного полюсов в современных географических координатах;
- φ_m - геомагнитная широта;
- N - число нормализованных (единичных) векторов, участвующих в статистике;
- R - модуль их геометрической суммы;
- K - кучность, определяющая степень ориентации векторов;
- S - мера палеомагнитной стабильности
- Радиус круга доверия при вероятности $P = 0,95$:
- α_{95} - для среднего вектора,
- A_{95} - для среднего полюса;
- θ_1, θ_2 - полуоси овала погрешности для среднего полюса.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К РИСУНКАМ

- - Проекция вектора на нижнюю полусферу;
- o - Проекция вектора на верхнюю полусферу;
- Проекция конца вектора J_n в горизонтальной плоскости;
- o - Проекция конца вектора J_n в вертикальной плоскости;
- - Палеомагнитные направления и палеомагнитные широты.

ВВЕДЕНИЕ

Интенсивное развитие палеомагнитологии в последнее сороколетие обуславливается возможностями использования палеомагнитного метода для решения большого круга тектонических задач: от изучения локальных деформаций, поворотов отдельных массивов, структур и блоков до проблемы горизонтальных движений литосферных плит и глобальной реконструкции. Особенно перспективным оказался этот метод для изучения вопросов, касающихся тектоники складчатых областей и истории их формирования. Малый Кавказ является тому примером и комплексные палеомагнитные исследования вулканогенно-осадочных пород мезокайнозойских отложений и сопоставление изученных данных с материалами из других регионов, история развития которых сходны по геологическим условиям, позволяют синхронизировать в глобальном масштабе геологические события, реконструировать их положение и получить более полную информацию об истории геомагнитного поля в соответствующий отрезок времени.

История формирования тектонической структуры Альпийского пояса, в частности, его восточного отрезка, прямым образом связана с поперечным сокращением пояса и закрытием мезозойского Тетиса. Существуют различные мобилистические идеи тектонического развития Кавказа, в том числе и Малого Кавказа. Однако до сих пор нет общепринятой модели или мобилистской концепции тектонического развития Кавказа. Это указывает на необходимость сбора и привлечения дополнительного материала, в особенности палеомагнитных данных, так как именно палеомагнитными особенностями пород удастся наиболее четко восстановить геологическое прошлое, в котором эти породы формировались.

Тектоническая ситуация в зоне взаимодействия Кавказского сегмента, Аравии и Евразии определяется не только движениями этих трех плит, несущих крупные материковые массы, но и сложным перемещением многочисленных фрагментов континентальной литосферы.

В практике изучения сдвиговых деформаций земной коры получил распространение следующие способы, основанные на явлениях палеомагнетизма. Первый он основан на явлении геомагнитных инверсий. Комплексы субвертикальных геологических тел, последовательно образующихся в геомагнитном поле то прямой, то обратной полярности, формируют чередующие зоны прямой и обратной намагниченности пород; последующее смещение этих зон в результате сдвига позволяет определить его направления и амплитуды. Остальные способы основаны на определении палеомагнитных направлений в горных породах; это палеомагнитные направления, согласно принципу центрального осевого диполя, свободны от вековых вариаций и недипольных компонентов геомагнитного поля (73). После такого исключения оставшаяся геомагнитная поля палеомагнитная поле есть поле диполя, поминченного в центре Земли и ориентированного по оси ее вращения. Закон распределения такого поля известны; в частности, из них следует, что палеомагнитное направление есть направление на палео север (т.е. склонение $D=0^0$), палеоширота места ϕ однозначно определяется значением палеомагнитного наклоения I по формуле $\text{tg}I=2\text{tg}\phi$. Отсюда следует, что все отклонения палеомагнитных направлений от определяемых этими формулами

есть следствия перемещения блоков земной коры по земной поверхности и их деформацией(73, 98).

Любые движения, сопровождающиеся вращением масс горных пород, обязательно вызовут соответствующие повороты векторов палеомагнитных направлений. Перемещения массивов по широте в свою очередь приведут к несогласованности палеоширот, определяемых по палеомагнитным наклонениям, с современными широтами массивов. Сдвиговые деформации и процессы разрастания литосферы изменяют картину изохрон-границ между зонами прямой и обратной намагниченностями. Поэтому палеомагнитные методы могут быть привлечены к изучению горизонтальных тектонических движений самого разного масштаба: процессов формирования складок, горизонтальных деформаций в складчатых зонах и островных дугах, дрейфа континентов и разрастания океанического дна.

Все вышеизложенное предопределило необходимость детальных палеомагнитных исследований горных пород мезокайнозоя Азербайджана с целью палеотектонических реконструкций отдельных блоков земной коры.

В монографии отражены результаты более чем 30-летних палеомагнитных исследований, проведенных автором при разработке различных тематических работ на Азербайджанской части Малого и Большого Кавказа.

В работе использованы также палеомагнитные, биостратиграфические, минералогические данные, известные по литературным источникам.

Работа выполнена в лаборатории “Земной магнетизм и палеомагнетизм” Института Геологии Академии Наук Азерб. Республики. При написании монографии использованы опубликованные работы автора и фактические материалы.

В период работы автор пользовался помощью консультациями докторов геолого-минералогических наук М.И.Исаевой, М.Н.Мамедова, кандидата геолого-минералогических наук К.Дж.Бабаевой, которой автор выражает глубокую благодарность.

Приношу искреннюю благодарность за постоянную поддержку в процессе выполнения работы директору Института геологии академику АН Азерб. Республики Ак.А. Али-Заде.

ГЛАВА I.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД И КРАТКИЙ ОБЗОР ЛИТЕРАТУРНЫХ ДАННЫХ ПО ПАЛЕОМАГНИТНОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

1.1. Характеристика современного состояния вопроса. Палеомагнитный метод довольно успешно применяется при исследовании вулканогенных пород. Горные породы этого типа служат благоприятным объектом для палеомагнитных исследований. Вулканогенные породы обладают в большинстве случаев большой и достаточно стабильной естественной остаточной намагниченностью.

Физическая основа изучения изменений магнитного поля определяется предположением, что вулканические породы в соответствующую эпоху под влиянием геомагнитного поля в данном месте могли получить намагниченность. Это так называемая термоостаточная намагниченность, которую вулканические породы приобретают при остывании. Полученная таким способом остаточная намагниченность оказывается стабильной, а ее направление действительно совпадает с направлением геомагнитного поля того времени (119, 98).

Палеомагнитные исследования отложений мезозоя восточной части Малого Кавказа являются частью палеомагнитных исследований, начатых в Азербайджане (48, 31, 39), в Южной Армении и Южной Грузии (15, 53).

Одной из важных задач настоящей работы является установление первичности естественной остаточной намагниченности, т.е. установление того, что измеряемое направление J_n изучаемых пород отражает направление геомагнитного поля времени образования пород, а также определение вида остаточной намагниченности изученных пород, так как от этого зависит точность всех дальнейших выводов, сделанных по полученным данным.

Естественная остаточная намагниченность горных пород характеризуется компонентным составом, видом, величиной, направлением и возрастом каждого компонента и все это в комплексе зависит не только от геомагнитного поля его напряженности и направления, но и от условий формирования самих пород и процессов их дальнейшего преобразования.

Существует обширный класс горных пород, первичная остаточная намагниченность J_n^o которых может быть в значительной мере сохранять первоначальное направление неизменным от момента образования вплоть до наших дней. К таким породам относятся и вулканогенные породы и их производные, а также первично окрашенные красноцветные осадки. Генетически различные породы обладают и различными видами первичной остаточной намагниченности. Для вулканогенных и интрузивных пород характерна термоостаточная намагниченность, для осадочных - ориентационная. И в тех и в других могут присутствовать химическая, вязкая и другие виды намагниченности.

Впервые возможность образования химической намагниченности была показана Мореном (98). Это позволило Кенигсбергеру (136) сделать предположение о наличии в горных породах химической остаточной намагниченности.

Термоостаточная намагниченность обусловлена тем, что все изверженные породы содержат минералы окислов железа, являющиеся ферро- ферри и антиферромагнетиками. Будучи нагретые до температуры, превышающей или равной самой высокой из точек Кюри присутствующих в них минералов (T_c), и затем охлажденные до обычной температуры в постоянном поле H , они жестко фиксируют направление геомагнитного поля, существующего в момент образования пород. Эта намагниченность устойчива, если остывание идет быстро и поле при этом не меняет свою полярность, и надежна для решения геологических задач.

Ориентационная намагниченность возникает вследствие разрушения кристаллических пород, выноса продуктов разрушения в бассейн осадения и ориентации ферромагнитных частиц по геомагнитному полю в месте образования осадка.

Все горные породы обладают в той или иной степени вязкой намагниченностью, обусловленной длительным воздействием на них магнитного поля Земли. Таким образом, естественная остаточная намагниченность горных пород в зависимости от условий образования и последующего преобразования пород может содержать термоостаточную и химическую первичные, а также химическую и вязкую вторичные компоненты при условии, что породы впоследствии не подвергались нагревам до температур выше точки Кюри, и не подвергались воздействию сильного магнитного поля, в десятки раз превышающего земное (например, при ударе молнии).

Все вышеуказанное свидетельствует о том, что естественная остаточная намагниченность горных пород представляет собой очень сложное образование. Основной целью палеомагнитных исследований является выделение наиболее стабильной компоненты естественной остаточной намагниченности, доказательство ее первичности по отношению к породе, определение направления, степени сохранности, величины и природы этой компоненты J_n .

В настоящее время невозможно каким-либо отдельно взятым методом, полевым или лабораторным, надежно определить природу естественной остаточной намагниченности и, главное, точное время ее возникновения. Только комплексное применение методов позволяет с той или иной степенью точности решить эту задачу. Последние работы, выполненные в этом направлении (21, 32, 56, 65, 98), подчеркивают необходимость использования комплекса методов. Для выделения истинного направления первичной намагниченности J_n^o , разработаны прямые и косвенные методы (98, 57).

Прямыми методами оценки палеомагнитной стабильности и определения направления древней намагниченности являются: метод пересечения кругов перемагничивания, метод смещения и метод обращения. Самым распространенным из этих методов является метод пересечения кругов перемагничивания, который нами применялся для нахождения направления J_n^a и определения стабильности в основном при изучении коньяк-сантонских отложений. Этот метод может применяться только тогда, когда имеются по крайней мере две или более серии определений направлений J_n пород одного и того же возраста, но с разным залеганием слоев.

Для предварительной оценки палеомагнитной стабильности S горных пород ($Q = \frac{I_n^o}{I_n^o + I_n^h}$ - где I_n^h вторичная намагниченность) /1/ рядом авторов (30, 76, 124, 135, 136) предлагается использовать фактор $Q = \frac{J_n}{\chi H}$ /2/ совместно с анализом векторов J_n . При прочих равных условиях, чем больше Q , тем, очевидно, выше палеомагнитная стабильность пород.

1.2. Косвенные или лабораторные методы оценки палеомагнитной стабильности и определения древней намагниченности горных пород. Так как отдельные виды остаточной намагниченности соответствуют качественно различным энергетическим состояниям (65, 135, 11, 136) стабильность их по отношению к какому-либо определенному воздействию будет различной. Это является основой методов магнитной чистки.

Результаты экспериментальных исследований стабильности различных видов намагниченности по отношению к воздействию переменных магнитных полей, температур, слабых постоянных полей в обратной ориентировке и др. приведены в работах (5, 7, 40, 70, 43, 78, 102, 109, 121, 125).

Г.Н.Петровой и В.А.Жиляевой (78, 76) был предложен метод постоянного магнитного поля для оценки стабильности J_n горных пород. Палеомагнитно стабильными предлагалось считать те образцы пород, H_c^1 которых больше 40×80 А/м; при $H_c^1 < 900$ А/м породы относились к палеомагнитно нестабильным.

Г.И.Круглякова (67) считает, что параметр H_c^1 не может служить мерой магнитной стабильности, так как он характеризует только скорость перемагничивания нестабильного компонента.

Как следует из проанализированных материалов, стабильность горных пород по отношению к какому-либо определенному размагничивающему фактору будет различной. При этом следует, конечно, учитывать состав ферромагнитных минералов, концентрацию и размер их зерен, так как магнитная стабильность различных J_n существенно зависит от этих факторов (6, 101, 109, 130, 138). По сути дела, оценка стабильности J_n осуществляется методом сравнения характеристик стабильности (28).

В настоящее время метод магнитной чистки используется как для выделения стабильной части естественной остаточной намагниченности, так и для анализа различных компонентов намагниченности (65, 61, 135). При размагничивании образцов горных пород в ходе разрушения менее устойчивых намагниченностей вектор J_n , смещается в сторону J_n^o . Прекращение изменения направления J_n свидетельствует о том, что роль вторичных компонентов сведена к минимуму. Чтобы не пропустить момент прекращения плавного изменения направления вектора, и не J_n допустить полного разрушения J_n , магнитная чистка образцов горных пород проводится достаточно детально.

В настоящее время широко используется температурная чистка, которая оказалась довольно эффективной для удаления вязкой намагниченности (83, 88). Названным методом исследования проводились в скомпенсированном магнитном поле. Техника эксперимента аналогична описанной в работах (78, 98). В процессе термоочистки образцы постепенно нагревались до определенных температур и охлаждались в нулевом магнитном поле. Поэтапный нагрев продолжался до получения минимального разброса направлений остаточной намагниченности образцов, что служило признаком выделения J_n^o . При нагреве в воздухе нередко происходят фазовые превращения маг-

нитных минералов, при этом затрудняются дальнейшие исследования при более высоких температурах (15, 14, 22, 20, 40, 82, 84). Наиболее объективные результаты температурная чистка дает в тех случаях, когда при нагревах не происходит существенных изменений в химическом составе ферромагнетиков.

Следует отметить, что использование чистки переменным полем образцов до $8-16 \times 10^3$ А/м ускоряет процесс выделения стабильной части естественной остаточной намагниченности эффузивных пород.

В палеомагнитной литературе можно встретить примеры успешного применения комбинированного использования тех или иных видов магнитной чистки.

1.3 Определение минералогического состава и природы первичной естественной остаточной намагниченности. Как известно, носителями магнитной и палеомагнитной информации горных пород являются ферромагнитные минералы. Поэтому уверенная их диагностика, оценка стабильности, а также выяснение природы естественной остаточной намагниченности должны лежать в основе палеомагнитных исследований. От правильного решения этих вопросов зависит достоверность всех дальнейших палеомагнитных построений и выводов.

На основе знаний о составе и структуре ферромагнитных зерен предварительно можно оценить природу происхождения естественной остаточной намагниченности. Здесь необходимо привлечение результатов петрографических исследований горных пород. Они помогают получить необходимые знания об особенностях ферромагнитных зерен, об их связи с другими минералами, о геологических процессах, сопровождающих существование пород. Эти результаты позволяют оценивать происхождение J_n . Петрографические методы используются в тех случаях, когда необходимо, прежде всего, выявление вторичных минералов и вторичных изменений в первичных минералах (44, 81).

К геолого-петрографическим исследованиям следует отнести изучение геологических условий жизни породы. Зная эти условия, можно судить, на каком этапе жизни породы возникли зерна высокотемпературного происхождения, т.е. оценить вероятность того, что порода обладает термоостаточной намагниченностью. Однако на практике часто приходится сталкиваться с невозможностью использования петрографических методов исследования ферромагнитной фракции, например, мелкозернистых эффузивных пород. В таких случаях используются магнитные методы.

В настоящее время широко распространены температурные методы исследования (21, 65, 29, 81): определение температуры Кюри и фазовых превращений, изменения остаточной намагниченности насыщения J_{rs} , разрушающего поля намагниченности насыщения H_{cs}' и восприимчивости χ при нагревах, а также исследование кривых нормального намагничивания с целью получения доказательств первичности естественной остаточной намагниченности.

Температурные методы основаны на следующем: устойчивый (не изменяющийся при нагреве) ферромагнетик при нагревании обнаруживает плавное уменьшение намагниченности вплоть до температуры Кюри, причем при первом и втором нагреве кривые $J_{rs}(t)$, $J_s(t)$, или $\chi(t)$ совпадают. Как известно, чистый магнетит имеет температуру Кюри 578°C , титаномагнетиты, пирротины и гомеильмениты в зависимости от состава могут иметь температуры Кюри в широком диапазоне.

Неустойчивые (разрушающиеся при нагреве) ферромагнетики превращаются в другие соединения при определенных температурах, и, следовательно, кривые первого и второго нагрева не совпадают.

При изучении ферромагнитной фракции горных пород с целью доказательства первичности естественной остаточной намагниченности по отношению к минералам ведущими являются магнитные методы. Исследуя характерные для каждого ферромагнетика свойства точки Кюри, намагниченность

насыщения, коэрцитивную силу; температуры фазового перехода), можно с успехом проводить диагностику, а в ряде случаев определить и структурные особенности магнитных минералов.

Термомагнитный анализ горных пород проводится на образцах, намагниченных до насыщения. Температурные изменения намагниченности насыщения горных пород, наиболее характерные свойства, зависят главным образом от состава ферромагнитных минералов. Перегибы кривой

$J_{rs}(t)$ могут быть обусловлены точками Кюри ферромагнитных минералов, их структурными и минералогическими изменениями и т.д. (29, 65, 40).

Как правило, твердые растворы рядов Fe_2O_3 , $FeTiO_3$ и Fe_3O_4 , $FeTiO_4$ не являются устойчивыми к нагревам, в результате нагрева превращаются в другие соединения по определенным закономерностям (41, 65, 77, 40, 53). Неустойчивые ферромагнетики в определенных интервалах температур полностью разрушаются. К ним, например, относятся гидроокислы железа и маггемит. Таким образом, определение температуры Кюри (с повторными нагревами), изучение изменений параметров насыщения при нагреве, кривых нормального намагничивания, позволяют исследовать ферромагнитный состав и особенности ферромагнитных зерен. Эти методы, так же как и петрографические методы исследования, позволяют получить косвенные данные о природе естественной остаточной намагниченности. При совпадении кривых $J_{rs}(t)$ первого и второго нагрева ферромагнетики, входящие в горную породу, определяются по их точкам Кюри. При несовпадении этих кривых, температура при которых происходит изменение ферромагнетика, а также характер этого изменения, который прослеживается по поведению параметров J_s , J_{rs} , H_{cs}' , χ , позволяют судить о том, какой ферромагнетик содержался в породе до нагрева. Величины H_{cs}' и χ , а также вид кривой J_{rs} позволяют установить, к какому ряду, гематитовому или титаномагнетитовому, относится ферромагнетик. Сравнивая зависимости $J_n(H)$, $J_n(t)$, $J_{rs}(t)$, можно либо четко определить, либо вынести предположение о том, какой или какие ферромагнетики являются носителями стабильной части естественной остаточной намагниченности горных пород.

К третьей группе методов относятся такие, которые дают возможность либо непосредственно определить вид естественной остаточной намагниченности, либо свести это определение к выбору в узком кругу намагниченностей. Среди подобных методов наиболее известен метод Телье.

Метод последовательных нагревов основан на двух физических законах. Первый закон заключается в том, что для всех намагничивающих полей, лежащих в пределах области Релея, термоостаточная намагниченность, которую образец приобретает в таких же полях, будет пропорциональна внешнему полю. Второй закон - закон аддитивности. Суть его в следующем: при терморазмагничивании породы нагревом в температурном интервале от T_1 до T_2 образец теряет ту часть своей термоостаточной намагниченности, которую приобрел при охлаждении от температуры T_2 до T_1 , т.е. в том же температурном интервале.

В.А.Шашкановым и В.В.Металловой (115) было обнаружено, что парциальные термоостаточные намагниченности, созданные охлаждением в магнитном поле в температурном интервале (T_1 , T_2), не разрушаются при нагреве до верхней температуры T_2 приложении магнитного поля, а исчезают только при температуре Кюри. Обнаруженное ими явление авторы считают присущим всем ферромагнетикам. Дело в том, что закон аддитивности выполняется для случая однодоменных зерен и не выполняется для много доменных.

1.4.Выбор объекта и постановка задачи. Большой возрастной диапазон и разнообразие условий образования вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований Малого Кавказа обусловили выбор объекта исследования. Кроме того, объекты для палеотектонической реконструкции выбирают так, чтобы они имели надежную привязку к геохронологической шкале, чтобы были известны, по меньшей мере, даты начала и конца образования объекта.

При изучении локальных и региональных тектонических движений пригодна любая стабильная доскладчатая древняя намагниченность. Вышеперечисленные критерии дают основания для палеотектонических реконструкций выбрать мезо-кайнозойские отложения Малого Кавказа. Породы региона, в целом, являются свежими, сохранившими, в основном, первоначальную структуру и минералогический состав.

Вулканогенные породы обладают в большинстве случаев большой и достаточно стабильной естественной остаточной намагниченностью.

Характерная особенность Малого Кавказа проявляется в том, что мощный комплекс мезо-кайнозойских вулканогенных образований является вместилищем почти всех твердых полезных ископаемых.

При выборе объектов для палеомагнитных исследований при решения прикладных задач, старались охватить основные типы магматизма, чтобы породы были разного возраста и из разных

структурных зон. Этим собственно и объясняется большое число исследованных массивов. В задачи исследований входили: выделение стабильной части естественной остаточной намагниченности одновозрастных пород исследуемого региона мезо-кайнозойского времени, установление условия образования ферромагнитных минералов носителей информации о древнем геомагнитном поле Земли и изучение истории горизонтальных движений Малого Кавказа.

При выборе объекта исследований учитывалась полнота его изученности, пригодность изученных пород для решения прикладных задач.

Необходимость проведения палеотектонических реконструкций Малого Кавказа в мезо-кайнозойское время определяется необходимостью понять особенности развития восточной части Тетиса и разрешение принципиальных разногласий при реконструкции истории тектонического развития Малого Кавказа.

Исходя из вышеперечисленных общих задач, перед настоящей работой были поставлены следующие частные задачи:

1. На основании полученных палеомагнитных данных выделить особенности развития отдельных тектонических единиц.

2. Полученные результаты палеомагнитных исследований сопоставить с имеющимися данными геологии, геофизики, географии и оценить объективность полученных выводов.

1.5. Краткий обзор литературных данных по применению палеомагнитного метода для решения задач тектоники. Еще недавно в теоретической геотектонике преобладали представления об определяющем значении вертикальных тектонических движений в развитии земной коры и об отсутствии сколько-нибудь значительных горизонтальных перемещений (фиксизм). В последние годы положение резко изменилось. Вовлечение в сферу исследований обширных океанических пространств и использование новейших геофизических данных привели к коренному пересмотру прежних взглядов, и завершилось формулировкой новой, более широкой мобилистической концепции.

Автор, занимающийся в течение длительного времени изучением палеомагнетизма горных пород, отдал предпочтение мобилистским представлениям, поскольку фиксизмские представления противоречат полученному фактическому материалу.

Так как любые тектонические движения в геологии определяются по их результатам, т.е. по относительным или абсолютным перемещениям масс, то необходимо знать первоначальные положения масс. Наиболее надежным репером при этом является уровень моря. Именно поэтому лучше всего изучены вертикальные движения и складчатость. Труднее изучить относительные горизонтальные смещения. Почти невозможно проследить при помощи обычных геологических методов относительные и абсолютные горизонтальные повороты и абсолютные горизонтальные перемещения, т.е. движения по отношению к географической сетке.

Следовательно, любые движения, сопровождающиеся поворотами масс горных пород, обязательно вызовут соответствующие повороты вектора компоненты J_n , образовавшейся до начала тектонических движений, так как вектор как бы связан с толщиной горных пород. Различие в направлении векторов J_n , ориентированных образцов, взятых из разных, но одновозрастных частей изучаемой структуры, будут характеризовать повороты и наклоны отдельных частей пласта или блоков друг относительно друга.

Если для данного района имеется эталонный палеомагнитный разрез, то можно определить и абсолютные значения углов наклона и поворота. Круг задач, решаемых этим методом, в настоящее время сильно расширяется и не представляется возможным осветить все аспекты этого вопроса. Поэтому здесь остановимся только на материалах, полученных в тектонически-активных регионах. Вопросы глобальной реконструкции материков, представляющих наибольший интерес для тектоники, хорошо освещены во многих работах (73, 42, 137, 134).

Первые палеомагнитные исследования показали, что палеомагнитные характеристики горных пород в складчатых областях несколько отличаются от таковых платформ. В частности, усредненный вектор $J_{n\text{ ср}}$ не во всех подвижных зонах совпадает с древним магнитным меридианом эпохи, рассчитанным по J_n одновозрастных пород платформенных областей. При этом, чем древнее геологические образования, тем чаще наблюдаются такие аномалии. Вероятно, последнее по-

служило толчком к тому, что при палеомагнитных исследованиях стали обращать серьезное внимание на такие факты и подвергать их тщательному анализу. В ряде случаев аномальную намагниченность горных пород стали интерпретировать как следствие региональных тектонических движений.

В 1960 г. П.Г.Ахматов, изучая изверженные породы карбона, перми и триаса Кураминского хребта, установил аномальность направления векторов их намагниченности, которая проявляется в резком отличии склонения J_n от аналогичных данных одновозрастных пород из других районов он впервые (43) сделал предположение о возможности поворота на 90° против часовой стрелки Чаткало-Кураминского хребта относительно Европы. В дальнейшем возможность такого поворота в пределах данного региона была подтверждена палеомагнитными данными, полученными (93) по гематитосодержащим рудам из эпипермальных месторождений южного склона Кураминского хребта. Большой вклад в познание тектонической истории восточной части Альпийского Гималайского пояса палеомагнитным методом внесли Ю.С.Ржевский, М.Л.Баженов, Г.З.Гурарий и многие другие палеомагнитологи.

В альпийских складчатых поясах по соседству с Кавказом проведены палеомагнитные исследования. М.Л. Баженов изучал в трех пересечениях разрезы меловых пород Кафанской дуги и показал вторичную природу ее изгиба. Ими же были изучены меловые и палеогеновые породы из разрезов, опробованных в различных частях Копетдага: авторы пришли к выводу, что изгибы осей складок на западе этого региона первичны. Вторичной природы оказался изгиб внешней зоны Памира. На основании обобщения многочисленных палеомагнитных данных (87, 88, 73) была предложена схема палеомагнитной реконструкции Таджикской депрессии, согласно которой территория, расположенная южнее Главного Гисарского разлома, повернулась как целое против часовой стрелки на $15-20^\circ$. Затем произошло перемещение к северу Памира не менее чем на 400-500 км. В результате таких движений в осадочном чехле Таджикской депрессии возникли условия сильного горизонтального сжатия, что привело к усложнению складок, формированию межгорных впадин и образованию надвигов. Под надвинутым осадками мезозоя, слагающими хребет Петра Первого, по мнению Ю.С.Ржевского, лежат осадки палеогена (2).

В результате многолетнего изучения меловых и палеогеновых пород и их палеомагнитных характеристик пришли к интересным тектоническим выводам. Согласно предложенной ими реконструкции, в раннем мелу и палеогене территория Северного Памира входила в состав восточного крыла Дарваз-Копетдагской дуги. Памирская дуга возникла после палеогена в результате деформации в плане восточного крыла Дарваз-Копетдагской дуги. В пределах Копетдага, по данным Баженова (4) изгибы складок имеют первичную природу и значительных вращений блоков горных пород не обнаружено. Установлено также существование значительных палеомагнитных аномалий в пределах Северного Тянь-Шаня (96,97). Б.Н.Турсунов и Б.М. Уразаев, изучив палеомагнитные характеристики лавовых покровов и игнимбритов шести свит карбона, а также перми в районах Заилийского Алатау, Южной Джукгари и Чу-Илийских гор, установили, что вычисленные палеомагнитные полюсы по всем изученным ими районам резко отличаются от аналогичных данных других районов Казахстана, Европы и Сибири. Наблюдаемую палеомагнитную аномалию они объясняют как результат абсолютного азимутального поворота Заилийского Алатау и Южной Джунгарии против часовой стрелки на 40° , а Чу-Илийских гор-по часовой стрелке на 25° .

В.Л.Фрик, М.Н.Цапенко проводили детальные палеомагнитные исследования в пределах Ферганской депрессии. Ими изучены верхнепалеозойские формации гор Карачатыр, которые представлены в западной их части серо-цветными осадочными породами (C_5P_2) и диабазовыми дайками, а в восточной - серо-цветными и красноцветными осадочными породами. Эти авторы склонны считать, что полученный ими палеомагнитный материал подтверждает гипотезу о послепермском растворе Ферганской депрессии с ее горным обрамлением на 90° против часовой стрелки относительно Русской платформы, Центрального Казахстана и Западной Туркмении. Х.А.Абдуллаев (52, 87) на основании палеомагнитных характеристик пород Ташкендско-Голодно-степской предгорной впадины, расположенной в зоне сочленений Туранской плиты с западно Тянь-Шаньским орогеном, считают, что интенсивные тектонические движения, приводящие к значительным вращательным движениям, происходили в неоген-четвертичное время.

Таким образом, палеомагнитные исследования, проведенные в восточной части Альпийско - Гималайского складчатого пояса, обнаруживают разброс палеомагнитных характеристик разновозрастных пород из различных ее районов и резкое отличие их от данных внеальпийской Европы. Причину такой палеомагнитной аномалии все исследователи склонны видеть в тектонических движениях, обусловленных столкновением Индийской плиты с Евразийским континентом.

Л.Е.Шолпо с соавторами (43) установили палеомагнитные аномалии в пределах территории Центрального Казахстана. По полученным данным ими делается вывод о том, что в начале карбона рассматриваемая территория находилась на 14° южнее и была повернута на $24-27^\circ$ против часовой стрелки по отношению к современному ее положению. Ее смещение в составе более крупного участка земной коры произошло в течение мезозоя. Вывод о горизонтальном перемещении данной территории по меридиану делается на основании различия в наклонениях между современным и древним магнитными полями Земли, последнее из которых определено по намагниченности горных пород Тенгизской, Джекказганской и Чуйской впадины.

Е.В.Шевлягин приводит результаты разностороннего изучения палеомагнитных свойств горных пород двух геологических регионов Северного Кавказа и Донбасса. Им установлено, что в палеозое эти крупные геологические объекты принадлежали различным геодинамическим блокам земной коры, слияние которых произошло до нижнеюрского времени.

Интересные материалы для тектонических построений по восточному обрамлению Сибирской платформы получены также палеомагнитологами Ленинградской школы под руководством А.Н.Храмова (77). Ими, в частности, установлено, что Верхоянская складчатая область приобрела S образную форму в послепалеозойское время (24) и произошел поворот структур верхнего девона и нижнего карбона устья р. Лены по часовой стрелке на 48° (24). Несоответствие палеомагнитных данных докембрия и раннего палеозоя Сибири и Европы давно обратило на себя внимание. Проанализировав громадное количество геологических данных Д.И.Мусатов и С.Д.Сидорас (61) допускают возможность существования в средней Сибири ряда плит различной иерархии, которые вполне могли бы испытать горизонтальные перемещения в виде раздвигов и сдвигов.

Палеомагнитными исследованиями эвгосинклинальной зоны Южного Урала Р.А.Минибаевым сделаны предположения о том, что дугообразная форма структур Южного Урала, в частности Урал-тауского антиклинория, западной границы Магнитогорский эвгосинклинали и других, обращенных выпуклостью на запад, вторичного происхождения. Эти дугообразные изгибы образовались в послесилурское время и обусловлены тектоническими силами, направленными с востока. При своем движении на запад тектонические пластины встречали различные сопротивления со стороны, что и обусловило отставание одних и интенсивное продвижение вперед других.

Им же установлено, что за геологическое время с начала силура по карбон кривая миграции палеомагнитных полюсов проходит почти субмеридионально и по масштабу не превосходит, 40° дуги большого круга (59, 66).

За рубежом палеомагнитные исследования для решения задач региональной тектоники начались значительно раньше, чем у нас. В настоящее время имеется достаточно много опубликованных работ, в которых приводятся обширные обзоры литературы по применению палеомагнетизма к решению задач тектоники (147, 148, 134). Здесь ограничимся перечислением только некоторых, наиболее интересных из этих материалов.

С точки зрения рассматриваемой задачи интересны и поучительны результаты палеомагнитных работ, выполненных в западной части Альпийско-Гималайского складчатого пояса, на территориях Пиренейского полуострова, Северной Италии на островах Сардиния и Корсика, Центрального и Северного Ирана и Турции.

Клегг и его соавторы (69), возможно, были первыми, кто проводил сопоставление палеомагнитных данных Англии и Испании. На основе сравнительного анализа ими сделано предположение о том, что территория, где расположена Испания, подвергалась вращению против часовой стрелки в послетриасовое время. На Пиренейском полуострове более детальные палеомагнитные исследования палеозойских, мезозойских и частично кайнозойских пород в последующие годы проводили Ван Донген, Вандер Воо и другие исследователи (147, 148) Ван Донген установил, что склонение усредненных векторов J_n пермских и пермо-триасовых изверженных и осадочных по-

род из восточных Пиренеев отличается на 30° от палеомеридиана, вычисленного по J_n одновозрастных пород Европы. На основании этого факта он делает вывод о том, что изученная им территория подвергалась вращению на 30° против часовой стрелки относительно Европы. Аналогичный вывод о Пиренейском полуострове делает также Вандер Воо. Он проводил обширное палеомагнитное изучение большого количества образцов горных пород ордовика, девона, карбона, перми, триаса, мела и эоцена, отобранных из различных мест Португалии и Испании. По его данным различие в D между средним значением J_n одновозрастных пород Европы и Пиренейского полуострова составляет для верхнего карбона и нижней перми- 35° , для перми и триаса- 25° , для мела, эоцена- 5° . Это позволило оценить геологическое время тектонических движений.

Палеомагнитные исследования, проведенные на островах Корсика и Сардиния, также обнаруживают аномалию направления векторов J_n . А.Найрин и другие исследователи (3), изучив намагниченность пермских риолитов и других магматических пород, обнаружили отличие ее от палеомагнитных характеристик, особенно по D , пород того же возраста, развитых в неальпийской части Европы. Это различие они объясняют вращением о. Корсика на 25° против часовой стрелки относительно Европы в послепермское время. Однако не все исследователи согласны с выводом А.Найрина (19). Палеомагнитные исследования, проведенные на о.Сардиния также показывают, что он подвергался вращению на 50° против часовой стрелки и смещению (132, 143).

На основании палеомагнитных направлений, полученных при исследованиях осадочных горных пород мезозойского возраста в Центральном Иране, Вензингом получено, что в раннетриасовое время Центральный Иран, который входил в Ирано-Афганской микроконтинент, принадлежал Гондване, с раннеюрского времени район исследований, располагаясь вблизи Евро-Азиатского континента, в поздний юре-раннемелу развернулся на 48° по часовой стрелке.

Очень интересные результаты получены Бина М.М., Конрад Д., Ирвинг Е., Соффел Н. (128, 131, 134, 144) и другими исследователями в Центральном Иране в районах г.Элборс, Шавабад, Гасанабад, Бажестон, Донабад (Лутский блок), Хайдарабад, Караж. Ц.Элборс они установили, что вычисленные палеомагнитные склонения D между собой мало отличаются. По полученным данным ими делается вывод о том, что после палеоцена рассматриваемая территория была повернута на $35-60^\circ$ по часовой стрелке. Ими же высказано мнение о том, что в юре и меловое время центральная часть Ирана являлась частью Евразии. Авторы предполагают, что повороты центрального Ирана по часовой стрелке в мезокайнозойское время связано сближением Аравийской и Евразийской плит.

Полученными палеомагнитными исследованиями данные для юрских известняков Билесик с-3 части Анатолии Эвенсом установлен тектонический поворот этой области на 90° по часовой стрелке со времени поздней юры.

Проведенные палеомагнитные исследования верхнемеловых туфов и даек в районе Северо-Анатолийской зоны разломов показывают, что с позднего мела территория Турции повернулась относительно Европы против часовой стрелки на $45-50^\circ$. Н.Орбай, А.Бабурди этот поворот объясняют сближением Аравийской плиты с Евразийской, поворот около 30° против часовой стрелки зафиксирован в период от позднего мела до настоящего времени.

Решением тектонических задач на территории Кавказа занимался А.З.Гасанов. На основе палеомагнитного изучения палеогеновых пород Талыша и Нахчивани А.З.Гасанов пришел к выводу, что вся территория этих участков Малого Кавказа, начиная с палеоцена до среднего эоцена повернулась против часовой стрелки на $30-40^\circ$ относительно Большого Кавказа.

В результате палеомагнитных исследований Гагра-Давской зоны юрских пород Асанидзе Б.З., анализируя палеомагнитные направления, показывает большие изменения палеонаклонений D байосских и кимериджских пород при малых изменениях палеонаклонения (I) т.е. палеошироты места отборов образца. Автор пришел к заключению о том, что в середине и поздней юре эпохи эти районы находились близко друг к другу и примыкали к краю Восточно-Европейской плиты и отделялись от Афро-Аравийской плиты. Большой разброс в склонениях указывает, скорее всего, на развороты блоков в разные стороны после байос-кимериджского времени.

Поздне меловые палеомагнитные данные имеются также для южной части Грузии. Полученные средние палеомагнитные направления и положения виртуальных полюсов Южной Грузии по

разрезам близки между собой и близки к данным, полученным по разрезам районов Армении, расположенных в Малокавказской (Кокчинской) офиолитовой зоне. Несколько различаются в основном склонения. Авторы предполагают, что эти различия обусловлены местными поворотами блоков или изгибами складок. Так, например, на территории Армении средние склонения коньякских и сантонских пород различаются на $20-30^\circ$ (2), чего не наблюдается на территории Южной Грузии (69, 9). По данным исследований авторами были сделаны выводы: 1) сужение Гокчинского офиолитового шва произошло до позднего мела; 2) близость поздне меловых палеомагнитных направлений Малого Кавказа и Евро-Азиатских плит и их отличие от Африканских говорит о том, что территория Малого Кавказа в позднем мелу была более близка к Евро-Азиатскому континенту и отделена от Африканского (19, 15, 14, 16, 12).

Позднее, на основе палеомагнитных исследований юрских и меловых пород Армении впервые делается предварительный вывод о том, что в юре-раннем мелу территория Армении по своему тектоническому положению была ближе к Африканской плите, с конца мела эта территория повернулась по часовой стрелке на $20-30^\circ$, примкнула к Восточно-Европейской плите и в дальнейшем являлась частью Евразийской плиты (53, 82).

Палеомагнитные исследования в Азербайджане были начаты с 1958 года Т.А.Исмаилзаде и в дальнейшем значительная доля палеомагнитных исследований была выполнена под его руководством.

Большое внимание было уделено магнитостратиграфическим исследованиям мезозойских отложений Малого Кавказа.

Палеомагнитные исследования верхнемеловых отложений на территории Малого Кавказа проводились авторами в пяти прогибах Газахском, Агджакендском, Ходжавендском, Гадрудском и Гочасском. На основании проведенных исследований составлен сводный палеомагнитный разрез, отражающий полную картину последовательности инверсии геомагнитного поля за коньяк-сантонское время. Выделена региональная составляющая движения восточной части Малого Кавказа: 10° - смещение на север и $20-30^\circ$ поворот по часовой стрелке.

Заклячая краткий перечень работ по этому региону, следует подчеркнуть два очень важных момента, установленных палеомагнитологами.

1. В пределах Европейской части Альпийского складчатого пояса Средиземноморья наблюдаются преимущественно повороты блоков земной коры и структур против часовой стрелки.

2. Палеомагнитные полюсы, определенные по раннекайнозойским, мезозойским и более древним образованиям о. Сицилия, Апеннинского полуострова, Южных Альп ближе к африканским, чем к европейским.

В западной части Альпийско-Гималайского складчатого пояса повороты по часовой стрелке после эоценового времени, с запада на восток увеличиваются. Широко распространенные повороты одного блока земной коры по отношению к другому и их смещение на большое расстояние связываются со столкновением Европейского и Африканского континентов.

Как известно, Кавказ в геологическом отношении сложный район. Здесь развиты образования палеозоя, мезозоя и кайнозоя, сформировавшиеся в различных геотектонических режимах.

На Кавказе активно проявились вулканизм, метоморфизм и другие процессы, которые также не могли не оказать влияния на естественную остаточную намагниченность горных пород. Отсюда и следует сложность проведения палеомагнитных работ, направленных на решение тектонических задач.

В настоящее время на Кавказе и примыкающих к нему территориях проведенные палеомагнитные исследования позволяют эти данные использовать для решения практических вопросов структурной геологии. Так как в настоящее время, когда способы выделения первичной остаточной намагниченности горных пород и аппаратура отработаны детально, решение вопросов структурной геологии, особенно тех, которые не могут быть решены никаким другим методом, представляется вполне реальным и актуальным.

ГЛАВА. II. МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

2.1. Полевые исследования, методика отбора образцов. В большинстве случаев ориентированные образцы отбирались по разрезу, интервал отбора зависел от мощности разреза и тела, состава пород обнаженности. Это было необходимо для получения наиболее объективной информации о магнитных параметрах рассматриваемого массива. При отборе образца предпочтение отдавалось центральной части тела, так как здесь они менее изменены.

Техника отбора ориентированных образцов и их документация выполнялись по общепринятой для палеомагнитных исследований методике (57, 98). В каждой пачке отбирались штуфы пород. Образцам придавали кубическую форму размером 24x24x24 мм.

Магнитная восприимчивости χ измерялась в поле и в лабораториях на капнометре КТ-5 чехословацкого производства, чувствительность которого 10^{-5} СГС.

На втором этапе исследования были направлены на уточнение детализации упомянутого предварительного разреза.

Это позволило получить детальную характеристику поведения геомагнитного поля в изучаемом интервале, основанную на изменении J_n , D , I . При подсчете направления первичной естественной остаточной намагниченности J_n^o вводилась поправка на современное магнитное склонение в точке отбора образцов.

2.2. Методы лабораторных исследований. Основным вопросом при всех палеомагнитных исследованиях является вопрос о первичности естественной остаточной намагниченности исследуемой породы. Для того чтобы первичная остаточная намагниченность, возникшая в момент образования породы, сохранила до момента исследования свои первоначальные величину и направление, она должна быть стабильной по отношению к различным разрушающим воздействиям.

Естественная остаточная намагниченность горных пород состоит из двух главных компонентов: первичной J_n^o , синхронной процессу образования пород и вторичной J_n , возникшей после образования первичной.

В настоящее время разработаны и применяются несколько полевых и лабораторных методов для выделения J_n^o (73, 98, 57).

С целью выделения вязкой остаточной намагниченности J_{nv} , мы с одной стороны, старались определить, насколько она распространена и с другой - исправить связанную с этим ошибку для образцов, оставленных для измерений. В лаборатории образцы помещались в магнитное поле Земли на две недели в таком положении, в котором они находились *in situ* - по полю. При этом их вязкая намагниченность восстанавливается. После измерения J_n образцы переворачивали на 180^0 вокруг оси восток-запад (против поля) и выдерживали их в течение двух недель, после чего измеряли новую намагниченность. Вектор, вычисленный по полусуммам составляющих, представляет собой J_n . После временной чистки, полуразности обеих величин дают вязкую составляющую остаточной намагниченности в образцах (98).

Комплекс лабораторных исследований естественной остаточной намагниченности, ее стабильности, природы и минеральных носителей включает широкий круг методов (магнитных, петрографических, минералогических и т.д.). Опыт работ ведущих палеомагнитных лабораторий позволяет считать, что при изучении магнетизма эффузивных и вулканогенно-осадочных горных пород ведущую роль играют магнитные методы исследования.

Исходя из требований поставленной задачи, литературных рекомендаций и предварительных экспериментов, были выбраны следующие лабораторные методы: размагничивание переменным магнитным полем, температурная чистка, термомагнитный анализ $J_s(t)$, $J_{rs}(t)$, анализ кривых нормального намагничивания, анализ коэрцитивных спектров нормального намагничивания и методы Телье. Принимались во внимание также результаты комплекса современных минералогических методов.

Измерение величины и направления естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости образцов горных пород производилось на астатическом магнитометре системы ВНИГРИ, МА -21 и капнометром КТ-5 ЧССР.

Измерения производились по трем взаимно перпендикулярным осям образца. Это делалось с целью исключения влияния неоднородности пород, повышения достоверности среднего значения χ . Измерения выполнялись согласно инструкции, прилагаемой к прибору. Кроме того, χ определялось из индуктивной намагниченности (J_i), измерение которой производилось на астатическом магнитометре МА-21.

Индуктивная намагниченность измерялась в равноудаленном положении образца. Техника измерения J_i общепринятая, согласно инструкции к прибору и методике палеомагнитных исследований. Образец замерялся 12 раз, каждый отсчет значений J_i брался при различной ориентации осей образцов (α , y , z) относительно магнитной системы прибора. Такое количество измерений производилось с целью исключения ошибок, возникающих из-за неоднородности состава и неточности установки образца.

Максимальная чувствительность МА-21 0,042-0,055 $\gamma/\text{дел}$ ($4,2-5,5 \cdot 10^{-7}$ СГС). Для каждого образца производилось 12 замеров при различной ориентации его взаимно перпендикулярных осей (α , y , z) относительно магнитной системы прибора. Это делалось с целью исключения влияния на получаемое значение J_n индуктивной намагниченности, магнитной анизотропии породы, неточности установки и формы образца. Ошибка определения величины остаточной намагниченности на этих приборах по данной методике не превышает 10% при $J_n > 10 \cdot 10^{-7}$ СГС, а при $100 \cdot 10^{-6}$ СГС - 3-5%. Математическая обработка измеренных значений χ и J_n проводилась по существующей методике (57, 98).

Исследование природы остаточной намагниченности, определение ее магнитной и палеомагнитной стабильности и магнитная чистка тесно связаны между собой. Техника экспериментов у них одинаковая.

При палеомагнитных исследованиях вначале стараются избавиться от вязкой намагниченности (J_{rv}), созданной в породе современным магнитным полем, методом временной магнитной “чистки” (98). С этой целью образцы разделялись на сильно и слабомагнитные с помощью капнометра. Потом замерялись величина и направление J_n . После этого образцы устанавливались в то же положение по отношению к земному магнитному полю, в котором они находились в обнажении. После 15 суток у образцов вновь измерялись J_n , и они устанавливались в положении, повернутом на 180° вокруг оси восток-запад относительно своего первоначального положения. В этом положении образцы выдерживали 15-30 суток и вновь замеряли J_n .

Анализируя различия в значениях с учетом ошибок лабораторных измерений остаточной намагниченности получаем первые сведения о палеомагнитной стабильности и наличии вязкой намагниченности.

После временной “чистки” оценивались палеомагнитная стабильность пород по изменению направления J_n , кучности векторов J_n пород одного возраста и их ориентации относительно современного магнитного поля. В дальнейшем из породы каждой пачки выбирались образцы изучения поведения J_n при нагревании и воздействии переменного и постоянного магнитных полей.

Терромагнитные исследования проводились в специально сконструированном магнитном поле, компенсация достигалась двумя парами колец Гельмгольца. Техника эксперимента аналогична описанной в работах (57, 98).

Изучение поведения J_n в переменном магнитном поле с плавно убывающей амплитудой ($\sim H$) проводилось на специально сконструированной установке, расположенной в скомпенсированном земном магнитном поле: катушка с переменным полем перемещалась автоматически. Амплитуда перемещения этой катушки была в зависимости от величины $\sim H$. Скорость перемещения 1 м в 15 секунд. Ток брался промышленной частоты (50 гц). Максимальная амплитуда $\sim H=700$ эрстед ($5,6 \cdot 10^4$ А/м).

Для определения природы J_n анализировались результаты всех проведенных экспериментов с привлечением данных минералогических исследований пород.

Для палеомагнитных исследований весьма важны точные сведения о составе магнитных минералов, генезис их структуры.

Для диагностики ферромагнитных минералов использовались также кривые нормального намагничивания образцов горных пород в полях до $72 \cdot 10^4$ А/м и значения разрушающих полей насыщения H_{cs}' . Работы эти были проведены нами в лаборатории МГУ.

Наиболее информативным оказалась диагностика железистых минералов по характерным магнитным параметрам - точкам Кюри, точкам фазовых переходов, параметрам насыщения. Эти методы позволяют не только успешно диагностировать минералы, но и оценивать их в общем магнитном балансе породы. Главное достоинство терромагнитного анализа по сравнению с другими физическими методами исследования вещества - очень высокая чувствительность (достаточно присутствия в породе менее 0,1% магнетита; титаномагнетита, пирротина). Методика этих исследований, диагностирующих минералы по их магнитным превращениям, хорошо разработана (Печерский и др.).

Основным методом исследований минералов ферромагнетитов в настоящей работе явилось их петрографическое изучение в отраженном и проходящем свете и терромагнитный анализ для определения точек Кюри.

Главное внимание при этом было уделено изучению типов ферромагнитных минералов и степени вторичных изменений.

Для изучения зерен минералов-ферромагнетиков был выполнен рентгеноструктурный анализ магнитных фракций образцов, а также микронзондовые анализы. Микронзондовые анализы проведены на кафедре минералогии геологического факультета МГУ и ВСЕГЕИ г.С. Петербурга.

ГЛАВА. III.

РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ МАЛОГО КAVKAZA

Для решения задач стратиграфии и тектоники плит при палеомагнитных исследованиях возникает необходимость выделения стабильной части J_n -первичной остаточной намагниченности.

Имеющиеся в настоящее время работы по магнетизму горных пород и минералов рекомендуют изучение генезиса естественной остаточной намагниченности провести комплексом методов (магнитным, минералогическим) (1, 19, 54, 62, 119).

3.1. Магнитные исследования. Информация о том, какие магнитные минералы находятся в породе и в каком количестве используются для изучения природы естественной остаточной намагниченности, является наиболее важной и основной.

Эту задачу с достаточной степенью точности можно решать методами магнитной минералогии. Магнитное состояние горной породы может служить источником информации о различных внешних воздействиях испытанных горными породами во время их образования и последующего существования. Сущность этих методов состоит в том, что если известны магнитные характеристики каждого вида магнитного минерала, распределенного в породе, то по известным магнитным параметрам горной породы можно определить наличие и концентрацию каждого магнитного минерала. Из магнитных методов наиболее часто применяются следующие: 1) анализ кривых нормального намагничивания, 2) анализ кривых температурного разрушения остаточной (J_{rs}) и полной (J_s) намагниченности насыщения и т.д.

Рассмотрим кратко, на чем основан тот или иной метод:

3.1.1. Анализ кривых нормального намагничивания. Если поместить ферромагнетик в постоянное магнитное поле H , то магнитные моменты частиц (доменов), коэрцитивная сила которых меньше приложенного поля, ориентируются по полю. Если затем выключить магнитное поле, то некоторая часть магнитных моментов частиц останется ориентированной по направлению действия поля. У таких магнитных частиц энергия закрепления их магнитного момента по направлению действия поля значительно больше разориентирующей энергии теплового движения. С увеличением постоянного поля в остаточной намагниченности будут участвовать магнитные частицы со все большими коэрцитивными силами и следовательно, вид кривой нормального намагничивания $J_r(H)$ будет зависеть от спектра коэрцитивных сил. Как показали исследования В.В.Кочегуры, И.В.Розенталя и других, каждому типу магнитного минерала присущи свои особенности в спектре коэрцитивных сил и эти особенности можно использовать в качестве диагностического признака типа магнитного минерала.

3.1.2. Кривая температурного разрушения. Если поместить ферромагнетик в магнитное поле, достаточное для насыщения вектора спонтанной намагниченности, домены будут ориентированы вдоль приложенного поля. После отключения поля некоторая часть доменов будет разориентирована тепловыми флуктуациями. Однако, те домены, у которых энергия закрепления спон-

танной намагниченности вдоль приложенного поля больше энергии тепловых движений при комнатной температуре так и останутся соориентированными вдоль поля. При нагревании ферромагнетика до какой-нибудь температуры его $J_{гс}$ уменьшается за счет разориентации моментов только тех доменов, у которых энергия закрепления их спонтанной намагниченности вдоль поля оказалась меньше энергии теплового движения при данной температуре. Таким образом, кривая $J_{гс}(t)$ свидетельствует о спектре энергии закрепления спонтанной намагниченности доменов вдоль приложенного поля и может быть использована в качестве диагностического признака типа магнитного минерала. Отсюда видно, что важнейшим фактором формирующим магнитное состояние породы, является температура.

Определение этих температур является частью проблемы уточнения условия формирования пород. Для пород, связанных с месторождениями полезных ископаемых, знание температуры образования может дать дополнительный критерий поиска.

Кроме этого, общепризнано, что определение температуры намагничивания минералов в горной породе представляет исключительный интерес при палеомагнитных исследованиях для выделения первичной остаточной намагниченности пород.

Знание температурной предыстории пород необходимо для решения ряда геологических задач. В частности, способность горных пород “запомнить” (в магнитных характеристиках) температуру вторичного прогрева можно использовать при решении таких геологических задач, как проблема гранитизации процесса регионального метаморфоза [13].

При нагреве часто происходят минералогические изменения. Титаномагнетит, титаномагнетит (катион дефицитные титаномагнетит), пирротин, гидроокислы железа, а также многие немагнитные минералы преобразуются при нагреве, что приводит к образованию новых минералов и изменению магнитных свойств образцов в целом. Следует заметить, что для пород, содержащих магнетит, гематит, практически не изменяющихся при нагреве, термомагнитные методы могут быть с успехом применены.

Температурное разрушение спонтанной намагниченности, $J_s(t)$ доменов при повышении температуры уменьшается по закону Кюри-Вейса и в точке Кюри (θ_k) практически сводится к нулю. Изменение J_s от температуры наиболее показательное свойство, так как она зависит от состава пробы и не зависит от формы и размеров зерен, их концентрации, а также и внутренних напряжений. Поэтому, изучение температурного изменения намагниченности насыщения позволяет определить типы магнитных минералов в пробе по точкам Кюри.

Восточная часть Малого Кавказа является одним из интереснейших в геологическом отношении мегоантиклинальных участков земной коры, где широко развиты мезо-кайнозойские образования, представленные средним и верхним отделами юрской системы. В связи с тем, что имеется много работ, показывающих на хорошую сходимость результатов по разным районам и значительные определения, разработана палеомагнитная стратиграфия средней и верхней юры, а также нижнего мела. Все эти работы проводились с целью возрастной корреляции и расчленения осадочных и магматических горных пород и создания палеомагнитной шкалы абсолютной синхронизации геологических событий. Работы, посвященные использованию палеомагнитных свойств горных пород для решения конкретных вопросов тектоники, как правило, носили эпизодический характер и ранее сделанные выводы по тектонике в настоящее время с полученными данными не сопоставимы.

В настоящее время отработана методика выделения первичной остаточной намагниченности горных пород, а также выделение локальных и региональных тектонических движений из общего горизонтального движения региона. В связи с этим, здесь приведем кратко характеристики некоторых разрезв, изученных нами в палеомагнитном отношении.

3.2. Магнитные свойства юрских пород. Породы среднеюрского базальтового комплекса широко распространены в пределах Шамхорского поднятия, в междуречье Ахынджа и Зеамчай, достигая средней мощности 1500 м, где породы формации залегают не согласно на песчано-глинистые пачки нижнего аллена и согласно перекрываются верхнебайоским риодацитовым комплексом там, где последний присутствует.

В пределах Зеамчай-Асрикчайского участка вулканиты базальтового комплекса формировались в условиях мелководий, где извержения происходили из вулканитов центрального типа и носили эксплозивный характер. На этом участке в разрезе вулканогенной толщи аггломератовые вулканические брекчии занимают самую нижнюю ее часть. Пачка туфопесчаников и туффитов с прослоями туфоконгломератов и маломощных потоков лав базальтов и андезитобазальтов обнажается в среднем течении р.Зеамчай. Разрез вулканогенной толщи завершается пачкой грубообломочных туфобрекчий, пользующихся широким распространением в междуречье Зеамчай и Асрикчай.

В палеомагнитном отношении нами был изучен Зеамчайский разрез. Маршрут отбора ориентированных образцов для палеомагнитных исследований проходил в течение реки Зеамчай. В связи с тем, что во многих местах разреза породы обнажены слабо и не доступны (35 штуфов) отбились только в тех местах, где уверенно измеряются элементы залегания потоков или слоев.

Базальты изученного разреза характеризуются средними значениями магнитной восприимчивости $90 \div 290 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. По 35 образцам среднеарифметическое значение J_n составляет $(2 \div 400) \cdot 10^{-9}$ А/м. Результаты комплекса лабораторных методов исследований выявили, что у базальтового комплекса очень близкие магнитные параметры. Например, кривые намагничивания в постоянном поле и температурное изменение магнитной восприимчивости (рис.1а, б, в). J_{pc} и J_s разрушаются при $250^\circ - 580^\circ\text{C}$, что свидетельствует о присутствии в образцах магнетита и титаномагнетита. Как видно из рисунка (рис.2), насыщение намагниченности образцов происходит при $(8 \div 16) \cdot 10^4$ А/м. Коэрцитивный спектр, являющийся статистической характеристикой образца, отразил примерно одинаковый магнитоминералогический состав пород, но позволил дифференцировать породы в зависимости от размеров зерен ферромагнетика. На коэрцитивных спектрах этих пород наблюдается один максимум в области магнитных полей $32 - 48 \cdot 10^3$ А/м (рис.1а, б). Максимум обусловлен крупными зернами ферромагнитного минерала.

Стабильность естественной остаточной намагниченности базальтоидов изучалась двумя способами: детальным терморазмагничиванием (8 штуфов) и размагничиванием в переменном магнитном поле (8 штуфов). Не останавливаясь подробно на результатах этих исследований, отметим, что изученные породы наряду с первичной J_n^o , содержат вторичные J_n^h (Халафов, 1985). При этом нестабильные компоненты часто легко разрушаются

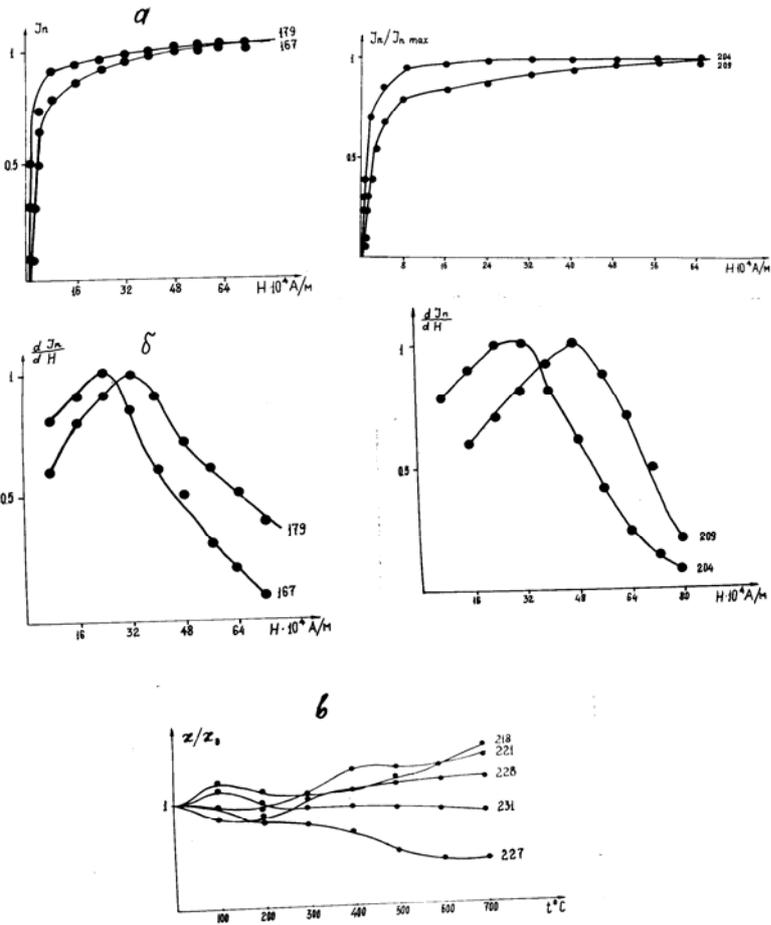


Рис.1. Магнитные параметры базальтового комплекса юрских пород Зеамчайского разреза .

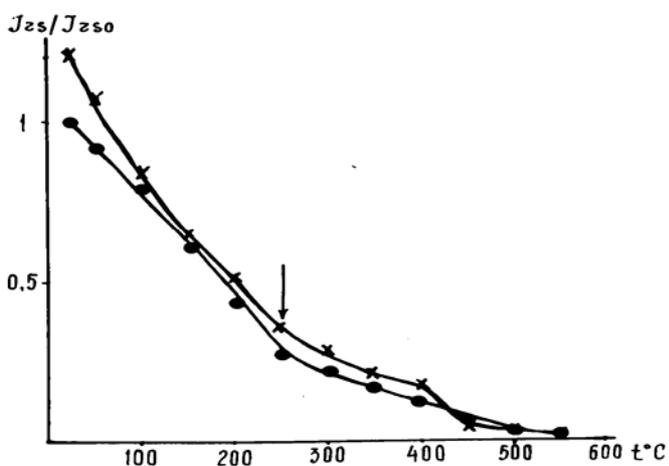
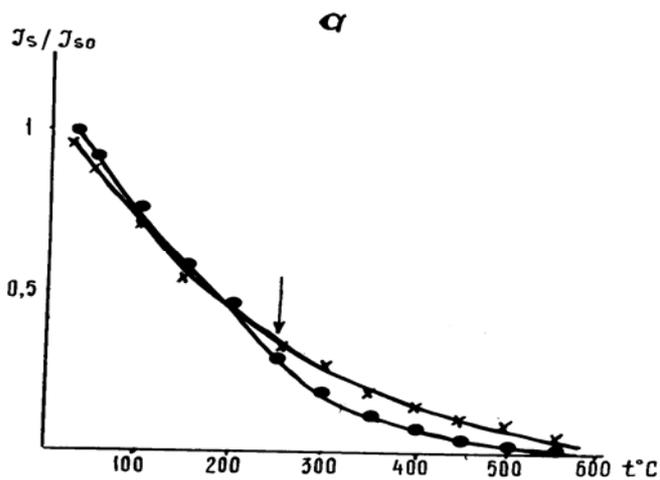


Рис.2. Температурный анализ параметров насыщения образцов горных пород Зеамчайского разреза. при нагревах и при воздействии в переменных магнитных полях. Результаты чистки переменным магнитным полем приведены на рис.3.

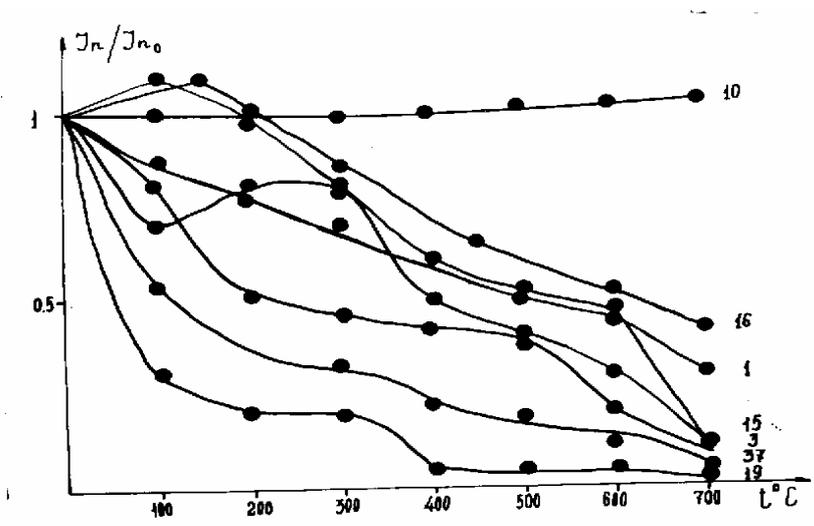


Рис.3. Характер разрушения J_n переменным магнитным полем и терморазмагничивание горных пород Зеамчайского разреза.

Вектора J_n распределяются очень кучно в четвертой четверти стереограммы. Были построены также диаграммы Зейдервельда. Из (рис.4) видно, что намагниченность двухкомпонентна, перегиб кривых на 400°C на диаграмме соответствует намагничиванию вязкой составляющей. Положение вектора мало изменилось: до чисток $D=356^{\circ}$; $I=39^{\circ}$, после чисток до $32 \cdot 10^3$ А/м амплитуде переменного магнитного поля направления приобретает устойчивое положение: $D=341^{\circ}$, $I=38^{\circ}$, $K=14$, $\alpha_{95}=8,4^{\circ}$, $\Phi=65^{\circ}$ с.м. $\Lambda=268^{\circ}$ в.д., что в пределах ошибки усреднения вполне согласуется с аналогичными данными других регионов.

Результаты детальных исследований по термочистке аналогичны описанным выше материалам исследований переменным магнитным полем. Поэтому подробно на них останавливаться не будем.

В связи с тем, что переменное магнитное поле и нагревы обладают одинаковой эффективностью при удалении вторичных компонент намагниченности, для массовой чистки образцов были выбраны переменные магнитные поля с амплитудным значением $32 \cdot 10^3$ А/м. Следует отметить, что вектор J_n ср. после временной чистки находится все же ближе к направлению перемангничивания. Это показывает малую эффективность способа временной чистки J_n вулканогенных пород юры.

Таким образом, на основании анализа материалов массовой магнитной чистки переменным магнитным полем по р.Зеамчай можно сделать вывод о том, что в средней юре магнитное поле Земли обладало прямой полярностью.

Среднеюрская толща Дашкесанского синклинория обнажается неполностью. Начинается с верхнего байоса. Разрез снят по долине реки Гошгарчай. Разрез представлен продуктами кислого вулканизма-кварцевыми порфирами и их туфами. Рудные минералы пирит и магнетит-представлены небольшими зернами, они обычно минерализованы и окружены бурой каймой, они составляют от 1-2 до 10% объема породы. Магнитная восприимчивости этих пород меняется в пределах $\chi=34,3 \div 85,3 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, остаточная намагниченность $J_n=12,3 \div 104,5 \cdot 10^{-9}$ А/м, средние значения палеомагнитных характеристик были следующие $D_{cp}=356^{\circ}$; $I_{cp}=37^{\circ}$; $K=10$; $\alpha_{95}=8,9^{\circ}$; $\Phi=72$; $\Lambda=288$; $\theta_1=10$; $\theta_2=6,1$. Проекция векторов выделенной первичной компоненты намагниченности (J_n^o) образуют две компоненты верхней и нижней полусферы (рис 5; 6). Отложения несогласно ложатся на верхнебайосские образования. В отличие от вторых отложения бата характеризуются значительными разнообразиями слагающих ее пород.

Отложения бата представлены туфами, потоками порфиритов различного состава, туфобрекчиями, конгломератами с пропластками глин и мергелей, туфоконгломератами и шаровым лавами, мелкообломочными туфами, пестро цветных туф.

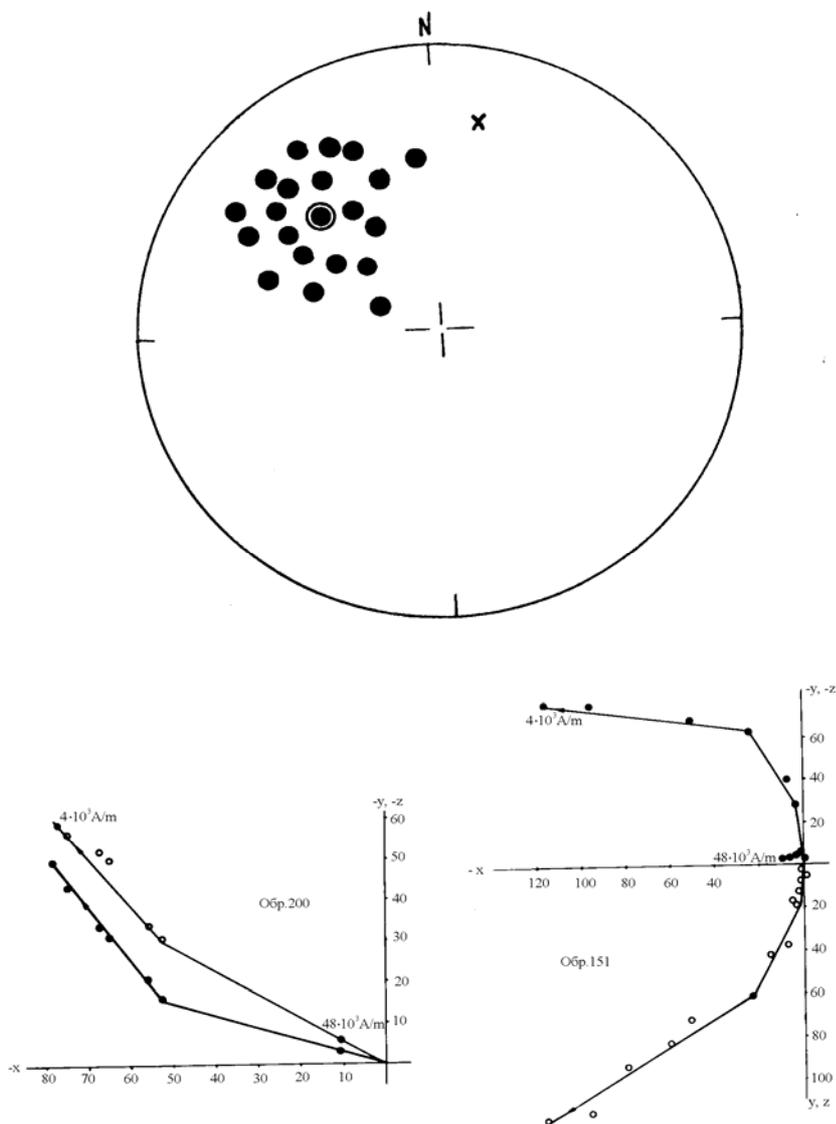


Рис.4. Распределение направлений J_n (а) и диаграмма Зийдervельда (б) горных пород Земайского разреза.

По составу отвечают андезитобазальтовым порфирирам, сложенным плагиоклазом, хлоритом, эпидотом, мелкими зернами магнетита, пирита, апатита.

Магнитная восприимчивости и остаточная намагниченность меняются в указанных породах в следующих пределах $\chi=34,3 \div 4861 \cdot 10^{-6}$ ед.СИ ; $J_n=2,3 \div 840 \cdot 10^{-9}$ А/м.

Глыбовые туфопесчаники и агломератовые туфы имеют очень высокую магнитную восприимчивости и намагниченность. Результаты чистки в переменном магнитном поле приведены на рис.4б. Разрез имеет следующие палеомагнитные характеристики.

$$D_c=356^\circ; I=40^\circ; k=18; \Phi=77^\circ \text{ с.ш.}; \Lambda=236^\circ \text{ в.д.}; \theta_1=13; \theta_2=8.$$

Верхнеюрские образования Дашкесанского синклинория характеризуются значительными изменениями их фациальных разновидностей. В них отмечается последовательная смена вулканогенно осадочных образований вулканогенными на отрезке от келловей до киммериджа включительно.

В породах χ и J_n в среднем невысокие, но отличаются большой изменчивостью $\chi=1,2 \div 910 \cdot 10^{-6}$ ед.СИ, $J_n=1,4 \div 690 \cdot 10^{-9}$ А/м.

Разрез снят в южной части Дашкесанского синклинория по течению р.Амамчай. Отложения в целом представлены довольно однообразной толщей. Это ритмичное чередование прослоев различной мощности, аргиллитов, глин, мергелей, алевролитов и песчаников. В составе их встреча-

ются мелкие обломки кварца, плагиоклаза, сильно измененных вторичных минералов, мелкие зерна пирита, магнетита.

Оксфордские отложения сняты в районе с.Галакенд. Отложения представлены прослоями мелкозернистых, мелко и среднеобломочных туфов, туфопесчаников, туфоконгломератов с редкими пропластками лав основного состава. В нижней части разреза известняки содержат значительную примесь песчаного и туфового материала.

Отложения киммериджа согласно налегают на карбонатные отложения верхнего оксфорда. Они сложены преимущественно вулканогенными образованиями эффузивной и пирокластической

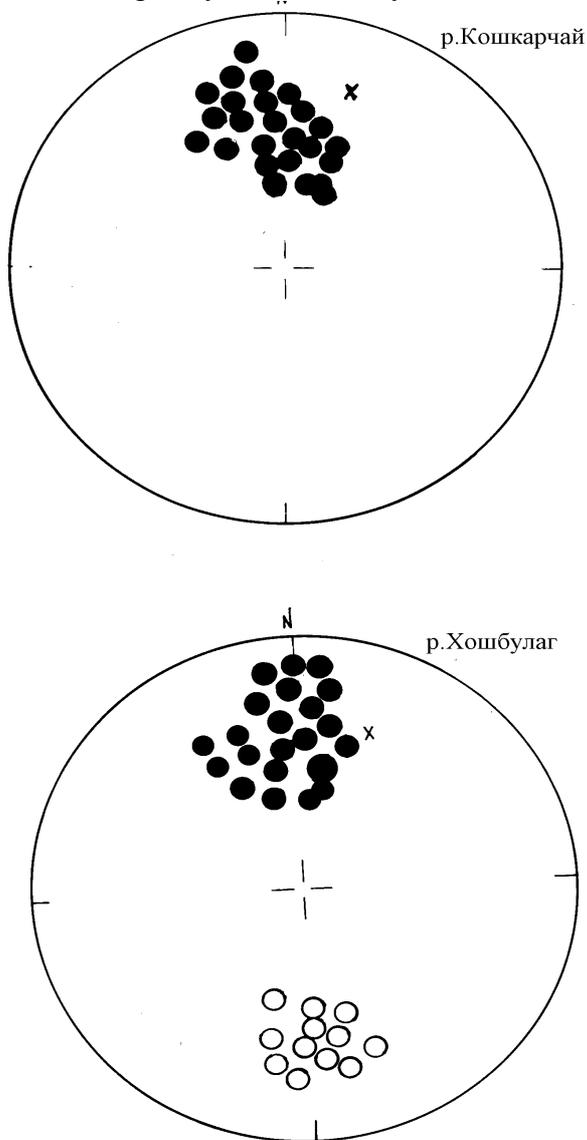


Рис.5. Распределение направлений J_n прямо и обратно намагниченных пород Дашкесанского синклиория.

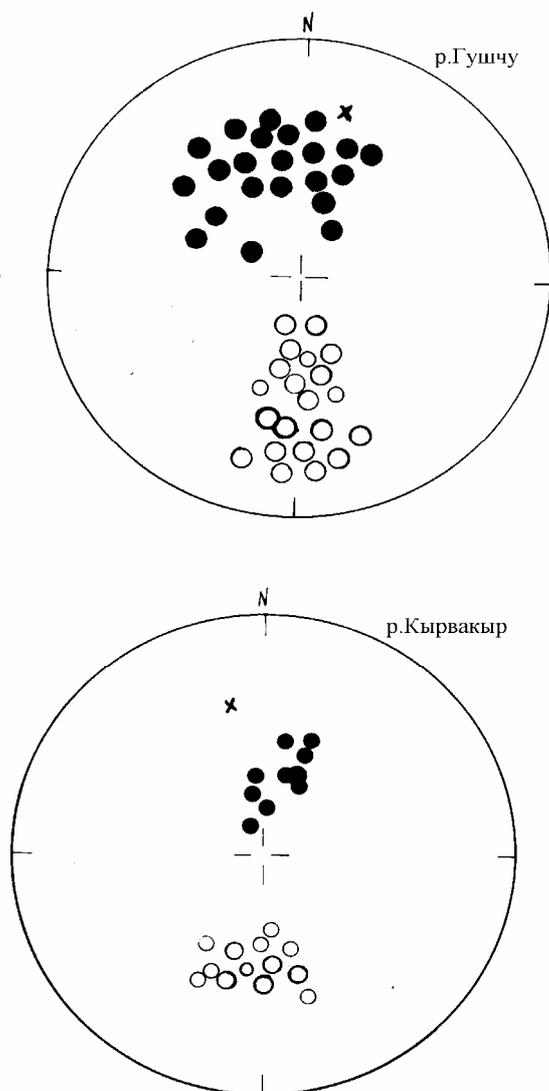


Рис.6. Распределение направлений J_n прямо- и обратномагнитных пород р. Гушчу и р. Кырвакыр Дашкесанского синклиория.

фаций. Лишь в нижних горизонтах отложений киммериджа встречаются маломощные прослои (до 3 м) известняков и грубозернистых песчаников. Здесь сняты три разреза р.Газах, Елчилар, г.Кырвакыр и у с.Хошбулаг.

Разрез Газах-Елчилар-Пирсултан представлен туфопесчаниками, туфами, туфоконгломератами и редкими пропластами андезит базальтов. Разрез г.Кырвакыр сложенный, главным образом туфами и метасоматически измененными разностями пород.

Палеомагнитные направления характеризуются $D=358^\circ$; $I=37^\circ$; $K=32$; $\alpha_{95}=7$. Палеомагнитные полюса вычисленные по этим данным имеют следующие координаты. $\Phi=70^\circ$ с.ш., $\Lambda=220^\circ$ в.д.

В Дашкесанском прогибе с позднеюрско-неокомским временем связано внедрение крупных гранитоидных интрузивов Малого Кавказа, после чего наблюдается вулканическая деятельность до нижнего сенона.

В пространственном размещении неокомских гранитоидных интрузивов северо-восточной части Малого Кавказа наблюдается закономерность: большинство их приурочено к антиклинориям, в меньшем количестве они встречаются в синклиналиях прогибах.

Дашкесанский интрузив занимает особое место по своему геологическому положению; он приурочен к северному крылу Дашкесанского синклиория.

Дашкесанский интрузив обнаруживает довольно четкую зависимость от структурных особенностей вмещающих толщ батского и верхнеюрского возрастов.

Массив сильно вытянут в широтном направлении, согласно простиранию Дашкесанской синклинали и под углом к общему простиранию вмещающих пород.

Дашкесанский интрузив, сложенный в основном, гранитоидами и габброидами, в плане представляет полосу шириной 0,9-5,5 км и протяженностью 18 км. М.А.Кашкай считает, что Дашкесанский интрузив формировался в четырех фазах интрузивной деятельности.

По мнению Р.Н.Абдуллаева, пространственное расположение и петрографический состав даек четвертичной фазы показывают, что они генетически не связаны непосредственно с Дашкесанского интрузива, а имеют более древний возраст.

О времени внедрения Дашкесанского интрузива существовали самые различные мнения. В лаборатории калий-аргоновым методом определен возраст Дашкесанских интрузивов 115-125 млн. лет, что соответствует нижнему мелу. Позднее был определен возраст в пределах 132-157 млн. лет. Для первой фазы 125; II-ой 120; III-ей 115 млн. лет. Такой широкий диапазон геологического времени связан, по-видимому, с многофазностью формирования интрузива. Для первой фазы лежит в интервале $\chi=(500-1000)\cdot 10^{-6}$ ед. СИ J_n имеет равномерное распределение и равна $1700\cdot 10^{-6}$ А/м, в интрузии восприимчивости достаточно однородна, это говорит о том, что ферромагнитный минерал в интрузии распределен однородно.

Однородность состава подтверждается кривыми J_{rs} от Т. На всех кривых J_{rs} от Т, которые сняты для образцов, взятых из разных частей интрузивного тела виден перегиб 150-200⁰С, точка Кюри 575⁰С и едва заметный гематитовый хвост.

Распределение величины χ и J_n характеризуются значениями $\chi=(133\div 500)\cdot 10^{-6}$ ед. СИ, $J_n=(250-500)\cdot 10^{-9}$ А/м. Кривые $J_{rs}(T)$ первой группы имеют два перегиба: 150-250⁰С и 578⁰С.

Таким образом, у этой группы образцов, как и у первой фазы интрузива, ферромагнитные минералы представлены титаномагнетитом и магнетитом.

Вторая группа гранитоидов характеризуется иными кривыми $J_{rs}-T$. На этих кривых виден резкий перегиб при 175-200⁰С и 575⁰С. После нагрева J_{rs} уменьшается.

Анализ магнитных характеристик этих двух групп пород гранитоидного интрузива заставляет предположить, что условия их образования были различны. Для III-ей фазы интрузии по величине χ и J_n интрузивное тело делится на две группы: первая из них $J_n=15\cdot 10^{-9}$ А/м, $\chi=6015\cdot 10^{-6}$ ед СИ, вторая $\chi=150015\cdot 10^{-6}$ ед СИ, $J_n=25015\cdot 10^{-9}$ А/м.

I-я фаза интрузии характеризуется сосуществованием магнетита и ильменита. Магнетит и ильменит часто имеют скелетные формы, свидетельствующие о быстром охлаждении твердых растворов. Гранитоиды II-й фазы основным рудным минералом по микроскопическим данным имеют ильменит. В подчиненном количестве встречается магнетит, часто мартитизирован.

III-фаза крайне бедна рудными минералами ответственными за магнитные свойства породы.

В габброидах (I-ой фазы) присутствует титаномагнетит с точкой Кюри 175-200⁰С. Такой титаномагнетит образовался при высоких давлениях и температурах. Он является первичным по отношению магмы, отражающий условия на глубине.

Основная часть естественной остаточной намагниченности связана с магнетитом.

Условия кристаллизации гранитоидов были неодинаковы: центр массива был близок к поверхности, во всяком случае кислородный потенциал там был выше, что способствовало кристаллизации маггемита.

После температурной чистки установлено, что естественная остаточная намагниченность образцов I-ой фазы состоит из двух компонентов: мягкой парциальной термоостаточной намагниченности магнетита и химической намагниченности магнетита.

Образцы второй фазы имеют стабильную естественную остаточную намагниченность, обусловленную наличием магнетита, определено среднее направление естественной остаточной намагниченности, координаты северного геомагнитного полюса со значениями кучности, угла и овалов доверия табл.1.

Координаты палеомагнитного полюса, определенные для трех фаз совпадают, что свидетельствует о близком времени внедрения их.

Таблица 1

Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса Дашкесанского интрузива

Объект изучения	Координаты района отбора		Направление J_n				Полярность и число векторов	Палеомагнитный полюс			
	φ	λ	D	I	K	α_{95}		Φ	Λ	θ_1	θ_2
I фаза интрузив	40	46	6	40	14	410	N	71	209	21	13
II фаза интрузив I группа	40	46	6	40	16	9	N	71	209	18	12
2 группа	40	46	5	40	14.5	10,6	N	71	212	12	7
III фаза интрузив	40	46	5	44	10.5	9,7	N	75	212	17	9

3.2.1. Гарабахский антиклинорий. Разрез был снят вдоль дороги Шуша-Лачын, вся толща Датского яруса четко подразделяются на две пачки: нижняя, которая представлена, главным образом, вулканогенными образованиями, и верхняя осадочно-терригенными. Разрез представлен в нижней части потоками лав, перемежающихся туфами и тонкими пропластками аргиллитов и песчаников. Далее отмечается только чередование туфов, туфоконгломератов и лав. Туфы представлены средне- и крупнообломочным материалом, занимающим от 45 до 70% объема пород. Прослои осадочных пород характеризуются мелкой зернистостью и хорошей слоистостью. Туфоконгломераты характеризуются хорошей окатанностью обломочного материала. Шаровые лавы представляют собой скопление шаровых, подушечных эллипсоидальных индивидов разреза. В составе пород в небольших количествах отмечаются точечные рудные минералы пирит, реже магнетит и гематит. Магнитные характеристики меняются в следующих пределах $\chi=6.3 \div 970 \cdot 10^{-6}$ ед.СИ, $J_n=2.3 \div 752 \cdot 10^{-9}$ А/м.

Вектора J_n распределены довольно кучно $K=18$ в третьей четверти стерео граммы (рис.7). По 12 образцам среднее направление J_n характеризуется $D=202^\circ$ $I=-37^\circ$ $K=18$ $\alpha_{95}=9,5$. Палеомагнитные полюса, вычисленные по этим данным, имеют следующие координаты: $\Phi=63^\circ$ с.ш., $\Lambda=175^\circ$ в.д., $\theta_1=11$, $\theta_2=8$.

3.2.2. Ходжавендский синклиний. Разрез снят в западной части плато вдоль дороги, ведущей от главной магистрали Шуша-Лачын к Телецентру г.Шуша начиная от подошвы известняков разрез представлен известняками, около телецентра располагаются сильно выветренные туфобрекчии зелено-бурого цвета.

Магнитная восприимчивости изменяется от $1,4 \cdot 10^{-6}$ до $10 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ; J_n от $1,2 \cdot 10^{-9}$ до $22 \cdot 10^{-9}$ А/м. Вектор J_n распределен в первой четверти стерео граммы (рис.7). По 18 образцам среднее направление J_n характеризуется $D=22^\circ$; $I=46^\circ$; $K=17$; $\alpha_{95}=8$. Палеомагнитные полюса, вычисленные по этим данным, имеют следующие координаты: $\Phi=68^\circ$; $\Lambda=162^\circ$; $\theta_1=10$; $\theta_2=7$.

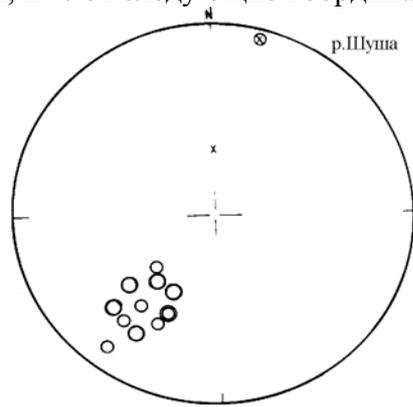


Рис.7. Распределение направлений J_n прямо- и обратномагнитных пород Гарабахского антиклинория.

3.2.3. Лачинский антиклинорий. Разрез отложений юры снят на обоих крыльях Лачинского антиклинория. Разрез Сарыбаба снят приблизительно восточнее г.Сарыбаба в направлении СВ. 35° . Нижняя часть представлена исключительно лавовыми образованиями с единичными мало-мощными пропластками аргиллитов и песчаников. Лавовые образования образуют потоки и покровы, мощность которых колеблется в широких пределах. Разрез с.Херхан (урочище Яглыдере) представлен чередованием тонких пропластков туфов, туффитов, туфогравеллитов, туфопесчаников, алевротуффитов и др.

Магнитная восприимчивости большей части пород невелика и варьирует в пределах $(26 \div 166) \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, породы прямомагнитны, естественная остаточная намагнитченность варьируется $(72,4 \div 413,6) \cdot 10^{-9}$ А/м. После чистки переменным магнитным полем, образцы по двум разрезам характеризуются одной прямой зоной (рис.8 б,в). $S_{400}^h = 0,75$; $Q=1-28$. Направление J_n двух разрезов почти одинаково; разрез Сарыбаба $D=19^\circ$; $I=46^\circ$; $K=13$. По этим данным вычисленные палеомагнитные полюса имеют следующие координаты: $\Phi=70^\circ$; $\Lambda=168^\circ$; $\theta_1=11$; $\theta_2=7$.

3.3.Магнитные свойства меловых пород. Палеомагнитным исследованиям были подвергнуты 430 штуфов (1700 образцов) из 12 разрезов, развитых в пределах предмалокавказских прогибов, и для сопоставления были отобраны два разреза с южного склона Большого Кавказа и один разрез из Нахчыванской Республики того же возраста.

Изученные разрезы Газахского прогиба представлены вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Породы прогиба, в целом, сильно магнитные. Как видно из гистограмм, магнитная восприимчивости χ в изученных отложениях колеблется от 25 до $1250 \cdot 10^{-5}$ СИ, для Али-Байрамлинского разреза, колеблется от 87 до $3125 \cdot 10^{-5}$ СИ, для Товузского разреза, от 5 до $87 \cdot 10^{-5}$ СИ для Кероглинского разреза, а естественная остаточная намагнитченность J_n и фактор Q соответственно колеблется от 20

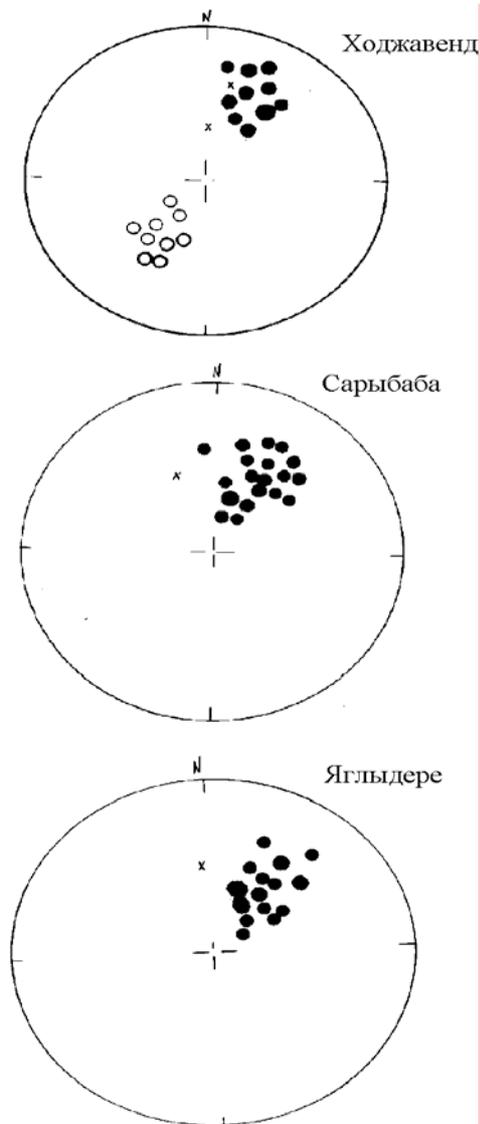


Рис.8. Распределение направлений J_n прямо- и обратномагнитных пород Ходжавендского синклиория (а) и Лачинского антиклинория (б).

до $2000 \cdot 10^{-3}$ А/м от 2 до 14 Али-Байрамлинского разреза, от 50 до $9000 \cdot 10^{-3}$ А/м и от 0,6 до 56 Товузского разреза, от 6 до $3800 \cdot 10^{-3}$ А/м и от 1 до 18 Кероглинского разреза.

Известно, что фактор Q имеет непосредственное отношение к проблеме палеомагнитной стабильности. С помощью Q можно также установить вид остаточной намагниченности и условия образования пород. Сходство распределений J_n , χ , Q в породах изученных разрезов позволяет предположить одинаковые термодинамические условия магмы, ее состав и глубину очагов.

Породы коньякского возраста в Агджакендском прогибе, преимущественно, представлены вулканокластической и лавовой фациями липарито-дацитового состава. Из пород вулканокластической фации наиболее распространенные биотитовые виторокластические туфы. Породы лавовой фации представлены офировым биотитом и липарит-дацитовыми разностями.

Более 30% объема верхнемеловых вулканогенных пород приходится на сантонских ярус. Представлены они вулканогенно-обломочной и лавовой формациями андезитобазальтового и базальтового состава. Среди пород вулканической фации широким развитием пользуются вулканические брекчии, агломератовые туфы и мелкообломочные туфобрекчии. Характерной особенностью сантонских базальтов является их хорошая сохранность. Вкрапленники как плагиоклаза, так и клинопироксена представлены свежими кристалликами.

Величины магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности пород данных формаций меняется в широких пределах составляя в среднем $\chi = 1257 \cdot 10^{-6}$ ед.СИ ($\chi_{\min} = 38 \cdot 10^{-6}$ ед.СИ,

$\chi_{\max}=1514 \cdot 10^{-6}$ ед.СИ). $J_n=300 \cdot 10^{-3}$ А/м, ($J_{\min}=810 \cdot 10^{-3}$ А/м, $J_n=8024 \cdot 10^{-3}$ А/м). Фактор Q изменяется от 0,5 до 30. При исследовании вязких свойств прямо и обратно намагниченных пород не было установлено различий между ними. Вязкая компонента J_n меняется от 1 до 25%. Стабильность естественной остаточной намагниченности S колеблется по разрезу от 0,68 до 1.

Коньяк-сантонские отложения в Ходжавендском прогибе изучены по разрезу с.с.Хнушнак и Халафлы. В разрезе Хнушнак вулканические породы представлены субщелочными и известково-щелочными базальтоидами. По минеральному составу среди них выделяются оливинная оливин-клинопироксеновая, анальцимовая разновидности. Известково-щелочные разновидности пород по содержанию кремнезема и суммы щелочей отличаются от субщелочных базальтоидов. При этом субщелочные базальтоиды более железистые. Эти породы отличаются от нормальных известково-щелочных разновидностей присутствием значительного количества анальцима, титанистого авгита, диопсида и большого количества оливина, гиалосидерита, гортонолита с 48-55% железа, титаномагнетита и ильменита. Субщелочные породы трахиандезито-базальтового ряда характеризуются, в основном, повышенным содержанием калия и незначительным натрия. Количество железа значительно меньше в щелочной оливинобазальтовой субформации. По магнитным свойствам эти образования отличаются от описанных выше высокими значениями естественной остаточной намагниченности и фактора Q и сравнительно низкой восприимчивости.

В целом, изученные нами вулканогенно-осадочные породы коньяк-сантонских отложений в разрезе Хнушнак характеризуются высокими магнитными свойствами. Магнитная восприимчивости χ , колеблется в среднем около $15 \cdot 10^{-6}$ СИ ($63 \div 30618 \cdot 10^{-6}$ СИ), естественная остаточная намагниченность в большинстве случаев колеблется от $31 \cdot 10^{-3}$ А/м до $9276 \cdot 10^{-3}$ А/м; в среднем $J_n=46 \cdot 10^{-3}$ А/м, а фактор от 3 до 30. Более магнитными оказались образцы пород верхнеконьякского подъяруса и сантонского яруса. Образцы из нижнеконьякского подъяруса сравнительно слабомагнитные. Поскольку образования данных фаций, в целом, отличаются сильной намагниченностью, исследование железистых минералов здесь представляет особый интерес.

Преобладание в породе железа в закисной или окисной форме в значительной мере связано с типом щелочности (85). В натриевых разновидностях наблюдается сдвиг в сторону увеличения FeO, в калиевых - в сторону Fe₂O₃ (40, 54, 53, 68). Поэтому породы сантонского яруса оказались более магнитными, так как здесь присутствуют трахиандезитобазальтовые породы, которые характеризуются, в основном, повышенным содержанием калия и незначительным - натрия. Нижнеконьякский подъярус представлен породами, имеющими повышенное содержание натрия и относительно обогащенными железом.

Разрез Халафлы. Изученный разрез представлен следующими породами, определенными микроскопическим методом на прозрачных шлифах: мелкозернистый туф, средне крупнозернистый кварцполевошпат, известковый туфопесчаник, ожелезненный туф, андезитовый туф сильно пиритизированный, андезитодацитовый туф, известняк, плитокластический туф, андезит.

Величины магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности характеризуются пониженными значениями по сравнению с отложениями других разрезов. В среднем для пород исследуемых обнажений $\chi_{\text{ср.}}=4525 \cdot 10^{-6}$ ед.СИ ($\chi_{\min}=41,5 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, $\chi_{\max}=2604 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ), $J_{\text{нрп.}}=525 \cdot 10^{-3}$ А/м ($J_{\text{нрп.}}=0,6 \cdot 10^{-3}$ А/м, $J_{\text{нрп.}}=3638 \cdot 10^{-3}$ А/м). Фактор Q меняется от 1 до 18.

В результате выполненных палеомагнитных исследований получен фактический материал, позволивший охарактеризовать коньяк-сантонские отложения. Они представлены, в основном, полевошпатовым порфиритом, офиловым андезитом, пелитоморфным известняком, мелкозернистым кварцевым известковым туфопесчаником, пироксеновым андезитом-базальтом, в котором магнетит образовался до пироксена.

В описываемых отложениях магнитные параметры колеблются в следующих пределах: $\chi_{\min}=126 \cdot 10^{-6}$ СИ, $\chi_{\max}=10080 \cdot 10^{-6}$ СИ ($\chi_{\text{ср.}}=3856 \cdot 10^{-6}$ СИ); $J_{\text{нрп.}}=1,6 \cdot 10^{-3}$ А/м, $J_{\text{нрп.}}=7405 \cdot 10^{-3}$ А/м ($J_{\text{нрп.}}=965 \cdot 10^{-3}$ А/м). Фактор Q меняется от 0,8 до 20.

Из Гадрудского прогиба для палеомагнитных исследований были сняты 3 разреза. На основании микроскопического анализа (на прозрачных шлифах) вулканогенно-осадочные образования представлены следующими породами: порфиритовыми андезитами, андезито-базальтами, полевошпатовыми андезитами, которые содержат гематит, кварц-полевошпатовыми туфами, андезитодацитами, сильно хлоритизированными гематизированными базальтами.

По магнитным характеристикам эти породы делятся на две группы: слабомагнитные и сильномагнитные. Слабомагнитные породы, относящиеся к верхнесантонскому подъярису, состоят из органогенных известняков и органогенных песчаников.

Вязкая намагниченность J_{rv} для сильномагнитных пород составляет 5-10%, а для слабомагнитных пород она достигает 20-30%. Определения стабильности естественной остаточной намагниченности после чистки в переменном магнитном поле $8 \cdot 10^{-3}$ А/м показывают, что доля первичной намагниченности колеблется от 0,5 до 0,98; значит, породы пригодны для дальнейшего проведения палеомагнитного исследования.

Пределы изменения естественной остаточной намагниченности, магнитной восприимчивости и фактора Q соответственно равны: $\chi_{cp.} = 5782 \cdot 10^{-6}$ ед.СИ ($\chi_{min} = 754 \cdot 10^{-6}$ ед.СИ, $\chi_{max} = 9679 \cdot 10^{-6}$ ед.СИ); $J_{ncp.} = 970 \cdot 10^{-3}$ А/м ($J_{nmin} = 10^{-3}$ А/м, $J_{nmax} = 1830 \cdot 10^{-3}$ А/м); фактор Q колеблется от 0,9 до 6.

3.4. Определение ферромагнитного состава вулканогенноосадочных пород.

Для установления первичности естественной остаточной намагниченности J_n вулканогенноосадочных пород необходимо однозначно определять состав ферромагнитных минералов в породе (их точки Кюри T_c), для определения которого невозможно использовать традиционные геологические методы (изучение шлифов и аншлифов, исследование тяжелой фракции). В большинстве случаев эти методы удовлетворительно решить этот вопрос не могут, поскольку магнитных минералов в породе обычно не более 1-2% от общей массы породообразующих минералов, а сами частицы этих минералов часто настолько малы, что недоступны даже для микроскопических наблюдений.

Эту задачу с достаточной степенью точности можно решить методами магнитной минералогии (20, 40, 53). Сущность этих методов состоит в том, что если известны магнитные характеристики каждого вида магнитного минерала, распределенного в породе, то по известным магнитным параметрам горной породы можно определить наличие и концентрацию каждого минерала. Из магнитных методов наиболее часто применяются метод температурного разрушения остаточной J_{rs} и полной J_s намагниченности насыщения, также использован безнагревный метод.

Для диагностики ферромагнитных минералов безнагревным методом были использованы кривые нормального намагничивания и коэрцитивные спектры, рассчитанные по кривой $J_{rs} \sim f(H)$ для ряда образцов (рис.9). Как видно, насыщение намагниченности образцов происходит при $(8 \div 16) \cdot 10^4$ А/м, а значения разрушающих полей для подавляющего большинства из них находятся в пределах $12 \cdot 10^3 - 23 \cdot 10^3$ А/м. Это убедительно свидетельствует о том, что основными минералами, ответственными за остаточную намагниченность пород, являются магнитомягкие минералы. Эти же минералы, вероятно являются носителем естественной остаточной намагниченности в изученных породах. Коэрцитивный спектр, являющийся статистической характеристикой образца, отразил примерно одинаковый магнитоминералогический состав пород, но позволил дифференцировать породы в зависимости от размеров зерен ферромагнетика. На коэрцитивных спектрах этих пород наблюдается один или два максимума в области магнитных полей $32 \cdot 10^3$ А/м (рис.9.б, 10.б).

На наш взгляд, наличие единственного максимума на спектрах является довольно надежным индикатором отсутствия распада твердого раствора $FeTiO_3 - Fe_2O_3$. Максимум обуславливается крупными зернами ферромагнитного минерала. Второй максимум в спектре, по-видимому, обусловлен тонко рассеянными зернами исходного материала или гематитом, возникшим в процессе окисления (рис. 10 б).

Поскольку данные образования является сильномагнитными, исследование состава ферромагнитных минералов не представило никакой сложности.

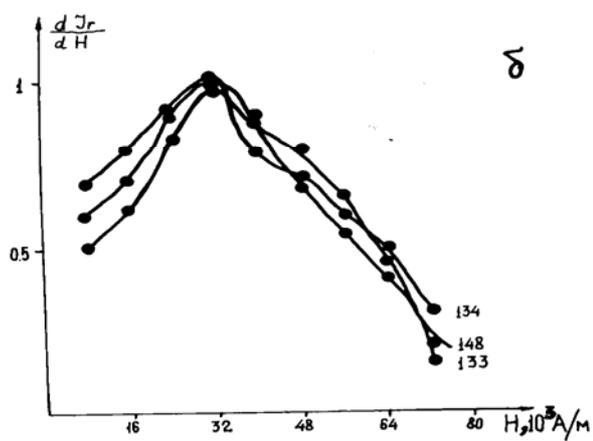
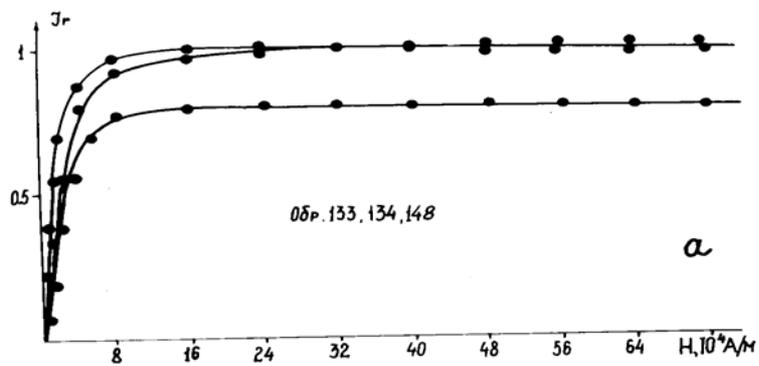


Рис.9. Кривые нормальной намагниченности (а) и ее коэрцитивные спектры (б) горных пород Ходжавендского прогиба.

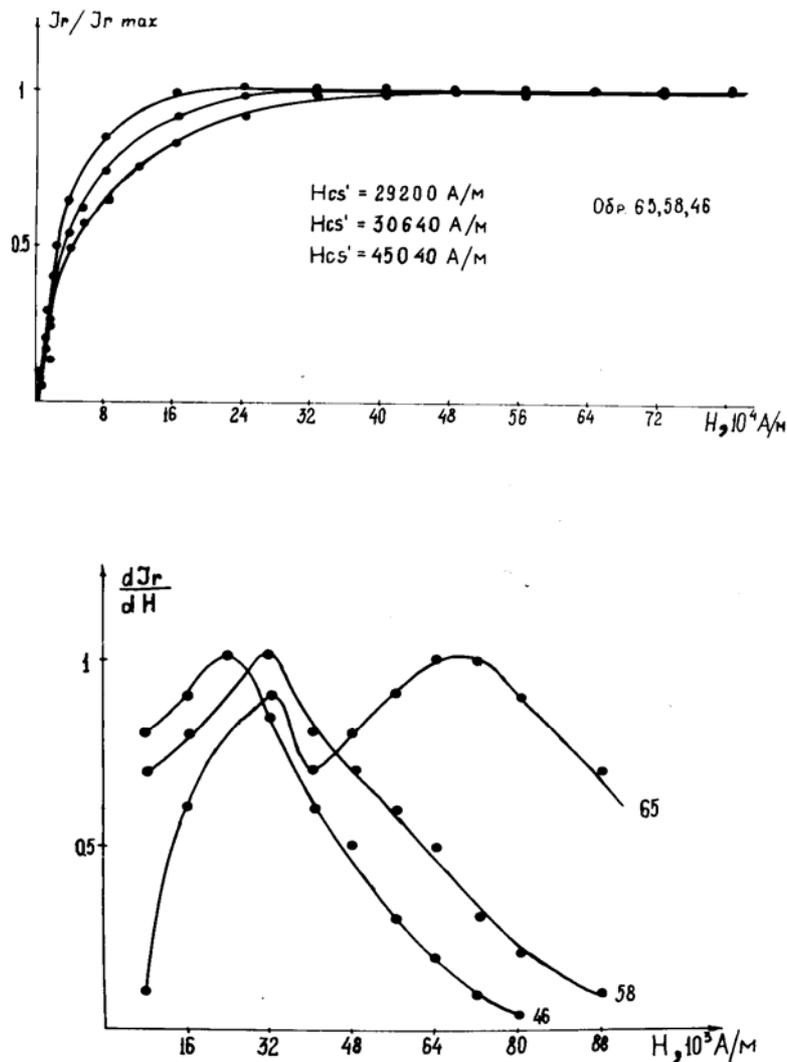


Рис.10. Кривые нормальной намагниченности (а) и ее коэрцитивные спектры (б) горных пород Казахского прогиба, разрез Али-Байрамлы.

Были сняты кривые J_{rs} около 233 образцов разного типа. По данным J_{rs1}/J_{rs0} коллекция разделяется на три группы. Это разделение, по-видимому, обусловлено содержанием титана в породе. Это разделение также подтверждается кривыми разрушения намагниченности насыщения $J(t)$, снятым для 166 образцов.

Породы Казахского прогиба по форме термомагнитных кривых и по точкам Кюри разделяются на три группы. Первая группа ($J_{rs1}/J_{rs0} > 1$) представляет собой типичные кривые для титаномагнетито-содержащих образцов. По форме кривые $J_{rs}(t)$ слабо выпуклые, имеют перегиб при 200-300°C. Этот перегиб повторяется на кривой второго нагрева. Данные образцы относятся к высокотитанистым породам. Вторая кривая $J_{rs}(t)$ идет выше первой, форма при этом существенно не изменяется (рис. 11) (см. табл. 2).

Вторая группа ($J_{rs1}/J_{rs0} < 1$); кривая характерна для умеренно титанистых пород, имеет перегибы при 300-400°C. Оба перегиба повторяются, вторая кривая $J_{rs}(t)$ идет ниже первой (рис.12). Это, по-видимому, обусловлено распадом нестабильной к нагреву части титаномагнетита и маггемита, которые переходят в другой минерал, скорее всего в магнетит и гематит.

Третья группа ($J_{rs1}/J_{rs0} = 1$) характерна для пород, содержащих естественные магнетиты, точки Кюри которых лежат в интервале 500-600°C. После второго нагрева на кривых $J_{rs}(t)$ и $J_s(t)$ (рис.13) никакого изменения не происходит. Эта группа относится к низкотитанистым породам.

Присутствующий в породе однородный титаномагнетит с точкой Кюри 200-300°C и магнетит с точкой Кюри 500-600°C

является несомненно первично магматическим. Проведенные минералогические исследования также подтверждают это разделение (табл.1), точки Кюри рассчитанные и экспериментальные совпадают (табл.3).

Породы Агджакендского прогиба по содержанию титана (табл.2) и по точкам Кюри разделены на две группы.

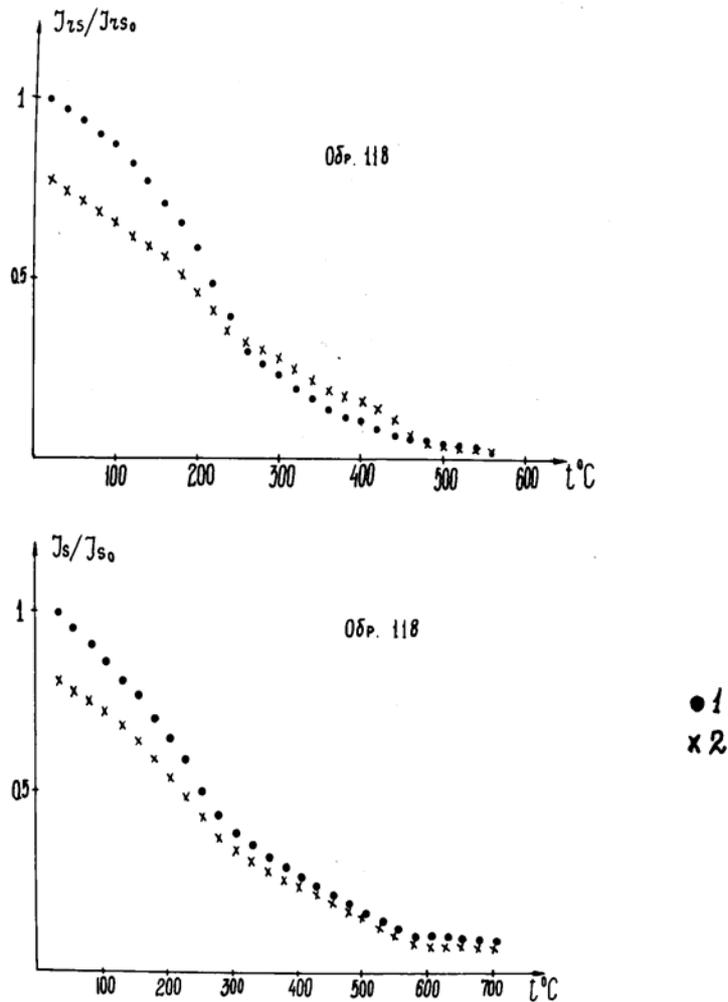


Рис.11. Температурный анализ параметров насыщения образцов горных пород Газакского прогиба, разрез Товуз.

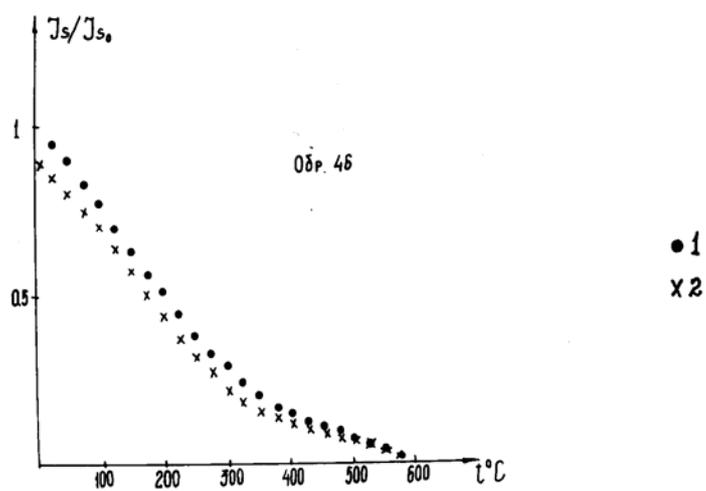
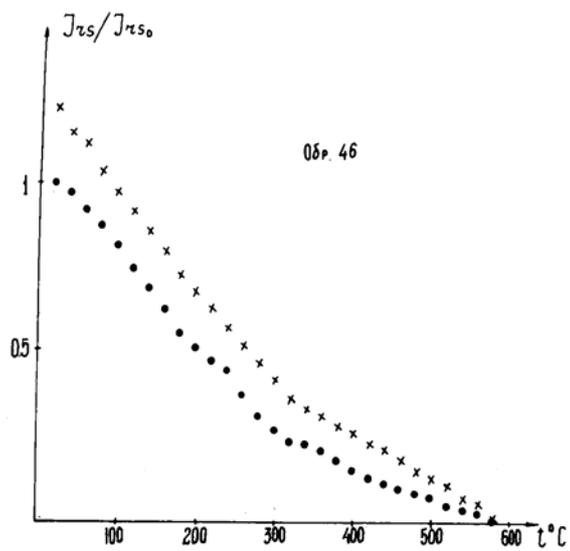


Рис.12. Температурный анализ параметров насыщения образцов горных пород Казахского прогиба, разрез Али-Байрамлы. 1- первичный нагрев; 2- повторный нагрев

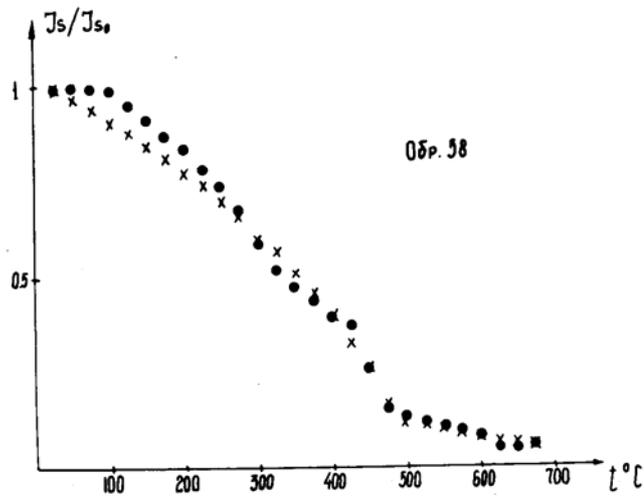
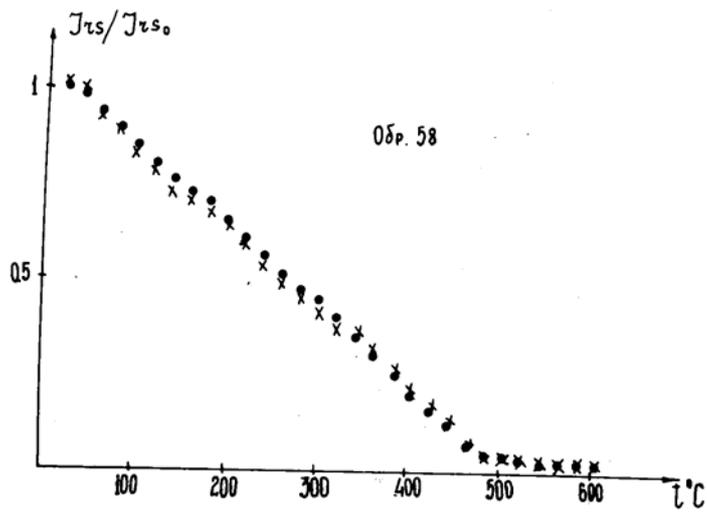


Рис.13. Температурный анализ параметров насыщения образцов горных пород Казахского прогиба, разрез Али-Байрамлы.

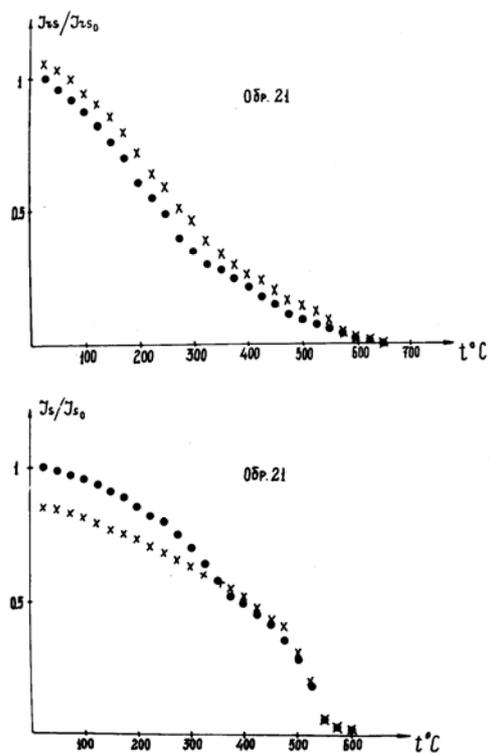


Рис.14. Температурный анализ параметров насыщения образцов горных пород Агджакендского прогиба, разрез Гянджачай.

Первая группа: кривая слабо вогнутая и обратимая по $J_{ts}(t)$, имеет перегиб при 250° и 500°C при первом нагреве (рис. 14).

Основные T_C , определенные по первой и второй кривым, лежат между $250\text{-}300^{\circ}\text{C}$ и $550\text{-}600^{\circ}\text{C}$. На кривых $J_s(t)$ перегиб не наблюдается в интервале температур 300°C , кроме того, кривые $J_s(t)$ нагрева и охлаждения необратимы, форма их меняется.

Второй тип пород представлен потоками андезито-базальтового состава, цвет породы темно-серый и зеленовато-серый с буроватым оттенком. Кривые $J_{ts}(t)$ этой группы имеют ярко выраженные перегибы в интервале температур 250°C . Проверка этой фазы выполнена путем снятия кривой $J_{ts}(t)$. На второй кривой нагрева, которая лежит выше первой (рис.15), перегиб сохраняется; более вероятно, что этот перегиб - точка Кюри, а не результат изменений фаз. Другая T_C по кривой $J_{ts}(t)$ лежит в интервале $550\text{-}600^{\circ}\text{C}$. На кривых $J_s(t)$ эти перегибы сохраняются на

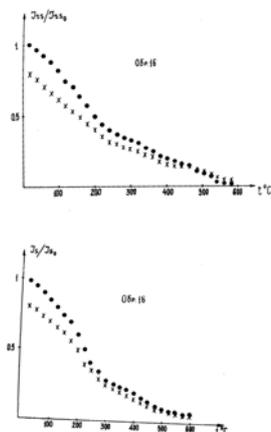


Рис.15. Температурный анализ параметров насыщения образцов горных пород Агджакендского прогиба, разрез Гянджачай.

первом и на втором нагреве. Однако $J_s(t)$ первого и второго нагрева не совпадают, второго нагрева меньше, чем $J_s(t)$ первого нагрева.

Исходя из этих исследований можно предположить, что носителем естественной остаточной намагниченности этих образцов является магнетит и титаномагнетит.

Учитывая данные оптической микроскопии в этой породе выделяются две генерации рудных минералов; это разделение также подтверждается минералогическими исследованиями. Выделенные титаномагнетиты однородные. Точки Кюри основной фазы совпадают с точкой Кюри первой фазы исходного материала и близки к расчетным точкам Кюри (табл.3).

В Ходжавендском прогибе породы по анализу термомагнитных кривых разделены на две группы: первая группа характеризуется двухкомпонентными кривыми $J_{rs}(t)$ и $J_s(t)$ с $T_C=250-300^\circ\text{C}$ и $500-550^\circ\text{C}$ (рис.16). Минералогические изменения при нагреве незначительны. Эти породы относятся к умеренно титанистой группе пород (таблица .2). Вторая группа образцов характеризуется наличием основной высокотемпературной точки Кюри $500-575^\circ\text{C}$ (рис.17). Кривые нагрева и охлаждения необратимы. Анализ термомагнитных кривых дает возможность сделать предположение, что титаномагнетит с точкой Кюри $250-300^\circ\text{C}$ характеризует участки земной коры с глубинными разломами, где возможно, преобладают растягивающие напряжения. При помощи температуры Кюри титаномагнетита по термометрам Линдсли-Баддингтона и Хакли-Райта (42, 116, 115) можно оценить глубину магматического очага. По полученным данным для изученных образцов коньяк-сантонских отложений Ходжавендского прогиба оказывается, что очаг магмы был на глубине 40-50 км. Для второй группы пород с точкой Кюри $500-575^\circ\text{C}$ глубина магматического очага 5-10 км. По данным термомагнитных анализов кривых $J_{rs}(t)$ породы Гадрутского прогиба разделены на две группы.

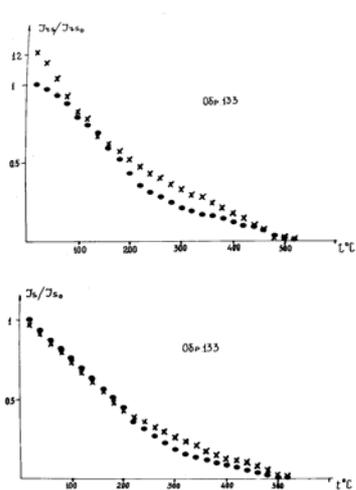


Рис.16. Температурный анализ параметров насыщения образцов горных пород Ходжавендского прогиба, разрез Хунушнак.

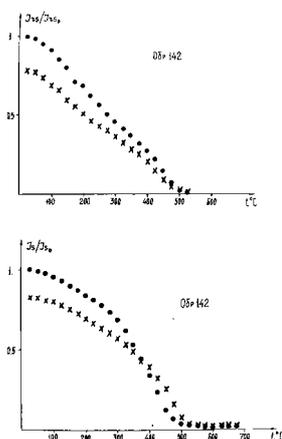


Рис.17. Температурный анализ параметров насыщения образцов горных пород Ходжавендского прогиба, разрез Хнушнаг.

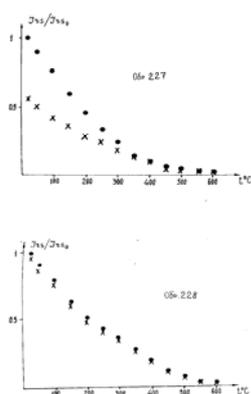


Рис.18. Температурный анализ параметров насыщения образцов горных пород Гадрутского прогиба, разрез Аргюнаш.

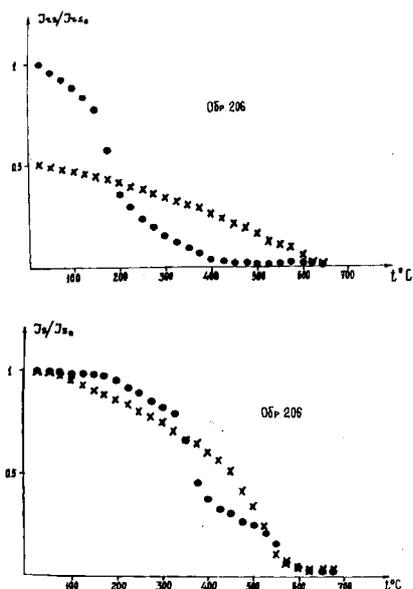


Рис.19. Температурный анализ параметров насыщения образцов горных пород Гочасского прогиба, разрез Хананлар.

Первая группа: Кривая $J_{rs}(t)$ необратима при повторном нагреве, J_{rs} уменьшается на 30-40%, имеющиеся перегибы в интервале 200-300°C и 550-600°C сохраняются при повторном нагреве на кривой $J_{rs}(t)$. Предполагается, что в этих образцах носителями J_n являются магнетит и титаномагнетит с умеренным содержанием титана (рис.18). Степень спада на кривых изменения параметров насыщения зависит больше от магнитной жесткости (размеры зерен) чем от доли маггемита. Вторая группа образцов: кривая $J_{rs}(t)$ имеет перегиб в интервале 250-400°C и 580°C (рис.19). При повторном нагреве на кривой $J_{rs}(t)$ эти перегибы исчезают. В этих образцах носителями J_n являются маггемит и магнетит.

Породы Гочасского прогиба по термомагнитным кривым $J_{rs}(t)$ и $J_s(t)$ делятся на две группы. Первая группа - кривые при повторном нагреве и охлаждении J_{rs} и J_s близки к обратимым и точки Кюри фиксируются в интервале 600-650°C (рис.20). Вторая группа пород: кривые $J_{rs}(t)$ имеют пе-

регибы в интервале 200-250°C и 400-450°C (рис.21). Оба эти перегиба исчезают при повторном нагреве на кривых $J_{rs}(t)$ и кривых $J_s(t)$. Основная точка Кюри фиксируется при 550-600°C. Проведенные термомагнитные исследования позволяют установить, что ферромагнитными минералами, ответственными за естественную остаточную намагниченность Гочасского прогиба, являются маггемит, магнетит и гематит. Анализ магнитных и термомагнитных исследований позволяет сделать следующие выводы:

1. Наличие стабильной естественной остаточной намагниченности и высокие значения фактора Q подчеркивают роль термоостаточной намагниченности.

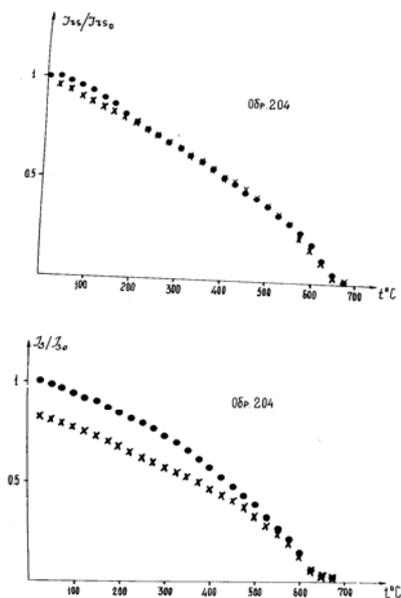


Рис.20. Температурный анализ параметров насыщения образцов горных пород Гочасского прогиба, разрез Хананлар.

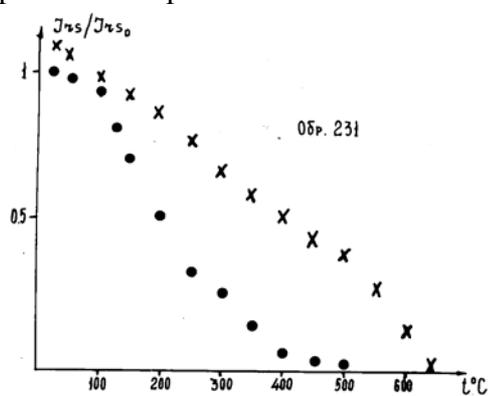


Рис.21. Температурный анализ параметров насыщения образцов горных пород Гадрутского прогиба, разрез Аргюнаш.

2. Параметры насыщения изученных пород отражают существенную структурную неоднородность присутствующих в них ферромагнетиков. Разрушающее поле остаточной намагниченности насыщения H_{CS}' колеблется от 24 до $80 \cdot 10^3$ А/м при значениях полей насыщения $H=8-48 \cdot 10^4$ А/м. Эти значения показывают, что ферромагнитным минералом изученных пород является типичный представитель титаномагнетитовой серии твердых растворов.

3. Сопоставлением параметров термомагнитных кривых образцов, близких по составу, установлено, что эти минералы образовались в различных условиях охлаждения.

4. Сохранность однородных титаномагнетиков с точкой Кюри 200-300°C, а также высокотемпературное окисление обеспечивают термоостаточную намагниченность и высокую палеомагнитную информативность пород.

5. Низкие точки Кюри 200-250°C долерит-оливин-плаггиоклаз-пироксеновых базальтов свидетельствуют о мантийных источниках вулканизма.

6. Существенные изменения параметров насыщения образцов при лабораторных нагревах могут служить косвенным признаком отсутствия вторичных воздействий на образец в природных условиях, которые могли бы оказать заметное влияние на первичный состав ферромагнитной фракции пород.

3.5. Методы магнитных чисток. В настоящее время метод магнитной чистки используется как для выделения стабильной части естественной остаточной намагниченности, так и для анализа различных компонентов намагниченности (53, 78, 77). Поэтому под магнитной чисткой можно понимать любой процесс разрушения естественной остаточной намагниченности, сопровождающийся уничтожением ее вторичного компонента и связанным с этим изменением направления J_n . Эти изменения могут служить критерием эффективности чистки данным методом. При чистке в переменном магнитном поле и термочистке высокоинформативным способом изображения результатов чистки являются диаграммы Зийдервельда, которые в настоящее время широко используются в ведущих палеомагнитных лабораториях. На этих диаграммах показано совмещение двух ортогональных проекций траектории движения; одна проекция в вертикальной плоскости, другая в горизонтальной плоскости. Общую ось север-юг имеют обе проекции. Это дает возможность в любой момент эксперимента снять с диаграммы прямолинейные участки кривых, указывающие на разрушение одной из компонент.

В настоящей работе для выделения первичной компоненты, обладающей более высокой стабильностью, применялись косвенные (лабораторные) методы и прямые (полевые) методы исследования.

3.6. Магнитные чистки образцов под воздействием переменного магнитного поля. Чистка в переменном магнитном поле проводилась с целью выделения устойчивой компоненты J_n по отношению в переменному полю и выбора поля, требующегося для разрушения вторичной намагниченности. 60% образцов было подвергнуто чистке в переменном магнитном поле до $48 \cdot 10^3$ А/м. Результаты чистки переменным магнитным полем даны в таблице 4.

По характеру размагничивания образцов пород Газахского прогиба переменным магнитным полем может быть выделено два типа кривых (рис.22а). Первый характеризуется постоянным спадом величины J_n . В полях напряженностью до 8000 А/м происходит разрушение в основном, мягкой вторичной компоненты J_n ; в интервале амплитуд переменного магнитного поля $8-16 \cdot 10^3$ А/м спад намагниченности образцов обусловлен разрушением, главным образом, первичной составляющей.

В полях высокой напряженности начинает разрушаться и жесткая вторичная компонента J_n , и векторы остаточной намагниченности достаточно близко подходят к направлению древнего геомагнитного поля. Постепенный спад величины J_n при размагничивании образцов до максимальных полей $48 \cdot 10^3$ А/м не сопровождается существенным изменением направления. В основном все исследованные породы имеют однокомпонентную намагниченность, разрушаемую полем 0 до $48 \cdot 10^3$ А/м. Это видно на диаграмме Зийдервельда (рис.22б). В ряде случаев в исследованных образцах обнаруживается двухкомпонентная намагниченность, которая снимается при амплитуде переменного магнитного поля $16 \cdot 10^3$ А/м.

Кривые размагничивания второго типа в отличие от первого характеризуются значительным падением намагниченности в полях напряженностью $8 \cdot 10^3$ А/м (см. рис. 22а). Судя по кривым, этот спад намагниченности обусловлен не только разрушением вторичной, но частично, и древней компоненты.

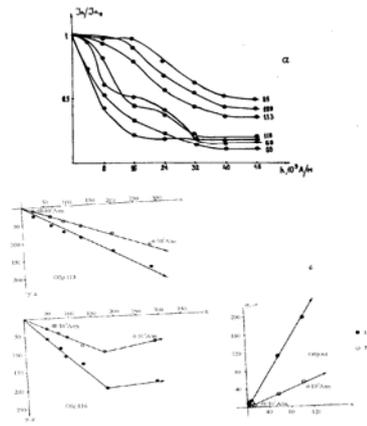


Рис.22. Характер разрушения J_n переменным магнитным полем (а) и диаграмма Зийдervельда (б) проекции конца вектора J_n : I-в горизонтальной плоскости; II - в вертикальной плоскости.

После размагничивания образцов Газахского прогиба в переменном магнитном поле $16 \cdot 10^3$ А/м на стереограмме выделяются две группы векторов J_n , направления которых различаются примерно на 180° (рис.23). Палеомагнитные направления после Н-чистки

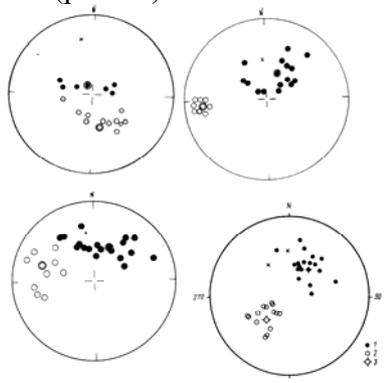


Рис.23. Распределения направлений J_n прямо и обратномагнитных пород Газахского прогиба.

приведены в таблице .4. Отклонение от 180° векторов J_n , по всей вероятности обусловлено различием палеомагнитной стабильности прямо и обратно намагнитченных пород.

Породы Гянджачайского разреза при воздействии переменного магнитного поля так же разделены на две группы (рис.24а).

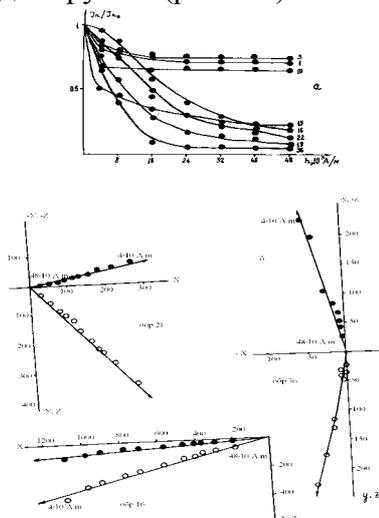


Рис.24. Характер разрушения J_n переменным магнитным полем (а) и диаграмма Зийдervельда (б) горных пород Агджакендского прогиба Малого Кавказа в позднем мелу.

В первой группе образцов стабильная часть остаточной намагниченности выделяется при амплитуде переменного магнитного поля $8 \cdot 10^3$ А/м. Для второй группы образцов стабильная часть остаточной намагниченности выделяется при $(16-24) \cdot 10^3$ А/м, эта группа образцов содержит магнито-мягкие минералы (магнетит, титаномагнетит), выделенные комплексными исследованиями. С увеличением амплитуды переменного магнитного поля остаточная намагниченность монотонно уменьшается, теряя при этом 80-90% первоначальной величины. Дальнейшее увеличение амплитуды переменного магнитного поля до $(40-48) \cdot 10^3$ А/м не меняет ни величины, ни направления остаточной намагниченности.

Это хорошо видно из диаграммы Зийдервельда (рис. 24б) для образцов вулканогенно-осадочных пород Гянджачайского разреза. Во всех исследованных породах из этого разреза фиксируется лишь одна компонента, разрушаемая в полях 0 до $48 \cdot 10^3$ А/м. на стереограмме (рис.25) выделяются две группы прямо и обратномагнитных образцов, которые после чисток группируются в первом - четвертом и втором - третьем квадрате.

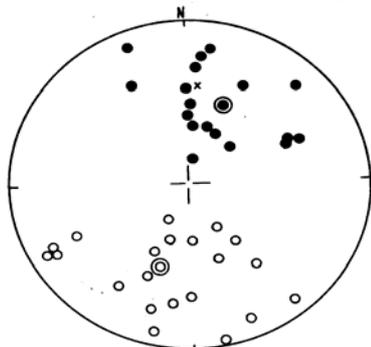


Рис.25. Распределения направлений J_n прямо- и обратномагнитных пород Агджакендского прогиба позднего мела.

Значения параметров $S_{200}^h = 0,8$ подтверждают стабильность выделенной намагниченности. Результаты чистки переменным магнитным полем даны в таблице 4.

Породы Ходжавендского прогиба представлены исключительно продуктами основной магмы.

Палеомагнитная стабильность оценивалась по результатам чистки в переменном магнитном поле 16000 А/м. Оказалось, что все исследованные эффузивы стабильны и вероятно хорошо сохранили первичную остаточную намагниченность J_n^o , приобретенную при их образовании. Данные чистки в переменном поле показали, что мера палеомагнитной стабильности для образцов коллекции изменяется от 0,86 от 1,0, что свидетельствует о незначительной доле вязкого компонента.

Результаты чистки в переменном магнитном поле приведены на рис.26. Как видно из рисунка, общим для всех образцов является постоянство направления вектора J_n вплоть до максимальных полей интенсивностью $48 \cdot 10^3$ А/м. Величина J_n изменяется существенно, однако при $24 \cdot 10^3$ А/м сохраняется, как правило, 30-40% начальной величины J_n , а кривая выполаживается. Характер изменения $J_n(h)$ дает основание заключить, что исследованные породы содержат стабильную компоненту, направление которой совпадает с направлением измеряемой естественной остаточной намагниченности.

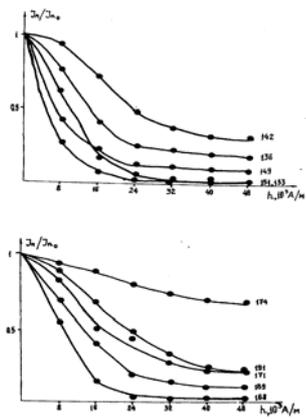


Рис.26. Характер разрушения J_n переменным магнитным полем горных пород Ходжавендского прогиба позднего мела.

На рис.27 даны результаты чистки на диаграмме Зийдервельда. Все исследованные породы обладают однокомпонентной намагниченностью, разрушаемой в полях от 8 до $48 \cdot 10^3$ А/м. Результаты чисток представлены в таблице 4. и на стереограмме (рис.28). Породы разделились на две группы - прямо и обратно намагниченные.

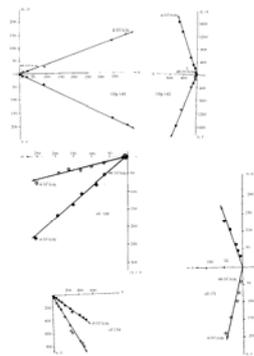


Рис.27. Диаграмма Зийдервельда по результатам чисток в переменном магнитном поле Гадрутского прогиба позднего мела.

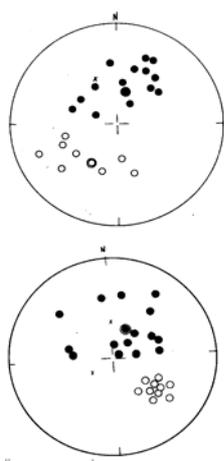


Рис.28. Распределения направлений J_n прямо и обратномагнитных пород Ходжавендского прогиба позднего мела.

Породы Гадрутского и Гочасского прогибов также подвергались чистке в переменном магнитном поле. С увеличением амплитуды поля через $4 \cdot 10^3$ А/м до $48 \cdot 10^3$ А/м, уверенно выделились в разрезах группы слоев с прямой и обратной намагниченностью. При чистке в переменном магнитном

поле образцы разделены на две группы (рис.29). Обнаружен явный перегиб кривой $J_n(h)$ в интервале $8 \cdot 10^3$ А/м. В ходе размагничивания направление J_n не меняется, уменьшается ее величина. Для первой группы образцов эти изменения при $8 \cdot 10^3$ А/м составляют 15-30%, а для второй группы образцов в этом же интервале поля составляют 60-70% от первоначального J_n . Это связано с присутствием во второй группе маггемита.

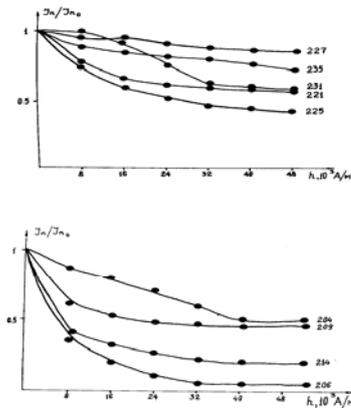


Рис.29. Характер разрушения J_n горных пород переменным магнитным полем Гадрудского прогиба.

Диаграмма Зейдервельда показывает, что несмотря на нестабильность к воздействию переменного магнитного поля, породы второй группы также имеют однокомпонентную намагниченность с совпадающими направлениями J_n и ее стабильной части (рис.30).

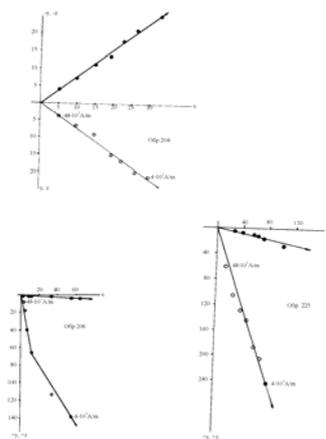


Рис.30. Диаграмма Зейдервельда по результатам чисток пород в переменном магнитном поле Гадрудского прогиба.

Породы Гадрудского и Гочасского прогибов прямо и обратномагничены. J_n^o после чистки сгруппированы в верхней и нижней частях стереограммы (рис.31). Заметный разброс точек на стереограмме, по всей вероятности, обусловлен различием палеомагнитной стабильности прямо и обратномагниченных пород. Результаты чистки в переменном магнитном поле даны в таблице 4.

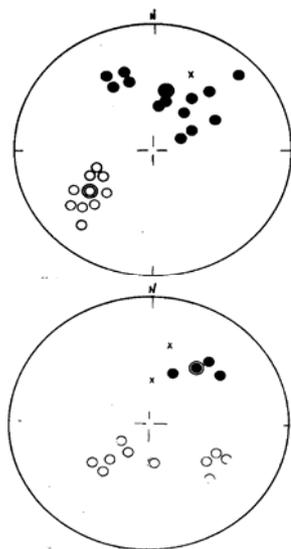


Рис.31.Распределения направлений J_n прямо- и обратноамагниченных пород Гадрудского и Гочасского прогибов.

В результате лабораторных исследований мы все же приходим к выводу, что намагниченность исследованных пород первична и отражает направление магнитного поля, времени образования изученных пород. Одним из наиболее убедительных доказательств того, что различные направления намагниченности наших пород связаны с инверсиями магнитного поля Земли, а не с различными механизмами, является то, что после выполнения чистки на стереограмме четко локализовались две группы направлений J_n^o . Построены кривые изменения величин J_n^o , D^o , I^o по разрезу. Именно J_n^o , четко фиксирует положение в разрезе изверженных пород, которые соответственно характеризуются максимальными значениями J_n^o . По изменениям D^o и I^o по разрезу выделены горизонты с прямой и обратной намагниченностью.

Эти данные позволяют судить о стабильности изученных пород и первичности естественной остаточной намагниченности. К сожалению, размагничиванием переменным магнитным полем невозможно получить полную информацию о происхождении намагниченности.

3.7. Температурная чистка. Это чистка дает подобные же результаты. Естественная остаточная намагниченность большинства образцов спадает при температуре 100-150°C в среднем до значений 0,8-0,7, при температурах же 250-300°C до 0,4-0,2 начальной величины, в то время как направления остаются прежними, вероятно близкими к направлению первичной намагниченности. В других образцах естественная остаточная намагниченность при нагреве до 100-200°C увеличивается из-за того, что происходит снятие компоненты противоположной полярности.

При терморазмагничивании пород наблюдается два типа кривых (рис.32). Кривые первого типа имеют выпуклую форму с $T_c=625-680^\circ\text{C}$. Такого вида кривые терморазмагничивания характерны для термоостаточной намагниченности. Температура

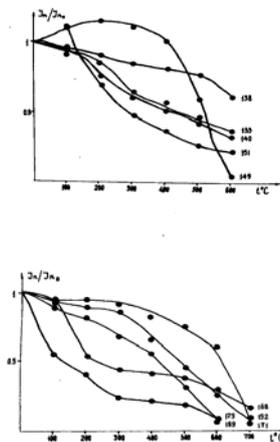


Рис.32. Поведение J_n при терморазмагничивании горных пород позднего мела Малого Кавказа.

полного исчезновения J_n свидетельствует о том, что намагниченность данного вида связана с гематитом. Второй тип кривой характеризуется заметно меньшей стабильностью J_n до 400°C и происходит необратимый процесс, который затрудняет выделение первичной остаточной намагниченности. Построением диаграммы Зийдервельда установлено, что в породе естественная остаточная намагниченность однокомпонентная (рис.33).

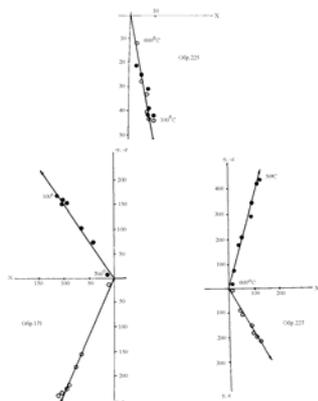


Рис.33. Диаграмма Зийдервельда при терморазмагничивании горных пород позднего мела Гадрудского прогиба.

С целью установления вида остаточной намагниченности часть образцов размагничивались по методике Телье. Некоторые типичные кривые приведены на (рис.34). Из рисунка видно, что с увеличением температуры до 200°C намагниченность некоторых образцов увеличивается, после чего начинает монотонно уменьшаться. Эти исследования позволяют заключить, что исследованные образцы обладают термоостаточной намагниченностью. Носителем намагниченности являются титаномагнетит и магнетит. Заметим, что именно присутствие титаномагнетита с низкой точкой Кюри является одним из наиболее веских доводов в пользу первичности ферромагнитных минералов и намагниченности. Таким образом, результаты термочистки показали, что породы коллекции характеризуются намагниченностью термоостаточного происхождения, синхронной образованию породы.

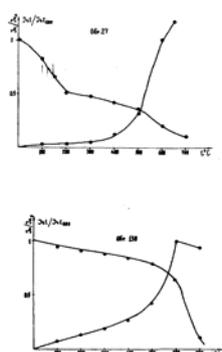


Рис.34. Кривые терморазмагничивания и термонамагничивания по методу Телье позднего мела Малого Кавказа.

Контроль за минералогическим составом во время термочистки осуществлялся путем измерения магнитной восприимчивости до и после каждого нагрева и охлаждения (рис.35). Из рисунка видно, что основное изменение начинается с 100°C; в одних образцах с повышением температуры происходит увеличение восприимчивости, а в других имеет место ее уменьшение.

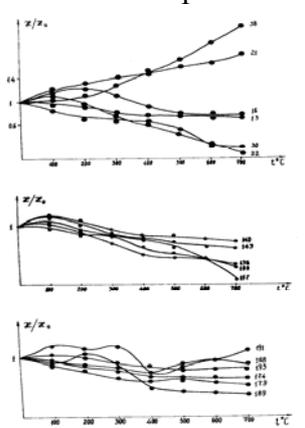


Рис.35. Поведение χ при терморазмагничивании горных пород.

Такое различие в поведении χ горных пород свидетельствует о разной устойчивости их железосодержащих минералов к нагреванию, а также о разном составе этих минералов, так как одно и то же воздействие (нагрев) вызывает разный эффект: в одном случае происходит образование сильномагнитных минералов, в других - образуются слабо магнитные минералы.

Такое локальное увеличение χ при температурах 150-250°C мы связываем отжигом-снятием напряжений в образце.

Установлено, что в исследованных образцах за исключением гомогенной титаномагнетитовой кривой изменение минералогического состава происходит в основном от 100° до 300°C, после чего происходит монотонный спад восприимчивости.

По нашим материалам Вечфинским в обсерватории Борок была определена палеонапряженность геомагнитного поля ($H_{др.} = 0,42-0,48 \pm 0,11$ Э или $33-38 \pm 8,8$ А/м). Эти данные близки к значениям палеонапряженности для обожженных контактов Армении того же возраста, полученным А.С.Большаковым (138) по методу Телье при своих

$$\frac{M_{др.}}{M_0} \cdot \text{ср} = 0,79 \pm 0,12.$$

исследованиях такие же близкие значения получили при определении палеонапряженности для пород верхнего коньяка-нижнего сантона Армении Г.Н.Петрова и В.И.Багин (84) по методу Не и Ван-Зийла $H_{др.} = 0,42 \pm 0,10$ Э = 33 ± 8 А/м. Все сказанное дает основание утверждать, что магнетит в рассматриваемых породах является продуктом высокотемпературного окисления и обладает полной термоостаточной намагниченностью.

Первичность природы TRM подтверждается выполнением критериев применимости для определения $H_{др.}$ и самими значениями $H_{др.}$, сходными с данными других авторов.

Другим доказательством первичности является сходство палеомагнитных направлений пород с TRM и с DRM и одинаковая зональность полярности по разрезу.

В исследованных осадочных и туфогенно-осадочных породах главным компонентом вектора является ориентационная первичная намагниченность. Важно отметить, что в исследованных осадочных породах присутствуют мелкообломочные первичные точечные зерна магнетита и гематита. Эти обломочные магнитные минералы, по всей вероятности, транспортировались в виде раз-

личных частиц во взвешенном состоянии либо за счет медленного разрушения коренных пород дна бассейна, либо в ходе разрушения материнских пород.

Проанализированные результаты позволили сделать соответствующие выводы:

1. По кривым нормального намагничивания установлено, что во всех исследованных породах насыщение происходит в полях величиной $8-16 \cdot 10^4$ А/м. Это свидетельствует о том, что основными минералами, ответственными за остаточную намагниченность пород, являются титаномагнетит и магнетит.

2. Установлено присутствие титаномагнетита с низкой точкой Кюри, что является одним из наиболее веских доводов в пользу первичности ферромагнетика.

3. Стабильность естественной намагниченности пород колеблется от 0,68 до 1; стабильная часть естественной остаточной намагниченности однокомпонентная.

4. Магнетит в рассмотренных породах является продуктом высокотемпературного окисления, обладает полной термоостаточной намагниченностью и обеспечивает высокую палеомагнитную информативность пород.

5. Палеонапряженность геомагнитного поля в коньяк-сантонское время близка к современной $H_{др.} = 0,42 \pm 0,48 \pm 0,11 \text{ Э}; 33,6-38,4 \pm 8,8 \text{ А/м}$.

6. При Н-чистке для коньяк-сантонских пород данного региона достаточно применить поле с амплитудой $16 \cdot 10^3$ А/м.

3.8. Условия формирования магнитных минералов в вулканогенных породах. Рассмотрим условия образования магнитных минералов в исследованных породах.

Данные о естественных магнитных параметрах базальтов и составе ферромагнитных минералов играют важную роль при изучении связи магнитных свойств вулканогенных пород с глубинными условиями базальтовой магмы и особенностями ее выхода на поверхность.

Титаномагнетит, магнетит, маггемит, гематит в качестве первичного материала базальт-андезит-дацит-риолитовой, трахибазальтовой, трахиандезито-базальтовой формаций встречаются почти в каждом исследованном образце. Титаномагнетит среди отмеченных минералов является преобладающим; среди них различаются высоко, умеренно и низкотитанистые и сравнительно однородные структурно-оптические типы титаномагнетитов, характерных для пород базальт-андезито-базальтовой субформаций Газахского, Агджакендского и Гочасского прогибов. В отраженном свете зерна имеет однородное строение (т.е. не наблюдается распад твердого раствора).

Изученные породы содержат фазу с точкой Кюри $250-300^\circ\text{C}$, относящиеся к высокотитанистым породам, с точкой Кюри $300-400^\circ\text{C}$, к среднетитанистым породам, $400-500^\circ\text{C}$, к низкотитанистым породам, а также фазу с однородным магнетитом с точкой Кюри $500-600^\circ\text{C}$.

В аншлифах образцов установлена гомогенность титаномагнетита, не имеющего отличительных признаков окисления. Полученные данные позволяют считать титаномагнетиты из андезито-базальтовой и трахибазальтовой субформаций первичными.

Хорошо ограненные идиоморфные кристаллы титаномагнетита в породах трахибазальтовой формации Ходжавендского прогиба и их включения в оливине и клинопироксене указывает на то, что исходная щелочно-базальтовая магма испытала кристаллизацию в промежуточном очаге в условиях высокого давления водного флюида. Среди парагенезисов порфирных поколений минералов более ранняя кристаллизация титаномагнетита является причиной объединения оливина и клинопироксена с железом, титаном и другими компонентами. Сравнительно равномерное распределение титаномагнетита в породах рассматриваемой формации указывает, что исходная магма в промежуточном очаге не испытала длительной дифференциации. Благодаря суммарным условиям консолидации щелочно-базальтовой расплава образовались значительно распространенные шаровые лавы. Таким образом, исходный расплав для трахибазальтовой формации не испытывал изменения своего первоначального состава. Сравнительно более низкие температуры образований ($800-1000^\circ\text{C}$, $f\text{O}_2 = 10^{-6}-10^{-9}$) минеральных парагенезисов обусловлены участием в процессе кристаллизации окисленных флюидов. Обогащение титаномагнетита собственно шпинеловой молекулой ($\text{MgAl}_2\text{O}_4 = 6+21$) является показателем сравнительно более глубинных условий кристаллизации исходной магмы.

Высокотитанистые, однородные титаномагнетиты, которые характерны для пород андезитобазальтовой субформации Газахского, Агджакендского прогибов, в отношении сосуществующих минералов образуют ксеноморфные выделения. Для них структуры распада не характерны. Зерна чаще всего находятся в интерстициях порфириновых минералов. Содержание в них магнезии, глинозема, хрома и других компонентов резко уменьшается. Анализ приведенных факторов указывает, что титаномагнетит кристаллизовался в менее флюидных условиях, причем флюиды имели восстановительный характер. Следует отметить, что здесь титаномагнетит по сравнению с титаномагнетитом Ходжавендского прогиба кристаллизовался при меньшем литостатическом давлении (до 1120°C , $f\text{O}_2=10^{-9}-10^{-14}$). Таким образом, более восстановительный характер флюидов и сравнительно низкое литостатическое давление способствовали относительно поздней кристаллизации титаномагнетита. Сравнительно менее магнезиальные, глиноземистые и титанистые титаномагнетиты характеризуются ксеноморфными выделениями. Зерна неоднородные, часто с ильменитовой пластинкой. Последняя по титаномагнетиту образует прямоугольные выделения. Анализ формы выделений, степени идиоморфизма и вещественного состава титаномагнетитов указывает, что они кристаллизовались при сравнительно низком литостатическом и высоком флюидальном ($700-800^{\circ}\text{C}$, $f\text{O}_2=10^{-5}-10^{-7}$) давлениях. Образование гематита и маггемита, которые встречаются в туфах и осадочных породах, связано с увеличением содержания окисленных флюидов, что, по-видимому, приурочено к более поздним геологическим процессам.

По сравнению с магнетит-ульвошпинелевой серия магнетит-ильменитовая стабильна в широких пределах температуры и давлений. Образование магнетит-ильменитового сростания, как правило, происходит при температуре $700-800^{\circ}\text{C}$ (53). В связи с этим выделенная намагниченность первична и является термоостаточной.

3.9. Магнитные характеристики палеогеновых вулканогенных отложений. Палеогеновые вулканогенные образования развиты в Кедабекском районе Шахдагского синклиория. Они широко распространены в следующих разрезах: Меджид дараси, Бала Кечили, Гояр дараси, Муртуздаг, Башкенд и Шамкирчай.

В палеомагнитном отношении палеогеновые образования в Кедабекском районе Шахдагского синклиория изучены впервые. По другим регионам имеются данные (36), которые показывают, что для палеомагнитных полюсов палеогенового времени характерен большой разброс. Такой разброс может быть обусловлен различными причинами; в первую очередь, наличием в породах вторичных жестких компонент J_n^h , не разрушающихся при обычной чистке.

В связи с этим при изучении новых разрезов серьезное внимание нами было уделено эффективности методов магнитной чистки, выделению древней компоненты J_n^o .

Ниже остановимся на результатах изучения палеомагнитных характеристик пород палеогеновых отложений вышеуказанных разрезов.

Палеогеновый горизонт представлен мощной толщей вулканогенно-осадочных отложений; разрезы Маджидчай (1200 м), Балакечили (600 м), Шамхорчай (700 м), Муртуздаг (300 м), Коярдараси (800 м).

В палеогеновом отношении нами были изучены средне- и верхнеэоценовые отложения. Отбор ориентированных образцов в указанных разрезах был чрезвычайно осложнен в связи с высокой тектонической дислоцированности региона. Во многих местах разреза породы обнажены плохо, поэтому образцы отбирались только в тех местах, где уверенно измерялись элементы залегания потоков или слоев. Подробным магнитным опробованием было охвачено 18 участков из всех указанных выше разрезов, мощность каждого из которых 50-100 м.

Начало разреза Меджиддараси находится в верховьях реки Меджид дараси, где река резко разветвляется вблизи высоты с отметкой 2310 м. Около 750 м к северу от этой высоты породы имеют следующие элементы залегания: ЮЗ $190-210^{\circ}$; $\angle 20^{\circ}$. Они представлены андезитом и андезит-дацитом порфировой структуры, литокластическим туфом. Обломки пород представлены вкраплениями плагиоклазов и моноклинных пироксенов, туфами андезит дацитового состава, темнозеленой лавобрекчией, туфами кислого состава.

Разрез Гоярдараси начинается в верховьях реки около 300 м к западу от высотной отметки 2195 м, где выступают скалистые выходы лавовых потоков. Породы представлены толстослоистыми

кристаллокластическими туфами, лавовыми потоками афировых андезитов темносерого цвета, плагиоклазовыми андезитами и долеритами. Структура долеритов - полнокристаллическая порфировая. Минералогический состав: плагиоклаз, моноклинный пироксен, хлорит и рудные минералы. Мощность 600 м.

Разрез Балакечи представлен чередованием серозеленоватых кристаллолитокластических туфов, туфопесчаников, лав андезитового состава. Мощность 400 м. Отобрано 22 штуфа.

Разрез Шамкирчай находится на 250 м ниже высотной отметки 1404 м, где коренные породы перекрыты четвертичными отложениями. Выше по левому склону реки у высотной отметки 1407 м в лесу наблюдаются скалистые выходы темносерых андезитов с таблитчатыми и игольчатыми кристаллами плагиоклаза.

Встречаются желтоватосерые туфоалевролиты, светлосерые песчаники, прорывающиеся темносерыми андезитами. Мощность разреза 700 м. Отобрано 28 ориентированных штуфов.

Разрез Муртуздаг. Породы этого разреза представлены андезитами трахитоидной структуры. В породе наблюдается только плагиоклаз изометрической и призматической формации. Мощность разреза 300 м. Отобрано 11 штуфов.

Разрез с.Башкент. Обнажение находится на 500 м к западу от г.Корнет и представлен интрузивом с остатками вулканогенных пород палеогена. Для палеомагнитных исследований были отобраны образцы тонкозернистого андезита, светлосерого монцосилита со слабой эпидотизацией, крупно- и среднезернистого монцосилита.

Породы палеогенового возраста Шахдагского синклиория, представленные лавовыми потоками андезит-дацитового состава с вкраплениями плагиоклазов, в основании, слабомагнитны, с магнитной восприимчивостью от $3 \cdot 10 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ для разреза Меджиддараси, от $10 \cdot 1000 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ для Балакечили, от $40 \cdot 500 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ для разреза Гоярдараси, от $50 \cdot 350 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ для р.Башкент. Естественная остаточная намагниченность J_n соответственно колеблется от $2 \cdot 300 \cdot 10^{-3}$ А/м (Меджиддараси), от $10 \cdot 600 \cdot 10^{-3}$ А/м (Гоярдараси), от $300 \cdot 1200 \cdot 10^{-3}$ А/м (Башкент), от $6 \cdot 400 \cdot 10^{-3}$ А/м (Шамкирчай).

Таким образом, осредненные магнитные характеристики для палеогеновых отложений равны:

$$\chi_{\min}=310^{-3} \text{ ед.СИ}; \chi_{\max}=1000 \cdot 10^{-3} \text{ ед.СИ}; \chi_{\text{cp}}=350 \cdot 10^{-3} \text{ ед.СИ.}$$

$$J_{\text{nmin}}=210 \cdot 10^{-3} \text{ А/м}; J_{\text{nmax}}=1200 \cdot 10^{-3} \text{ А/м}; J_{\text{ncp}}=600 \cdot 10^{-3} \text{ А/м}$$

Вязкая намагниченность $J_{\text{гв}}$ для исследованных образцов составляет 20-30%. Определение стабильности естественной остаточной намагниченности образцов после чистки в переменном магнитном поле показывает, что доля первичной остаточной намагниченности колеблется от 0,5 до 0,94. Следовательно, породы пригодны для дальнейшего проведения палеомагнитных исследований.

3.10. Определение носителей естественной остаточной намагниченности в породах. Для установления первичности остаточной намагниченности J_n вулканогенных пород необходимо однозначно определить состав ферромагнитных минералов в породе (их точки Кюри), для определения которого невозможно использовать традиционные геологические методы (изучение шлифов и аншлифов, исследование тяжелых фракций), так как в большинстве случаев они удовлетворительно решить эти вопросы не могут, поскольку магнитных минералов в породе обычно не более 1-2% от общей массы породообразующих минералов, а сами частицы этих минералов часто настолько малы, что недостаточны для микроскопических наблюдений. Поэтому, нами были использованы различные лабораторные методы, широко применяемые в настоящее время (80). Кроме того, были использованы материалы, полученные различными исследователями при минералогическом изучении шлифов, изготовленных из пород изучаемых разрезов. Из магнитных методов наиболее часто применялся метод температурного разрушения остаточной намагниченности $J_{\text{тс}}$, а также безнагревний метод.

По безнагревным методам было установлено, что насыщение намагниченности образцов происходит при 8-25 КА/м. Это свидетельствует о том, что основными носителями J_n являются магнитомягкие минералы. На наш взгляд, наличие единственного максимума на спектрах является довольно надежным индикатором отсутствия распада твердого раствора $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{TiO}_3$ - Fe_2O_3 . Мак-

симум обуславливается крупными зернами исходного материала или гематита, возникшим в процессе окисления.

Коэрцитивный спектр, являющийся статистической характеристикой образца, отразил примерно одинаковый магнитоминералогический состав пород, но позволил дифференцировать породы в зависимости от размеров зерен ферромагнетика. На коэрцитивных спектрах этих пород наблюдается один или два максимума в области магнитных полей $32 \cdot 10^3 \text{ А/м}$ (рис.36 а,б).

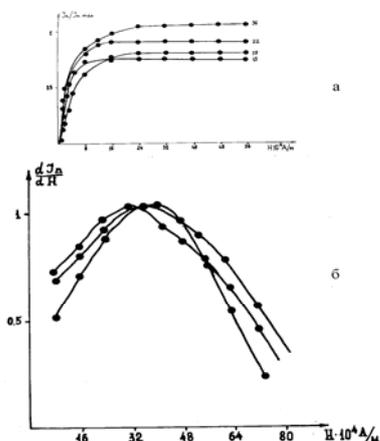


Рис.36. Кривые нормальной намагниченности пород (а) и ее коэрцитивные спектры (б) Шахдагского прогиба, разрез Балакечли и Шамкирчай.

При чистке в переменном магнитном поле оптимальная амплитуда стабилизации J_n находится в интервале от 50 до 400 Э ($4 \div 32 \cdot 10^3 \text{ А/м}$). Коэрцитивные спектры, рассчитанные по кривым J_n чистки имеют один максимум в области низких полей. Это свидетельствует о том, что в образце ферромагнитные минералы имеют различные размеры. При больших размерах зерен максимум смещается в низкокоэрцитивную область (рис.37). По мере уменьшения размеров зерен максимум коэрцитивных спектров перемещается в более высококоэрцитивную область (рис.37).

По коэрцитивным спектрам мелкозернистой породы невозможно различать намагничивание, обусловленное магнетитом или гематитом, так как для обоих минералов при размере зерен около 20-30μ исчезает низкокоэрцитивный максимум (122).

Более чем для 100 образцов разного типа были сняты температурные кривые J_{rs} . По данным J_{rs}/J_{rs0} во всех исследованных разрезах имеются типичные маггемитовые кривые терморазмагни

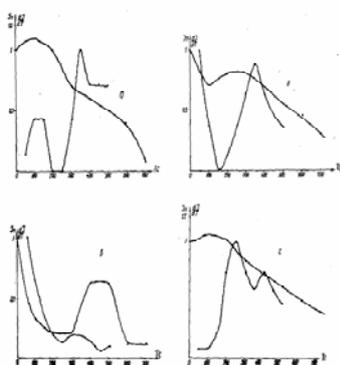


Рис.37. Кривые температурного разрушения и ее коэрцитивные спектры горных пород Шахдагского прогиба среднего и позднего эоцена.

чивания (рис.38), отличающиеся прежде всего наличием у них характерного перегиба в области температур 150-250⁰ С, но исчезающего при повторном нагреве, а также значительным уменьшением J_{rs} после термообработки. Эти признаки вполне определенно свидетельствуют о присутствии маггемита в этих породах (122).

Как известно, маггемит, как неустойчивый минерал при нагревах переходит в гематит. Об этом свидетельствует тот факт, что J_{rs} , созданная после термообработки подтверждается также насыщением в более высоких полях.

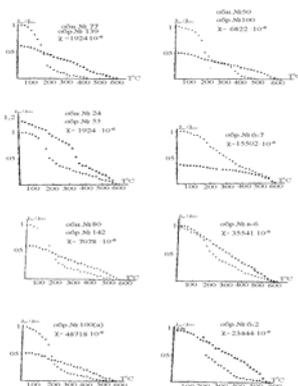


Рис.38. Температурный анализ параметров насыщения горных пород

Таким образом, по результатам лабораторных магнитометрических исследований основными носителями намагниченности в изученных породах является маггемит и гематит. Первый, как неустойчивый минерал, при термочистке разрушается и в породе остается J_n , обусловленная гематитом.

В других группах пород рудные минералы наряду с маггемитом, представлены титаномагнетитом, титаномаггемитом и магнетитом. Как видно из (рис.39а), при нагреве переход маггемита в гематит сопровождается уменьшением намагниченности насыщения J_{rs} образца, в то время как изменение титаномагнетита и титаномаггемита с выделением чистого магнетита увеличивает ее.

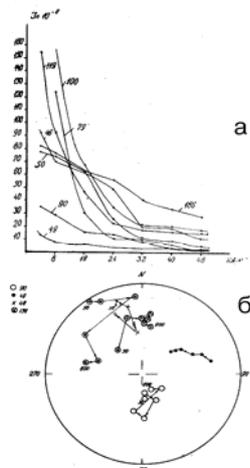


Рис.39. Характер разрушения J_n горных пород переменным магнитным полем палеогена Шахдагского прогиба.

В зависимости от концентрации ферромагнитных зерен остаточная намагниченность может уменьшаться (если маггемита больше, чем изменяющегося титаномагнетита) или возрастать (при обратном соотношении).

1. Проведенные термомагнитные исследования позволяют установить, что ферромагнитными минералами, ответственными за естественную остаточную намагниченность пород Шахдагского синклинория являются маггемит, магнетит, гематит и титаномагнетит.

Сопоставлением параметров термомагнитных кривых образцов, близких по составу, установлено, что эти минералы образовались в различных условиях охлаждения.

2. Для исследованных пород выявленный маггемит имеет фазовый переход, сопровождающийся появлением менее магнитной, более магнито жесткой фазы, остаточная намагниченность после нагрева уменьшается.

3. Существенные изменения параметров насыщения образцов при лабораторных нагревах могут служить косвенным признаком отсутствия вторичных воздействий на образец в природных условиях, которые могли оказать заметное влияние на первичный состав ферромагнитной фракции пород.

В настоящее время метод магнитной температурной чистки используется как для выделения стабильной части естественной остаточной намагниченности, так и для анализа различных компонентов намагниченности (80). Поэтому, под магнитной чисткой можно понимать любой процесс разрушения естественной остаточной намагниченности, сопровождающийся уничтожением ее вторичного компонента и связанным с этим изменением направления J_n . Эти изменения могут служить критерием эффективности чистки данным методом.

При чистке в переменном магнитном поле и термочистке высокоинформативным способом изображения результатов чистки являются диаграммы Зийдервальда, которыми в настоящее время широко пользуются ведущие палеомагнитные лаборатории.

В настоящей работе для выделения первичной компоненты, обладающей более высокой стабильностью, применялись косвенные (лабораторные) методы и прямые (полевые шпаты) методы исследования.

Чистка образцов в переменном магнитном поле проводилась с целью выделения устойчивой компоненты J_n , к \tilde{H} выбора поля. Образцы были подвергнуты чистке в переменном магнитном поле до 48 кА/м. Эффект размагничивания наблюдался в полях 32 кА/м. Результаты чистки переменным магнитным полем даны в табл.5.

Рассмотрим характер распределения направлений J_n после чистки в переменном поле. Породы палеогена Шагдагского синклиория ведут себя следующим образом: величина J_n у одних монотонно уменьшается до 0, у других падает довольно резко или плавно, или скачкообразно падает в течение всего процесса размагничивания или чистки его (рис.39а, обр.29, 48, 139, 90, 49). В некоторых случаях вектор J_n постоянно стремится к какому-то предельному значению, выяснить которое не удастся из-за малой величины J_n . Резкие скачки в больших полях особенно заметны для значений D и I. Поля, в которых начинается скачкообразное изменение направления J_n , самые различные - у одних образцов 41 кА/м, у других только 32 кА/м. Кроме того, следует отметить, что вектор намагниченности некоторых пород при повторном действии переменного поля меняет свое значение, колеблясь вокруг некоторого среднего направления (рис.39б).

Описанное поведение J_n пород от \tilde{H} можно объяснить наличием некомпенсированной составляющей лабораторного поля в размагничивающей установке. Причиной может быть также возникновение вязкой намагниченности в процессе измерения образцов. Скачкообразное изменение значений склонения D и наклона I, по всей вероятности, зависит от стабильности естественной остаточной намагниченности, так как эта J_n обусловлена, как было указано выше, различными минералами, каждый из которых характеризуется магнитной жесткостью к воздействию переменным магнитным полем.

По результатам чистки \tilde{H} были построены диаграммы Зийдервальда (рис.40), построенные для нескольких характерных образцов, на которых удалось выделить несколько компонентов J_n . Для большинства образцов при размагничивании фиксируется и разрушается одна компонента намагниченности, которая, по-видимому, представляет в породах характерную (термоостаточную) намагниченность, соответствующую моменту ее образования.

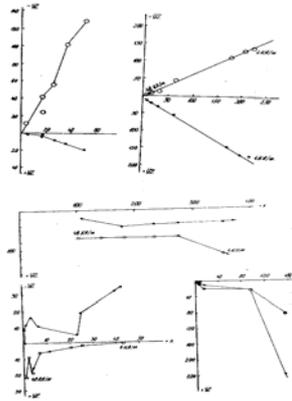


Рис.40. Диаграмма Зийдвервельда проекции конца вектора J_n горных пород палеогена Шахдагского прогиба.

Массовая \tilde{H} - чистка вулканогенных пород была проведена полем 32 кА/м, выбранным по признаку окончания значительного перемещения векторов J_n по направлению, с одновременной стабилизацией в изменении величин J_n .

После чистки векторы J_n расположились на стереограммах в двух почти противоположных по направлению сферах: $D=170^\circ$ $I=-48^\circ$. Эти направления характеризуют в разрезах прямо и обратнонамагниченные вулканогенные породы (рис.41).

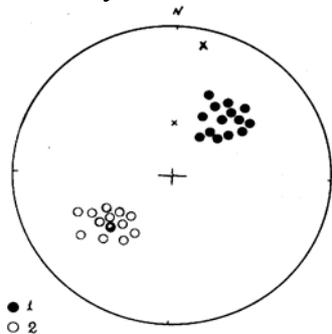


Рис.41.Распределение вектора J_n прямо и обратноанагиченных горных пород Шахдагского синклиория. I-проекция J_n в нижней полусфере; II-проекция J_n в верхней полусфере.

Из сказанного выше можно сделать следующие выводы:

Изученные нами палеогеновые отложения характеризуются доскладчатой намагниченностью. Средние направления и соответствующие координаты палеомагнитного полюса приведены в табл. 2. Данные направления близки к палеомагнитным направлениям, полученным по палеогеновым отложениям соседних регионов (Грузия, Армения).

Данные естественных магнитных параметров вулканогенных пород и составе ферромагнитных минералов играют важную роль при изучении связи магнитных свойств вулканогенных пород с глубинными условиями образования магмы и особенностями ее выхода на поверхность.

В исследованных породах встречаются титаномагнетит, маггемит, титаномаггемит и гематит. Среди этих минералов маггемит является преобладающим. Породы с этим маггемитом имеют фазовый переход $150-250^\circ\text{C}$. По проведенным магнитным исследованиям установлено, что маггемит является первичным минералом и обладает первичной намагниченностью. Неравномерное распределение маггемита в комплексе указывает на то, что магма до излияния на поверхность в промежуточном очаге попадает в сильноокислительную среду, где происходит распад титаномагнетита и магнетита. Это подтверждается тем, что все породы, как было указано выше, слабомагнитные. Магнетит, встречающийся в породе, стабилен и обуславливает первичную термоостаточную намагниченность. Титаномагнетит менее стабилен и при температуре выше 500°C он разрушается, во многих случаях образуя магнетит.

Палеогеновые разрезы Агджакендского прогиба являются наиболее полными разрезами в пределах Лок-Агдамской структурно-формационной зоны. Исследуемый регион охватывает междуречье Гянджачай и Тертер. В тектоническом отношении район исследуемых опорных разрезов

расположен в пределах крупного Агджакендского синклинория и прилегающих с севера и северо-востока участков предмалокавказского краевого прогиба.

Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса раннего мела по Малому Кавказу

Таблица .2

Объект исследования	φ	λ	D	I	K	α_{95}	ΔD	ϕ	Λ		
Азербайджан	39,9	46,7	17	35	14	9	5,5	37	142		
			26	44				65	161		
Ходжавенд	39	46,4	19	49				72	163		
Сарыбаба	39,5	46	33	45	29	12,2	8,6	60	116		
Яглыдара	39,5	46,5	36	31	31,6	12,6	7,5	56	121		
Сарымсаглы	39,5	47	352	41	56	74	4,9	69	8		
Доланлар	39,5	47	347	43	46	8,7	5,9	71	2		
Шушинский плаго	40	46,5	35	45	38	16,4	11,6	64	172		
Армения	40	45,5	6	39	24	10	6,4	70	208		
			27	66	20			8	9,8	70	107
			347	32	13			5	2,9	6,3	225
			18	55	177			3,8	3,3	6,6	226
			17	55	194			3,8	3,3		
Грузия	42	45,5	6	39	24	10	6,4	70	208		
			26	30	10			8	4,6	55	172
			322	43	31			5,1	3,5		

Положение разрезов значительно осложнено наличием крупного разлома, проходящего вдоль примыкания двух структурных элементов мегаантиклинория Малого Кавказа и Предмалокавказского прогиба.

Допалеогеновый возраст упомянутых структур и разломов определили условия формирования отложений палеоцена и эоцена и распространение фаунистических и флористических комплексов. В геологическом развитии Агджакендского прогиба прослеживается приемственность структурного плана и соответственно построенных по ней факторов осадконакопления палеоценового и позднеэоценового этапов развития. Повсеместно прослеживается сходный карбонатный тип породы палеоцена и олигоцена включительно: разрезы Аджидере, Зейва, Инджачай, Шорбулаг, Карачинар, Бориси.

Образцы для палеомагнитных исследований отбирались в тех точках, где уверенно измерялись элементы залегания слоев.

Естественная остаточная намагниченность и магнитная восприимчивости исследованных пород, соответственно, колеблется в пределах $J_n = (6 \div 150) \cdot 10^{-6}$ А/м и $\chi (25-250) \cdot 10^{-6}$ ед. СИ.

Результаты термомагнитного анализа фиксируют гематит с переходной температурой с $T_n = 680-700^\circ\text{C}$ и магнитной с $T_c = 580-600^\circ\text{C}$.

Для выделения величины и направления J_n° образцы всех разностей пород подвергались магнитным чисткам в переменном магнитном поле до $32 \cdot 10^3$ А/м.

Стабильные компоненты естественной остаточной намагниченности, выделенные при магнитных чистках, имеют в среднем одинаковые направления близкие к доскладчатой намагниченности и определены методом пересечения плоскостей перемагничивания. Это говорит о первичности стабильного компонента J_n изученных пород. Первичная намагниченность составляет 40 -70% J_n , она сохраняет стабильность при всех методах чистки.

Таким образом, полевые и лабораторные палеомагнитные исследования палеогеновых пород Малого Кавказа дали возможность выделить направления J_n , определить природу первичной остаточной намагниченности и доказать её синхронность времени формирования этих пород. На основании этих исследований выявлены палеомагнитные зоны прямой и обратной полярностей. Эти зоны можно считать достоверными, так как они представлены более чем 3-мя образцами, взятыми с разных стратиграфических уровней и прослежены в разновозрастных и удаленных друг от друга разрезах.

Палеоценовые образования широко развиты в Талыше и в Нахчыванской Автономной Республике. Они относятся к палеоценовой и эоценовой системе.

Палеоценовые породы, отобранные в бассейнах р.р.Истису и Вешарючай по магнитным характеристикам отличаются. В разрезе Вешарючай большое место занимает сильномагнитные туфопесчаники и туфоконгломераты, тогда как в р.Истисучай широко развиты слабомагнитные алевролиты. В р.Истисучай $\chi_{cp}=575 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ; $J_{ncp}=929 \cdot 10^{-9}$ А/м. В состав породы входит ферромагнитный минерал - магнетит.

Отложение палеоцена в разрезах Дизи и Аза (НАР) имеют близкие средние значения $\chi_{cp}=6,5 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ;

$J_{ncp}=1,610 \cdot 10^{-9}$ А/м; $\chi_{cp}=6,710 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ; $J_{ncp}=2 \cdot 10^{-9}$ А/м соответственно.

Нижние эоценовые отложения Талыша характеризуются большим разнообразием магнитных свойств.

В разрезе Говери и Гельдара породы серии лав и пирокластов пикрит-трахибазальтов и лейцитовых базальтов имеют близкие значения. $\chi_{cp}=707 \div 701 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ;

$J_{ncp}=6100-6200 \cdot 10^{-9}$ А/м соответственно.

Средний эоцен в р.Дивачай и Мистана осадочно-туфогенной толщии величины χ и J_n между собой идентичны. $\chi_{cp}=380-391 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ; $J_{ncp}=603-606 \cdot 10^{-9}$ А/м. Для разреза с.Розгов и с.Дыман магнитные характеристики имеют сходные значения. $\chi_{cp}=1100-1230 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ; $J_{ncp}=4300-4390 \cdot 10^{-9}$ А/м. В породе основным ферромагнитным минералом является магнетит.

Верхний эоцен. Породы флишоидной осадочно-туфогенной толщии в разрезе с.Несли $\chi_{cp}=254 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ; $J_{ncp}=266 \cdot 10^{-9}$ А/м. Серия лав и пирокластов трахиандезито-базальтов и лейцитовых трахиандезитов в разрезе Будери; величины χ и J_n в два раза меньше, чем в разрезах серии автокластитовых лав и пирокластов среднего эоцена.

Верхнеэоценовые отложения НАР изучены недалеко от Джульфы и представлены $\chi_{cp}=40 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ; $J_{ncp}=29 \cdot 10^{-9}$ А/м.

Для выяснения стабильности образцов горных пород переменным магнитным полем чистки производились для всех коллекций до 48 кА/м. Выяснилось, что переменное поле с амплитудой 32 кА/м мало влияет на величину остаточной намагниченности, а в других образцах уже в полях 16 кА/м разрушается 90% остаточной намагниченности. Остальные породы занимают промежуточное положение. Можно отметить, что прямо и обратномагнитные образцы, относящиеся к каждому типу, одинаковы.

Поэтому можно сказать, что стабильность прямомагнитных образцов к переменному магнитному полю такая же, как и обратномагнитных образцов.

На стереограмме показаны изменения направлений векторов естественной остаточной намагниченности образцов после магнитной чистки при амплитуде 32 кА/м. Величины обратномагнитных образцов сгруппировались в третьем квадранте, а прямо намагнитные - в первом квадранте.

Для определения вида ферромагнетиков, входящих в состав породы, по температурам Кюри был проведен термомагнитный анализ на 60 образцах. Установлено, что носителем информации у исследованных пород, в основном, является магнетит. Породы с прямой и обратной намагниченностью имеют одинаковый минеральный состав.

Сопоставление результатов размагничивания переменным магнитным полем, термомагнитных и минералогических исследований показало, что объяснение причин высокой стабильности J_n образцов, с точки зрения минерального состава, не вызывает затруднений.

Переменное магнитное поле с амплитудой 32 кА/м мало влияет на величину остаточной намагниченности этих образцов. Поэтому можно сказать, что в нашей коллекции образцы, которые представлены только магнетитом и гематитом магнитоустойчивы. ($S=0,3-1$).

Различное залегание пород в разных разрезах, а также наличие прямой и обратной намагниченности позволило применить полевые методы определения направления первичной намагниченности пород J_n° и проверить постоянство направления естественной остаточной намагниченности в региональном плане.

3.11. Минеральный состав мезо-кайнозойских вулканических формаций. Данный параграф посвящен характеристике и анализу условий появления ферри-титан-окисных минералов в породах позднемиоценовых вулканических формаций.

Для решения поставленных задач было использовано около 300 прозрачных шлифов, 90 полных силикатных анализов, 30 микрозондовых анализов, 54 аншлифов и 21 рентгеноструктурных анализов минералов вулканических пород азербайджанской части Малого Кавказа из Газахского, Агджакендского, Ходжавендского, Гадрутского и Гочасского прогибов.

В пределах Газахского прогиба установлена последовательность изолированных штоков, силлов и даек. Породы их сложены сравнительно более раскристаллизованными разновидностями андезитов, базальтов, долеритов и др.

Вторая, риолит-дацитовая субформация, характеризующая позднеантоновский подэтап вулканизма Газахского прогиба, сложена различными андезито-дацитами, риолито-дацитами, альбитофирами, риолитами, перлитами и др.

Контрастная антидромная риолит - базальтовая формация Агджакендского прогиба также расчленяется на две субформации. Первая, риолит-дацитовая, характеризуется взрывным вулканизмом риолитового, риолито - дацитового, андезито - дацитового состава. Продукты второй, базальт-андезитовой субформации в начальной фазе характеризуются взрывным, а в конечном-эффузивным вулканизмом. Преобладают субвулканические тела штокообразной формы, а также дайки андезитов, долеритов, габбро-порфиритов и др.

Продукты позднемиоценового вулканизма Ходжавендского прогиба соответствуют трахибазальтовой формации. Анализ распределения фаций вулканических пород указывает на резкое преобладание эффузивных образований. Породы эффузивной фации сходны с таковыми субвулканической. Они сложены оливковыми, клинопироксеновыми, анортитовыми базальтами, трахибазальтами и трахидолеритами. Сравнительно однородный состав и преобладание эффузивной фации пород в составе этой формации является доказательством того, что исходный расплав в условиях интенсивного растяжения не испытал существенного изменения своего первоначального состава.

Позднемиоценовая субщелочная трахиандезито-базальтовая формация Гочасского синклинория слабо дифференцирована. Породы эффузивной и субвулканической фаций между собой близки и представлены различными субщелочными базальтами, трахиандезитобазальтами, трахиандезитами и др.

Таким образом, выявленные особенности вышеописанных формаций позднемиоценового вулканизма указывают, что они формировались при различных флюидных режимах.

В результате комплексных исследований среди ферри-титан-окисных минералов позднемиоценовых вулканических пород нами установлены титаномагнетит, магнетит, маггемит, гематит, ильменит и др.

Титаномагнетиты среди вышеотмеченных минералов являются преобладающими; среди них различаются высокотитанистые, умеренно-титанистые, низкотитанистые однородные и гетерогенные разновидности. Наиболее высокотитанистые и сравнительно однородные структурно-оптические типы титаномагнетитов характерны для пород базальт-андезитобазальтовой субформации Газахского, Агджакендского и Гочасского прогибов.

В долеритовых базальтах вкрапленники титаномагнетита образуют хорошо ограниченные выделения. В отраженном свете зерна имеют однородное строение (т.е. не наблюдается распад твердого раствора). Расчет химического состава (табл.3) на минимальные составляющие (табл.4) указывает, что содержание ульвошпинельного компонента колеблется в широких пределах от 24 до 68%. Следующий тип высокотитанистого титаномагнетита образует с вкрапленниками клинопироксена сравнительно крупные взаимопрастающие зерна. Изредка слабо гематизированы, в

них наблюдаются ильменитовые пластинки. Титаномагнетит с ильменитовым распадом характерен для пород субвулканической фации (клинопироксеновые долериты). Температуры кристаллизации вышеотмеченных парагенезисов минералов, согласно термометрам Линдисли-Баддингтона (85) и Хакли-Райта (68), соответствуют 950-1100°C, значение парциального давления кислорода колеблется от 10^{-6} до 10^{-12} атм.

Химический состав ферри-титан-окисных минералов пород позднемеловых (коньяк - сanton) вулканических формаций Малого Кавказа Таблица 3

4Анализы пересчитаны на 100%.

Таблица 4

Компонентный состав, точки Кюри титаномагнетитов и магнитные характеристики вмещающих пород

Петрографические типы пород	NN ан.	Компоненты										Сумма
		TiO2	Fe2O3	V2O5	Cr2O3	Al2O3	FeO	MnO	NiO	CoO	MgO	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
КАЗАХСКИЙ ПРОГИБ												
Долеритовые	1	23,87	23,74	-	0,01	0,04	50,66	0,02	-	-	1,66	100,0
	2	19,97	32,09	0,74	0,07	-	46,45	0,63	0,02	0,02	-	99,99
	3	17,55	37,98	0,93	0,23	-	42,87	0,40	0,03	-	-	99,99
	4	19,04	34,40	1,26	0,17	-	44,57	0,48	0,04	0,03	-	99,99
Базальты	5	18,91	36,69	0,81	0,26	-	42,89	0,36	0,04	0,03	-	99,99
Оливин-плаггиоклаз-пироксеновые	6	20,42	31,94	0,82	0,09	-	46,09	0,61	0,01	0,02	-	100,0
	7	19,79	31,48	1,26	0,17	-	46,77	0,49	0,01	0,02	-	99,99
	8	19,98	31,85	0,73	0,07	-	46,74	0,60	0,01	0,02	-	100,0
Афиновый андезит-базальт	9	7,73	54,74	0,22	0,01	-	36,72	0,57	0,01	-	-	100,0
Роговообманковый андезит-базальт	10	9,60	41,04	-	1,61	7,77	37,37	0,06	-	-	2,54	99,99
	11	9,48	43,26	0,01	0,01	7,57	36,81	0,05	-	-	2,81	99,99
	12	9,11	43,31	-	-	8,09	36,77	0,05	-	-	2,66	99,99
Андезиты. Роговообманковые Плаггиоклазовые	13	3,58	60,08	0,16	0,17	-	35,57	0,44	-	-	-	100,0
	14	1,36	67,40	0,13	0,01	-	30,60	0,50	-	-	-	100,0
Риолиты. Роговообманковые Биотит-санидиновые	15	4,76	63,19	0,17	0,01	-	31,34	0,52	-	-	-	99,99
	16	4,23	64,52	0,26	0,01	-	30,58	0,38	-	0,01	-	99,99
Гиперстен-роговообманковый перлит	17	10,67	52,76	0,31	0,01	-	31,78	0,44	0,01	0,01	-	99,99
АГДЖАКЕНДСКИЙ ПРОГИБ												
Оливиновые базальты	18	20,53	31,98	0,92	0,09	-	45,77	0,65	0,01	0,03	-	99,99
	19	22,92	25,28	-	0,01	0,04	50,60	0,02	-	-	1,13	100,0
	20	19,60	32,48	1,09	0,08	-	46,16	0,05	0,01	0,03	-	100,0
Роговообманковые андезит-дациты	21	7,40	46,31	-	0,01	8,74	33,97	0,05	-	-	3,52	100,0
	22	3,45	69,40	0,14	0,01	-	26,80	0,20	-	0,01	-	100,0
Дациты	23	3,43	63,92	0,82	0,24	-	31,09	0,48	-	0,02	-	100,0
ХОДЖАВЕНДСКИЙ ПРОГИБ												
Анальцимовые трахибазальты	24	9,16	41,66	-	0,011	0,33	34,15	0,04	-	-	4,56	100,0
	25	10,20	39,97	-	1,19	7,60	39,48	0,04	-	-	1,52	100,00
	26	10,98	38,40	-	0,01	8,24	40,84	0,04	-	-	1,50	100,01
	27	9,36	42,71	-	0,01	8,31	36,61	0,03	-	-	2,96	99,99

NN обр.	Компоненты					Tc		χ 12.6·10 ⁻⁶ СИ	Jn 10 ⁻³ А/м
	Mt	Ulv	Il	Hem	Sp	расч.	измер.		
1	33,2	66,7	-	-	0,1	210	250	820	2528
2	45,1	43,6	11,3	-	-	190	220	820	980
3	52,8	29,6	17,7	-	-	237	210	440	2752
4	48,5	35,7	15,8	-	-	210	240	900	1200
5	50,0	27,0	23,0	-	-	210	250	3	11
6	44,6	40,8	14,6	-	-	200	250	350	4565
7	45,5	4,5	50,0	-	-	190	200	910	-
8	45,5	24,0	30,5	-	-	210	250	822	8024
9	78,1	17,7	4,2	-	-	433	400	1150	9395
10	60,5	25,9	13,6	-	-	511	460	2044	4984
11	59,4	25,6	15,0	-	-	510	480	2044	4984
12	61,3	24,5	14,2	-	-	500	420	2044	4985
13	81,1	9,6	-	-	9,3 ^x	511	520	560	5032
14	94,5	-	3,9	1,6	-	551	540	960	2986
15	84,1	-	13,1	2,8	-	485	530	550	1367
16	82,6	-	11,5	5,9	-	496	540	220	-

17	71,0	8,0	21,0	-	-	460	550	135	214
18	42,0	31,4	26,6	-	-	-	240	896	-
19	35,5	64,4	-	-	0,1	-	230	1300	2078
20	46,2	42,5	11,2	-	-	-	250	1200	2261
21	61,9	19,8	-	-	18,3	-	410	1100	2751
22	69,5	-	9,1	21,4	-	-	460	1300	1216
23	87,5	-	9,5	3,1	-	511	540	590	716
24	54,7	24,0	-	-	21,3	-	400	1660	1559
25	64,1	27,7	-	-	8,2	-	380	650	6572
26	64,1	30,0	-	-	5,9	-	450	1250	8983
27	59,1	25,1	-	-	15,8	-	500	1240	1504

^x9,3 - вюстит

Mt - магнетит

Il - ильменит

ULv - ульвошпинель

Hem - гематит.

Sp - шпинель

Tc - Точка Кюри

χ - магнитная восприимчивость

Умереннотитанистые разности титаномагнетитов по составу расчленяются на две группы. Титаномагнетиты первой группы характеризуются высоким содержанием глинозема и магния (табл.2, ан. 24, 25, 26, 27). Они характерны для пород трахибазальтовой формации Ходжавендского прогиба. Порфиновые выделения титаномагнетита в оливиновых, клинопироксеновых и анальцимовых трахибазальтах, трахидолеритах образуют идиоморфные, хорошо ограниченные зерна. Последние в виде включений приурочены к вкрапленникам оливина, клинопироксена. В отраженном свете в титаномагнетите наблюдаются едва заметные тонкие пластинки ульвошпинели и ильменита.

Титаномагнетиты второй группы сравнительно менее глиноземистые и магнезиальные (см. табл.2, ан.17) и главным образом встречаются в гиперстен-роговообманковых перлитах. Выявленные особенности титано-магнетитов, в частности, высокое содержание глинозема, магния, сравнительно низкое значение параметра элементарной ячейки ($a=0,841$ нм), а также более раннее выделение их и преобладание анальцима в породах указывают, что исходная магма трахибазальтовой формации кристаллизовалась в условиях высокого давления водного флюида. Очевидно, сравнительно низкие значения температуры кристаллизации ($t=850-950^{\circ}\text{C}$) порфинового поколения минералов формаций обусловлены высоким давлением инверсионных флюидов.

Низкотитанистые титаномагнетиты характерны для пород трахиандезитовой субформации Гочасского синклинория, риолит-дацитовый субформации Газахского и Агджакендского прогибов. Содержание титана в титаномагнетитах этих субформаций колеблется от 1,36 до 10,67%, причем наименее титанистые разности титаномагнетитов участвуют в составе роговообманковых, биотит-санидиновых риолитов (табл.2, ан.15, 16). Титаномагнетит в отношении всех силикатных фаз идиоморфен и образует сравнительно хорошо ограниченные выделения.

Магнетит (титаномагнетит) характерен для роговообманковых трахиандезито-базальтов, андезитов, риолитов и гиперстен-роговообманковых перлитов. В отраженном свете в титаномагнетите наблюдаются многочисленные пластинки гематита и ильменита. Данные рентгенодифрактометрических анализов подтверждают наличие пластинок гематита ($d=0,270$ нм) и ильменита ($d=274$ нм). Расположение пластинок в титаномагнетите указывает, что они являются продуктом окисления первичных титаномагнетитов. Зерна в отношении силикатных фаз всегда идиоморфны.

Ильменит, как самостоятельный минерал, был встречен в роговообманковых андезитах и риолитах, где он образует сероватые в отраженном свете, хорошоограниченные пластинки, нередко включенные в роговую обманку и биотит.

Гематит образует мелкие пластинки, чаще всего развивается по оливину и маггемиту.

Приведенные факты свидетельствуют, что в зависимости от состояния летучих компонентов титаномагнетит в одном случае кристаллизуется раньше силикатных фаз или же одновременно с ними, а в других - позже силикатных минералов. Раннее, одновременное или же позднее выделение титаномагнетита из исходной магмы является показателем условий кристаллизации.

Так, более ранняя кристаллизация титаномагнетита из субщелочно-базальтовой магмы Ходжавендского прогиба показывает, что родоначальный расплав был обогащен флюидами. По всей вероятности, последние в условиях коры, на уровнях обособления магмы, т.е. в промежуточном очаге, взаимодействовали с вмещающими породами и испытали инверсию (54, 53). В результате этого в ликвидусе первыми появляются высокомагнезиальный титаномагнетит и оливин. Некоторое опережение выделения титаномагнетита является причиной обеднения оливина фаялитовой, клинопироксена титан-чермакитовой и ферросилитовой молекулами. Сравнительно более низкие температуры минеральных парагенезисов трахибазальтовой формации Ходжавендского прогиба обусловлены участием в процессе кристаллизации окисленных флюидов.

Анализ характера минеральных парагенезисов и место титаномагнетита в последовательности их выделения указывает, что образование пород базальтовой и базальто-андезито-базальтовой субформаций Газахского и Агджакендского прогибов происходило при сходных термодинамиче-

ских условиях. Сравнительно позднее выделение однородного высокотитанистого титаномагнетита в отношении плагиоклаза свидетельствует, что магматический расплав перед интрателлурической стадией кристаллизации потерял летучие компоненты. В связи с этим титаномагнетит со значительным содержанием ульвошпинелей молекулы является субликвидусной фазой пород базальтовой и андезито-базальтовой субформации Газахского, Агджакендского и Гочасского прогибов. Значительное участие чермакитовой молекулы в составе сосуществующих с титаномагнетитами клинопироксенов указывают, что кристаллизация исходного расплава происходила при небольшом литостатическом давлении. Небольшое содержание шпинелевой молекулы в составе титаномагнетитов, а также количество никеля в сосуществующих с ними оливине и клинопироксене является доказательством высокотемпературности ($t=950-1100^{\circ}\text{C}$) кристаллизации исходного расплава рассматриваемых субформаций. Благодаря обогащению исходного расплава риолит – дацит - риолитовой субформации окисленными флюидами, низкотитанистые катиондефицитные титаномагнетиты (маггемит) кристаллизуются в отношении силикатных фаз несколько раньше. В связи с относительно низким количеством феррических компонентов в расплаве содержание феррититанистых минералов заметно уменьшается.

Таким образом, выявленные особенности ферри-титан-окисных минералов могут быть использованы при анализе условий кристаллизации магматических горных пород.

В строении исследуемых синклиналиев осадочные и туфогенно-осадочные образования широко развиты и чередуются с вулканогенными породами. Они представлены различными аргиллитами, алевролитами, известняками и их туфогенными разностями. Среди отмеченных пород доминирующими являются туфопесчаники и известняки с различной гранулометрией, встречающиеся в разрезах в Газахском, Агджакендском, Гадрутском и Гочасском прогибах. Они характеризуются кристаллолитокластической структурой с базальным и контактовым типом цементации. Обломки минералов обладают различной степенью окатанности и представлены плагиоклазами, кварцем, клинопироксенами, биотитом, хлоритами и несколько окисленным магнетитом. В зависимости от количества вышеотмеченных минералов в породе выделяются кварц-полевошпатовые, клинопироксен-полевошпатовые, полевошпатовые разности туфопесчаников.

Обломки пород сложены различными эффузивами и осадочными образованиями. Эффузивные породы сложены миндалекаменными базальтами и различными порфиритами. Они в достаточной мере хлоритизированы и кальцитизированы.

Цементирующая масса сложена глинистым и тонкозернистым материалом, который содержит точечные зерна магнетита. Песчаники не содержат обломки вулканогенных пород. Для них характерно наличие окатанных зерен минералов и осадочных пород (известняков, алевролитов, аргиллитов и др.). цементирующая масса преимущественно глинистая. Нередко содержит коньяк-сантонскую фауну. Известняки органогенные, пелитоморфные, в разрезе выступают в виде маломощных прослоек. Помимо кальцита изредка отмечаются полевой шпат, кварц и слюды.

Таким образом, из приведенного краткого петрографического описания шлифов явствует, что среди нормально-осадочных пород преобладают известняки. Они и другие типы пород переслаиваются вулканогенными породами, что свидетельствует о синхронности их образования.

Анализ проведенных исследований позволяет сделать следующие выводы:

1. Выявление особенности вышеописанных формаций позднемелового вулканизма указывают: что они формировались при различных флюидных и геодинамических режимах.
2. По содержанию титана магнетиты разделены на три группы: высокотитанистые, умереннотитанистые и низкотитанистые.
3. Умереннотитанистые магнетиты по составу расчленяются на две группы: а) с высоким содержанием глинозема и магния; б) менее глиноземистые и магнезиальные.
4. Титаномагнетит в отношении всех силикатных фаз идиоморфен и образует сравнительно хорошо ограненные выделения.

5. Основными минералами, ответственными за магнитные свойства изученных пород, являются магнетит, титаномагнетит и маггемит.

6. Наличие ульвошпинельной фазы в титаномагнетите ($a=8,48\text{E}$) свидетельствует о том, что распад происходил в условиях высоких температур.

7. Несомненным носителем термоостаточной намагниченности вулканогенных пород являются гомогенные титаномагнетиты с низкими, до 350°C точками Кюри, кристаллизующиеся при температурах $900-1100^\circ\text{C}$ и магнетит с точками Кюри $550-600^\circ\text{C}$, кристаллизующийся при температурах $850-950^\circ\text{C}$.

8. Характер залегания стратификационных поверхностей и пластообразных пачек вулканогенных пород, их контактов, расщепления и текстурных элементов имеет значительную общность между собой и с элементами залегания осадочных и туфогенно-осадочных пород, что говорит о существовании общей палеоструктурной обстановки в период образования тех и других типов пород.

3.12. Минеральный состав Шахдагского синклиория и Талыша. Породы формации характеризуются в основном порфировыми выделениями, породообразующих минералов, представленных оливином, клинопироксеном, роговообманкой, биотитом, полевым шпатом, титаномагнетитом, кварцем и др.

Из аксессуарных минералов установлены апатит, магнетит, титаномагнетит, ильменит и др. Среди них титаномагнетит является наиболее информативным для уточнения режима кристаллизации пород рассматриваемой формации. Титаномагнетит в известково-щелочной серии в большинстве случаев с клинопироксеном образует взаимопрорастающие выделения. Зерна титаномагнетита имеют квадратную или неправильно округлую форму.

Они несколько обогащены хромом, глиноземом. Наиболее титанистые разности установлены в составе меланократового долерита и базальта. Однако титаномагнетит в составе базальта однородный, в титаномагнетите долерита наблюдаются слабо выраженные ильменитовые ламели.

Установленные различия устанавливаются и с помощью рентгеноструктурного анализа, где для первого нехарактерно наличие линий ильменита, а у второго устанавливается слабое отражение последнего ($d=2,71\text{ E}$). В другом титаномагнетите остальных дифференциатов, содержание титана постепенно уменьшается. Наряду с этим, первичный титаномагнетит подвергнут вторичным изменениям, при этом он имеет каплеобразную форму. На дифрактограммах имеются линии гематита и гидроокиси железа. В отличие от предыдущего, в породах трахибазальт-трахиандезит-трахиандезит-трахириолитового комплекса клинопироксен и титаномагнетит по отношению к вкрапленным плагиоклазам кристаллизовались несколько раньше.

Несмотря на полученные различия, вулканы рассматриваемых комплексов являются производными оливин-базальтовой магмы. Однако в результате резкого преобладания субщелочной разности пород над известково-щелочной, исходная магма была несколько обогащена щелочными компонентами. Она на ранних стадиях эволюции была разобрана на отдельные очаги, каждая из которых эволюционировала самостоятельно.

В относительно глубинных промежуточных очагах при уменьшении проницаемости магмаподводящих разломов магматический расплав испытывал длительное отстаивание, благодаря которому происходили кристаллизация и дифференциация магматического расплава.

Однако в ряде случаев разобранная часть магмы с помощью активных магмаподводящих разломов растекалась на земную поверхность.

В породах абсорокит-шошонит-щелочно-базальтового комплекса аксессуарные минералы представлены окислами (магнетит, титаномагнетит, маггемит, циркон, цфен) и сульфидами (пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит). Среди аксессуарных минералов преобладающими являются феррошпинелид.

Fe, Ti окисные минералы участвуют во всех типах пород абсорокит-шошонит-щелочно-базальтового комплекса, среди них преобладающим является титаномагнетит.

Изучение структурных взаимоотношений титаномагнетитов с ассоциирующими минералами, а также структурного состояния самих титаномагнетитов позволило выделить среди них две возрастные генерации. Ранняя генерация титаномагнетита в отраженном свете имеет светло-серую окраску изохронный характер. Она образует преимущественно хорошо ограненные октаэдрические формы. В целом для пород комплекса характерны оптически однородные разности.

Проведенные химический и рентгенофлюоресцентный анализы показывают, что шпинелиды в составе абсорокитов сравнительно более обогащены хромом и никелем. Под микроскопом видно, что здесь шпинелиды нередко с клинопироксеном образуют взаимопрорастающие зерна. Отмеченные особенности дают возможность говорить о том, что кристаллизация титаномагнетита происходила почти одновременно и в ряде случаев несколько ранее клинопироксена. Причиной умеренного содержания титана в магме, очевидно, является более ранняя кристаллизация титанистых слюд и роговой обманки в аккумулятивных образованиях комплекса.

Анализируя выявленные особенности титаномагнетитов из абсорокит-шошонит-щелочно-базальтового комплекса и используя метода Sacketa. (1980) можно отметить, что кристаллизация пород происходила при 1000-1200°C при контроле близ магнетит-гематитового буфера $\lg fO_2 = 5-8$ атм. По содержанию глинозема и магнезии, а также значению точки Кюри ($T_C = 400-500^\circ C$) метастатистическое давление не превышало 4 кбар.

Маггемит и гематит в большинстве случаев являются вторичными и ассоциируются с хлоритом и кальцитом.

IV ГЛАВА. ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

Современный этап развития геологии в значительной степени проходит под знаком тектоники подвижных литосферных плит, которая впервые в истории наук о Земле объединила такие фундаментальные геологические концепции, как рифтогенез, дрейф континентов, происхождение океанов, развитие геосинклиналей. Результаты палеомагнитных исследований открыли возможность количественно изучать явление океанического дна. Выяснились также перспективы применения палеомагнитных исследований для изучения горизонтальных движений, а именно деформацией, связанных с формированием складчатых поясов и островных дуг, а также локальных складчатых структур.

По тектонической структуре Малый Кавказ является наиболее представительной частью Альпийского складчатого пояса. Малый Кавказ имеет очень высокую степень изученности (Геология СССР, 47, том; Шихалибейли и др.), поскольку он является одним из старейших рудных вместилищ Кавказа. Несмотря на это, до настоящего времени нет единой общепринятой точки зрения на геотектоническую историю Малокавказской складчатой системы. Существуют две различные точки зрения: позиции фиксистов и мобилистов. Нет необходимости подробно останавливаться на них, они достаточно хорошо освещены в литературе (6, 117, 118, 119, 120, 121, 3, 14). На основании обобщения геологических данных фиксисты в структуре Малого Кавказа главную роль отводят глубинным вертикальным разломам. Мобилисты главную роль отводят надвигам и заключению, что надвиги подчинены закономерностям горизонтальных движений. Как известно, изучение относительных горизонтальных смещений или движений почти невозможно при помощи обычных геологических методов.

4.1. Количественная оценка локальных и региональных горизонтальных движений по результатам палеомагнитных исследований.

Палеомагнитный метод изучения горизонтальных тектонических движений основан на том, что поворот масс горных пород вокруг вертикальной оси на какой-либо угол приводит к вращению вектора J_p в древней системе координат на такой же угол (108). Как показали палеомагнитные исследования в складчатых поясах (Тянь-Шань, Кавказ, Закарпатье), именно горизонтальные движения играют ведущую роль в формировании этих поясов (119, 35, 120, 67, 81).

В складчатых регионах массивы горных пород одновременно участвуют в локальных и региональных движениях, поэтому для расшифровки истории тектонического развития региона и выполнения палинспастических реконструкций необходимо раздельное определение параметров всех видов движения.

Из анализа существующих лабораторных и полевых методов палеомагнетизма ясно, что ни один метод в отдельности не может удовлетворить требованиям, необходимым для решения задач региональной тектоники. Для решения этих задач нужно применить комплекс методов исследований. Эти методы должны удовлетворить следующим критериям палеомагнитной надежности при решении тектонических задач:

1. Обнаружение при лабораторных исследованиях первичных минералов и доказательство того, что эти минералы обладают ориентационной или термоостаточной намагниченностями не изменившимися со времени образования пород.

2. Сходимость направления естественной остаточной намагниченности, выделенной полевыми методами для всего комплекса исследованных пород, для которых удалось доказать природу ориентационной и термоостаточной намагниченностей.

3. Сходимость средних направлений J_p для известного интервала времени у пород разного происхождения, содержащих различные ферромагнитные минералы с разной природой J_p и из различных разрезов.

Реконструкция палеогеографических обстановок мезозоя имеет важное значение в восстановлении событий геологической истории. С отложениями мезозоя на Кавказе, в частности, связываются основные перспективы нефтегазоносности и поиски целого ряда полезных ископаемых. Восстановление палеогеографических условий в те или иные эпохи дает возможность выявить характер осадочных бассейнов и особенности осадконакопления в них.

В настоящее время имеются довольно многочисленные данные по мезозою Малого Кавказа. Палеомагнитные полюсы этих временных интервалов для Кавказа включают 174 определения: 50 по Азербайджану, 39 по Грузии, 10 по Армении и 85 по Центральному Ирану и Турции (102, 121-129). Геологический возраст подавляющего большинства из них подтвержден радиологическими и биостратиграфическими данными. В каждом определении выделена древняя компонента намагниченности. В ранних работах, проведенных на южной части Малого Кавказа, (120, 130 - 137) было высказано предположение, что Малый Кавказ в мезо-кайнозой испытал поворот по часовой стрелке на 20-30° и, дугообразно изгибаясь, эти процессы обусловлены столкновением двух плит (64, 75, 81, 138, 139). Сразу же возникает вопрос, является ли такое положение складчатых зон первоначальным или же оно стало таким благодаря вторичным деформациям этих складчатых зон.

4.2 Палеомагнитные исследования юрских отложений Малого Кавказа. Юрский период на территории Малого Кавказа ознаменовался крупными перестройками тектонической структуры региона, сопровождавшимися активным вулканизмом.

Большой разброс в склонениях указывает, скорее всего, на вращение блоков в разные стороны после юрского времени.

Обсуждение результатов проведенных исследований позволило выделить доскладчатую компоненту намагниченности. В древней системе координат они имеют следующие характеристики: для Ходжавендского синклинория $D=23^\circ$; $I=47^\circ$; $K=80$; $\alpha_{95}=6,8^\circ$; $\Phi=62^\circ$; $\Lambda=168^\circ$; для Лачинского антиклинория $D=19^\circ$; $I=40^\circ$; $K=79$; $\alpha_{95}=5,8^\circ$; $\Phi=64^\circ$; $\Lambda=172^\circ$; для Гарабахского антиклинория $D=22^\circ$; $I=42^\circ$; $K=15$; $\alpha_{95}=10^\circ$; $\Phi=67^\circ$; $\Lambda=175^\circ$; для Дашкесанского синклинория $D=1^\circ$; $I=37^\circ$; $K=18,4$; $\alpha_{95}=9,8^\circ$; $\Phi=75^\circ$; $\Lambda=220^\circ$. Значение погрешности этих углов определяется по формуле:

$$\Delta D = \frac{\alpha_{63}}{\cos I} = \frac{1}{2} \frac{\alpha_{95}}{\cos I}$$

соответственно они составляют 4,2°; 3,78°; 6,73°; 6,1°. Отсюда видно, что с момента образования (около 190 млн. лет) Ходжавендский, Лачинский и Гарабахский антиклинории повернуты по часовой стрелке на 19-22°, Дашкесанский синклинорий в это же время ориентирован субмеридионально $D=1^\circ$, т.е. не изменил первоначальное положение. В Шахдагском синклинории изучен Зеамчайский разрез; исследованные породы в древней системе координат имеют следующие характеристики $D=341^\circ$; $I=38^\circ$; $K=14$; $\alpha_{95}=14,6^\circ$;

$\Phi=65^\circ$; $\Lambda=265^\circ$. Из того следует, что регион, где находится разрез Зеамчай повернут против часовой стрелки на 29°. Значение погрешности

этих углов $\Delta D=9,2^\circ$.

Для определения локальных поворотов блока использовались методики А.Н.Храмова (75). На схематической картине (рис.42) видно, что регион, где расположен Ходжавенд, Лачин, Гочасс и Гарабахский антиклинории, по сравнению с Дашкесанским синклиноморием больше испытал поворотов. Направления первичных намагниченностей для этих разрезов характеризуются различными значениями древнего склонения (табл.4). Это свидетельствует, что регион разделен на несколько микроблоков. С использованием палеомагнитных данных, по известной методике определены углы поворота локальных палеомагнитных полюсов региона.

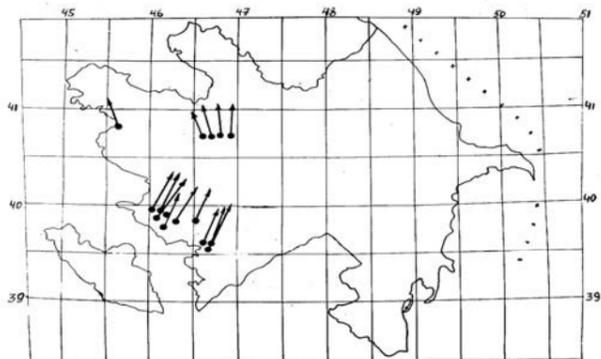


Рис.42. Схема распределения палеомагнитных направлений разрезов юры Азербайджанской части Малого Кавказа.

Большинство поворотов происходило по часовой стрелке: угол поворота составляет $19,8^\circ$, поворот против часовой стрелки 19° , а поворот всего региона составил $12,5^\circ$ по часовой стрелке. Отметим, что поворот средних векторов не зависит от состава пород, что повышает вероятность тектонического происхождения этих поворотов. Как было ранее сказано, палеомагнитные методы изучения горизонтальных тектонических движений основаны на двух фактах: 1. наличие отпечатка в горных породах геомагнитного поля, исходя из факта, что палеомагнитное поле регулярно. Следовательно, любые движения, сопровождающиеся поворотом масс горных пород, обязательно вызовут соответствующие повороты векторов палеомагнитных направлений. 2. Перемещения массивов с изменением географической широты, в свою очередь, приведут к несогласованности палеошироты, определяющих по палеомагнитным наклонениям

$$\text{tg}I = 2\text{tg}\varphi_m / 4$$
 с современными широтами массивов. Имен

но поэтому, палеомагнитный метод может быть привлечен к изучению горизонтальных тектонических движений самого различного масштаба. Основным палеомагнитным параметром, позволяющим получить информацию о горизонтальных движениях земной коры, являются наклонение I_0 и палеоширота φ_m . Анализ этих параметров позволяет количественно оценить поступательные движения. Вычисления показали, что наклонение восточной части Малого Кавказа юрского времени составляет в среднем 38° , по методу кругов перемагничивания наклонения равны 36° , палеошироты $\varphi_m=19,9^\circ \div 22^\circ$; соответственно. Эти значения в пределах погрешности $\alpha_{95}=6,8^\circ$, хорошо согласуются. Используя данную мето-

дику, были определены параметры горизонтальных движений в градусах. Установлено, что в юрское время изученный регион, находясь в 20-22° северной широты, (рис. 43) сместился на север примерно, на 20-22°, т.е. на 2200~2400 ±300км. При этом средняя скорость поступательных движений, в целом, для всей территории составляет 1,3-1,5 см в год.



Рис.43. Палеотектоническая реконструкция восточной части Тетиса для поздней юры (по И.Н.Сборщикову) (117).

Полученные результаты позволили уточнить историю геологического развития Малого Кавказа в юре. Как следует из изложенных ведущая роль в этом развитии принадлежит горизонтальным перемещениям литосферных плит и микроплит.

Подводя итоги отметим, что полученные нами палеомагнитные данные для юрских пород складчатой области Малого Кавказа подтверждаются данными других исследователей. На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Большой разброс в склонениях указывает, скорее всего, на вращение блоков в разные стороны после юрского времени.
2. Изученный регион в юрское время, находясь на палеошироте 20-22°, смещен на север после юры на 20-22°, поворот по часовой стрелке в среднем составляет 12-15°, что соответствует модели дугообразного изгибания Малокавказской зоны в процессе вдавливания в нее Аравийского клина.
3. Установлено, что изгиб стал дугообразным благодаря вторичным деформациям этих складчатых зон после юрского времени.

4.3. Палеомагнитные исследования раннемеловых отложений Малого Кавказа. Учения о геологической истории магнитного поля Земли обуславливаются возможностями использования палеомагнитного метода для разработки теории земного магнетизма и решения задач прикладного характера в области геохронологии, стратиграфии, палеогеографии и палеотектоники.

В последние годы много работ было посвящено регистрации магнитного поля Земли по палеомагнитным данным с целью изучения дрейфа континентов. Решению задач палеотектоники палеомагнитным методом раньше уделялось очень мало внимания. Анализ мировых палеомагнитных данных по мелу, выполненный Хейсли и Штейнером, (140) привел их к выводу, что режим геомагнитного поля в меловой период существенно отличается от кайнозойского. С позднеальбского до среднесантонского возраста существовал длительный интервал только прямой полярно-

сти. В раннем мелу установлены три кратковременных интервала обратной полярности. Приблизительно около 80% всех меловых пород имеют прямую полярность.

Уже накоплен сравнительно большой фактический материал о характере геомагнитного поля в прошлом, хотя некоторые геологические периоды в палеотектоническом отношении исследованы недостаточно полно. Мезозойская эра представляет значительный интерес с точки зрения палеотектоники и палеогеографии, так как именно в мезозое произошли те крупные геологические события в эволюции Земли, которые обусловили современные очертания материков и нынешний план климатической зональности.

Для палеомагнитных исследований из нижнемеловых отложений снят разрез г.Сарыбаба. Разрезы охарактеризованы А.Г.Халиловым, Г.А.Алиевым и Р.Б.Аскеровым (141). Снят следующий разрез нижнего мела, берриас-валанжин, верхний альб. В разрезе выступают бурые кирпичные - бурые не ясно слоистые, местами окремненные мергели, подобные пелитоморфные известняки, темно-серые, местами голубовато-серые с поверхности, желтовато-серые плитчатые плотные, крепкие, сильно окремненные известняки мощностью 100 м.

Верхний альб в разрезе представлен чередованием темно-серых с поверхности, желтоватых слоистых и плитчатых плотных, хрупких мергелей. Серые и темно-серые слоистые, темно-зернистые известняки и мергели с желтовато-серыми плитчатыми средне и крупнозернистыми плотными песчаниками.

В районе г. Лачин снят разрез Яглыдере. Здесь в русле реки выступают терригенные карбонатные отложения верхней юры, перекрываемые известняками берриаса. В разрезе породы представлены: серыми, буровато-серыми, местами плотными голубоватыми конгломератами и брекчиями. Обломки полуокатанные и угловатые различной величины и представлены известняками, аргиллитами нижележащей пачки.

Валанжин представлен пачкой белесовато-серых, с поверхности желтоватых не яснослоистых, плотных, сильно окремненных известняков с туфовой примесью и прослойками кремния.

Готерив представлен темно-серыми с поверхности серыми и желтовато-серыми слоистыми, плотными, крепкими мелкозернистыми и пелитоморфными окремненными известняками. Продолжение разреза прослеживается на северной окраине гор. Лачин- пачка серых и темно-серых плитчатых и слоистых местами окремненных трещиноватых известняков.

Верхний Альб. Пачка чередования темно-серых с поверхности желтоватых

слоистых, крепких плотных тонкозернистых песчаных известняков и

аргиллитов с тонкими пропластками желтовато-серых крупно и среднезернистых сильно известковистых туфопесчаников.

Известно, что естественная остаточная намагниченность горных пород представляет собой, как правило, весьма сложное образование из-за многообразия физико-химических факторов, воздействующих на горную породу в период ее образования и дальнейшей жизни. Такие воздействия приводят к возникновению менее стабильных вторичных намагниченностей, которые в разных соотношениях могут одновременно присутствовать в данной породе.

Возникает вопрос, какова же связь наблюдаемой естественной остаточной намагниченности горной породы с земным магнитным полем эпохи образования этой породы?

Для того чтобы ответить на этот вопрос, необходимо, в частности, выяснить сохранилась ли в осадочных породах первичная намагниченность J_n^o , и если сохранилась то в какой мере. Лабораторные исследования магнитных параметров горных пород проводились на стандартной аппаратуре и по стандартной методике (30).

Породы берриас-валанжин в разрезе г. Сарыбаба характеризуются $\chi_{cp}=3,5 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ; $J_n = 5,6 \cdot 10^{-9}$. А /м. С появлением в породах туфового

материала значение χ и J_n повышается. Такое же наблюдается в разрезе Яглыдере. В разрезе Яглыдере и Сарыбабы валанжинские отложения отличаются своей величиной намагниченности. В первом разрезе низким значением J_n , во втором-наоборот.

По-видимому, в разрезе Яглыдере носители намагниченности - мелкие зерна, и приобретенная ими намагниченность хорошо сохранена, а в разрезе Сарыбаба носителями намагниченности являются, крупные зерна и полученная ими намагниченность сохранилась плохо.

Массовая магнитная чистка проводилась полем при 400 Э (32 кА/м) по образцам; направление усредненного вектора J_{ncp} характеризуется для разреза Яглыдере $D=36^\circ$; $I=38^\circ$; $K=31$; $\alpha_{95}=12,6^\circ$; $\Delta D=7,5^\circ$, а для разреза г. Сарыбаба $D=33^\circ$; $I=45^\circ$; $K=29$; $\alpha_{95}=12,2^\circ$; $\Delta D=8,6^\circ$.

Временная чистка, проведенная на дубликатах образцов, дала очень плохие результаты. Применительно к осадочным породам данного разреза временная чистка является неэффективной.

Палеомагнитный полюс, вычисленный, по проведенному выше значению J_{ncp} имеет, следующие координаты: для разреза Яглыдере $\Phi.=56^\circ$;

$\Lambda=156^\circ$; и для разреза г.Сарыбаба $\Phi. =60^\circ$; $\Lambda=151^\circ$; полученные результаты хорошо согласуется с аналогичными данными других разрезов. В разрезе Доланлар и Яглыдере Гочасского синклиория Готеривский ярус литологически представлен серыми и темно-серыми мелкозернистыми и пелитоморфными известняками, χ и J_n Доланларского разреза колеблется от 25 до $48 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ в р. Яглыдере от 3 до $18 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ.

Альбские отложения встречаются в разрезах г. Сарыбаба, р. Яглыдере, Доланлар - χ и J_n менялись, соответственно, по разрезу χ от 1 до $7 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, J_n от $1 \cdot 10^{-9}$ до $8 \cdot 10^{-9}$ А/м; во втором χ от $3 \cdot 10^{-6}$ до $16 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, J_n от $1 \cdot 10^{-9}$ до $21 \cdot 10^{-9}$ А/м.

В Доланларском разрезе породы представлены, в основном, туфопесчаниками и тонкозернистыми известковистыми туфопесчаниками. Поэтому значения χ и J_n высокие: χ от $42 \cdot 10^{-6}$ до $8715 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, J_n от $42 \cdot 10^{-9}$ до $132 \cdot 10^{-9}$ А/м. Стабильная компонента намагниченности J_n^o , сохраняется после воздействия полей до 24-32 кА/м. Несмотря на то, что проводилась тщательная магнитная чистка, все же в некоторых образцах, возможно, осталась очень жесткая вторичная намагниченность J_n^h , имеющая незначительную величину. Это, в свою очередь, приводит к некоторому искажению палеомагнитного направления. Несмотря на это, палеомагнитное направление пород в разрезе Доланлар характеризуется $D=347^\circ$; $I=43^\circ$; $K=46$; $\alpha_{95}=8,7^\circ$; $\Delta D=5,9^\circ$. Эти значения хорошо согласуется с данными предыдущего разреза. Палеомагнитные полюсы, соответствующие этим данным, имеют координаты. $\Phi =71^\circ$; $\Lambda=262^\circ$ (таблица.4, рис.44.). Используя палеомагнитные данные, были определены углы поворота локальных палеомагнитных полюсов региона.

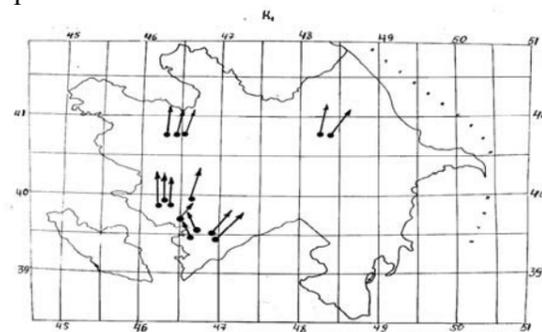


Рис.44. Схема распределения палеомагнитных направлений раннемеловых разрезов Азербайджана.

Из рисунка видно, что большинство поворотов в нижнем мелу происходило по часовой стрелке, угол поворота составляет $24,7^\circ$, повороты против часовой стрелки и находятся в пределах ошибки, а поворот всего региона составляет $19,5^\circ$ по часовой стрелке. Далее, как известно, определяется другой параметр - древнее наклонение I_0 , по которому представляется возможным определить древнюю широту местоположения изученных разрезов и оценить скорость поступательных движений земной коры. Палеошироты определяются по формуле. /4/. Вычисления показали, что наклонение восточной части Малого Кавказа в нижнемеловое время составляет в среднем $43,6^\circ$, по методу кругов перемагничивания равно 46° ; соответственно палеоширота $\varphi_m = 25-27^\circ$ (рис.45). Это значение в пределах погрешности $\alpha_{95} = 6-12^\circ$ хорошо согласуется с известными из литературы.

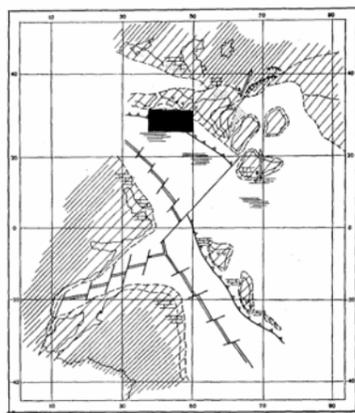


Рис.45. Палеотектоническая реконструкция восточной части Тетиса для раннего мела (по И.Н.Сборщикову) (117).

Установлено, что исследованный регион после нижнемелового времени переместился на север примерно на $13-14^\circ$, т.е. находился на широте $25-27^\circ$ и приблизительно за 120 млн. лет переместился с юга на север на $1443-1554 \text{ км} \pm 250 \text{ км}$. При этом средняя скорость поступательных движений, в целом, для всей территории составляла $1,2-1,3 \text{ см}$ в год. Таким образом, анализируя, полученные данные по восточной части Малого Кавказа установлено, что скорость поступательных движений на север в нижнемеловое время меньше, чем в верхнемеловое время. Смещение на север и поворот по часовой стрелке соответствуют модели дугообразного изгиба Малокавказской зоны в процессе выдавливания в нее Аравийского клина.

На основании анализа материалов можно сделать следующие выводы:

1. Стабильные компоненты намагниченности J_n^o сохраняется после воздействия полей 32 кА/м. Она первична и отражает палеомагнитное поле нижнемелового времени. Аргументами к этому служит хорошая сходимость палеомагнитных характеристик одновозрастных пород в разрезах, находящихся друг от друга на значительных расстояниях.

2. Установлено, что изученный регион после нижнемелового времени повернулся по часовой стрелке в среднем на $19,5^\circ$; находясь на $25-27^\circ$ палеошироты переместился на север на $13-14^\circ$, приблизительно за 120 млн. лет переместился на север на 1400-1500 км.

3. Средняя скорость поступательных движений, в целом, для всей территории составляет 1,3-1,5 см в год.

На (рис.46.) приведена схематическая карта современного пространственного положения блоков земной коры изученного региона в позднем мелу, в основу которой положены палеомагнитные данные.

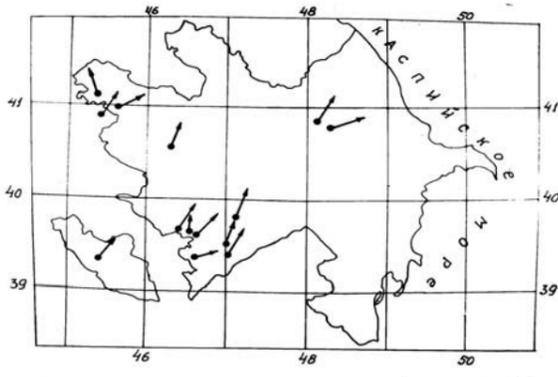


Рис.46. Схема распределения палеомагнитных направлений разрезов Азербайджанской части Малого Кавказа в позднем мелу.

Из рисунка видно, что породы коньяк-сантонских отложений восточной части Малого Кавказа в изученных разрезах испытали поворот вокруг вертикальной оси. В ранних работах, приведенных на южной части Малого Кавказа (Грузия, Армения) (130, 135, 120) были высказаны предположения, о том что Малый Кавказ в верхнем мелу испытал поворот по часовой стрелке на $20-30^\circ$ и наблюдаемый поворот обусловлен столкновением двух плит (6, 55, 56).

Рассмотрим теперь палеомагнитные данные по коньяк-сантонским образования восточной части Малого Кавказа и попытаемся выяснить, какие тектонические движения испытал тот или иной блок горных пород. Для этого нужно уметь определить положение оси вращения в пространстве и величины углов поворота. Средние значения склонения и наклонения для пород верхнего мела восточной части Малого Кавказа равны соответственно: $D_0=22^\circ$, $J_0=53^\circ$. Если взять это направление за нулевое, то по склонению видно, что вектора J_n большинства изученных разрезов испытали поворот по или против часовой стрелке и углы поворота достигают $40-50^\circ$.

Как следует из представленной схемы, в рассматриваемом регионе земная кора испытала поворот по и против часовой стрелке.

На основании литолого-фациальных особенностей и структурных элементов в Казахском прогибе выделены три блока: восточный приподнятый, прилегающий к Шамхорскому горст-антиклинорию, центральный-опущенный и западный приподнятый, граничащий с Аллавердинским антиклинорием (рис.47).

Блоковое строение Казахского прогиба подтверждается и материалами проведенных здесь геофизических съемок - крупномасштабной аэромагнитной и среднемасштабной гравиметрической. В магнитном поле Казахский прогиб выражается законопеременными аномалиями северо-восточного и близ меридионального простирания (см.рис. 47). При этом положительные локальные аномалии хорошо увязываются с участками развития сильно намагниченных вулканогенных образований турон-коньяк-сантонского и палеогенового возраста. Структурный

план Казахского прогиба хорошо отражается и в гравитационном поле. В анализ вовлекались результаты трансформаций поля в верхнее полупространство, локальные и разностные гравитационные аномалии. В общей структуре северо-восточного склона Малого Кавказа Казахский синклиниорий характеризуется понижением гравитационного поля. С Куринской депрессией синклиниорий граничит по северо-западному разлому, прослеживаемому в разностных полях Δg 4-10 км. По центру Казахского

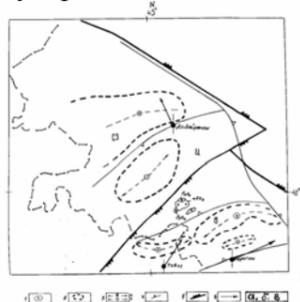


Рис.47. Результаты интерпретации геофизических полей Казахского прогиба.

1 - субвулканические тела кислого состава; 2 - контуры локальных гравитационных аномалий; 3-оси локальных аномалий (а-положительные, б- отрицательные); 4-границы блоков, выделенные по разностным аномалиям Δg_{0-4} ; 5-границы блоков, выделенные по разностным аномалиям Δg_{8-20} ; 6-палеомагнитные направления.

синклинория в гравитационном поле отмечается наиболее значительная близмеридиональная разрывная структура, прослеживаемая до глубины 8-12 км. В гравитационном поле (разностные аномалии Δg 0-4 км) Казахский синклиниорий, так же как и по геологическим данным, представлен тремя блоками (132).

Нами рассматриваются два блока: центральный (Али-Байрамлинский разрез) и восточный (Кероглинский и Товузский разрезы).

Как следует из карты схемы рассматриваемого региона, средний вектор намагниченности испытал поворот по или против часовой стрелки, центральный блок (Али-Байрамлинский разрез) повернулся против часовой стрелки на 20° , восточный блок испытал поворот по часовой стрелке на 33° .

Значение погрешности этих углов определяется по формуле /3/. В пределах Газахского прогиба погрешность определения угла поворота составляет 11,2°.

Для решения задач сдвиговых деформаций, роль которых в тектонике и проявлении сейсмичности тех или иных участков земной коры очень велика, нами был применен палеомагнитный метод оценки сдвиговых смещений, заключающийся в количественной оценке по следующей формуле: $h=2l\sin\frac{\alpha}{2}$, /5/ где l -линейный размер блока структуры (58).

Используя данный метод, нами были оценены амплитуды сдвиговых смещений для блоков в Газахском прогибе, в которых отчетливо проявлялась вращательная составляющая горизонтальных движений. В предположении, что ось вращения расположена в центре блока, и зная угол поворота, получаем, что для центрального блока амплитуда сдвиговых смещений против часовой стрелки составляет h=4,5 км, для восточного блока амплитуда сдвиговых смещений составляет 4-8 км по краям блока. Используя эту методику, можно установить характер деформации, обусловивших складчатость. По нашим данным центральный блок испытал, по всей вероятности, растягивающие деформации, а восточный блок - сжимающие и в связи с этим центральный блок опущен, а восточный блок приподнят.

В Агджакендском прогибе исследованию подвергнут Гянджачайский разрез. Данные показывают, что территория разреза не испытывала поворота.

В юго-восточной части Малого Кавказа в Ходжавендском, Гадрудском и Гочасском синклиниях было изучено 7 разрезов (Хунушнак, Аргюнаш, Халафлы, Хананлар, Лачин и Гочас). Табличные данные и схематические карты показывают, что этот регион по сравнению с Газахским и Агджакендским прогибами более сильно раздроблен. Направления первичной намагниченности для этих разрезов характеризуются различными значениями древнего склонения. Это свидетельствует о том, что Гочасский синклиний разделен на несколько микроблоков. Данные показывают, что в пределах разреза Хунушнак, Аргюнаш и Халафлы векторы J_n не испытывали поворота. Приближаясь к границам разломов, векторы J_n испытали поворот в пределах разреза Хананлар на 20°, Лапахейранлы на 48°, в разрезе Лачин на 20° по часовой стрелке. С целью определения кинематических параметров регионального движения использовалась методика, разработанная А.Н.Храмовым (75). Детальные палеомагнитные исследования в складчатых областях восточной части Малого Кавказа показали, что деформация внутри отдельных регионов, поясов, зон распределяется таким образом, что полюсы относительных поворотов располагаются внутри этих зон или недалеко от них. В терминах анализа палеомагнитных полюсов это означает, что полюсы, рассчитанные по локальным данным, будут распределяться на земной поверхности по дуге малого круга. Для определения углов локальных поворотов блока используются следующие формулы

$$\psi_{\text{по час.стр.}} = \frac{\sum \psi_{i+}}{n_+} /6/; \quad \psi_{\text{прот час стр.}} = \frac{\sum \psi_{i-}}{n_-} /7/;$$

где ψ_i является углом между современным меридианом места полюса поворота и радиусами для каждого из n_+ или n_- локальных палеомагнитных полюсов.

Для определения углов поворота всего региона используется следующая формула:

$$\psi = \frac{\sum \psi_{i+} - \sum \psi_{i-}}{N} /8/$$

где N-число всех локальных полюсов. Используя палеомагнитные данные, по этой методике были определены углы

поворота локальных палеомагнитных полюсов региона. Большинство поворотов происходило по часовой стрелке; угол поворота составляет 37° . Поворот против часовой стрелки составляет 38° , а поворот всего региона составил 22° по часовой стрелке, что хорошо согласуется со средним значением, определенным по склонению D_0 . Определяя допустимую среднеквадратическую погрешность при построении гистограммы по формуле получено,

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum(\bar{X} - X)^2}{N(N-1)}}$$

что ошибка составляет 9° . Учитывая, что в пределах ошибки средние значения поворотов восточной части Малого Кавказа составляют $22^{\circ} \pm 9^{\circ}$, отметим, что это повышает вероятность тектонического происхождения этих поворотов. Различие в углах поворота может быть обусловлено именно разным расстоянием исследованных участков от разлома: чем дальше, тем меньше углы поворотов векторов J_n . Вероятно, что такие различия в склонениях векторов J_n видимо, могут произойти на границе или же поблизости от границ столкновения двух плит или же блоков.

Полученные палеомагнитные данные по верхнемеловым породам восточной части Малого Кавказа подтверждают сделанный ранее вывод, полученный на основе палеомагнитных данных по Армении и Грузии. Это свидетельствует о высокой достоверности результатов (58, 104, 35). Далее, направление первичной остаточной намагниченности пород разреза Халафлы и Хананлар коньякского яруса резко отличается от сантонских, это отличие составляет $30-40^{\circ}$.

Последующий анализ полученных данных показал, что такое различие направлений J_n^o , связано с расположением разреза Гочасского синклиория непосредственно в зоне разлома.

Как следует из геолого-тектонического материала (14, 29), начало раннего сенона знаменуется оживлением ранее существовавших и появлением новых продольных и поперечных разломов и флексур и интенсивными движениями глыбовых структур (скупиванием масс горных пород). Эти особенности коньякского времени привели к усилению темпов прогибания, расширению контуров моря и возобновлению во всех прогибах интенсивной и продолжительной вулканической деятельности. Эти предположения подтверждаются палеомагнитными исследованиями, проведенными в этом регионе по определениям древнего склонения D_0 . По исследованным материалам к настоящему времени внутри восточной части Малого Кавказа выделено 7 блоков.

На основании анализа древнего склонения векторов J_n удалось провести тектоническое районирование региона, причем более детальное и количественно обоснованное, чем это обычно делается на базе тектонических исследований.

За коньякское время заметно изменилось местоположение палеомагнитного полюса, который сместился в юго-восточном направлении на 10° , в сантоне он переместился на 10° в северо-восточном направлении (рис.48а).

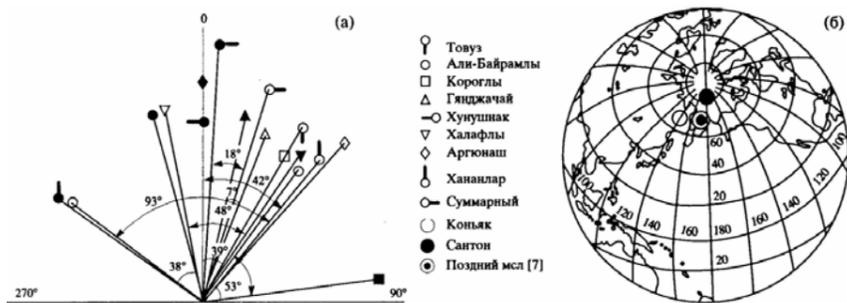


Рис.48. Палеомагнитные положения полюсов для пород коньяк-сантонского возраста (а) и палеомагнитные склонения (б)

Режим спокойного поля совпадает с периодом относительно спокойного развития Малого Кавказа в раннем сеноне. Активной перестройке ее тектонической структуры соответствует режим знакопеременного поля. На Малом Кавказе один из переломных моментов в геологической истории Земли и ее магнитного поля последовал за эпохой коньякского обратного поля. Начальной фазе каждого тектонического цикла в первом приближении отвечает режим обратного поля.

По всей вероятности, для конечной стадии складкообразо-

вания характерны частные инверсии геомагнитного поля и быстрая миграция палеомагнитных полюсов, так как поздне меловая дислокация происходила после смены обратного поля коньяка на прямое поле сантона. В это время смещения территории с юга на север согласуется с данными для прилегающей территории Малого Кавказа.

Данные о склонении древнего геомагнитного поля свидетельствуют о повороте территории по часовой стрелки. Чтобы установить время этого поворота, осреднение имеющихся значений D для пород при переходе от коньяка к сантону достигает в среднем 18° , т.е. от 26° до 8° (табл.5; рис.48.б).

Наклонения в пределах погрешности почти не различаются. Величина D может явиться критерием для относительного возрастного подразделения: чем меньше D , тем к более поздней стадии поворота относится момент образования J_n , тем меньшей возраст имеют

Таблица. 5

Палеомагнитные направления* и палеомагнитные полюса поздне мелового времени

Объект изучения	D ,град		J ,гр		Φ , град с.ш.		Λ , град	
	конь- як	сантон	конь як	сан тон	ко н ьяк	сан тон	конь- як	сантон

Гянджачай	23	16	41	43	64	69	171	181
Али-Байрамлы	309	347	75	59	53	80	10	316
Короглы	32	85	51	47	63	21	146	116
Товуз	33	-	56	-	63	-	138	-
Ходжавенд	39	0	55	45	59	76	139	225
Хананлар	42	309	51	41	54	44	138	310
Халафлы	349	37	63	53	81	60	346	136
Аргюнаш	41	1	51	37	54	89	136	223
Средние	26	8	58	53	70	78	132	140

отложения. Таким образом, выявленные особенности палеомагнитных характеристик могут быть использованы при сопоставлении изменения геомагнитного поля с геологическими явлениями.

Показаны направления, приведенные к прямой полярности.

Коньяк: $A_{63}=8^{\circ}$; сантон: $A_{63}=11^{\circ}$; A_{63} радиусы кругов доверия для вероятности 63%. Далее, как известно, при палеомагнитных исследованиях определяется и другой параметр древнее наклонение J_0 , по которому представляется возможность определить древнюю широту местоположения изученных разрезов и оценить скорость поступательных движений земной коры. Палеошироты φ_m определяются по формуле (30). Вычисления показывают: что наклонение восточной части Малого Кавказа составляет в среднем 53° ; соответственно палеоширота $\varphi_m = 32 \div 30^{\circ}$; эти значения в пределах погрешности $\alpha_{95}=12 \div 16^{\circ}$ хорошо согласуются.

С помощью вышеиспользованной методики были определены параметры горизонтальных движений в градусах. Для определения этих параметров используется следующая формула где $\Delta\varphi = \varphi_1 - \varphi_2 / 10^6$, φ_1 и φ_2 определяются по рисунку после ряда методических приемов для удобства расчета. Из рисунка видно, что исследованный регион после сантона переместился на север, примерно на $8-11^{\circ}$, т.е. находился на широте примерно $30-32^{\circ}$ (рис.49) и приблизительно за 80 млн. лет переместился с

юга на север на 1230 ± 250 км. При этом средняя скорость поступательных движений в целом для всей территории составляла $1,5-2$ см в год.



Рис.49. Палеотектоническая реконструкция восточной части Тетиса для позднего мела (по И.Н.Сборщикову) (117).

Таким образом, анализируя полученные данные по восточной части Малого Кавказа, видим, что смещение на север и поворот по часовой стрелке соответствуют модели дугообразного изгибания Малокавказской зоны в процессе вдавливания в нее Аравийского клина.

С применением палеомагнитного метода были определены параметры регионального движения. Полученные данные хорошо согласуются с данными палеомагнитных исследований по территории Армении и Грузии. Это говорит об их высокой достоверности.

Анализируя вышеизложенный материал, можно сделать следующие выводы.

1. В пределах Газахского прогиба восточный блок испытал поворот по часовой стрелке на 33° , что соответствует сдвигу с амплитудой 4-8 км по краям блока, центральный блок – повернулся против часовой

стрелки на 20° , амплитуда - 4,5 км.

2. Регион в коньяк-сантонское время находился на палеошироте $30-32^\circ$ (рис.50).

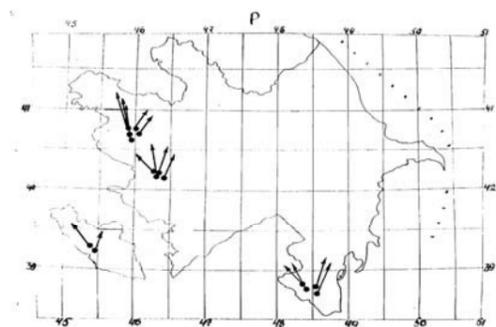


Рис.50. Схема распределения палеомагнитных направлений палеогеновых разрезов Азербайджанской части Малого Кавказа.

3. Регион смещен на север после сантона на $8-11^\circ$, поворот по часовой стрелке составляет $20-30^\circ$, что соответствует модели дугообразного изгибания Малокавказской зоны в процессе вдавливания в нее Аравийского клина.

4. Погрешность углов поворота для блоков и среднего угла поворота региона составляют $\pm 6-11^\circ$ соответственно $\pm 9^\circ$.

4.4. Результаты палеомагнитных исследований палеогеновых отложений Малого Кавказа.

Шагдагский хребет является одним из высокогорных районов Малого Кавказа и входит в систему северо-западных структур Гекча-Гарабахской складчатой зоны. С севера к Шагдагской синклинорию вдоль Мровдагского взбросо-надвига примыкает Дашкесанской синклинорий, с северо-востока Мровдагский антиклинорий, с востока-Тоурагчайский синклинорий. А с юга-Гекчинский антиклинорий.

За последние годы весь Шагдагский хребет покрыт крупномасштабной геологической съемкой (147) и получены совершенно новые данные,

позволяющие авторам более обоснованно судить о его тектоническом положении.

В геологическом строении Шахдагского синклинория принимают участие отложения верхнего мела, нижнего, среднего и верхнего эоцена, причем в пределах Шахдагского синклинория наиболее широкое площадное развитие имеют отложения эоцена, прослеживающиеся с северо-запада на юго-восток на расстоянии более 80 км. Здесь мощность палеогеновых отложений составляет около 2800 м. Шахдагский хребет позднее маастрихского века, как остальные части Малого Кавказа, подвергался поднятию. Время поднятия в пределах Шахдагского синклинория соответствует дат палеоценовому векам. После палеоцена почти весь Шахдагский прогиб вновь погружается, здесь господствует геосинклинальный режим. Море трансгрессирует с северо-запада на юго-восток, режим его менее постоянен, о чем свидетельствует мощная однообразная толща известняков (300-320 м) нижнего эоцена.

Характерной особенностью изученного разреза является ограничение его региональными разломами.

Успехи в изучении истории тектонического развития складчатых поясов, достигнутые в рамках концепции тектоники литосферных плит, значительны и очевидны. Так, группой исследователей (Савостин и др., 1987) был восстановлен характер тектонического режима (сжатие, растяжение, сдвиг), существовавшего в Альпийском складчатом поясе в мезозое и кайнозое, на основе анализа кинематических параметров относительного перемещения главных литосферных плит.

В складчатых регионах массивы горных пород одновременно участвуют в локальных и региональных движениях, поэтому для расшиф-

ровки истории тектонического развития региона и выполнения палинспатических реконструкций необходимо раздельное определение параметров всех видов движений.

При использовании палеомагнитных данных в изученном регионе для решения тектонических задач (для выявления локальных и региональных поворотов, а также горизонтальных перемещений) использовались именно средние значения склонения D_0 и наклонения J_0 .

Проанализировав имеющиеся палеомагнитные данные, нами была составлена сводная таблица по разрезам региона, которая и является основным материалом для дальнейших наших построений и выводов (табл.3). В работе представлена также схематическая карта современного пространственного положения блоков изученного региона, в основу которой положены палеомагнитные данные (рис.51).

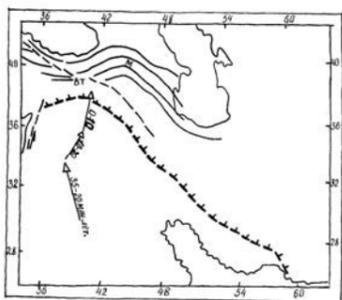


Рис.51. Структурная схема Аравийского синтаксиса по Баженову М.Л.(82).

Из рисунка видно, что породы эоценовых отложений Шахдагского синклинория в изученных разрезах испытывали повороты вокруг вертикальной оси. Были определены величины углов поворота по кругам перемещения.

Рассмотрим теперь палеомагнитные данные по эоценовым образованиям и попытаемся выяснить, какие тектонические движения испытывал тот или иной блок горных пород. Для этого нужно уметь определить положение оси вращения в пространстве и величины углов поворота.

С целью определения кинематических параметров регионального

движения была применена методика, которой пользуются ведущие палеомагнитные лаборатории страны.

Детальные палеомагнитные исследования в складчатых областях показали, что деформация внутри отдельных регионов, поясов, зон распределяется таким образом, что полюсы относительно поворота располагаются внутри этих зон или недалеко от них. В терминах анализа палеомагнитных полюсов это означает, что полюсы, рассчитанные по локальным данным, будут распределяться на земной поверхности по дуге Малого Круга.

Средние значения склонения и наклонения для пород эоцена Шахдагского синклинория для разреза Меджиддараси, Гоярдараси, Балакечили, Шамкирчай составляют соответственно $D_0=350^\circ\text{С}$, $J_0=50^\circ$, а для разрезов Башкенд и Муртуздаг $D_0=30^\circ$, $J_0=49^\circ$.

Средние значения для всего региона составляют $D_0=3^\circ$, $J_0=49^\circ$. Если принять эти направления за нулевые, то по склонениям видно, что вектор J_n для 4-х разрезов поворот против часовой стрелки достигает $16-18^\circ$, а в разрезах Башкенд и Муртуздаг вектор остаточной намагниченности испытал поворот на 30° по часовой стрелке. Все эти данные говорят о блоковом строении изученного региона, что хорошо подтверждается проведенными здесь крупномасштабными съемками. Поворот всего изученного региона составляет $12,4^\circ$ по часовой стрелке.

Далее, как известно, определяется и другой параметр - древнее наклонение J_0 , по которому представляется возможность определить древнюю широту местоположения изученных разрезов и оценить скорость поступательных движений земной коры. Вычисленные значения наклонений для исследованного региона колеблются от $49-56^\circ$, по методу кругов перемещения оно равно 52° , соответственно палеоширота $\varphi_m=32-34^\circ$. Эти значения в пределах погрешности $\alpha_{95}\pm 8,9^\circ$ хорошо согласуются. Используя приведенную выше методику были определены параметры горизонтальных движений в градусах. Установлено, что исследованный регион после эоцена переместился на север примерно на $7,8^\circ$, т.е., находясь на широте $32-34^\circ$, он за 45 млн. лет переместился приблизительно на 800 км. При этом средняя скорость поступательных движений в целом для всей территории составляла 1,5-1,8 см в год(рис.52).



Рис.52. Палеотектоническая реконструкция восточной части Тетиса для палеогена (по И.Н. Сборщикову) (117).

Проведенные палеомагнитные исследования осадочного комплекса палеогена Агджакендского прогиба и определение относительного изменения массива или отдельных его участков после возникновения доскладчатой намагниченности J_n^o показали, что отдельные блоки испытали тектонические движения тот или иной блок горной породы. Из таблицы .4 следует, что средние значения склонения и наклонения для палеогеновых пород восточной части Малого Кавказа равны соответственно $D=11^\circ$, $I=56^\circ$. Если взять эти значения склонения за нулевой вектор J , изученные разрезы испытали поворот против часовой стрелки в среднем на 18° . Это повороты происходили в верхнем эоцене. Повороты по часовой стрелки составляют $16,5^\circ$.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что в палеогеновое время тектонические движения носили сложный характер и происходили в два этапа: первый этап произошел в позднем эоцене, а второй в конце позднего эоцена. Эти изменения соответствуют изменениям направлений движений на север Аравийской плиты, последняя за 35- 40 млн. лет она меняет свое направление. (82) Этим движениям соответствовал режим знако-переменного геомагнитного поля. Начальной фазе каждого тектонического цикла в первом приближении отвечает режим обратного геомагнитного поля. В это же время происходило смещение территории с юга на север. Среднее наклонение первичной намагниченности для палеогеновых пород составляет $I=56-58^\circ$, что соответствует значению палеошироты $\varphi_m=34-36^\circ$ (рис.54). Эти данные согласуются с данными для прилегающих территорий Малого Кавказа.

4.5.Палеомагнитные данные по Тальшу и НАР. Полученные палеомагнитные данные палеогеновых отложений Тальша и Нахичеванской Автономной Республики дают некоторое представление о характере Земного магнитного поля и тектонического движения в палеоцене и эоцене в изученных регионах. Прежде всего, направление первичной остаточной намагниченности пород указывает на резкое отличие направлений магнитного поля в палеоцене и эоцене от современного поля. Помимо этого, наличие двух групп векторов первичной намагниченности, ориентиро-

ванных в двух почти противоположных направлениях, указывают на смену полярности земного магнитного поля в палеоцене и эоцене. При этом изученные разрезы представлены породами, различными как по составу так и по окраске, а набор пород в палеомагнитных зонах прямой и обратной намагниченности одинаковый. Минералогические исследования пород прямой и обратной намагниченности в разрезах показали одинаковый минеральный состав.

Исходя из вышеизложенного можно сказать, что мы имеем дело с первичной остаточной намагниченностью, синхронной времени образования пород.

Как следует из данных, проведенных в регионе работ, результаты усреднения всех единичных векторов J_n из этих четырех возрастных подразделений представлены в таблице (5). Изученной территории тектонические движения произошли в два этапа: первый этап происходил в позднем эоцене, второй этап в конце позднего эоцена. В Талыше и в НАР этим движениям соответствовал режим знакопеременного геомагнитного поля.

Геомагнитный полюс в течение палеоцена, раннего и среднего эоцена почти не изменял своего положения $\Phi=56^\circ$ сш; $\Lambda=50^\circ$ з.д. и $\Phi=58^\circ$ сш; $\Lambda=48^\circ$ з.д. С позднего эоцена геомагнитный полюс передвинулся на северо-восток на 80° ($\Phi=75^\circ$ сш; $\Lambda=137^\circ$ з.д.).

В этом отрезке изученный регион после среднего эоцена повернулся против часовой стрелки в среднем на 26° и после позднего эоцена эта территория повернулась в среднем на $18-20^\circ$ по часовой стрелки. Это свидетельствует о том, что в палеогеновое время тектонические движения носили сложный характер и происходили в два этапа.

Позднеэоценовые полюса хорошо согласуются положением северного полюса земли в палеогене полученными А.Н.Храмовым и положением полюса Евразийской плиты в этот же интервал времени $\Phi=70^\circ$ с.ш.; $\Lambda=162^\circ$ з.д.; $K=74,4$; $\alpha=8,1^\circ$. В этом же интервале времени происходило движение с юга на север, находясь на палеошироте $35-37^\circ$ с.ш. регион за 45 млн. лет переместился $5-6^\circ$ т.е. 500-600 км, при этом средняя скорость поступательных движений составляет 1,1-1,3 см в год.

Полученные палеомагнитные данные по Талышу и Нахичеванской АР дают некоторые представления о характере земного магнитного поля в палеогене и эоцене. Прежде всего, направление первичной остаточной намагниченности пород указывает на резкое отличие направлений магнитного поля в палеоцене и эоцене от современного магнитного поля. Наличие двух векторов J_n , ориентированных в двух, почти противоположных, направлениях, указывает на смену полярности земного магнитного поля в палеоцене и эоцене.

Сопоставляя эти данные определены кинематические параметры локальных и региональных поворотов всего региона. Сопоставление палеомагнитных полюсов Шахдага, Талыша и НАР показаны на (рис.57). Из рисунка видно, что Талыш, НАР и блок, где разрезы Башкенд и Муртуздаг, повернуты по часовой стрелки на $27,4^\circ$; блок, где разрезы Меджиддараси, Балакечили, Гоярдараси и Шамкирчай повернулись против часовой стрелки на $9,5^\circ$, а поворот всего региона по часовой стрелки составляет $19,4^\circ$.

Эти данные позволяют сделать некоторые выводы относительно пути перемещения полюсов за изученный отрезок времени по отношению к исследованным регионам.

Приведенные данные наводят на мысль, что дугообразный изгиб М.Кавказа не первичен, а вторичен, т.е. он обусловлен горизонтальными тектоническими напряжениями, действующими одновременно со складкообразованием.

Таким образом, анализируя полученные данные по Шахдагскому синклинию, видим, что смещение на север и поворот по часовой стрелке соответствует ранее сделанному заключению о дугообразном изгибе Малокавказской зоны в процессе вдавливания в нее Аравийского клина.

Таблица 6

Объект исследования	φ	λ	D	I	K	α_{95}	ΔD	ϕ	Λ		
Азербайджан Ходжавенд	40	46	25	48	20	5,4	4	65	158		
			22	46	17	8,1	9,8	68	162		
Лачын	39	46	20	40	79	3,2	2,1	64	172		
			19	46	13	6,5	4,8	70	168		
Карабахский антиклинориум	39,5	46,4	202	-37	108	5,7	3,6	63	175		
			22	42	54	5,2	3,5	67	168		
Дашкесан	40,5	46	353	31	12	6,7	3,9	65	242		
			1	44	14	6,4	4,4	75	220		
			356	46	18	5,8	4,1	77	236		
Дзегамчай	41	47	341	38	14	8,4	5,3	65	261		
			359	38	26	5,1	3,2	70	220		
Грузия	41,3	44,5	40	44	27	15	10,4	54	147		
			43,8	42	348	42	28	7	4,7	68	252
			41,9	44,9	370	38	62	16	10,1	61	271
			41,9	45,1	356	42	19	7	4,7	73	236
			41,9	44,9	352	38	35	12	7,6	69	248
Армения	41,8	44,5	338	35	35	12	7,3	61	271		
			40,5	45,5	20	47	6	11	8,0	69	166
			41,0	45	26	54	16	7	9,9	68	144
			41,0	45,2	30	54	29	4	3,4	66	142
			41,9	45,2	21	49	75	11	8,4	70	162
			39	46	29	42	55	5	3,3	62	161
			40,7	45,3	11	45	6	6	4,2	72	191
			41	45,1	350	40	14	11	7,2	70	254
Дагестан	42,5	47	33	44				64	157		
									58	155	

$\Phi=56$; $\Lambda=167$, а для Турции $\Phi=39$; $\Lambda=265$. По данным Турции видно, что северо-восточная и северо-западная Анатолия испытывала повороты против часовой стрелки на 40°

Эти различия могут возникнуть при тектонических движениях, так как исследованный регион находится в разных блоках и испытал локальные и региональные повороты. Малый Кавказ Иран (Северный Центральный) и Дагестан повернулись по часовой стрелке на $20-30^\circ$ (рис.54).

Как указывают в своей работе Нгуен Тхи Ким Тхао, Д.М. Печерский (67), смещение палеомагнитного полюса позднего мела на запад относительно поздней юры и раннего мела объясняется тем, что территория испытала довольно резкое изменение своего положения. Мезокайнозойские полюсы приближаются к Евроазиатским.

Для тектонических реконструкций Малого Кавказа в юрское время с использованием палеомагнитных полюсов соседних регионов а также данных по Турции, Ирану (Центральному и северному) и Дагестану, по известной методике (73) изучены повороты и смещения регионов, были определены следующие кинематические параметры: поворот по часовой стрелки, против часовой стрелки, преобладающий поворот региона, а также смещение на севере или на юг.

Дагестан расположен у северной границы Альпийского складчатого пояса вдали от структурных дуг Аравийского синтаксиса. Дагестан представляет собой приподнятый и смятый в складки край Скифской платформы и представлен в основном, известняками (Баженов). Турция и Иран расположены у южной-границы Альпийского складчатого пояса. Западная часть Ирана находится в структурной дуге Аравийского синтаксиса. Иран и Турция представляются приподнятыми и смятыми в складки и представлены молодыми эоцено-олигоценными образованиями вулканизма.

Анализ распределения палеомагнитных полюсов для Малого Кавказа, Ирана и Дагестана характеризуется соответственно $\Phi=69$; $\Lambda=191$; $\Phi=81$; $\Lambda=208$;

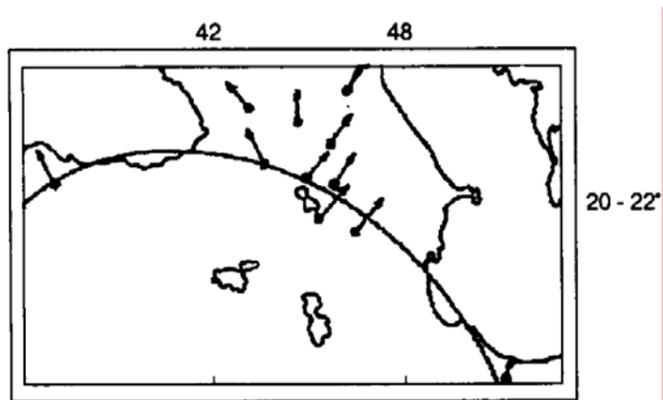


Рис.54.Палеомагнитные свидетельства дугообразного изгиба Малого Кавказа и сопредельных территорий в юре

Установлено, что Малый Кавказ, находясь в юрское время на 20° северной широты примерно за 160 млн. лет переместился на север на $20-22^\circ$ т.е. на $2200-2300 \pm 300$ км (рис.55), при этом скорость горизонтальных перемещений на север составляет 1,3-1,5 см в год.

В юрское время палеотектоническая реконструкция по палеомагнитным данными не соответствует геологическим реконструкция изученного региона. По всей вероятности скорости движения не были одинаковыми в разных точках и приводили к деформации блоков и поэтому эти регионы оказались развернутыми.

Ранний мел. Анализ средних палеомагнитных направлений по ранне меловым образованиям в изученных нами регионах и соседних территориях представлены в таблице 7, и на рисунке (60). Из рисунка видно, что изученные в регионе блоки

Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса раннего мела по Малому Кавказу

Таблица 7

Объект исследования	φ	λ	D	I	K	α_{95}	ΔD	ϕ	Λ
Азербайджан	39,9	46,7	17	35	14	9	5,5	37	142
			26	44	65			161	
Ходжавенд	39	46,4	19	49				72	163

Сарыбаба	39,5	46	33	45	29	12,2	8,6	60	116
Яглыдара	39,5	46,5	36	31	31,6	12,6	7,5	56	121
Сарымсаглы	39,5	47	352	41	56	74	4,9	69	8
Доланлар	39,5	47	347	43	46	8,7	5,9	71	2
Шушинский плаг	40	46,5	35	45	38	16,4	11,6	64	172
Армения	40	45,5	6	39	24	10	6,4	70	208
	41	45	27	66	20	8	9,8	70	107
	40,9	45,1	347	32	13	5	2,9	6,3	225
	40,6	45,1	18	55	177	3,8	3,3	6,6	226
	40,5	45	17	55	194	3,8	3,3		
Грузия	42	45,5	6	39	24	10	6,4	70	208
	41,8	44,4	26	30	10	8	4,6	55	172
			322	43	31	5,1	3,5		

испытаны повороты по и против часовой стрелки, они составляют соответственно 24° и 9°, преобладающий поворот при этом составляет 19,5°. Это говорит о том, что эти повороты происходили после образования этих отложений.

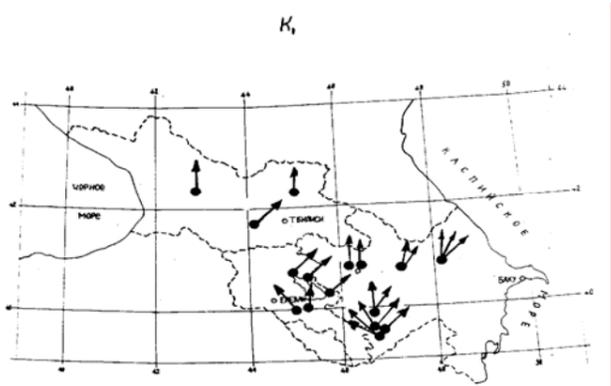


Рис.60. Схема распределения палеомагнитных направлений раннего мела Малого Кавказа.

После раннего мела эти регионы приблизились к Евразийскому континенту. При этом Азербайджан, Грузия, Армения, Иран повернулись по часовой стрелке на $32,4^\circ$, были близки к Русской платформе, а Турция была развернута против часовой стрелки на 14° (рис.61). Установлено, что Малый Кавказ и Иран находились в близости во время образования горных пород на палеошироте $25-27^\circ$ и совместно перемещались на север на $13-15^\circ$ т.е. $1400-1600 \pm 350$ км. Эти данные хорошо сопоставимы с геологическими реконструкциями. При этом скорость поступательных движений региона на север составляет $1,1-1,2$ см в год, так как в раннемеловое время в зоне взаимодействия Аравии и Евразии основное сокращение шло перед фронтом Иранского массива. В этой же зоне, вероятно, основную роль играла сдвиговая составляющая, обусловленная общим неравномерным смещением Аравийской плиты к северу.

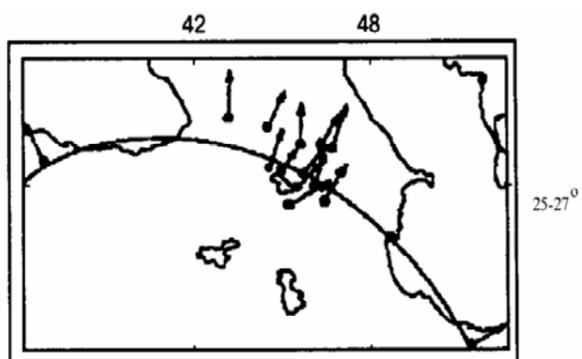


Рис.61. Палеомагнитные свидетельства дугообразного изгиба Малого Кавказа и сопредельных территорий в раннем мелу.

Поздний мел. Отобранные одновозрастные палеомагнитные определения для каждой из тектонических единиц сгруппированы и вычислены средние палеополюсы (таблица 8). На основании полученных данных ими определяются положения изученных районов относительно соседних плит, которые согласуются с нашими тектоническими реконструкциями сопоставления средних положений палеомагнитных полюсов Азербайджана, Грузии, Армении.

На (рис.62) представлены распределения палеомагнитных векторов по всему региону. Определено, что весь регион повернулся по часовой стрелке на 28° , отдельные блоки повернулись против часовой стрелке на 16° . А преобладающий поворот происходил по часовой стрелке на 21° . Также были определены параметры горизонтальных движений Малого Кавказа по той же местности. Исследованный регион с позднемеловой эпохи переместился на север примерно на $8-11^\circ$ т.е. находился на широте

Таблица 8

Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса позднего мела по Малому, Большому Кавказу, Дагестану

Объект исследования	φ	λ	D	I	K	α_{95}	ΔD	φ	Λ
Азербайджан	41	45,5	59	52	8	12	9,7	44	115
Казах									
Агджакенд	40,5	46,2	20	44	8	12	8,3	67	131
Ходжавенд	39,8	47,2	20	51	15	9,8	7,8	72	155
Гочаз	39,4	47,1	29	63	16	8,6	9,5	67	113
Вандам (Б.К.)	40,7	48,5	20	47	13	10	7,3	75	192
			29	39	15	10	6,4	59	167
Нахичевань	39,3	45,3	362	70	14	8,4	12,3	61	91
Средний			22	53	18	9,6	7,9	71	16
Грузия	42,5	41,8	354	43	46	3,3	4,5	73	62
	41,4	44,2	31	38	144	5,2	6,6	57	77
	41,3	44,4	28	44	59	7		62	160
Армения	41,3	43,5	50	47	31	12,6	15,3	47	126
	41,5	45,1	32	46	38	6,1	8,7	60	114
	41,1	45,2	13	43	189	2,9	4,1	70	80
	41	45,3	35	41	19	11,5	15,3	55	100
	39	45,3	37	45	460	3,3	4,7	56	118
	41,3	44,5	56	36	8,5	11,5	14,7	38	124

Дагестан	43,2	46,8	20	56	712	2,6	4,6	73	114
	43,4	47	19	53	58	5,3	4,4	72	104
	43,5	47,1	13	58	154	3,6	3,3	78	47
	43,1	46,5	25	50	39	6	4,7	67	113

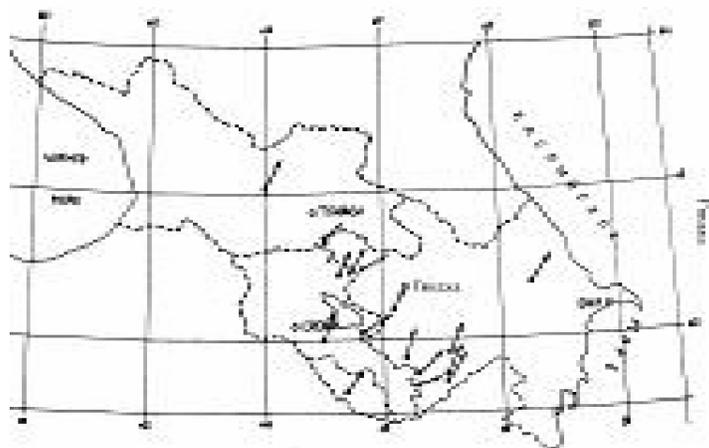


Рис.62. Схема распределения палеомагнитных направлений разрезов поздне меловых пород Малого Кавказа.

30°. Приблизительно за 80 млн. лет переместился с юга на север на 1230-1250 км. При этом скорость поступательных движений в целом для всей территории составляла 1,5-2 см в год. Средние положения палеомагнитных полюсов по Азербайджану, Грузии, Армении, Турции и Ирану были сопоставлены с данными по Русской платформе. в поздне меловую эпоху эти регионы находились не в единстве с Евразийским континентом, это подтверждают и геологические данные. Геологические данные указывают на то, что закрытие океанического бассейна происходило в

позднем мелу (74, 11, 50, 45).

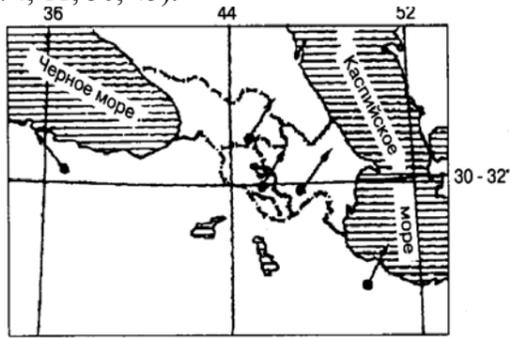


Рис.63. Палеомагнитные свидетельства дугообразного изгиба и сопредельных территорий в поздне меловых породах Малого Кавказа

Из рисунка видно, что Малый Кавказ и Иран (Северный и Центральный) повернулись по часовой стрелке. Это происходило одновременно со смещением всей территории на север. Причиной такого поворота автор считает сближение Африканской и Евразийской плит. Несоответствие поздне меловых палеомагнитных склонений Малого Кавказа, Ирана и Турции может быть объяснено горизонтальным перемещением т.е. поворотом северной Анатолии как единого блока по глубинным разломам против часовой стрелки. Скорость движения, по всей вероятности, была не одинаковой в разных точках, что приводило к деформации блоков, поэтому эти регионы оказались развернутыми: на 20-30° по часовой стрелке Малый Кавказ и Иран и на 30-40° против часовой стрелки -Анатолия (108,109, 110).

Поздне меловые палеомагнитные положения всех изученных районов Малого Кавказа, а также Анатолии и Эльбурса близки между собой и с Восточноевропейской плитой. Отсюда следует, что к позднему мелу происходит дальнейшее сближение Иранской тектонической области с Восточно-Европейской плитой.

Анализ средних палеомагнитных данных наших исследований и соседних регионов, а также проведенных палеотектонических реконструкций, истории их горизонтальных движений в регионе подтверждают, что в поздне мелу единый Кавказский регион спаянно перемещался на север, а его блоки, повернулись по часовой стрелке, образовав Малокавказскую дугу. Сближение Кавказа с Евразийской плитой, вероятно, закончилось после позднего мела. Примерно в это же время происходило сближение Аравийской плиты с Кавказом, сопровождающееся разворотом против часовой стрелки некоторых блоков в его пределах.

В заключении можно сказать, что вариант относительных движений восточной части Малого Кавказа и соседних регионов, представленных реконструкциями, заслуживает дальнейших исследований.

На основании анализа материалов, использованных при тектонических реконструкциях, были сделаны следующие предварительные выводы:

1. Преобладающий поворот составляет по всему региону 22°.
2. Регион в поздне мелу находился на 8-10° ниже современных широт примерно на широте 28-30°.

3. За 80 млн. лет перемещение составляло с юга на север 1200-1300 км, при этом скорость поступательных движений в целом для всей территории составляла 1,5-2 см в год.

4. С позднего мела исследованный регион не находился в единстве с Евразийским континентом.

5. Скорость движения, по всей вероятности, была неодинаковой в разных точках, что привело к деформации блоков.

6. Дугообразный изгиб Малого Кавказа вторичен, это обусловлено в результате вдавливания в нее Аравийского клина.

Проанализированный материал отчетливо показывает перспективность палеомагнитного метода для решения локальных и региональных тектонических задач в складчатых областях Малого Кавказа.

Полученные палеомагнитные широты и ориентировка палеомеридианов для Шахдагского синклинория Талыша и НАР одновозрастных пород средних полюсов приведены в таблицах.

Попытаемся выяснить, какие тектонические движения испытал тот или иной регион. Как было указано выше в исследуемом регионе блоки горных пород после образования магматических систем испытали повороты вокруг вертикальной оси по и против часовой стрелки. Преобладающий поворот часовой стрелки составляет $12,9^\circ$.

В ранних работах, проведенных в южных частях нашего региона (36), было высказано предположение о том, что вышеназванный регион раздроблен на блоки, которые повернулись относительно друг друга по или против часовой стрелки. А.Гасановым было принято, что Большой Кавказ неподвижен, Талыш и НАР в послезоценовое время повернулись относительно него на $30-40^\circ$ против часовой стрелки, на самом деле в за тот же отрезок времени Большой Кавказ сам испытал тектонические повороты по и против часовой стрелки. На (рис.64) представлены распределения палеомагнитных направлений палеогеновых комплексов Малого Кавказа, Талыша, НАР и Дагестана.

Также были определены параметры горизонтальных движений исследуемого региона, который с палеогеновой эпохи, т.е. с образованием горных пород, переместился на $6-8^\circ$ к северу, т.е. находясь на палеошироте $34-36^\circ$ с.ш. и приблизительно за 45 млн. лет переместился с юга на север 700-800 км. при этом скорости поступательных движений составляет 1,6-1,8 см в год.

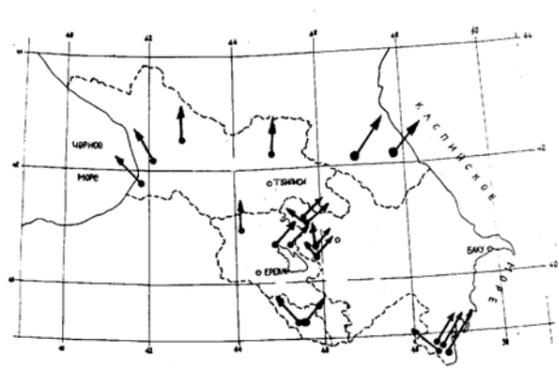


Рис.64. Схема распределения палеомагнитных направлений палеогеновых пород Малого Кавказа, Талыша, Нахичевани и Дагестана.

Средние положения палеомагнитных полюсов по Азербайджану, Грузии, Армении, Турции и Ирану были сопоставлены с данными по Русской платформе (таблица 9, рис.64). Из рисунка видно, что после палеогена эти регионы еще не находились в единстве с Евроазиатским континентом.

Данные отличаются исключительно по наклонениям. Это говорит о том, что Малый Кавказ находился южнее на 8°. Турция и Грузия повернулись против часовой стрелки; Азербайджан, Армения, Иран повернуты по часовой стрелке. Скорость движения, по всей вероятности, были неодинаковой в разных точках, что привело к деформации блоков, поэтому эти регионы оказались развернутыми (рис.67).

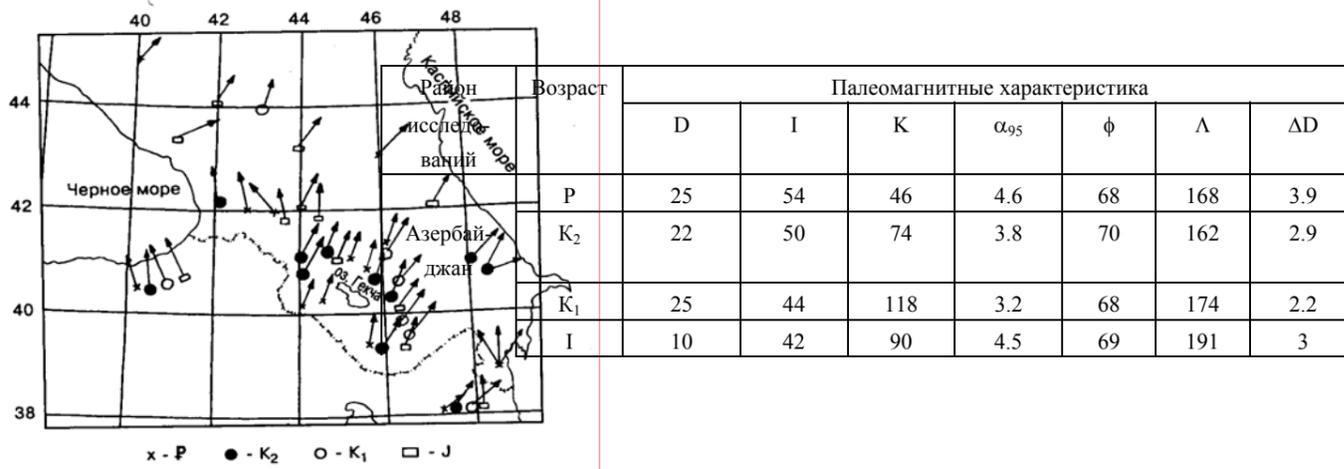
Современное состояние исследований в области палеомагнетизма мезокайнозоя позволяет более детально рассмотреть проблему горизонтальных движений земной коры.

Объект исследования	φ	λ	D	I	K	α_{95}	ΔD	ϕ	Λ
Азербайджан Шахдаг	41	46	35	50	14	7,6	5,9	79	250
			32	55	14	12	10,5	64	143
			31	41	17	9,4	6,2	58	161
			345	46	16	6,2	4,5	71	269
			352	44	16	6,9	4,8	73	250
350	47	15	6,6	4,8	73	254			
Агджакенд			20	64	22	9	10	76	172
			350	59	33	8	7,7	78	259
Талыш	38	49	23	55	18	7	6,1	72	137
			353	68	7	10	13	75	126
			334	43	6	10	6,8	66	114
			321	44	11	9	6,2	56	52
НАР	39	45,5	15	60	8	12	12	78	128
			326	50	10	7	5,4	60	50

Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса палеогеновых пород Малого Кавказа и Талыша

Таблица 9

Грузия	42,3	42,1	322	43	31	5,1	7,1		
	42,1	42	354	48	45	2,9	4,3		
	42,6	44,5	1	44	158	4,6	6,4		
	42,8	43,6	1	45	157	4,6	6,4		
Армения	40,1	44,8	9	31	31	4,9	5,7		
	40,4	44,5	15	52	16	10	16,4		
	40,3	44,6	26	51	18	5,5	8,7		
	41,9	44,9	19	46	428	4		69	168
	41,2	44,4	17	59					



65. Палеомагнитные свидетельства дугообразного изгиба Малого Кавказа и сопредельных территорий в палеогеновое время.

Проанализировав имеющиеся палеомагнитные данные по юре, мелу и палеогену на территории Азербайджана, мы составили сводную таблицу по регионам, которая является основным материалом наших построений, сопоставлений и выводов (Таблица 10, рис.65). На рисунке представлены распределения палеомагнитных векторов по всему региону. Скорости движения региона на север в разные отрезки времени были разными, что привело к деформации блоков. Поэтому эти регионы оказались развернутыми на 20-30° по часовой стрелке Малый, Большой и Северный Кавказ и Иран; на 30-40° против часовой стрелке северная Анатолия (рис.67).

Иран	P	322	48	30	9.9	69	168	13.4
	K ₂	354	43	46	3.8	64	140	4.3
	K ₁	20	30	44	4.3	58	133	3.06
	I	4	38	24	10.2	80	200	9.6
Азербайджан	P	326	57	20	9.9	70	210	13.7
	K ₂	354	43	40	13.5	68	152	15.3
	K ₁	350	40	80	6.1	70	168	5.83
	I	325	50	00	4.8	76	173	6.4

Сводные палеомагнитные
полюса по Кавказу сопредельными

Дагестан	P						
	K ₂	20	56	712	2.6		4.6
	K ₁	352	49				
	I	27	44			67	157
Донбас	P						
	K ₂						
	K ₁	355	74				
	I	40	64	134	2		3.6

направления и палеомагнитные
территориями таблица 10

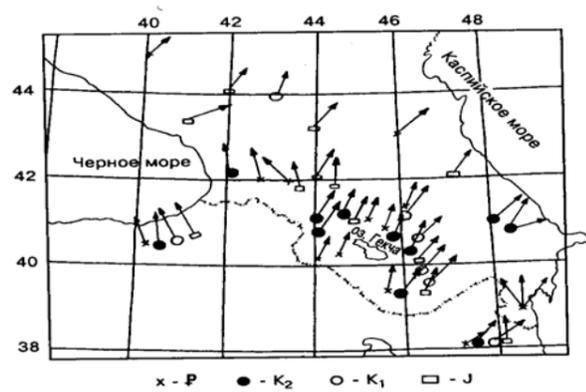


Рис.66. Схема распределения палеомагнитных направлений в разрезах Азербайджанской части Малого Кавказа в мезо-кайнозое.

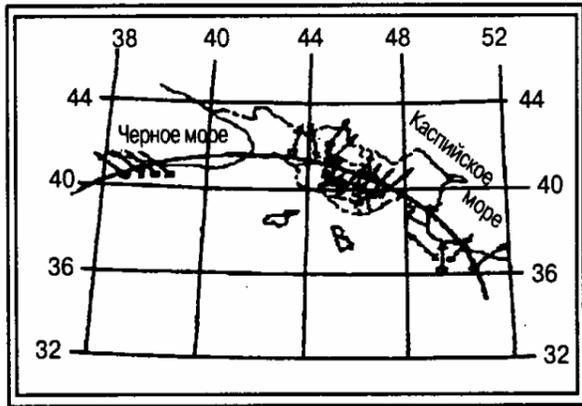


Рис.67. Палеомагнитные свидетельства дугообразного изгиба Малого Кавказа и сопредельных территорий в мезо-кайнозое.

Палеомагнитные и геологические данные указывают на то, что мезокайнозойская история движения Аравийской плиты к северу разделяется на два этапа. До образования системы рифтов Красного моря и Аденского Залива (первый этап) Африка и Аравийская плита двигались совместно. Это движение И. Питман и М.Тальвани связали с раскрытием Атлантического океана. Второй этап ускорил смещение Аравийской плиты, а следовательно, и усиление активности на ее северной границе. В это же время Аравийская плита отделена от Африканской сравнительно молодыми рифтовыми зонами, образующими уникальное сочленение океанических и континентальных структур в районе знаменитого Афарского треугольника. Таким образом, следует заключить, что основной процесс движения исследованного региона на север и дугообразный изгиб его связан с вдавливанием Аравийского клина к Кавказскому региону. Это движение обусловлено процессом наращивания коры в Красном море, связанным с раздвижением Аравийской и Нубийской плит.

Анализ средних палеомагнитных данных наших исследований и данных по соседним регионам, а также проведенные палеотектонические реконструкции истории их горизонтальных движений в регионе подтверждают, что с юры единый Кавказский регион спаянно перемещался на север, а его блоки повернулись по часовой стрелке, образовав Малокавказскую дугу.

5.1. Магнитное поле земли в мезо-кайнозое. В настоящее время по Малому Кавказу имеется 174 определения палеомагнитного полюса (71, 72, 39, 36) по палеогеновым образованиям. Как показывает анализ этих данных, палеомагнитные исследования здесь проводились весьма неравномерно по площади. Следует заметить, что эти материалы накоплены начиная с 1969 г., когда методы магнитной чистки только разрабатывались и внедрялись в практику палеомагнитных исследований. Поэтому не все определения имеют одинаковую точность и надежность. Это несомненно вызывает определенные трудности при анализе и их обобщении. В дальнейшем для анализа вошли только такие определения, которые были выбраны из всех материалов, полученных нами путем применения различных методов магнитной чистки: переменным полем и нагрева-

ми. Поэтому есть все основания считать их надежными и использовать для анализа местоположения палеомагнитных полюсов в мезо-кайнозое Малого Кавказа. Кроме того, здесь исключены палеомагнитные данные, характеризующие нестабильное состояние магнитных минералов. Проанализировав отметим, что наблюдается сходимость палеомагнитных полюсов, вычисленных по усредненным значениям $J_{\text{ср}}$ пород различных разрезов, удаленных друг от друга на достаточно большое расстояние. Совпадение усредненных векторов $J_{\text{ср}}$ в изученных разрезах, представленных породами различного генезиса, а также различного состава и структуры ферромагнитных минералов дает основание сделать вывод о синхронности их естественной остаточной намагниченности, выделенной после соответствующей магнитной чистки. По двенадцати палеомагнитным определениям, полученным по породам юры, развитым в восточной части Малого Кавказа, северный палеомагнитный полюс находился в районе с координатами $\Phi=69^\circ$ с.ш. и $\Lambda=191^\circ$ в.д. $\alpha_{95}=4,5$; $\Delta D=3$. Как видно, эти данные не совпадают с аналогичными данными Евразийской и Африканской плит, имеющих соответственно координаты $\Phi=69^\circ$; $\Lambda=131^\circ$; $K=49,1$; $\alpha_{95}=9,4^\circ$; $\Phi=67^\circ$; $\Lambda=258^\circ$; $K=6$; $\alpha_{95}=5^\circ$.

Анализ показывает, что в юрское время Кавказский регион не был частью Евразийской и Африканской плит.

Из этих данных видно, что после нижнемелового времени Кавказский регион, перемещаясь на север, еще не приткнулся к Евразийской плите. Координаты палеомагнитных полюсов имеют близкие значения. Малый Кавказ и Евразийская плита имеют следующие координаты соответственно в нижнемеловое время: $\Phi=68^\circ$; $\Lambda=174^\circ$; $K=118$; $\alpha_{95}=3,2^\circ$; $\Delta D=3^\circ$; $\Phi=71^\circ$; $\Lambda=170^\circ$; $K=188$; $\alpha_{95}=4,1^\circ$.

Из этих значений палеомагнитного полюса видно, что в юре северный магнитный полюс находился вблизи Камчатки. Затем полюс с юры переместился на северо-запад и пришел в район современного положения. За палеогеновый период он почти не изменил своего положения. Различия в положениях полюсов за это время не превышает $5-6^\circ$, что не выходит за пределы ошибки усреднения.

Только во время нестабильного состояния магнитного поля происходило движение палеомагнитных полюсов, при этом последние перемещались на значительное расстояние, например во время учащения инверсии в юре исследованный регион за очень короткое время в геологическом масштабе, находясь на 20° отметке палеошироты, переместился на север и принял современное положение.

Сопоставляя данные с аналогичными данными других авторов видно, что разброс положения древних геомагнитных полюсов характерен для всех районов распространения мезозойских отложений. Значительная величина разброса координат палеомагнитного полюса в мезозое, по-видимому, объясняется тем, что почти все изученные разрезы расположены в складчатых зонах, переживших воздействия неоднократных фаз складчатости в альпийское время (Кавказ, Иран, Турция, Карпат, Гисарский хребет Копетдага, Мангышлак и др.).

По нашему мнению, разброс приведенных данных в таблице связан с горизонтальными сжимающими тектоническими силами, обусловленными инерцией этих движущихся крупных плит.

Общий анализ магнитного поля Земли в палеогеновую эпоху показывает, что в меловой и юрский периоды учащение инверсии геомагнитного поля отличается с неодинаковой периодичностью.

Вычисленные географические координаты палеомагнитных полюсов по Азербайджану для палеогенового, мелового и юрского периодов показывают сходимость. Однако наблюдаемый разброс координат по долготе, по-видимому, связаны с горизонтальными тектоническими деформациями.

5.2. Обсуждение результатов. Анализ палеомагнитных наклонений. Участок земной коры, на которой расположена современная Кавказская мегазона в начале мезозоя не был связан как сейчас с Евразийской плитой. Вероятно, он представлял собой совершенно другую литосферную плиту, находящуюся между ними на значительном удалении (по сравнению с настоящим временем), как от Африканского континента, так и

от Евразийской плиты. В течение мезокайнозоя Кавказская мега- зона совершила большое горизонтальное перемещение, возможно в какой-то степени участвуя в совместном общем движении с Африкано-Аравийским мегазоной и в тоже время независимо от него.

Если сравнивать координаты палеомагнитных полюсов Кавказского региона (для палеогена $\Phi=69$, $\Lambda=168$, для юры $\Phi=69$, $\Lambda=191$) с Аравийскими (для палеогена $\Phi=77$, $\Lambda=171$, для юры $\Phi=67$, $\Lambda=258$) и Евразийским (для палеогена $\Phi=76$, $\Lambda=162$, для юры $\Phi=74$, $\Lambda=167$), то следует отметить факт закономерного различия их положения, которые они занимают на поверхности земного шара. Все измеренные наклонения значительно меньше Евразийских, все они различаются статистически незначимо. Сейчас Дагестан, Гейча-Акеринская зона и северо-запад Аравии удалены примерно на 1000 км и маловероятно, что на таком расстоянии возникло различие в наклонениях на 30° за счет недипольных составляющих магнитного поля. Таким образом, методом исключения мы приходим к тектонической основе, как наиболее вероятному источнику различий в наклонениях. Если сравнить наклонения для Малого Кавказа среднее значение этого параметра $40^\circ \pm 3^\circ$, тогда современное различие между Малым Кавказом и Дагестаном составит 2° . Если сравнить наклонение Дагестана с северным краем Аравийской платформы, то оно составило $22^\circ \pm 4^\circ$. Эти данные показывают, что между Малым Кавказом и Дагестаном расстояние в юре составляло 10° , а в позднем мелу равно 8° . Следовательно, в послепалеогеновое время эти регионы перемещались в сторону Евразийской платформы и, сокращая эти расстояния, приобрели современное положение. Отсюда видно, что Малый Кавказ и Дагестан не являлись частью Евразийской плиты, находясь южнее ее. Если отдать предпочтение палеомагнитным данным по Малому Кавказу, то поперечное сокращение пояса на $22^\circ \pm 4^\circ$, свидетельствует о том, что территория Малого Кавказа в юре, в мелу и палеогене не принадлежала ни к Аравийской, ни к Евразийской плитам и располагалась между ними. Аналогичные выводы можно сделать и для территории Дагестана, где то поперечное сокращение пояса составляло $12^\circ \pm 2^\circ$.

Палеомагнитные данные, полученные для палеогенового времени в Азербайджане и Дагестане показывают, что во время образования пород эти регионы находились на палеошироте $34-38^\circ$ соответственно и перемещаясь на север, приблизились к Евразийской на 9° , т.е. 900 ± 250 км. Начиная с позднего мела в Кавказском регионе нет реликтов океанической коры и признаков ее существования. Все последующие деформации отражены в современной структуре региона, так как с этого времени тектонические процессы происходили в пределах коры континентального типа. Изложенные выше материалы и соображения позволяют сделать вывод о том, что альпийская деформация Большого и Малого Кавказа не компенсирует всей величины сближения Малого Кавказа и Скифской плиты, определенной палеомагнитным методом.

Тектонические последствия сближения Аравийской плиты с Евразией распространяются далеко на север, охватывая Большой Кавказ. Соответственно сокращается ширина древнего (палеотетиса) океана, разделившего их континентальные части. Однако, с раннего мела и до позднего мела движение замедлилось до 1,1-1,2 см в год. Это объясняется тем, что в раннем мелу при своем перемещении Кавказская плита столкнулась с другими плитами или же изменилось направление субдукции, что уменьшило скорость ее перемещения в прежнем направлении. На справедливость последнего предположения указывает кривая движения Аравийской плиты.

Кавказская складчатая область представляет собой не что иное, как сросшиеся вместе пограничные зоны двух различных литосферных плит, которые приведены в тесное соприкосновение под действием горизонтальных сжимающих тектонических сил. Офиолитовая зона является пограничной областью одной из них, а именно океанической окраиной.

Столкновение литосферной плиты Аравии с Евразийской платформой в палеогене привело к значительным деформациям горных масс внутри пояса. Складчатость, покровные структуры, наблюдаемые в настоящее время на Кавказе, представляют собой не что иное, как различные формы проявления механической деформации верхних слоев Земной коры, пограничной частью этих плит, подвергавшихся соударению. Последняя обусловлена горизонтально направленными силами инерции движущихся плит. Такая интерпретация палеомагнитных данных Малого Кавка-

за с данными соседнего региона не противоречит современным представлениям о тектоническом строении и развитии Кавказа [Гамкрелидзе, 1984; Adamia et al., 1986; Городницкий, 1978; Сборщиков, 1988; Зоненшайн и др., 1984].

Анализ палеомагнитных склонений. Рассмотрим мезо-кайнозойские склонения, определенные по Центральному Ирану, Восточных Понтидов, Малого Кавказа и Дагестана. Различия между склонениями для отдельных участков составляют десятки градусов, достигая значения более 60°. Эти различия велики и систематичны; их по нетектоническим причинам объяснить не возможно. Анализ склонений показывает, что все точки на графиках с приемлемым распределением ложатся на линию, соответствующую изначально прямолинейной структуре.

Анализ всех склонений из различной части одной той же структуры одновозрастных пород дает нам основание считать, что это различие палеомагнитных характеристик обусловлено тектоническими движениями.

Полученный материал палеомагнитного измерения как свидетельство сложных перемещений отдельных блоков внутри пояса оказался весьма интересными.

Было установлено, что для северо-восточной части Турции и юго-западной части Аджаро-Триалетской зоны в мезо-кайнозое наблюдается совпадение измеренных наклонений с данными Малого Кавказа, в то время как склонения оказываются резко различными (Vool, 1968; Асанидзе, 1988). Это позволило предположить, что турецкий массив (блок) и юго-западная часть Грузии не испытали значительные смещения по сравнению с Малым Кавказом по широте, просто несколько “поворачивался”, причем угол поворота против часовой стрелки по магнитным данным в мезо-кайнозое составил 30-40°. Малый Кавказ, Дагестан и Центральный Иран в этот же отрезок времени повернулись по часовой стрелке на 25-30°, со смещением которое, очевидно, следует связать закрытием мезотетиса. Таким образом, изгиб Гейча-Акеринской зоны вторичен и подтверждаются данным из других зон Малого Кавказа (16,82, 36, 113).

Шевлягиным (116) на основании проведенных палеомагнитных исследований на Северном Кавказе установлено, что расхождение траекторий перемещения полюса логичнее всего объяснить различной геотектонической обстановкой на Северном Кавказе и на территории Европейской части России. Им же было сказано, что Северный Кавказ и Евразия принадлежали к различным геодинамическим блокам (плитам) сферы, спайка которых произошла в раннеюрское время (юрские точки траекторий уже совпадают).

В дальнейшем продолжается сближение континентальных блоков, способствовавших еще более компактной их группировке и, очевидно, полному исчезновению морских бассейнов в промежутках. Полученные палеомагнитные данные эоценовых пород на Малом Кавказе, Талыше и Нахичеванской Республике указали, что тектонические движения происходили в два этапа: первый этап произошел в верхнем эоцене, а второй в конце верхнего олигоцена (по-видимому, объясняется некоторой активизацией движений Аравии в связи с заложением и развитием Красноморско-Аденской спрединговой зоны).

На основании имеющихся данных по палеомагнитному исследованию мезо-кайнозойских образований Малого Кавказа и прилегающих территорий нами было установлено, что после палеогена регион повернулся по часовой стрелке на 25-30° и, находясь в 20° северной широты, сместился в этот же промежуток времени на север примерно на 20-22°, т.е. на 2000-2400±350 км, образовав Малокавказскую дугу.

Исходя из изложенного, можно сказать, что применение палеомагнитного метода может оказать существенную помощь в решении широкого круга стратиграфических и тектонических проблем, тем самым способствуя более глубокому пониманию истории развития Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Во всех изученных разрезах Малого Кавказа в мезокайнозойских породах сохранилась древняя компонента естественной остаточной намагниченности. Подтверждением этого положения служат такие признаки, как достаточно высокая магнитная стабильность намагниченности пород мезокайнозоя, выделенная после соответствующих магнитных чисток; большая кучность векторов J_n пород одного и того же возраста в пре-

делах не только изучаемого геологического образования, но и на больших участках; близость палеомагнитных характеристик одновозрастных пород Малого Кавказа на различных, достаточно удаленных его районах.

2. Выявлены геодинамические условия проявления ферри-титан-окисных минералов и установлено, что они формировались при различных флюидных и геодинамических режимах. Носителем термоостаточной намагниченности вулканогенных пород являются гомогенные титаномагнетиты с низкими до 350° точками Кюри, кристаллизующиеся при температурах $900-1100^\circ\text{C}$ и магнетит с точками Кюри $550-600^\circ\text{C}$, кристаллизующийся при температурах $850-900^\circ\text{C}$; Наличие ульвошпинелевой фазы в титаномагнетите свидетельствует о том, что распад происходил в условиях высоких температур.

3. Палеомагнитными данными установлено, что дугообразная форма структур Малого Кавказа, обращенная выпуклостью на северо-восток, имеет вторичное происхождение. Эти дугообразные изгибы образовались в послееоценовое время и обусловлены тектоническими силами, направленными с юга. При своем движении на север тектонические пластинки встречали различные сопротивления со стороны и обуславливали отставание одних и интенсивное продвижение вперед других. Этим объясняется образование изгибов структур Малого Кавказа.

4. Установлено, что в начале мезозоя современная Малокавказская складчатая область не была в единстве с Евразийской плитой. Возможно, что она представляла совершенно другую литосферную плиту, находившуюся на более значительном удалении как от Евразийской, так и от Африкано-Аравийской плит.

5. В течение мезокайнозоя Малокавказский регион совершил крупномасштабное горизонтальное перемещение к северу на $20-22^\circ$, т.е. на $2200-2400\text{км} \pm 350\text{км}$ независимо от Евразийской плиты.

6. Впервые определены кинематические параметры движения плит Малокавказского сегмента. Скорость поступательных движений в юрское время составляла $1,3-1,5$ см/год, в нижнемеловое $-1,1-1,2$ см/год, в верхнемеловое $-1,8-2,0$ см/год и в палеогене $1,-1,8$ см/год. Постепенно Малокавказский регион, двигаясь на север, приближается к Евразийской плите, поэтому сокращается ширина (палеотетиса) океана, разделившего их континентальные части.

7. По палеомагнитным данным доказано блочное строение Малокавказского региона. В мезокайнозойское время скорости горизонтальных движений отдельных блоков были различными; это объясняется тем, что каждое столкновение отдельных участков земной коры привело к значительным деформациям горных масс на их краях.

8. Предложена схема эволюции тектонического развития Малого Кавказа по палеомагнитным данным. Современная Кавказская складчатая область представляет собой сросшиеся вместе пограничные зоны двух мегаплит: Евразии и Африкано-Аравийской, которые приведены в тесное соприкосновение под действием горизонтальных сжимающих тектонических сил, обусловленных инерцией этих движущихся крупных плит.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р.Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, "Элм", 1963, с.71-227.
- Абдуллаев Р.Н. О возрасте эффузивно-пирокластической толщи Северного склона Шахдагского хребта Малого Кавказа. **ДАН Азерб. ССР, т. XII**, 1956, №5, с.329-334.
- Абдуллаев Р.Н., Исмет А.Р., Багирбекова О.Д., Абдуллаев И.А. Возрастное расчленение магматических образований северо-восточной части Малого Кавказа по данным К-Аг метода. **Изд-во "Элм"**, Баку, 1979
- Абдуллаев Р.Н., Мустафаев М.А., Самедова Р.А., Шафиев Х.И., Засеев В.В., Ахмедова Т.Г. Новые данные о минералогии, петрографии эоценовых вулканитов Шахдагского синклиналия Малого Кавказа. **ДАН Азерб. ССР, т. XVI**, 1990, №4-5, с.41-44.
- Авчян Г.М. Влияние всестороннего давления до 8000 кг/см² на различные виды остаточной намагниченности горных пород. **Изв. АН СССР, Физика Земли**, N7, с.70-76.
- Авчян Г.М., Фаустов С.С. О причинах высокой стабильности вязкой намагниченности верхнепермских красноцветов. В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. **М., Недра**, 1966, с.79-81.
- Авчян Г.М., Фаустов С.С. О стабильности вязкой намагниченности в переменных магнитных полях. **Изв. АН СССР, Физика Земли**, N5, 1966, с.96-104.
- Адамия Ш.А., Асанидзе Б.Д., Гамкрелидзе Р.А. и др. Палеомагнетизм верхнемеловых пород Южной Грузии и его геологического интерпретация. **Изв. АН СССР, сер. Геология**, 1979, №5, с.46-57.
- Адамия Ш.А., Асанидзе Б.Д., Печерский Д.М. Геодинамика Кавказа: Опыт палинспастических реконструкций. В кн.: **Тезисы докладов II семинара по геодинамике Кавказа. Тбилиси, Мецниереба**, 1980, с.5-9.
- Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Гамбашидзе Р.А. и др. Палеомагнетизм верхнемеловых пород Южной Грузии и его геологическая интерпретация. **Изв. АН СССР. Сер. Геол.** 1979, N5, с.46-57.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской эволюции Кавказа. **Геотектоника**, N4, 1977, с. 88-103.
- Азизбеков Ш.Р. и др. Геология и вулканизм Талыша. **Изд-во Элм**, Баку, 1979, 241 с.
- Азизбеков Ш.Р., Багиров А.Э., Исмаил-заде А.Д. Тектоническое строение Талыша и его связи с Эльбурсом и Малым Кавказом. **Геотектоника**, N3, 1971, с.74-85.
- Асанидзе Б.Д., Печерский Д.М. Палеомагнитные исследования юрских пород Грузии и Северного Кавказа. **Изв. АН СССР, «Физика Земли»** 1979, №10, с.77-92.
- Асанидзе Б.Д., Печерский Д.М. Палеотектоническая реконструкция Кавказа в палеозое и мезозое по палеомагнитным данным. **Преприн. N4, ИФЗ**, 1979, с. 14-18.
- Асанидзе Б.З. Палеотектоническая реконструкция Кавказа по результатам палеомагнитных исследований палеозойских и мезозойских пород. В кн.: Тезисы доклады республиканской научно-технической конференции молодежи «**Проблема Наук о Земле**», посвященной 60 летию ВЛКСМ. Тбилиси, 1978, с. 110-111.
- Асанидзе Б.З., Шатбералишвили А.П. Результаты палеомагнитных исследований юрских пород Гагра-Давской зоны и Окрибского поднятия Кавказского региона. В **сб.: науч. трудов Палеомагнетизм и Аккреционная тектоника**. Л., 1988, с.45-58.
- Ахматов П.Г. Палеомагнитные исследования изверженных горных пород верхнего палеозоя Чантало-Кураминского региона (срединный

Тянь-Шань). **В кн.: Тезисы доклады VII Всесоюзной Конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму.** 1966, с.70-79.

Ахундов Ф.А., Гаджиев Т.Г. Позднемиоценовые вулканические формации северо-восточного склона Малого Кавказа (Казахский, Агджакендский, Мартунинский синклиорий). **В сб.: Мат. док. II петр. сов. по Кавказу, Крыму и Карпатам.** Тбилиси, 1978, с.54-63.

Бродская С.Ю. Возможности магнитных лабораторных методов при диагностике ферромагнитных минералов в горных породах. **Изв. АН СССР, Физика Земли,** 1974, N1, с. 59-74.

Багин В.И. Температурные и фазовые превращения гидроокислов железа и магнетита и химическая намагниченность, возникающая при этих превращениях. **Автореф. канд. дис.,** 1966, -15с.

Багин В.И., Рыбак Р.С. К вопросу о температурных превращениях сидерита. **В кн.: Магнетизм горных пород палеомагнетизм,** 1968, М., 1969, с.3-4.

Баженов М.Л. Исследование локальных тектонических деформаций палеомагнитным методом. **Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли** N11, 1975, с.53-59.

Баженов М.Л. Исследование структур Копетдага палеомагнитным методом. **ДАН СССР, т.245, N1,** 1979, с.170-174.

Баженов М.Л. Методика палеомагнитного изучения дуговых складчатых структур. М., 1980, **Автореф. дис.,** 21 с.

Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса. Карпат-Кавказ-Памир. **В кн.: М.Наука,** 1990, 165 с.

Баженов М.Л., Буртман В.С., Гурарий Г.З. Исследование кривизны Памирской дуги в палеогене палеомагнитным методом. **ДАН СССР, т.242, N5,** 1978, с.1137-1139.

Безуглая Л.С., Мартынова Т.А., Рыбак Р.С. Метод сравнения характеристик стабильности. - **В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Красноярск, СО АН СССР,** 1963, с.97-107.

Белов К.П. Магнитные исследования. М., **Физматгиз,** 1959, 259 с.

Белоконов В.И., Кочегура В.В., Шолпо Л.Е. Методы палеомагнитных исследований. **Л.** 1973, 245 с.

Воробьева Г.П. Палеомагнетизм и магнитные свойства Дашкесанского интрузива. **Автореф. канд. дис.,** Баку, 1975, 15 с.

Выяснение происхождения намагниченности пород методом сравнения характеристик стабильности на примере железистых кварцитов. Безуглая Л.С., Мартынова Т.А., Петрова Г.Н., Рыбак Р.С., К.М.А. **Изв. АН СССР, сер. Геофизика, N4,** 1962, с.514-523.

Гаджиев Т.Г., Каркошкин А.И., Алексеев В.В., Хесин Б.Э. Палеомагнитная характеристика вулканогенно-осадочных и интрузивных пород Сомхито-Агдамской зоны Малого Кавказа. - **В кн.: Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч.III,** Баку, 1973, с.43-44.

Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси, **Мециниерба,** 1976, с.150.

Гамкрелидзе И.П. Тектоническое развитие Анатолийско-Кавказского-Иранского сегмента Средиземноморского пояса. **Геотектоника,** 1989, N3, с.25-38.

Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа. // **Тектоника и металлогения Кавказа.** Тбилиси, 1984, с.105-184.

Гасанов А.З. Палеомагнитная корреляция палеогеновых отложений Тальша и Нахичеванской АССР. **Автореф. дис.** Баку, 1975, 15 с

Гасанов Т.Аб. Вулканы Шахдагского хребта Малого Кавказа: юра или палеоген. **Советская геология,** N6, 1984, с.51-57.

Гасанова К.Д. Палеомагнитные исследования юрских отложений Малого Кавказа (в пределах Азербайджана), **Автореф. дисс.**, Баку 1984, 18с.

Глеваская А.М. Магнитные минералы и магнетизм вулканитов. Киев, "**Наукова Думка**", 1983, с.207.

Гнибиденко З.Н., Мосиенко Б.А. Методика расчета палеомагнитных параметров на ЭВМ. **В кн.: Методы и результаты палеомагнитного изучения осадочных формаций кайнозоя Западной Сибири, Новосибирск, 1973, с.23-27.**

Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкция положения материков в фанерозое. **М.**, 1978, 122 с.

Гурарий Г.З. Некоторые данные о характере геомагнитного поля во время инверсии. **Докл. АН СССР, т.178, N5, 1968, с.1065-1068.**

Гурарий Г.З., Певзнер М.А., Трубихин В.Н. Лабораторные исследования естественной химической намагниченности. **Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, N4, 1968, с.73-77.**

Зоненшайн Л.П., Кузмин М.И. Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР **Недр**, 1990 333 с. книга 2.

Изучение палеотектоники Малого Кавказа палеомагнитным методом. Исаева М.И., Гасанова К.Д., Гусейнов А.Н., Халафов А.А., Воробьева Г.П. В сб. науч. **Трудов. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника.** Л. 1988 с 45-58.

Исмаи-заде А.Дж, Велиев М.М., Мамедов М.Н., Багиров А.Э. Тектоническое положение базит-гипербазитов комплекса Тальша. **Геотектоника** 1995, № 2, с. 103-106.

Исмаил-Заде Т.А. Палеомагнитные исследования мезокайнозоя Азербайджана. **Диссертация на соискание ученой степени доктора физико-математических наук в форме научного доклада.** Москва, 1983, 46 с.

Карпова О.В., Минибаев Р.А. О магнетите из титаномагнетитовых руд Маткальского массива. **В кн.: Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1969, с.170-173** (труды минералогического музея им. Ферсмана, вып.19).

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. **М.: Наука, 1975, 208 с.**

Кумпан А.С., Русинов Б.Ш., Шолпо Л.Е. Результаты палеомагнитных исследований в центральном Казахстане. **Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, N11, с.96-103.**

Мавлянов Г.А., Абдуллаев Х.А., Якунов Д.Х. Геологическая интерпретация палеомагнитных данных и движения Земной коры Западного Тянь-Шаня. **Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, N11, с.115-120.**

Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. Д.М.Печерский, В.И.Багин, С.Ю.Бродская, Э.В.Шаронова. **М, Наука, 1975, 188 с.**

Мамедов М.Н. Петрология и геохимия позднемиоценовых и эоценовых магматических формации Малого Кавказа и Тальша особенности щелочно базальтовой формации Тальша. **Баку, 1999, 398с.**

Мамедов М.Н. Халафов А.А. Феррититанокисные минералы позднемиоценовых вулканитов Малого Кавказа. **Изв. АН Азерб. ССР серия Наук о Земле 1986 №4., с.45-52.**

Мамедов С.А. методы определения направления и первичности древней намагниченности горных пород. **Автореф. канд. дис. М., 1967,16 с.**

Методика палеомагнитных исследований. Храмов А.Н., Петрова Г.Н., Кочегуа В.В. и др., Л., 1961, 132 с.

Мехтиев Ш.Ф., Байрамов А.С. Геология и нефтеносность Ленкоранской области. **Изд-во АН. Азерб. ССР, 1953. 178 с.**

Минибаев Р.А. Палеомагнетизм палеозоя Южного Урала и его тектоническая интерпретация. **В кн.: Тезисы XXVII Международного геологического конгресса. М.: Наука. 1984, т.4, с.162-163.**

Минибаев Р.А., Сулитдинов Р.М. О возможности применения палеомагнитных характеристик пород для решения задач тектоники на Южном Урале.

В кн.: Шаряжи Урала и связь с ними полезных ископаемых. Уфа БФАН СССР, 1980, с.23-26.

Михайлова Н.П., Глеваская Л.М., Гнилко М.К. Эффузивы Закарпатья как объект палеомагнитных исследований. **Геоф. Сбор. АН УССР, N 21, 1967, с.56-63.**

Мнацаканян А.Х. Петрология верхнемеловой вулканической серии северной Армении. **Ереван, АН Арм. ССР, 1981, 228 с.**

Мусатов Д.И., Сидорас С.Д. Интерпретация палеомагнитных данных Средней Сибири в свете перемещения литосферных плит. **В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. М., 1976, ч.3, с.70.**

Мустафаев М.А., Ахмедова Т.Г., Самедова Р.А., Шафиев Х.И. Эоценовые вулканические комплексы Шахдагского синклинория и их петрологические особенности Малый Кавказ. **Изв. АН. Азерб. Серия наук о Земле. Геология, 1998, №1, с.42-46.**

Нагата Т. Магнетизм горных пород. М. **Мир** 1965, 247 с.

Нгуен Тхи Ким Тхао. Обоснования надежности палеомагнитных данных при решении палеотектонических задач (на примере изучения юрских и меловых пород Армении). **Автореф. дис...М., 1978. 18 с.**

Нгуен Тхи Ким Тхао, Печерский Д.М. Асанидзе Б.З Палеомагнитных исследования юрских пород Армении. **Изв. АН СССР, Физика Земли, №8, 1978, с. 71-96.**

Определение напряженности геомагнитного поля в верхнем мелу по намагниченности эффузивных пород. Большаков А.С., Гапеев А.К., Нгуен Тхи Ким Тхао, Солодовников Г.М. – **Изв. АН СССР, Физика Земли, № 4, 1981, с.86-90.**

Палеомагнетизм верхнемеловых пород Южной Грузии и его геологическая интерпретация. Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З. и др. **Изв. АН СССР, сер. Геология, №5 1979, с.40-57.**

Палеомагнитная характеристика вулканогенно-осадочных и интрузивных пород Сомхито Агдамской зоны Малого Кавказа. Гаджиев Т.Г. Каркошкин А.И. и др. **В кн.: Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч.III, 1973, с.43-44.**

Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов. Материалы мирового центра данные. Сводный каталог 1. **Данные по СССР, Москва, 1984.**

Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов. Сводный каталог. **Данные по СССР, вып.6, Москва, 1986.**

Палеомагнитология. А.Н.Хромов, Г.И.Гончаров, и др. **Из-во Недр, 1982, 312 с.**

Пейве А.В. Океанического кора геологического прошлого. **Геотектоника, 1969, №4, с.2-23.**

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовые соответствия в минеральных системах. М. **«Недра», 1976, с. 155-183.**

Петрова Г.Н. Лабораторная оценка стабильности горных пород. М. **Наука, 1961, 104 с.**

Петрова Г.Н., Багин В.И., Багина О.Л. О природе естественной остаточной намагниченности осадочных пород Крыма. **Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, №10, 1970, с.107-113.**

Петрова Г.Н., Жилиева В.А. Лабораторный материал критерий магнитной стабильности горных пород. **Изв. АН СССР, сер. Геофизика, 1960, N9, с.1328-1335.**

Петрова Г.Н. Механизм инверсий. В сб. Постоянное магнитное поле Земли, палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Киев 1973.

.Н.Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях. В кн.: геомагнитные исследования. М.: **Советская радио, 1977, №19, с.40-49.**

Петрова Г.Н., Печерский Д.М. Физические свойства базальтов и перидотитов рифтовой зоны Индийского океана. **В кн.: Тезисы докл. VII**

Всесоюзн. конференции по пост. Геомагнит. полю и палеомагнетизму. Л., 1966, с.32-34.

Печерский Д.М., Нгуен Тхи Ким Тхоа Палеомагнетизм вулканитов сериц и позднемиоценовых эффузивов Армении. **Изв. АН СССР, Физика Земли, N 3, 1978, с.48-63.**

Писаревский С.А., Иосифиди А.Г. Новые палеомагнитные данные о палеогеографическом положении и деформациях северо-восточного обрамления Сибирской платформы в позднем палеозое и мезозое. - **В кн.: Палеомагнетизм и вопросы палеогеографии.** Л., ВНИГРИ, 1981, с.56-66.

Погарская И.А. Исследование компонентного состава древней намагниченности горных пород. - **В сб. Палеомагнетизм верхнего докембрия СССР.** Л., 1983, с.8-17 (Тр. ВНИГРИ).

Полтавец Ю.А. Обсуждение титаномагнетитового геотермометра Баддингтона-Линдисли на основе сравнительного анализа равновесий шпинелидов магнетитовой серии. **Изв. АН СССР, сер. Геология N6, 1976, с.63-72.**

Ренгартен В.П., Морозов В.Г., Мехтиев Ш.Ф., Байрамов А.С. Геологическое строение Талыша. В кн.: Вопросы геологии Талыша. **Изд-ва АН СССР, 1958, с.4-38.**

Ржевский Ю.С. Палеомагнитные данные о горизонтальных деформациях структур в Таджикской депрессии. **В кн.: Палеомагнетизм и вопросы тектоники плит.** Л., ВНИГРИ, 1977, с.27-43 (труды ВНИГРИ, вып.394).

Ржевский Ю.С. Результаты изучения горизонтальных деформаций Куранчанской антиклинали палеомагнитным методом. **Изв. АН СССР, Физика Земли, 1973, N5, с.16-24.**

Родионов В.П., Осипов Э.П., Слауцитайс И.П. Палеомагнитные данные о горизонтальных тектонических движениях на западе верхоянской складчатой области. **В кн.: Палеомагнетизм и вопросы тектоники плит. Л. (Труды ВНИГРИ, вып. 394), 1977, с.44-62.**

Рустамов М.И. Геодинамика магматизма зон континентальной коллизии Кавказ-Иранского сегмента Средиземноморского пояса. **Вулканизм-эволюция, геодинамика. Рудоносность. Хабаровск, 1989, с.60-62**

Рустамов М.И. Магматические формации араксинской зоны и задачи дальнейших исследований. Вопросы геологической петрологии Азербайджана. **Изд-во Элм, Баку, 1987, с.44-64.**

Рустамов М.И. Тектоническое положение Талышской складчатой зоны в Малокавказ-Эльбурской системе. **Тр. Инс-та геологии АН Азерб-на.** Баку, 1995, с.195-209.

Рустамов М.И., Гасанов Т.Аб Шахдагский палеогеновый рифт Малого Кавказа. **Геология и разведка, 1990, №1, с.127-129.**

Рустамов М.И. Коллизионно-рифтогенной магматизм палеогена Центрального сегмента Средиземноморского пояса. **В кн.: Магматизм и геодинамика./Всерос. петрогр. Совещ/ Уфа 1995, с.179-181.**

Сборщиков И.М. Тектоническая эволюция восточной части океана тетис. М.: "Наука" 1988. 202 с.

Турсунов Б.Н., Уразаев Б.М. Решение некоторых вопросов палеотектоники Северного Тянь-Шаня и сопредельных территорий палеомагнитным методом. **В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. М., 1976, я.з.с. 96.**

Фрик В.Л., Цапенко М.Н. Результаты палеомагнитных исследований верхне палеозойских формаций гор. Карачатыр (Южная Фергана). **В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. М., 1967, ч.з.с.96.**

Храмов А.Н. Тектоника плит и палеомагнетизм // Палеомагнетизм и вопросы тектоники плит. Л., 1977. С.ю7-12.

Хаин В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа. Опыт геодинамической интерпретации. **Геотектоника, N1, 1975, с.**

13-28.

Хаин В.Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. **Советская геология, сб.39**, 1949.

Халафов А.А. Магнитные исследования коньяк-сантонских отложений Казахского прогиба. **Изв. АН Азерб. ССР, сер. наук о Земле**, 1986, N4, с.123-126.

Халафов А.А. О минералогической стабильности вулканогенно-осадочных пород верхне мелового возраста. **Тез. док. III Дальне вост. семинара по палеомагнетизму, Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР**, 1984, 77 с., С.67-69.

Халафов А.А., Багиров Т.М. Палеомагнетизм верхе меловых вулканогенно-осадочных пород опорного разреза Татлы (Казахский прогиб Азербайджана). **Изв. Российской АН. Физика Земли**, N4, 1992, с.107-111.. Л., 1988, с.45-58.

Халафов А.А., Гасанова К.Д. Результаты исследований геомагнитного поля в коньяксантонского времени его корреляция с геологическими событиями (на примере восточной части Малого Кавказа). **Изв. АН СССР, сер. Физика Земли**, 1988, №3, с.88-91.

Халафов А.А., Исмаил-Заде Т.А. О некоторых вопросах тектоники Малого Кавказа в послемелового времени по палеомагнитным данным. **Изв. АН СССР, Физика Земли**, 1988, N11, с.87-94.

Халафов А.А., Мустафаев М.А., Гасанова К.Д., Багиров Т.М. Палеомагнетизм эоценовых вулканитов Шагдагского синклинория Малого Кавказа (Азербайджан). **Изв. Российской АН Физика Земли**, 1996, N5, с.69-73.

М.И.Исаева, Халафлы А.А. Палеомагнетизм и кинематика плит Агджакендского прогиба Малого Кавказа в палеогеновое время. **Док.АН Азербайджана 1999 № 3-4, том. LV. Геофизика.** (Представлено академиком АН Азербайджана Ак.А.Али-заде.

Халафлы А.А. Палеомагнетизм раннемеловых отложений Малого Кавказа и его тектоническая интерпретация. **Вестник Бакинского Университета** 2000. № 2., с.204-212.

Халафлы А.А. Палеомагнетизм верхнемеловых отложений разреза реки Джагричай Нахчыванской республики. **Вестник Бакинского Университета** 2000. № 2., с.243-248.

Халафлы А.А. Палеомагнетизм мезо-кайнозойского комплекса Малого Кавказа и его тектоническая интерпретация. **Изв. «Науз о земле» АН Азербайджана**. 2000. №1, с.58-66.

Халафлы А.А. Палеомагнитные исследования раннемезазойских комплексов Малого Кавказа и некоторые вопросы тектоники. **Вестник Бакинского Университета**. 1999., № 3 с. 166-181.

Халилова А.Г., Алиев Г.А., Аскеров Р.Б. Новые данные о нижнемеловых отложениях Гочазского и Хузбурдского синклинория (М.Кавказ). **Изв. АН. Азерб. ССР серия “Наук о Земле”**, 1971, N2, с.18-26.

Хяляфлы А.А. Кичик Гафгазын шярг щиссясинин цст тябашир сцхурларынын палеомагнетизми. **Баку Университетинин няшрийаты** 1998. 215 с.

Шапиро В.А., Иванов И.А. Параметры стабильности динамической намагниченности. **Изв. АН СССР, Физика Земли**, №10, 1966, с.97-104.

Шашканов В.А., Металова В.В. Нарушение закона Телье для парциальных термоостаточных намагниченностей. **Изв. АН СССР, Физика Земли**, N3, 1972, с.80-86.

Шевлягин Е.В. Геологическая интерпретация палеомагнитных векторов горных пород. **Изд-во Ростовского Университета**, 1982, 148 с.

Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. **Баку**, 1966, т.2, 261 с.

Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. **Изд. Элм, Баку**, т.3, 1968.

- Шихалибейли Э.Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). **Баку**, 1964, т.1, с.133-225.
- Шихалибейли Э.Ш. Основные черты истории тектонического развития Азербайджана. **Изд-во АН Азерб. ССР, сер. Наук о Земле, N2**, 1981, см.1-с.14-23, ст.2-с.43-55.
- Шмелева А.Н. Палеомагнитные изучение некоторых разрезов верхнемеловых отложений западных предгорий Ферганского хребта. **Палеомаг. Стратиг. Исследования. Труды ВНИГРИ**, 1963, с. 48-62.
- Шолпо Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. **Ленинград "Недра"** 1977, 183 с.
- Шолпо Л.Е., Розинов М.Н. Предмеловая палеомагнитная аномалия Кураминского хребта. **Изв. АН СССР, Физика Земли**, 1971, N2, с.100-105.
- Шолпо Л.Е., Яновский Б.М. Проблема палеомагнитной стабильности горных пород. **Изв. АН СССР, Физика Земли**, №10, 1968, с. 89-92.
- Якубайлик Э.К. О зависимости магнитной вязкости магнетита от размагничивающего поля. **Изв. АН СССР, Физика Земли**, N10, 1968, с.104-106.
- Achworth T.P., Nairn A.E.M. An anomalous Permian pole from Corsica. **Paleogeog., Paleoclim.**, 1968, N1, p.119-125.
- Adamia Sh.A. Paleomagnetism of Upper Cretaceous rocks Southern Georgia and its geologic interpretation. **"Int.Geol.Rev"**, 1980, 22, N11, p.1241-1256.
- Bina M.M. Mineralogic, magnetique ET paleomagnetisme de Eocene du Kouchk-c-Nosrat (Iran. Central). **C.r.Acad.Sci.D.** 1979. Vol 288, N12, p.1351-1354.
- Clegg I.A., Deutsch E.R., Everitt C.W.F., Stubbs P.U.S. Some recent paleomagnetic measurements made out Imperial College. **-Advan Phys**, 1958, v.6 (22) 219-231.
- Collinson D.W., Runcorn S.K. Polar Wandering and continental drift: evidence from paleomagnetic observations in the United States. **Bull. Geol. Soc. Amer.**, 1960, 71, N7, p.915-958.
- Conrad G., Montigny R., Thuizat R., Westphal M. Tertiary and Quaternary geodynamics as Southern Lut (Iran) as deduced from paleomagnetic, isotopic and structural data. **Tectonophysics**. 1981, v.75, p.11-17.
- De Jong K.A., Manzoni M., Stavengd T., Van Dijk F., Vander Voo R., Zijberveld I.D.A. Paleomagnetic evidence for rotation of Sardinia during the early miocene. **Nature**, 1973, v.243, N5405, p.281-283.
- Helsley E., Steiner M.B. Evidence for long intervals of normal polarity during the Cretaceous period. **Earth and Planet Sci. Lett.**, 1968, 73, N10, p.3239-3246
- Irving E. Fragmentation and assembly of the continents. **Mid-Carboniferous to Present-Geophys. Surv.**, 1983, v.5, N4, p.299-333.
- Irving E., Stott P.M., Word A. Demagnetization of igneous rocks by alternating magnetic fields. **Philos. Mag.**, 1961, 6, p.225-241.
- Koenigsberger J. Natural residual magnetism of eruptive rocks. **Terr. Magn. And Atm. El.**, 1938, 43, p.119-299.
- McElhinny M.W. Paleomagnetism and plate tectonics. **Cambridge Univ. Press.**, 1973, 358 p.
- Ohnaka M. Stability of remanent magnetization of rocks under compression, its relation to the grain size of rocks, forming ferromagnetic minerals. **J.Geomag. and Geoelectr.**, 1969, v.21, N2, p.495-505.
- Orbay N. The paleomagnetic study of the North Anatolian fault zone., **Istanbul, univ., fen mecinn.**, 1979 (1980), с.44, p.23-39.
- Orbay N., Baburdi A. Paleomagnetism of dykes and tuffs from the Messudiye region and rotation of Turkey Geophys. **I.Roy.Astron.Soc.**, 1979, vol.59, p.437-444.

- Sengor A.M.C., Yilmaz Y., and Ketin I. Remnants a pre-late Jurassic ocean in northern Turkey: fragments of Permian-Triassic-Paleo-tethys. **Bull. Geol. Soc. Amer.**, 1980, vol.№1, p.599-609.
- Seyed E.K. The Jurassic Baclamu formation in the Kerman region with remarks on the Jurassic Stratigraphy of Iran. **Geol.Surv.Iran.Rep.**, 1971, N19, p.5-79.
- Soffel H.C. Review of paleomagnetic data from Italy and adjacent areas. Alps, **Appenines Hell. Stuttgart.**, 1978, p.23-29.
- Soffel H.C., Forster H.G. Polar Wander path of the Central East Iran microplate including new results. **Nenes Jb. Geol. Und Palaontol. Abh.** 1984, Bd. 168, H 2/3. S.165-172.
- Storetvedt K.M., Peterson N. Postulated rotation of Corcica not confirmed by paleomagnetic data. **I.Geophys.**, 1976, v.42 (1), p.59-71.
- Tekeli O. Subduction complex of pre-Jurassic age northern Anatolia, Turkey. **Geology**, 1981, vol.9, N2, p.68-72.
- Vander Voo R. Paleomagnetism, continental drift and plate-tectonics. **Rev. Geophys and Space Phys.**, 1975, v13, N3, p.195-197.
- Vander Voo R., Channell J.E.T. Paleomagnetism in orogenic belts. -**Rev.Geophys.**, 1980, v.18, 455-481.
- Vensink Hans. The implications of some paleomagnetic data from Iran for its structural history. - **Geol. An mijubouw**, 1979, 58, N2, 175-185.
- Wensink H. Tectonic inferences of paleomagnetic data from some Mesozoic formations in central Iran **J.Geophys**, 1982, vol. 51, p. 12-23.
- Wensink H., Varekamp J.C. Paleomagnetism of basalts from Alborz: Iran part of Asia in the Cretaceous. **Tectono-physics**, 1980, vol. 68, N1, p.113-129.
- Westphal M., Bazheov M.L., Lauer J.P. et al. Paleomagnetic on the evolution of the Tethys belts from the Atlantic Ocean to Pamirs since Trias.// **Ibib.**

СОДЕРЖАНИЕ

	Принятые в работе обозначения величин.....	3
	Введение.....	5
ГЛАВА I	1. Магнитные свойства горных пород и краткий Обзор литературных данных по палеомагнитной изученности тектонических задач.....	8
	1.1. Характеристика современного состояния вопроса.....	8
	1.2. Косвенные или лабораторные методы оценки палеомагнитной стабильности и определения древней намагниченности горных пород.....	8
	1.3. Определение минералогического состава и природы первичной естественной остаточной намагниченности	11
	1.4. Выбор объекта и постановка задачи...	13
	1.5. Краткий обзор литературных данных по палеомагнитной изученности тектонических задач.....	16
ГЛАВА II.	Методика и техника палеомагнитных исследований.....	18
	2.1. Полевые исследования, методика отбора образцов горных пород.....	29
	2.2. Методы лабораторных исследований.	29
ГЛАВА III.	Результаты магнито минералогических исследований мезокайнозойских образований Малого Кавказа.....	29
	3.1. Магнитные исследования.....	35
	3.1.1. Анализ кривых нормального намагничивания.....	35
	3.1.2. Кривая температурного разрушения.	36

	3.2.Магнитные свойства юрских пород.....	38
	3.2.1.Карабахский антиклинорий.....	51
	3.2.2.Ходжавендский синклинорий.....	53
	3.2.3. Лачинский антиклинорий.....	53
	3.3.Магнитные свойства меловых пород...	55
	3.4.Определение ферромагнитного состава- вулканогенно-осадочных пород.....	60
	3.5. Методы магнитных и температурных чисток.....	82
	3.6 . Магнитные чистки образцов под воз- действием переменного поля.....	83
	3.7.Температурная чистка.....	98
	3.8.Условия формирования магнитных ми- нералов в улка ногенных породах.....	105
	3.9.Магнитные характеристики палеоген- овых вулканогенных отложений.....	107
	3.10. Определение носителей естественной остаточной намагниченности в породах.	110
	3.11.Минеральный состав мезокайнозойских вулканических отложений	126
	3.12. Минеральный состав пород Шахдаг- ского синклинория Тальша.....	133
ГЛАВА.IV	Палеотектонические реконструкции по па- леомагнитным данным.....	139
	4.1.Количественная оценка локальных и ре- гиональных горизонтальных движений по результатам палеомагнитных исследований	139
	4.2.Палеомагнитные исследования юрских отложений Малого Кавказа.....	141
	4.3. Палеомагнитные исследования меловых отложений Малого Кавказа.....	145
	4.4. Результаты палеомагнитных исследова- ний палеогеновых отложений Малого Кав- каза.....	160

	4.5.Палеомагнитные данные по Талышу и НАР...	164
ГЛАВА.V	Сопоставление палеомагнитных и геологических данных для мезокайнозойских отложений Малого Кавказа.....	167
	5.1.Магнитное поле Земли в мезокайнозойе.....	184
	5.2.Обсуждение результатов.....	187
	Заключение.....	192
	Литература.....	194

Халафлы Айваз Алы оглы

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИИ МАЛОГО КАВКАЗА

Ответственный редакторы:

д.г.м.н. Исаева Манижа Иса гызы

д.г.м.н. Мамедов Муса Насиб оглы

Палеомагнетизм и проблемы сдвиговых деформации Малого Кавказа. А.А.Халафлы. Б.: Тягсил, 2006, 210с.

В монографии собран и обобщена большой фактической материал по палеомагнитным исследованиями Малого и Большого Кавказа, который анализируется с точки зрения- тектоники плит. Изучены магнитные свойства юрских, меловых и палеогеновых отложений. Определены состав железосодержащих минералов и природа остаточной намагниченности пород разрезов Малого и Большого Кавказа.

На основании палеомагнитных данных и геологических материалов сделан ряд выводов касающихся истории тектонического развития Малого Кавказа. Рассматриваются вопросы применения палеомагнитного метода для решения локальных тектонических задач.

Приведенные в сборнике материалы могут быть использованы при геологической реконструкции структур Малого и Большого Кавказа.

Сборник рассчитан на широкий круг геофизиков, геологов, палеомагнитологов, геологов поисковиков.

Таб.8. Ил.70. Библиогр.: 152 назв.