

ДЖ. О. МИНАСЯН, А. К. КЛАХАНЯН

**ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ
В АРМЕНИИ В КАЙНОЗОЕ**

ЕРЕВАН—1986

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԳԵՈՅԻԶԻԿԱՅԻ ԵՎ ԻՆԺԵՆԵՐԱՅԻՆ ՍԵՅՄՈՒԼՈԳԻԱՅԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Ջ. Հ. ՄԻՆԱՍՅԱՆ, Ա. Կ. ԿԱՐԱՆԱՆՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԵՐԿՐԱՄԱԴՆԻՍԱԿԱՆ
ԴԱՇՏՐ ԿԱՅՆՈՋՈՅՈՒՄ


АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ И ИНЖЕНЕРНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ

ДЖ. О. МИНАСЯН, А. К. КАРАХАНЯН

4789

ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ
В АРМЕНИИ В КАЙНОЗОЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН



Печатается по решению ученого совета Института геофизики и инженерной сейсмологии АН Армянской ССР.

Ответственный редактор доктор физико-математических наук
А.Н.Храмов.

Книгу рекомендовали к печати рецензенты:
кандидаты геолого-минералогических наук С.М.Григорян,
Т.А.Сирунян.

В настоящей работе проанализированы результаты палеомагнитного изучения кайнозойских образований территории Армянской ССР. Составлена опорная магнитостратиграфическая шкала кайнозоя Армении, проведена палеомагнитная корреляция и расчленение образований кайнозоя. Особое внимание уделено определению модуля напряженности геомагнитного поля Армении в кайнозое.

Книга будет полезна для геофизиков и геологов, занимающихся вопросами палеомагнетизма, стратиграфии и геохронологии.

М $\frac{1903000000}{703 (02) - 86}$ 52-86

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы возросла роль наук о земном магнетизме, особенно палеомагнитологии, при решении задач внутреннего строения и геологической истории Земли. Особое значение имеют результаты палеомагнитных исследований для разработки теории магнитного поля Земли, так как динамика геомагнитного поля в геологическом масштабе времени (инверсии, миграции геомагнитных полюсов) может быть изучена только палеомагнитным методом.

Немаловажное место занимает палеомагнитология также в решении обширного круга задач геохронологии и стратиграфии, палеогеографии и палеотектоники — задач, которые связаны с практическими вопросами поисков и разведки месторождений полезных ископаемых и геологического картирования.

Среди горных пород эффузивные образования, как объект палеомагнитных исследований, занимают особое место.

Намагниченность, приобретенная горной породой при ее остывании с температуры выше точки Кюри магнитных минералов в магнитном поле Земли, называется термоостаточной. По многочисленным экспериментальным и теоретическим исследованиям /1-4/ эта намагниченность более устойчива к различным размагничивающим воздействиям по сравнению с другими видами намагниченности. С этой точки зрения изверженные породы являются хорошими объектами для палеомагнитных исследований.

Ориентационная (детритовая) намагниченность возникает в осадочных породах в процессе их осаждения в магнитном поле Земли. При этом происходит статистическое выравнивание магнитных моментов частиц по направлению внешнего поля. Известен ряд моделей образования ориентационной намагниченности /3-7/.

Одним из характерных признаков *ДМ* является ошибка наклона намагниченности в пределах 20° по сравнению с накло-

нением внешнего поля. По Р.Кингу /8/

$$tgj_0 = f \cdot tgj \quad , \text{ где}$$

j - наклонение намагниченности, j_0 - наклонение поля,
 f - постоянная.

Начало палеомагнитных исследований в Армении было положено Ц.Г.Акопяном в 1952 году. Со временем, при изучении магнитного поля районов распространения лавовых покровов третичного и четвертичного возрастов, проводились определения вектора естественной остаточной намагниченности эффузивных пород /9-12/. Важность постановки этих исследований диктовалась возможностью применения палеомагнитного метода для решения геологических задач, а также тем, что была установлена существенная роль естественной остаточной намагниченности в формировании аномального магнитного поля территории Армянской ССР.

Палеомагнитные исследования на эффузивах Армении проводились Г.А.Поспеловой /13,14/. Ею изучались верхнеплиоцен-четвертичные лавы районов с.с. Ошакан, Гезадара, Цовинар. Лавы ущелья реки Касах, которые К.Н.Паффенгольц относит к четвертичному периоду, а А.Т.Асланян и др. к позднеплиоценовому возрасту, намагничены обратно и Г.А.Поспелова им приписывает позднеплиоценовый возраст. Обнажение у с.Гезадара автор относит к границе плиоцена и раннечетвертичного времени.

В 1964 году А.С.Большаковым и Г.М.Солодовкиным были исследованы нижнечетвертичные андезито-базальтовые лавы у с.с. Басаргечар и Цовинар с целью выяснения причины обратной намагниченности этих пород /15/.

Обобщая результаты этих исследований по эффузивам Армении, надо отметить, что впервые дав палеомагнитную характеристику эффузивных образований третично-четвертичного возрастов, они оставались в определенной степени неполноценными, так как не доказывалась первичность J_0^0 , не охватывались все возрастные подразделения кайнозоя и результаты не были связаны с магнитогеохронологической шкалой.

Как было показано еще ранними работами, кайнозойский период характеризуется многочисленными инверсиями геомагнитного

поля. Систематизация этих инверсий в глобальном масштабе, с учетом геохронологических определений, дала возможность создать обобщенную палеомагнитную шкалу для последних 4,5 млн. лет /16/. В дальнейшем эта шкала дополнилась и совершенствовалась /17,18/.

В настоящее время составлена ориентировочная шкала инверсий для 80 млн. лет по морским магнитным аномалиям /19/.

Другим немаловажным вопросом палеомагнетизма является вопрос изучения модуля напряженности геомагнитного поля в геологическом прошлом.

Изучение характера изменения модуля напряженности магнитного поля Земли в прошлом представляет несомненный интерес для теории происхождения магнитного поля Земли и познания механизма инверсии, а также для решения чисто прикладных задач — корреляции палеомагнитно-стратиграфических горизонтов. Несмотря на важность этого вопроса, работы, посвященные изучению напряженности древнего геомагнитного поля, немногочисленны. Это объясняется тем, что как метод последовательных нагревов Телье, так и метод пересадения трудоемки и ограничиваются строгими критериями применимости /20,21/.

Проблема расчленения и корреляции образований кайнозоя Армении имеет важное значение, так как к ним приурочены многие оруденения полезных ископаемых. По ряду важнейших вопросов стратиграфии, тектоники и геологического развития кайнозойских образований существуют определенные разногласия, так как широкое проявление вулканизма в кайнозое создает значительные трудности при разработке стратиграфических схем. Проблематичность возраста образований кайнозоя стимулирует поиск надежного метода их изучения. С этой целью может с успехом применяться палеомагнитный метод стратиграфического расчленения и корреляции немых толщ /22/.

В соответствии с этим решались следующие задачи:

- 1/ изучение закономерностей распределения вектора естественной остаточной намагниченности в кайнозойских вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных породах Армении;
- 2/ уточнение геологического возраста некоторых немых геологических образований, сопоставление полученных палеомагнитных данных с мировой магнитогеохронологической шкалой;

3/ определение модуля напряженности древнего геомагнитного поля для характеристики магнитного поля Земли в кайнозое;

4/ определение модуля напряженности геомагнитного поля "безнагревным" методом H_e с целью выяснения возможности применения этого метода на эффузивных породах;

5/ составление опорной палеомагнитной геохронологической шкалы кайнозоя Армении.

Для успешного решения поставленных задач применен комплекс методов исследований, удовлетворяющих требованиям трех критериев палеомагнитной надежности /23/.

1. Физический критерий палеомагнитной надежности - диагностика ферромагнитных минералов, носителей первичной намагниченности и доказательство того, что эти минералы обладают *TAM* или *DAM*.

2. Геофизический критерий палеомагнитной надежности - соответствие направлений J_n разных образцов в разрезе с направлением J_n образцов, для которых доказана природа первичной намагниченности. Увеличение кучности распределений в результате удаления вторичных компонент J_n .

3. Геологический критерий палеомагнитной надежности - хорошая сходимость направлений J_n у одновозрастных, различных разрезов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ
РАЗРЕЗОВ И ОБНАЖЕНИЙ

I.1. Отбор образцов

Для решения стратиграфических задач с помощью палеомагнитного метода необходимо построение опорного регионального палеомагнитного разреза. Это, в свою очередь, требует особого подхода к выбору объектов исследования. Они должны удовлетворять следующим условиям: а) непрерывность разреза; б) определенность его стратиграфического положения; в) возможность дублирования по разновозрастным разрезам.

Объектами для палеомагнитных исследований служили хорошо обнаженные и наиболее точно датируемые естественные выходы горных пород. Отбор образцов производился по общеизвестной методике /24/. Образцы отбирались в основном из обнажений с горизонтальным залеганием через 0,5–5 метров истинной мощности. Каждый стратиграфический уровень представлен не менее чем тремя штуфами. Из каждого штуфа было изготовлено от трех до пяти кубиков с размерами граней 2,4 см. Лабораторным исследованиям подвергнуто не менее трех кубиков, представляющих один и тот же уровень. Каждый возрастной раздел изучен не менее чем в двух–трех разрезах. В общем количестве было изучено около 2000 образцов. На рис. I.1 представлена схематическая геологическая карта с местами отбора образцов.

I.2. Краткая геологическая характеристика
разрезов палеогена.

Стратиграфическое положение кайнозойских образований приводится по литературным данным /25–29/. В составе палеогеновых от-



Рис. I. I. Схематическая геологическая карта с местоположениями изученных разрезов.

I-4 - Вулканические туфы, туфолавы, андезиты, андезито-дациты, базальты, андезито-базальты, андезиты; 5-II - базальты, андезиты, дациты, трахиандезиты, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфы, глины, диатомиты; I2 - песчаники, глины; I3-I7 - порфириты, трахиандезиты, туфы, андезиты, туфобрекчии, туфопесчаники, туффиты, песчаники, глины, известняки, мергели, конгломераты; I8-23 - порфириты, кератофиры, туфопесчаники, известняки, мергели; 24 - изученные разрезы.

ложений четко выделяются отложения нижнего, среднего, верхнего эоцена, нижнего и среднего олигоцена, которые приурочены к Севано-Ширакской и Еревано-Ордубадской синклиналиям.

Дат-палеоцен

Отложения этого возраста в пределах Севано-Ширакского синклиория имеют незначительные распространения и выступают в сводовых частях некоторых антиклинальных структур. Представлены они темно-серыми, бурыми слоистыми мергелями. Возраст этих отложений определяется на основе их стратиграфического положения и фаунистическими данными, достаточно точно определяющими как датский ярус, так и палеоцен /29/.

К югу от горы Котуц дат-палеоцен выражен толщей плотных тонко-плитчатых песчаников, известняков. Возраст их определен на основании комплекса фауны мелких фораминифер /27/. Мощность изученной части разреза составляет около 50 метров.

Палеоцен-ранний эоцен

Фаунистически хорошо охарактеризованные отложения палеоцена-раннего эоцена отмечаются в Западном Айоцдзоре в окрестностях с.Таратумб.

Фауна нижней части разреза характеризует палеоцен-ранне-эоценовый возраст вмещающих пород /27/. Выше по разрезу эти отложения без изменения фаций сменяются отложениями раннего эоцена с характерной фауной.

В окрестностях с.Таратумб изучен 100-метровый разрез песчано-глинистой флишоидной свиты.

Ранний эоцен

Отложения раннего эоцена обнажаются в виде узко вытянутых полос и отдельных островков по краям Севано-Ширакского синклиория. Они согласно залегают в основании среднего эоцена, четко выделяются по составу фауны и являются маркирующим горизонтом для территории Армении в целом /28/. Представлен ранний эоцен тремя фациальными группами пород - песчано-аргиллитово-алевролитовая дусахбюрская свита, известняковая севанская свита и вулканогенная спитакская свита. В районе с.Джил ранний эоцен залегает трансгрессивно, местами с базальтным конгломератом в основании на фаунистически охарактеризованные слои

позднего мела и трансгрессивно перекрывается вулканогенно-осадочными отложениями нижней части среднего эоцена /28,29/. Мощность изученной части раннеэоценовых отложений у с.Джил составляет около 50 метров.

Выходы раннеэоценовых отложений изучены в бассейне р. Дакнагет, где представлены плотными известняками серо-желтоватого цвета. Возраст их определен на основе фаунистических данных /28/.

В районе Спитякского перевала ранний эоцен представлен конгломератами и гравелистыми известняками бурого цвета. Нуммулиты, встречающиеся в этих отложениях, указывают на раннеэоценовый возраст вмещающих пород. Мощность их достигает 40 метров /27,28/.

Вулканогенная фация раннего эоцена представлена темно-серыми и зеленовато-серыми порфиритами /29/. Их возраст определен на основе ее стратиграфического положения. Изучено около 60 метров этой свиты.

В районе с.Элпин изучен разрез раннеэоценовых отложений, представленный песчанистыми известняками, плотными желтовато-серого и светло-серого цвета. Возраст определен на основе их стратиграфического положения: залегают трансгрессивно на размытой поверхности палеозойских и меловых отложений и перекрываются туфоосадочными породами среднего эоцена /29/. Мощность 20 метров.

Средний эоцен

В пределах территории Армянской ССР образования среднего эоцена представлены осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами различного состава – песчаниками, известняками, туфопесчаниками, порфиритами, туфобрекчиями.

В пределах Севано-Ширакского синклинория средний эоцен представлен в составе двух свит – ширакской вулканогенно-осадочной и кироваканской вулканогенной /29/.

Ширакская свита (флишоидная вулканогенно-осадочная) широко распространена в районе одноименного хребта (районы с.с.Овун, Капс, Торос, Лернанцк), Базумского хребта (районы с.с.Чигдамал, Бзовдал и г.Спитяк). В восточном направлении породы ши-

ракской свиты постепенно переходят в эффузивные образования кироваканской свиты (бассейны р.Дебед, район Пушкинского перевала, районы с.с.Шамут, Шоржа). Кироваканская свита представлена чередованием порфиритов, кварцевых порфиров, их туфов и туфобрекчий. Возраст ширакской свиты определяется по ее стратиграфическому положению и обильному содержанию в ней нуммулитов, указывающих на принадлежность этой свиты к среднему эоцену /29/. Среднеэоценовый возраст кироваканской свиты установлен достаточно убедительно /29/. Общая мощность изученной части среднего эоцена Севано-Ширакского синклинали составляет около 800 метров.

Среднеэоценовые образования были изучены из центральной и южной Армении.

В бассейне р.Азат средний эоцен представлен туфопесчаниками. Возраст их определен довольно убедительно на основании комплекса фауны /27/. Изучено около 50 метров разреза.

В окрестностях с.Байбурт, по правобережью р.Азат, над розовато-бурыми мергелями и серыми песчаниками верхнего мела залегают пачка песчаников и глин. По фаунистическим данным возраст этой пачки А.А.Габриелян определял как палеоэоцен-ранний эоцен /27/.

Туфогенная фация айодзорской свиты, представленная туффитами и туфопесчаниками, изучена по линии сел Малишка-Ехегнадзор. Ее возраст определяется на основе комплекса фауны нуммулитов, пеллеципод и гастропод /27/. Эти же образования изучены в районах сел Горст и Мазра.

Средний-верхний эоцен

У с.с.Арманис и Шахнзавр изучены фаунистически хорошо охарактеризованные переходные слои между средним и верхним эоценом. Представлены они туфогенными породами - туфы, туффиты, туфопесчаники. Фауна нуммулитов определяет принадлежность этих отложений к верхней части среднего эоцена - нижней части верхнего эоцена /27/. Мощность отложений овервского яруса составляет около 200 метров.

Верхний эоцен

В исследованной коллекции верхний эоцен представлен в основном в составе так называемой памбакской свиты /29/. Он четко делится на две части: нижняя эффузивно-осадочная, с преобладанием андезитов и морских терригенно-туфогенных пород и верхняя - эффузивная, преимущественно кислого и среднего состава.

Палеомагнитному исследованию подверглись разрезы памбакской свиты у с.с. Чигдамад, Шоржа, Мегредзор, в бассейне р. Джил и в районе Пушкинского перевала. Мощность изученной части Памбакской свиты составляет около 320 метров.

Верхний эоцен-нижний олигоцен

Характерный разрез верхнеэоценовых-олигоценовых отложений обнажается восточнее села Ланджар (с.Биралу) Араратского района. Отложения верхнего эоцена характеризуются чередованием отдельных слоев известняков и глин, а олигоценовые отложения представлены в основном песчаниками. Возраст их уверенно определяется на основе данных флоры и фауны /27/. Изучено около 50 метров мощности разреза.

Нижний-средний олигоцен

В ядре Шорахбурской антиклинали обнажается верхняя часть верхнеэоценовых отложений, которые постепенно сменяются породами нижнего-среднего олигодена. Представлены они фаунистически охарактеризованными песчано-глинистыми отложениями. Нижняя часть разреза представлена глинами, а верхняя - песчаниками /27/. Изучено около 100 м видимой мощности разреза.

Осадочные породы олигодена обнажаются в районе с.с.Ахавнадзор, Ринд, где, обогащаясь вулканогенным материалом, фациально эта толща переходит в толщу туфобрекчий, туфопесчаников и туфоконгломератов. Возраст этой толщи определяется как ранний-средний олигоцен /27/.

Верхний олигоцен-нижний миоцен

На шорахбурскую свиту нижнего-среднего олигодена налегают

свите красноцветных и пестроцветных озерно-континентальных отложений. Возраст ее определен на основании стратиграфического положения /27/. Мощность изученной части около 50 метров.

1.3. Краткая геологическая характеристика разрезов неогена

Отложения неогена на территории Армянской ССР представлены двумя фациями: осадочной и вулканогенной.

Миоцен

По левобережью р.Раздан и у г.Раздан в виде небольших изолированных останцов обнажаются пачки маломощных терригенных и карбонатных пород.

Комплекс фауны, собранной в этой толще, дает основание отнести ее к среднему миоцену - к конкскому горизонту тортонского яруса /28/.

Нижний-средний плиоцен

Вулканогенная толща плиоцена на южных отрогах Ширакского хребта представлена слоистыми пирокластическими породами (нижняя часть разреза), фациально переходящими в озерные глины. Эта часть разреза изучена у с.Балихли на северном берегу оз. Арпилич.

Верхняя часть разреза представлена туфопесчаниками, туфами и андезитами и обнажается у с.Хнкоян. Возраст описанной толщи спорный. К.Н.Паффенгольц относит ее в раннему-среднему-олигоцену /30/, а А.Т.Асмяян /26/ по фаунистическим данным относит и к мио-плиоцену.

Одним из районов распространения вулканогенной толщи плиоцена является левобережье р.Ахурян. Последовательность накопления вулканогенно-обломочной толщи хорошо наблюдается в верховьях озера Манаридзор у с.Лусахпир.

В нижней части разрез представлен желтоватыми и темно-серыми глинами с примесью туфового материала.

Вверх по разрезу эти породы фациально переходят в мощные

накопления туфобрекчий, переслаивающихся андезитами и частично андезито-базальтами (районы сс. Кошаванк, Саркап). По данным К.Н. Паффенгольца /30/, толща фациально переходит в озерную толщу Ленинанаянской котловины, которой приписывается раннечетвертичный возраст. Данные В.М. Амаряна /25/ относят эту толщу к верхнему миоцену-нижнему плиоцену.

К юго-востоку от с. Арцвакар, на берегу оз. Севан обнажаются зеленовато-серые мергелистые глины и алевроиты, известковистые туфогенные песчаники. Палеонтологические данные и стратиграфическое положение позволяют отнести их к нижнему (мэотис-понт) плиоцену /27/.

Вышележащая вулканогенная толща (туфобрекчий, розоватые или лиловые грубообломочные туфы, серые андезиты), по всей вероятности, относится к среднему плиоцену.

Аналогичный разрез отмечен к северо-востоку от с. Дзорагик (западное побережье оз. Севан). Здесь в верхней части толщи туфобрекчий, состоящей из обломков андезитов, андезито-базальтов, андезито-дацитов, встречена пачка тонкообломочных пород с пелловыми песками, туфами и туффитами, где определены диатомеи, возраст которой не древнее плиоцена.

В районе с. Вохчаберд обнажается мощная вулканогенно-обломочная толща.

По данным А.Т. Асланяна /26/, эта свита является фациальным и возрастным аналогом сарматской глинисто-песчаной толщи.

Описанная Вохчабердская свита сопоставляется с вулканогенно-осадочными толщами, отмеченными у сс. Арцвакар, Дзорагик (бассейн оз. Севан).

Верхний плиоцен

Арагац является одним из наиболее крупных вулканических сооружений Армении. Среди лавовых продуктов горы имеются почти все типы магматических пород - от базальтов до дацитов включительно. Наибольшим распространением пользуются андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты и дациты.

Излияние лав началось, по-видимому, с конца миоцена и продолжалось с перерывами до позднечетвертичного времени включительно.

Вулканические образования массива горы Арагац представлены

разрезами и обнажениями эффузивных пород из районов сс. Б. Ман-
таш, Байсыз, Лернарт, из ущельев рр. Манташ, Ампур, Дали-Чай,
Гехадзор, Касах, Амберд, а также побочных вулканов Голгат, Зиа-
рат и Кара-Даг. Наиболее полный разрез вулканогенной толщи Ара-
гаца вскрывается в каньонах рр. Амберд, Касах. В каньоне р. Ам-
берд в районах сс. Бюракан, Антарамут обнажаются две пачки ос-
новных лав. Первая пачка представлена десятками потоков черных
плагиоклазовых андезито-базальтов. Аналоги этих лав обнажаются
в каньоне р. Касах у сс. Мугни, Оганаван. Возраст этой пачки по
В.М.Амаряну /25/ и А.Т.Асланяну /26/ - поздний плиоцен, а по
К.Н.Паффенгольцу - он олигоценый /30/.

Вторая пачка андезито-базальтовых лав Арагаца, кроме Ам-
бердского каньона, обнажается в верховьях р. Манташ, Гехадзор,
Гехарот. Эти лавы, по данным Ю.Г.Гукесяна, относятся к антро-
погену /31/.

Борты каньона р. Ахурян ограничивают западное и юго-запад-
ное периферические вулканические плато массива горы Арагац.
Сложены они чередующимися потоками долеритовых базальтов, кото-
рые залегают на дислоцированных породах сармат, мэотиса-понта,
а также на эоценовых и олигоценых отложениях. Сверху они по-
крыты антропогенными туфолавами и туфами.

В ущелье р. Бандиван в северо-западной части с. Амасия изу-
чались 7 потоков андезито-базальтовых лав.

В ущелье р. Ахурян западнее от с. Джалб изучены 4 потока
долеритовых базальтов, сверху покрытых туфами. Аналогичные по-
роды выше по разрезу изучены у с. Дашкерпи в 3 км севернее от
с. Амасия. Эти лавы А.Т.Асланян, В.М.Амарян сопоставляют с до-
леритовыми базальтами массива горы Арагац (ущелье р. Касах и
Амберд) и относят к позднему плиоцену.

По данным Ю.Г.Гукесяна, долериты р. Ахурян являются оливи-
новыми и базальтами и пространственно отделены от арагэцских
верхнеплиоценовых лав /31/.

Э.Х.Харазян для покровных долеритовых базальтов верховьев
реки Ахурян принимает позднеплиоценовый-раннечетвертичный воз-
раст /32/. Возраст вышележащих туфов на основании фаунистиче-
ских данных из подстилающих озерных отложений Ленинкаканской
котловины определяется как начало среднечетвертичного времени
(низы хазарского яруса) /33/.

В бассейне р. Дебед на нижнеэоценовых порфиритах со стратиграфическим несогласием располагаются породы вулканогенно-осадочной фации верхнего плиоцена, состоящие из озерно-речных отложений и эффузивных пород. Породы вулканогенной фации распространяются в Степанаванском районе и слагают Лорийское плато.

В ущелье р. Дзорагет у г. Степанавана изучены 9 потоков долеритовых базальтов. У с. Арманис в ущелье р. Каменька обнажаются долеритовые базальты, которые, по данным А.С. Асланяна, расположены выше долеритов ущелья р. Дзорагет. Здесь изучены четыре потока светло-серых и розоватых базальтов.

К.Н. Паффенгольц долеритовые лавы Лорийского плато относит к среднему олигоцену /30/.

А.Т. Асланян и А.А. Габриелян /26, 27/ считают, что лавы Лорийского плато моложе вулканического комплекса Джавахетского хребта и относят их к позднему плиоцену.

По данным Э.Х. Харазяна, долеритовые лавы Лорийского плато имеют возраст поздний плиоцен-ранний антропоген /32/.

Неоген-четвертичная система

У с. Нурнус (Абовянский район) были отобраны образцы из верхнеплиоценовых и четвертичных вулканических пород и озерных отложений. Роговообманковые андезиты и долериты перекрываются нурнусской озерно-диатомитовой свитой, в которых обнаружена фауна крупных и мелких млекопитающих нурнусского (хапровского) комплекса /34/.

Озерно-диатомитовая свита в свою очередь перекрыта потоком базальтов (нурнусским), на поверхности которого обнаружены обсидиановые орудия. Возраст обсидианов, из которых сделаны орудия, около 300000 лет /35/.

Палеомагнитное опробование этого разреза важно с точки зрения определения границы плиоцен-четвертичного времени.

ЕСТЕСТВЕННАЯ ОСТАТОЧНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД КАЙНОВОЙ АРМЯНСКОЙ ССР

2.1. Магнитные свойства

Естественная остаточная намагниченность измерялась на астатическом магнитометре системы Долгинова с ценой деления $\xi = 6 \cdot 10^{-6}$ СГС и ИОН-1 с ценой деления от $\xi = 2 \cdot 10^{-4}$ СГС до $5 \cdot 10^{-8}$ СГС по общеизвестной методике /24/.

Относительная ошибка в определении J_n и α в среднем составляет 5-10%. Магнитные характеристики кайнозойских пород представлены стереограммами распределения вектора естественной остаточной намагниченности и таблицей средних значений магнитных параметров (табл. 2.1).

Сtereoграммы направлений J_n даны после магнитных чисток - переменным полем, температурой и временем (рис. 2.1-2.6).

Естественная остаточная намагниченность изменяется в широких пределах - от очень слабомагнитных до сильномагнитных. Карбонатные породы дат-палеоцена (темно-серые и бурые мергели районов сс.Овуни и Лусахпур) относятся к очень слабо магнитным породам ($J_n = 5 \pm 30 \cdot 10^{-6}$ СГС), песчано-глинистые отложения - к слабомагнитным ($J_n = 50 \pm 270 \cdot 10^{-6}$ СГС), вулканогенные породы, как правило, к сильномагнитным (J_n достигает до $35000 \cdot 10^{-6}$ СГС).

Для решения ряда вопросов, как например выявления особенностей намагничивания эффузивов, выяснения температурного режима образования лав, проверки закона логнормального распределения J_n и α для определенных групп и возрастов пород проведен статистический анализ результатов измерений магнитных параметров J_n и α .

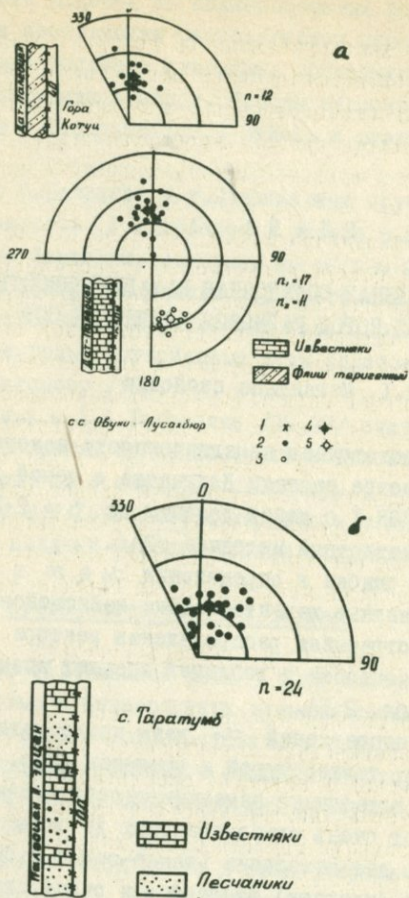
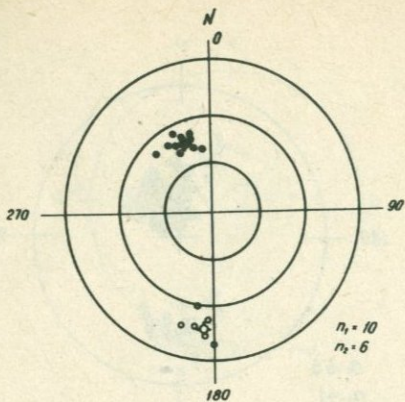


Рис.2.Г. Распределение направлений J_n пород дат-палеоцена (а) и палеоцен-нижнего эоцена (б).

- Г - места отбора образцов;
 2 - направление пряномагнитических пород;
 3 - направление обратномагнитических пород;
 4 - среднее направление пряномагнитических пород;
 5 - среднее направление обратномагнитических пород
 на последующих стереограммах обозначения те же.

a.



б.

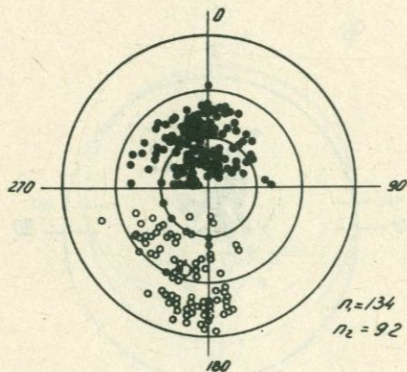
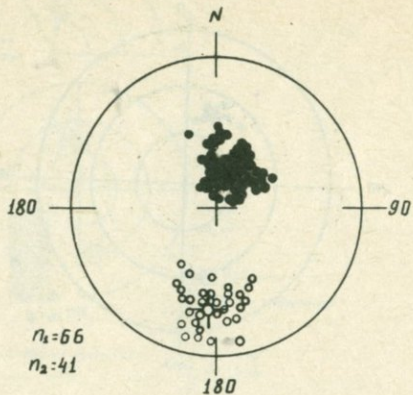


Рис.2.2. Распределение направлений \mathcal{J}_n нижнеэоценовых (а) и среднеэоценовых (б) пород.

a.



б.

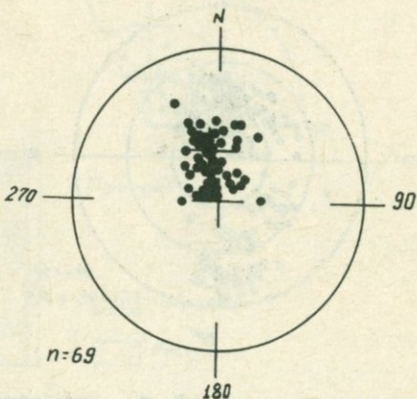


Рис.2.3. Распределение направлений σ_n для пород верхнего эоцена (а) и нижнего-среднего олигоцена (б).

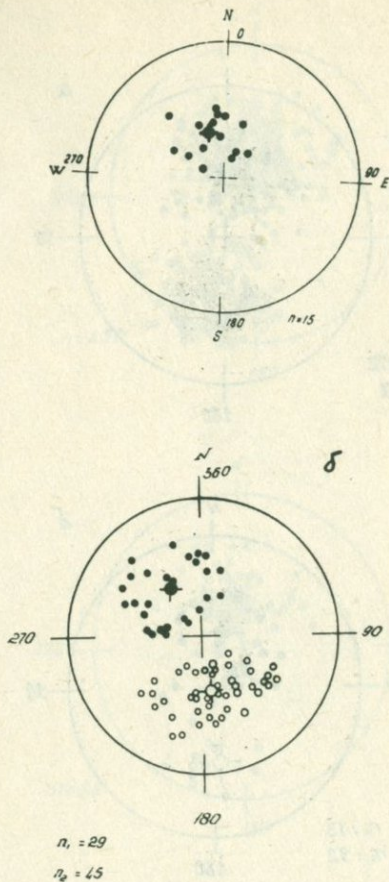


Рис.2.4. Стереогаммы распределения направлений J_n для пород олигоцен-нижнего миоцена (а) и нижн.-ср. плиоцена (б).

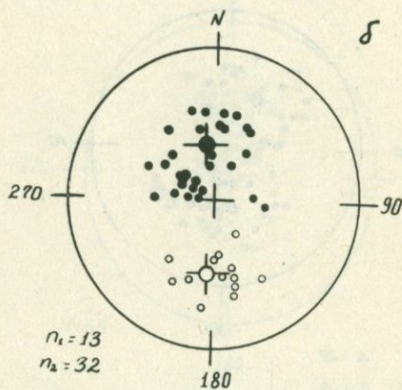
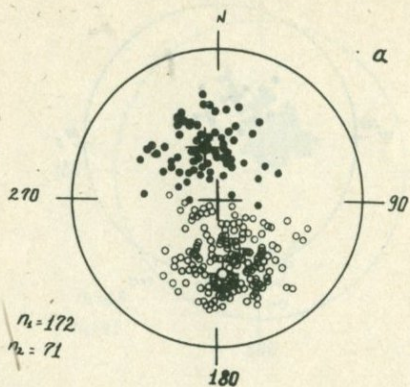
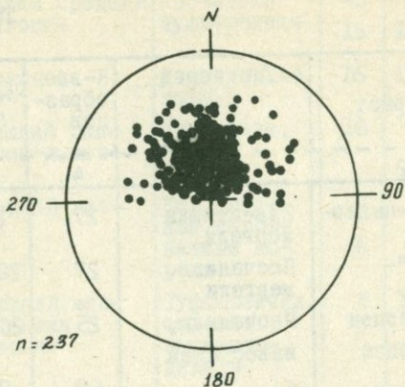


Рис.2.5. Распределение \mathcal{J}_n пород позднеплиоценового (а) и раннечетвертичного (б) возрастов.

a



б

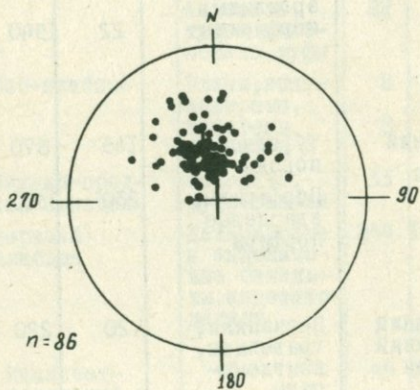


Рис.2.6. Стереограммы распределения направлений J_n для пород среднечетвертичного (а) и позднечетвертичного (б) возрастов.

Магнитные параметры горных пород кайнозоя

Армении

Таблица 2.1

Район исследо- ваний	Возраст	Тип пород	К-во образ- цов	$d \cdot 10^6$ СГС	$\alpha \cdot 10^6$ СГС	Q
1	2	3	4	5	6	7
сс. Овуни Лусакхюр	Дет-палео- цен	Известняки мергели	27	12	50	0,5
с. Бейбурт Гохт, Веди	"-	Песчаники, мергели	27	203	1010	0,5
сс. Таратумб, Горст	Палеоцен н. эоцен	Песчаники, известняки	25	260	1290	0,5
сс. Эллин Джил, Лу- сахюр	Нижний эоцен	Известняки	60	70	260	0,7
Спитак, Золчи ворота, Спитак- ский пе- ревал		туфопесчани- ки, песчаники, аргилиты, порфириты	21	550	720	1,8
			22	1940	1790	2,7
сс. Сарияр Овуни, Чигдамал, Малишка, Ехегна- дзор, Шор- жа, Шамут, Бзовдал	Средний эоцен	Туфогенные породы	145	670	910	1,8
		Порфириты, кварцевые порфиры	230	2350	1150	5,1
сс. Арманис Шахназар	Средний верхний эоцен	Песчаники, гравелиты, конгломе- раты	20	220	450	1,3
		Туфы, туффи- ты, порфири- ты	17	670	390	4,3
сс. Чигда- мал, Бзов- дал, Шоржа, Меградзор, Джил	Верхний эоцен	Туфопесчани- ки	13	840	1450	1,4
		Андезиты, трахианде- зиты, порфи- риты	74	1800	790	5,6
с. Гергер	Верхний эоцен- олигоцен	Липариты	10	480	1780	0,7

I	2	3	4	5	6	7
сс. Шорехпур, Ахавнадзор, Рияд	Нижний средний олигоцен	Песчаники туфобрекчии	43	120	260	1,2
			15	1400	1850	1,8
г. Медвежья	Олигоцен	Андезитовые лавы	16	1960	2040	2,4
сс. Гехадир, Джрвез, Ацаван	Верхний оли- гоцен-н. мио- цен	Песчаники, глины	18	50	120	1,1
с. Раздан	Средний мио- цен	Терриген- ные, карбо- натные по- роды	7	9	35	0,4
			6	610	2200	0,7
сс. Хикоян, Лусапур, ущелье Мане- ридзор, Коша- ванк	Верхний мио- цен-нижн. плиоцен	Туфобрекчии, андезиты, андезито- дациты	8	3730	670	14
сс. Артегик, Раздан, Вохча- берд, Шоржа	Ср. миоцен	Карбонатные породы Андезиты, туфокогло- мераты, туфы	25	10	70	0,3
			22	1010	1800	1,4
сс. Хикоян, ущ. Манеридзор оз. Арпи-лич, с. Майсян	Мио-плиоцен	Глины, конг- ломераты, туфогены, андезиты	8	2690	1850	3,6
			8	120	230	1,4
сс. Шоржа, Дзоратик	Нижний-сред- ний плиоцен	Андезиты, туфобрекчии	33	1850	1000	4,6
сс. Манташ, Степанаван, Байсыз, Лер- нарт, ущ. рр. Ампур, Дали- чай	Верхний плиоцен	Долеритовые и андезито- вые базаль- ты, андезито- дациты	244	16310	1100	4,0
сс. Байсыз, Нур- нус, ущ. р. Ампур гора Черный Зиарат	Нижнечет- вертичный	—"	48	34800	1500	58
сс. Амасия, Нур- нус, Норашен, Дастакерт, Манташ	Среднечет- вертичный	—"	238	12560	1080	30
—"	Верхнечетвер- тичный	—"	42	26000	2100	31
	Четвертичный	туфы	47	11300	1980	14

Статистический анализ /36/ значений естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости проведен на основе группирования образцов как по величине J_n и α , так и по их генезису и разрезам.

Вычислялись среднее арифметическое J_n и α по формуле:

$$\bar{X} = \frac{\sum x_i}{N},$$

где x_i - физический параметр единичного образца; N - количество образцов в группе.

Стандарт случайной величины или же среднеквадратическое отклонение

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

Коэффициент вариации, представляющий собой стандартное отклонение, выраженное в единицах среднего

$$V = \frac{S}{\bar{X}} \cdot 100\%$$

Медиана, то есть значение признака, которое разбивает весь ряд на две равные по числу значений части. Если объем группы или выборки представлен нечетным числом, то медианой будет являться то значение ряда, которое находится в его середине. При четном числе выборки медиана равна среднеарифметическому значению, находящемуся на одинаковом интервале от начала и конца ряда. Особой мерой положения в распределении случайной величины является мода. Мода, то значение признака, для которого кривая плотности вероятности достигает максимума. Оценка моды проводилась по формуле К.Пирсона /36/:

$$M_o = \bar{X} - 3(M_e - \bar{X}) = 3M_e - 2\bar{X}, \text{ где}$$

M_o - мода, \bar{X} - среднее арифметическое; M_e - медиана.

Экссесс распределения вычислялся по формуле Линдберга

/36/

$$e = 100 \frac{S}{n} - 38.29, \text{ где}$$

n - объем выборки; S - число тех членов выборки, значения которых заключены в интервале от $\bar{X} - \frac{1}{2}S$ до $\bar{X} + \frac{1}{2}S$, где

σ - среднее квадратическое отклонение.

Среднее квадратическое отклонение величины ϵ равно

$$\sigma_{\epsilon} = \frac{42}{\sqrt{n}}$$

Статистические параметры, приведенные в таблице 2.2 свидетельствуют о широком пределе колебаний магнитных параметров. Интересно отметить, что уровень намагниченности однотипных пород также различается. Это, по всей вероятности, обусловлено различным температурным режимом образования лав. Так эффузивы среднечетвертичного возраста (районы сел Байсыз, Амасия, Манташ, каньон реки Ампуз) характеризуются различной величиной естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости. Коэффициент вариации V_x изменяется в пределах 11-36%, что свидетельствует не только о различной степени концентрации ферромагнитных минералов, но и отражает вариации ферромагнитного состава.

Статистические параметры отдельных лавовых потоков Степанаванского разреза (S и V) также отражают различие в составе и концентрации ферромагнетиков в этих лавах. Коэффициент вариации V изменяется от 14 до 35, что позволяет использовать его как еще один параметр при расчленении лав.

Однотипные породы (как например, андезиты-базальты у г. Степанавана, с. Вохчаберд, ущ. у с. Бандиван) имеют одинаковую намагниченность. Это свидетельствует о том, что они образовались в одинаковых температурных условиях. Коэффициент вариации магнитной восприимчивости V_x для эффузивов вышеназванных разрезов варьирует, доходя до 83 у андезиты-базальтов ущелья у с. Бандиван. Такое большое значение коэффициента может быть обусловлено низкой величиной магнитной восприимчивости ряда образцов в выборке.

Те же закономерности в изменениях значений естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости наблюдаются и у пород палеогенового возраста. Так эффузивы ряда разрезов с близкой или равной магнитной восприимчивостью (ущ. р. Дебед, район Меградзор) характеризуются различной величиной естественной остаточной намагниченности. Причина этого разнообразия в величине J_n , по всей вероятности, обусловлена различием термодинамических условий остывания этих эффузивов.

Результаты статистического анализа магнитных параметров J_n и α представлены в таблице 2.2.

Таблица 2.2

Разрез, порода, возраст	К-во образ- цов	$J_n \cdot 10^{-6} \text{сГс}$						$\alpha \cdot 10^{-6} \text{срс}$						
		X	S	V	M_0	e	e/Ge	X	S	V	M_0	e	e/Ge	
I	2													
с. Таратумб, песчаники $P_1 - P_2$	4	330	39	11,8	345	-26,7	1,24	1910	850	4,5	1571	11,7	0,56	
"Волчий ворота" андезитовые лавы P_2'	3	430	137	32	604	-5	0,21	1940	374	19,3	1850	-5	0,21	
с. Спитак, порфириды P_1'	4	1420	490	34,5	760	-13,3	0,64	1260	460	36,5	1035	-38,3	1,8	
Пушкинский перевал, эффузивы P_2^2	20	360	33	9,1	366	-12,7	1,35	830	414	50	800	-8,3	0,88	
"-"	9	580	51	8,8	560	-5	0,36	1300	680	5	1270	-16	1,1	
с. Сарнар, туфогены, порфириды P_2^2	6	230	26	11,3	190	-21,6	1,28	310	145	47,0	370	45	2,61	
"-"	9	120	16	13,8	128	6,1	0,43	195	101	51,8	210	-15,9	1,1	

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Ущелье р. Дебед, эффузивы ρ_2^2	13	535	100	19,1	550	-7,6	0,65	1180	530	4,5	880	7,8	0,7
с. Спитак, эффузивы ρ_2^2	8	516	107	20,7	393	-13,3	0,89	576	246	42,7	1188	-13,3	0,89
с. Спитак, эффузивы ρ_2^2	3	1020	85	8,3	1020	-5	0,21	746	390	5,3	428		3
с. Спитак, эффузивы ρ_2^3	6	770	146	19	800	-21,7	1,24	870	350	40,3	970	-5	0,29
с. Меградзор, ρ_2^3	10	190	55	28,9	214	1,7	0,14	960	560	59	810	-8,3	0,7
Ущелье р. Дебед, ρ_2^5	6	560	132	24	650	11,7	0,67	920	676	73	1010	-21,7	1,24
с. Шорахпур, пес- чаники $\rho_3^1 - \rho_3^2$	16	76	14	18,4	58	5,4	0,51	150	180	120	30	24,2	2,3
с. Вохчаберд, анде- зит-базальты N_1^3	5	2540	200	7,8	2570	1,7	0,09	2400	224	9,3	2550	1,7	0,1
ущ. р. Дзорагет, андезит-базальты	9	2356	342	14,2	3450	6,1	0,43	635	185	29,1	860	6,1	0,4
"- "-	7	4427	229	5,18	4760	-24	1,5	670	224	33,4	460	-9,7	0,60
"- "-	6	5045	492	9,8	4625	-21,7	1,3	640	225	35	865	-5	0,29
Степанаван, андезит-базальты N_2^3	9	1640	136	8,3	1670	-16,1	1,14	565	140	25	310		3
Степанаван, анде- зит-базальты	10	5030	420	8,3	5240	-7,7	0,58	556	190	34	688	1,7	0,13

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Степанаван, андезито-базальты N_2^3	9	2490	319	12,8	2520	-5,0	0,35	530	74	14	470	2,7	3
с.Амасия, андезито-дациты, Q_2	6	1750	102	5,7	1630	11,7	0,68	595	200	33,6	580	-4,7	0,27
- " - " -	7	2580	226	8,7	3000	-24	1,5	1060	628	59,2	520	19	1,2
- " - " -	4	3410	414	12,1	3240	-13,3	0,63	785	640	82		11,7	0,56
Ущ.у с.Бандиван, андезито-базальты, Q_2	7	1790	250	13,8	1700	4,5	0,3	590	490	83,0	830	4,5	
- " - " -	4	24525	1190	4,9	24450	11,7	0,56	1250	400	32	1460	-13,3	0,63
- " - " -	7	2310	374	16,2	32420	-9,72	0,61	660	301	45	690	-9,7	0,58
- " - " -	12	3400	270	7,9	3220	-21,7	1,8	690	314	45,5	910	-13,3	1,1
- " - " -	7	5930	490	8,3	5840	-9,7	0,6	710	353	49,7	860	4,5	0,28
Амасия, андезито-дациты, Q_2	7	1810	180	10,1	1510	-24,0	1,49	580	190	32,6	610		3
Ущ.Чатиндара, андезито-базальты, Q_2	4	3460	185	5,34	3628	11,7	0,56	1450	700	48,4	1005	-13,3	0,64
Ущ.Чатиндара, андезито-базальты, Q_2	2	25400	300	1,2	25400	-13,3	0,45	1925	525	27,3	2925	-13,3	0,45
с.Байсыз, андезито-базальты, Q_2	4	8720	480	14,0	9990	13,3	0,64	1210	130	11,0	1270	34,7	1,8
Каньон р.Ампур андезиты, Q_2	5	1220	115	9,4	1070	18,3	0,98	920	334	36	1010		0,98
Артик, туфы, Q	10	1540	196	12,7	1360	1,7	0,13	690	1000	145,2		11,7	0,9

Значения J_n и α (V_j и V_{sc}) палеогеновых пород свидетельствуют о различии в концентрации ферромагнетиков в них. Малый коэффициент вариации характеризует тот или иной параметр с меньшим разнообразием.

Проверка логнормального распределения значений J_n и α проведена на основе вычисления эксцесса. Так как для всей коллекции отношение $|e/\sigma|$ оказалось меньше трех, что является критерием соответствия распределения логнормальному $/3\sigma/$, то можно сделать вывод о том, что распределение J_n и α в горных породах кайнозоя Армении имеет логнормальный вид.

Несомненный интерес в палеомагнитных исследованиях представляет параметр Q — отношение остаточной намагниченности к индуктивной. Величина Q при данном значении намагничивающего поля определяется в основном видом остаточной намагниченности и для каждого вида имеет свой характерный предел изменения.

На рис. 2.7–2.12 представлены гистограммы распределения параметра Q различных по генезису горных пород кайнозоя. Наблюдается определенная связь между различными по происхождению горных пород, возрастом и величиной Q . Так, эффузивы характеризуются изменением параметра Q в пределах от 1 до 140, составляя в среднем около 20. Можно считать, что направление J_n у пород с большими Q соответствует направлению геомагнитного поля времени остывания этих эффузивов. Высокие значения коэффициента Q характерны для эффузивов разной полярности, это подтверждает геофизическую природу разной ориентации вектора естественной остаточной намагниченности. Низкие значения Q , по всей вероятности, связаны с особыми условиями образования ферромагнетиков и породы в целом. Они могут служить индикаторами генетических изменений. Значения $Q < 1$ преимущественно связаны с ростом магнитной восприимчивости за счет низкотемпературных превращений ферромагнитных минералов. Можно предположить, что породы с низкими Q могут быть и перемагничены современным полем (имеют высокие α). Выше было отмечено, что наблюдается определенная связь между возрастом горных пород и параметром Q . Исследование этого параметра заслуживает особого внимания, так как известны удачные попытки его использования для возрастной корреляции пород. Необходимо отметить, что применение параметра Q для определения

возраста горных пород требует удовлетворения ряда критериев его использования, а именно, идентичности ферромагнитного состава, физической природы намагниченности, внешних воздействий, испытанных ими. Все это составляет узкий класс пород, к которым можно применить метод Q для возрастных сопоставлений. Наиболее перспективными для этой цели следует считать молодые породы, по крайней мере не древнее кайнозойских, так как с большей вероятностью можно судить об идентичности всех перечисленных факторов и надежно определять возрастные взаимоотношения по фактору Q .

На основе статистического анализа (более 650 определений) параметра Q нами построена кривая зависимости Q от возраста эффузивов кайнозоя (рис. 2.13). Кривая показывает, что с увеличением возраста эффузивов уменьшается и параметр Q . Это позволяет нам предположить, что параметр Q можно применять для уточнения возрастных взаимоотношений эффузивов кайнозоя

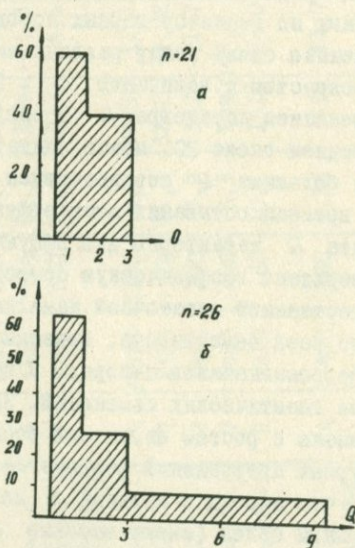


Рис.2.7. Гистограммы распределения Q вулканогенно-осадочных (а) и эффузивных (б) пород раннего эоцена.

Армении.

Таким образом, полученные результаты позволяют сделать следующие выводы о магнитных свойствах горных пород кайнозоя Армении.

1. Горные породы кайнозоя характеризуются широким пределом изменения магнитных свойств — от слабомагнитных (известняки, мергели) до сильномагнитных (эффузивы).

2. Естественная остаточная намагниченность и магнитная восприимчивость являются основными характеристиками эффузивов. Параметры J_n и α в основном близки для одностипных, но в то

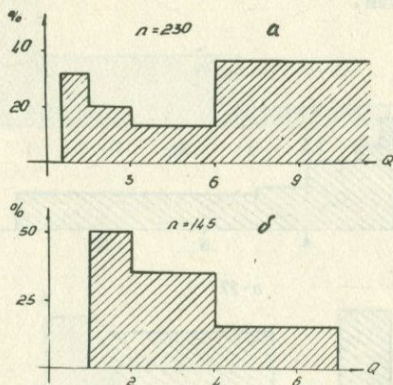


Рис. 2.8. Гистограммы распределения Q для порфиритов (а) и туфогенных пород (б) среднего эоцена.

же время удаленных друг от друга разрезов. Это служит одним из признаков в пользу одинаковых термодинамических условий образования лав.

3. Вариации коэффициента V_r и V_e свидетельствуют как о различном ферромагнитном составе, так о различной концентрации ферромагнетиков в породах кайнозоя Армении.

4. Значения J_n и α в горных породах кайнозоя Армении распределены по логнормальному закону. Отношение $|\frac{e}{\sigma_e}| < 3$.

5. В разрезе кайнозоя Армении выявлены прямо и обратномагнитные породы разного возраста и генезиса. Пряномагнит-

ченые породы группируются в северных румбах со склонением, изменяющимся в пределах $280-360^{\circ}$ и $0-90^{\circ}$, и наклоением $40-60^{\circ}$, с небольшими колебаниями в ту или иную сторону. Для обратномагнитных пород характерно склонение в пределах $130-250^{\circ}$ и наклонение в интервале $30-60^{\circ}$.

Направление современного геомагнитного поля в Армении имеет координаты $D^{\circ} = 5^{\circ}$ и $J = 58^{\circ}$.

6. Коэффициент Q кайнозойских пород зависит как от типа, так и от возраста. Он уменьшается по мере увеличения возраста. Параметр Q можно использовать для определения возраста эффузивов кайнозоя Армении при совместном анализе с полярностью их намагниченности.

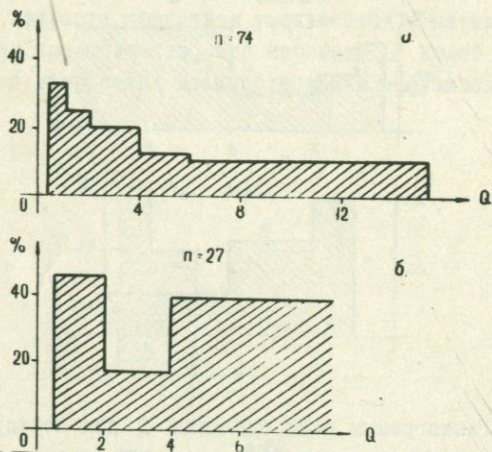


Рис.2.9. Гистограммы распределения Q для эффузивов позднего эоцена (а) и олигоцена (б).

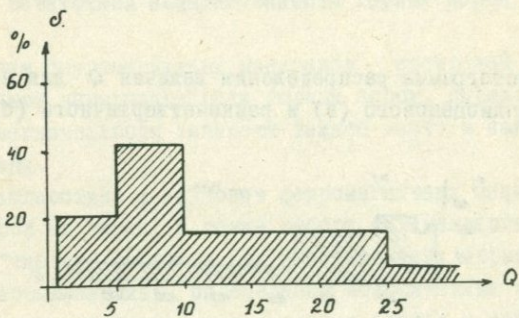
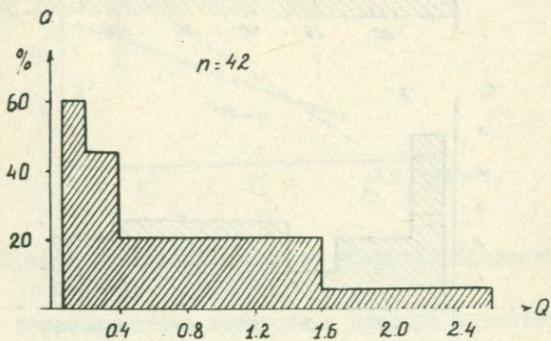


Рис. 2.10. Гистограмма распределения величин Q для пород олигоцена-раннего миоцена (а) и раннего-среднего плиоцена (б).

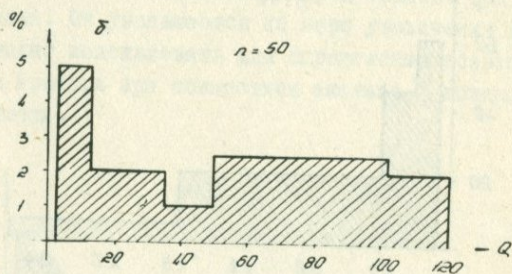
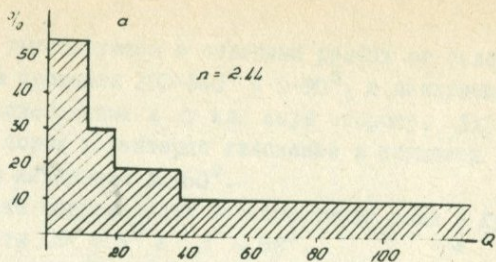


Рис.2.II. Гистограммы распределения величин Q для пород позднелиценного (а) и раннечетвертичного (б) периодов.

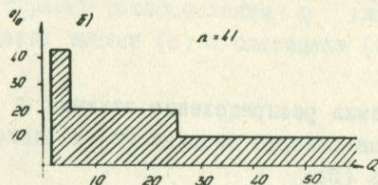
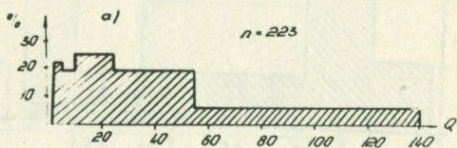


Рис.2.I2. Гистограммы распределения величин Q для пород среднечетвертичного (а) и позднечетвертичного (б) возрастов.

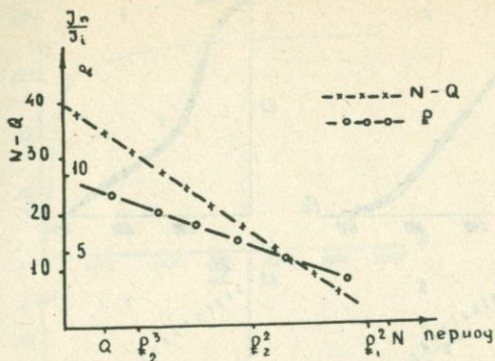


Рис.2.13. Кривая зависимости Q от возраста эффузивов.

2.2. Ферромагнитные носители и природа естественной остаточной намагниченности горных пород кайнозоя

Изучение ферромагнитных минералов – носителей естественной остаточной намагниченности горных пород, определение природы их намагниченности занимают важное место в палеомагнитных исследованиях.

Для диагностики и изучения ферромагнитных минералов, формы и размеров их зерен, а также выбора оптимального метода магнитной "чистки" проведен ряд исследований: термомагнитный и рентгенофазовый анализы, определения коэрцитивных спектров по $J_{rs}(H)$, микроскопические исследования шлифов и аншлифов. Основной характеристикой, отражающей состав ферромагнитной фракции является точка Кюри. Она определялась двумя методами по кривым $J_{rs}(t)$ и $J_s(t)$. Термомагнитным исследованиям было подвергнуто свыше 40 образцов палеогена, представляющих все его ярусы. Они позволили подразделить эффузивы палеогена на три магнитных типа.

Первый тип. форма кривых $J_{rs}(t)$ позволяет считать, что основным носителем J_n в породах этого типа является магнетит (рис.2.14). Кривые первичного и повторного нагрева близки друг к другу. Отношение J_{rs}/J_{rs0} изменяется от 0,85 до 0,95.

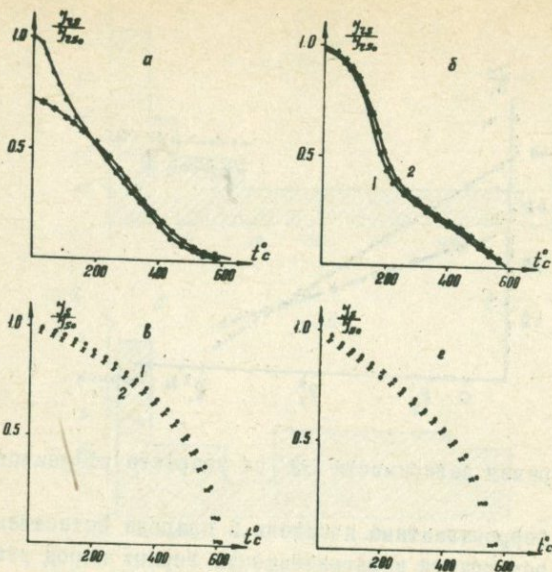


Рис.2.14. Кривые термомагнитного анализа $J_{25}(t)$ (а, б) и $J_s(t)$ (в, г) для пород первого типа:
1 - первичный нагрев, 2 - повторный нагрев.

В пределах 200-250°C наблюдается перегиб, который коррелирует с наличием незначительного количества титаномагнетита - от 0,5 до 3%. На повторной кривой этот перегиб сохраняется, то есть более вероятно, что это точка Кюри.

Слияние обеих кривых с осью абсцисс в интервале 525-580°C подтверждает магнетитовый состав ферромагнитной фракции. О магнетитовом составе свидетельствуют и кривые $J_s(t)$. Они близки и фиксируют фазу с точкой Кюри 525-575°C.

Для пород этого типа $H_{c25} \approx 2500$ эрстед, а величина H_{c3} лежит в пределах 350-450 эрстед. КС по $J_{25}(H)$ характеризуется максимумом, расположенным в пределах полей 400 эрстед (рис. 2.15). Эти параметры более всего характерны для ферромагнитных зерен магнетита, возможно близких к однодоменному. Минералогический анализ выделил в породах этой группы рудные минералы различных происхождений:

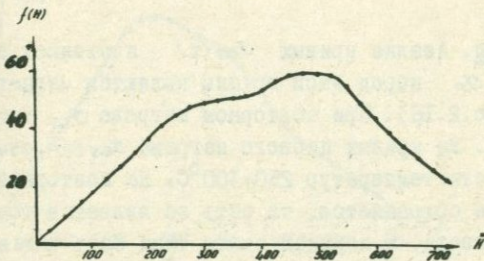
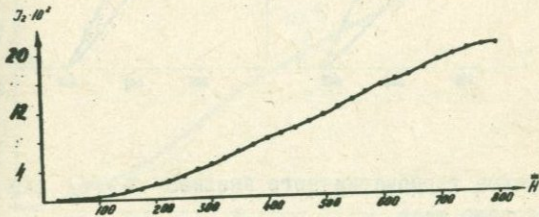
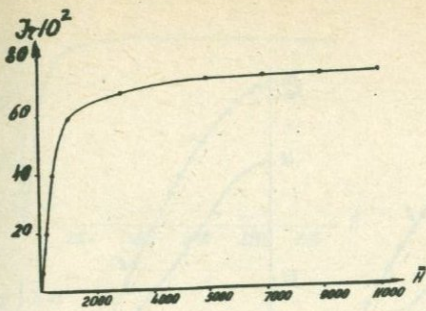


Рис.2.15. Кривые нормального намагничивания, начальные части $J_r(H)$ и коэрцитивные спектры $J_{zS}(H)$ пород первого типа.

- зернистые, магматические магнетиты и титаномагнетиты с размерами зерен от 0,01 до 0,5 мм;
- субмикроскопические, вторичные по отношению к первой группе, титаномагнетиты с размерами зерен до 0,2 мм. Магнитная фракция по данным анализа тяжелой фракции составляет до

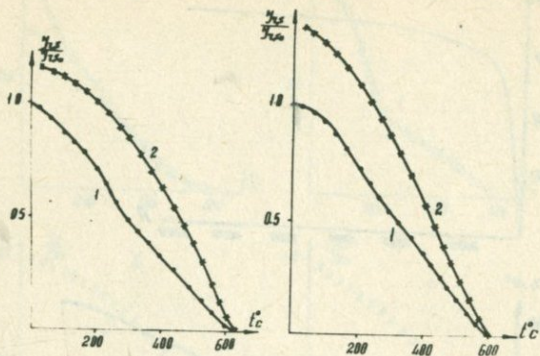


Рис.2.16. Кривые термомагнитного анализа $J_{25}(t)$ для пород второго типа.

85-90%.

Второй тип. Анализ кривых $J_{25}(t)$ позволяет считать, что носителем J_n пород этой группы являются магнетит и титаномагнетит (рис.2.16). При повторном нагреве J_{25} возрастает в 1,2-1,6 раза. На кривых первого нагрева $J_{25}(t)$ отмечается перегиб в области температур 250-300 $^{\circ}$ C. На повторной кривой этот перегиб не сохраняется, то есть не является точкой Кюри. По всей вероятности, в породах этого типа есть титаномагнетит, легко разрушающийся при нагреве до 300 $^{\circ}$ C и выше с образованием магнетита и гематита. Гематит не отмечается на кривой повторного нагрева ввиду малого его количества и наличия более сильномагнитного магнетита. Точка Кюри отмечается в интервале 525-600 $^{\circ}$ C.

Насыщение достигается в полях около 2600 эрстед, а $H_{c's} = 250-300$ эрстед (рис. 2.17). Коэрцитивный спектр по $J_{25}(H)$ характеризуется максимумом в полях 200-300 эрстед (рис. 2.17), что свидетельствует о крупных зернах ферромагнитных минералов в этих породах. Изучение шлифов позволило выделить в породах этой группы рудные минералы, представленные зернами титаномагнетита от 0,01 до 0,05 мм в количестве до 10% от общей массы

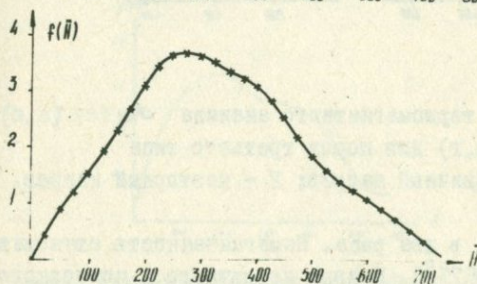
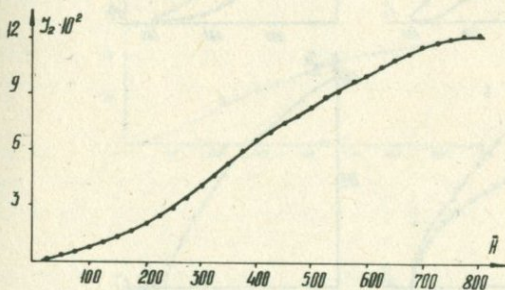
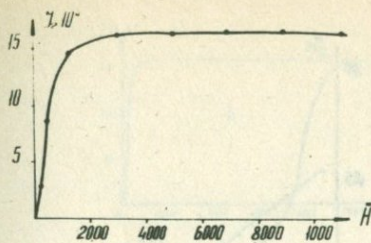


Рис.2.17. Кривые нормального намагничивания, начальные части $J_z(H)$ и коэрцитивные спектры $J_{zs}(H)$ пород второго типа.

породы. Встречаются зерна титаномагнетита до 0,3 мм, часто лимонитированные.

Третий тип. На первичных кривых $J_{zs}(t)$ (рис.2.18) наблюдается перегиб в области 200–250⁰. Этот перегиб исчезает при повторном нагреве, то есть имеет место фазовый переход. В данном случае маггемит окисляется до гематита. Величина J_{zs}/J_{zs0}

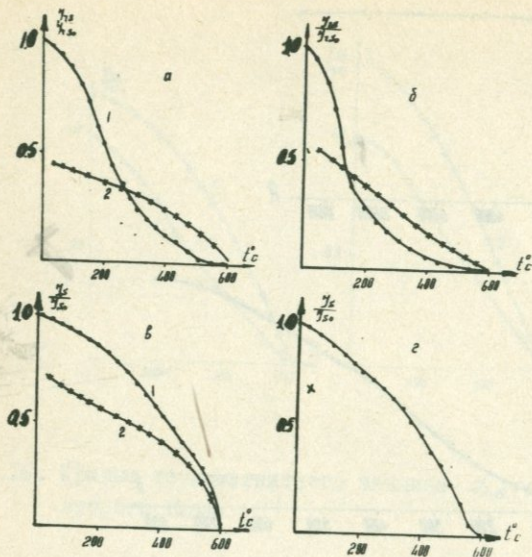


Рис.2.18. Кривые термомагнитного анализа $\chi_{s2}(t)$ (а, б) и $\chi_{s1}(t)$ (в, г) для пород третьего типа
1 - первичный нагрев; 2 - повторный нагрев.

уменьшается почти в два раза. Намагниченность становится равной нулю при 550–575^oС. Кривые первичного и повторного нагрева сливаются с осью абсцисс в тех же температурных интервалах - в пределах точки Кюри. Наличие маггемита в породах этой группы отмечается и на кривых $\chi_s(t)$.

При нормальном намагничивании (рис. 2.19) насыщение достигается в полях 1000 эрстед, а величина $H'_{cs} \approx 250$ эрстед. Эти параметры более всего характерны для многодоменных ферромагнитных зерен магнетита. Козрцитивный спектр нормального намагничивания для пород этого типа характеризуется максимумом, расположенным в пределах полей от 100 до 300 эрстед (рис.2.19).

По данным оптической микроскопии в них выделены мелкие, размерами зерен от 0,1 до 0,05 мм титаномэггемиты (?), пронизывающие породу в количестве до 2%. Выделены также лимонити-

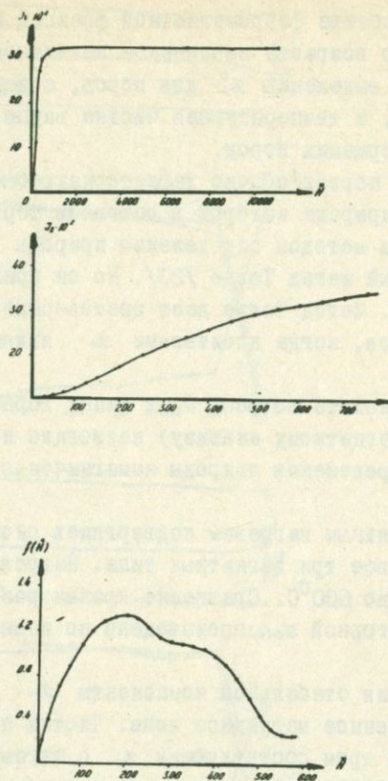


Рис.2.19. Кривые нормального намагничивания, начальные части $J_c(H)$ и коэрцитивные спектры $J_{cS}(H)$ пород третьего типа.

зирванный титаномаггемит и пирротин в незначительном количестве. Магнетит-магматический, размер зерен от 0,1 до 0,01 мм.

Таким образом, эффузивы палеогена Армении по составу ферромагнитной фракции подразделяются на три типа вне зависимости от возраста:

- 1) магнетит-маггемитового состава;
- 2) магнетит-титаномаггемитового состава и,
- 3) магнетит-титаномагнетитового состава.

Исходя из составе ферромагнитной фракции изученной коллекции палеогенового возраста переменное магнитное поле выбрано основным методом выделения J_n^0 для пород, содержащих магнетит и титаномагнетит, а температурная чистка вкупе с H - полем для маггемитосодержащих пород.

Изверженные породы обычно характеризуются первичной намагниченностью, природа которой в основном термоостаточная. Наиболее надежным методом определения природы J_n эффузивов является известный метод Телье /20/. Но он применим далеко не во всех случаях. Метод Телье дает достоверные результаты при изучении эффузивов, когда носителями J_n являются магнетит и гематит.

Наличие магнетита во всех трех типах горных пород (выделенных по термомагнитному анализу) позволило нам применить метод Телье для определения природы намагниченности изученных эффузивов.

Последовательным нагревам подверглись около 80 образцов, характеризующих все три магнитных типа. Нагревы производились с шагом в 100°C до 600°C . Сравнение кривых размагничивания $J_n(t)$ и лабораторной J_{2k} произведено по известной методике /37/.

Для выделения стабильной компоненты J_n было использовано также переменное магнитное поле. Чистка переменным полем производилась по трем составляющим J_n с шагом 25 эрстед в интервале полей 0-200 эрстед, а далее с шагом 50 и 100 эрстед.

Эти исследования позволили подразделить эффузивные породы палеогена по стабильности на следующие три группы.

Первая группа. Относятся образцы первого магнитного типа и ряд образцов из второго, содержащих в основном магнетит и титаномагнетит. Они характеризуются вполне надежными кривыми Телье (рис.2.20). Кривые Телье свидетельствуют о высокой стабильности J_n образцов этой группы нагревам до $500-600^{\circ}\text{C}$. Неизменность направления J_n в интервале $200-500^{\circ}\text{C}$, и иногда и до 600°C свидетельствуют о высокой устойчивости J_n образцов этой группы. Направление естественной остаточной намагниченности не меняется при переходе через точку Кюри титаномагнетита ($T_K = 250-300^{\circ}\text{C}$). Это свидетельствует о том, что J_n магнетита и титаномагнетита, выявленных по кривым термомагнитного анализа, образовалась одновременно. Незначительный

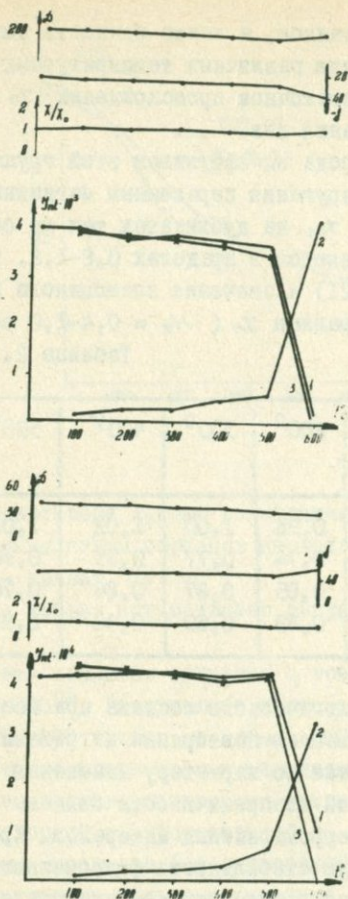


Рис.2.20. Кривые Телье образцов первой группы.

- 1 - Кривая терморазмагничивания $J_n(t)$.
 2 - Кривая лабораторного термонамагничивания $J_z(t)$
 3 - Кривая терморазмагничивания $J_n^0(t)$ (на последующих рисунках обозначения те же).

вклад вязкой компоненты намагниченности на величину и направление остаточной намагниченности в температурном интервале до $100-150^{\circ}\text{C}$, хорошее совпадение кривых $J_n(t)$ и $J_z(t)$, их квадратная форма позволяют считать намагниченность однокомпонент-

ной и первичной. Вышесказанное, а также близость значений коэффициента K (табл.2.3) для различных температурных интервалов свидетельствуют о термоустойчивом происхождении J_n и ее синхронности процессу остывания лав.

Термоустойчивая природа J_n эффузивов этой группы подтверждается и кривыми разрушения переменным магнитным полем и искусственно созданной J_{re} на дубликатах тех же образцов. Отношение J_n / J_{re} изменяется в пределах 0,8-1,2, то есть близко к единице (рис.2.21) и значения постоянного поля, в котором создавалась J_{re} , равная J_n ($H_e = 0,4-1,0$ эрстед).

Таблица 2.3

№ образца, возраст	Полярность	100°	200°	300°	400°	500°	$K_{ср.}$
83- $\rho_{\beta_2}^3$	N	0,97	0,98	1,00	1,02	1,02	0,99
125- $\rho_{\beta_2}^2$	R	0,78	0,74	0,77	0,75	0,76	0,76
28- $\rho_{\beta_2}^2$	N	0,81	0,85	0,87	0,86	0,76	0,79
292- ρ_{β_3}	R	0,92	0,89	0,89	0,98	0,98	0,95

Стабильность минералогического состава при исследованиях методом Телье контролировалась повторными нагревами в интервале от 300 до 400°C, а также по характеру изменения $\alpha(t)$, так как вариации магнитной восприимчивости связаны с изменением концентрации и состава ферромагнитных минералов. Кривая $\alpha(t)$ также подтверждает высокую стабильность ферромагнитных минералов, носителей J_n . В высокотемпературном интервале происходят небольшие изменения магнитной восприимчивости. По всей вероятности, минералогические изменения захватывают часть исходного ферромагнетика, чем и объясняется некоторое расхождение кривых $J_n(t)$ и $J_{re}(t)$ в высокотемпературном интервале.

Известно, что при достаточно малых размерах ферромагнитных зерен, близких к однодоменному, сами там могут быть вполне сравнимы по величине, форме кривых терморазмагничивания, а кривые размагничивания переменным магнитным полем при этом будут близки друг к другу / 3,38/.

Выше было установлено, что основным носителем J_n в эффу-

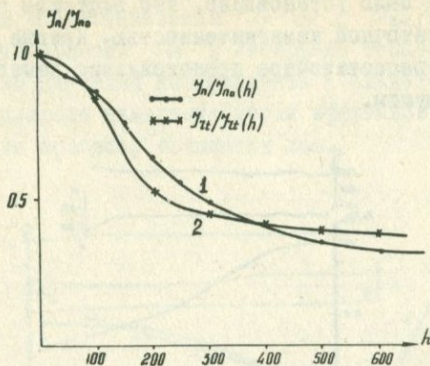


Рис.2.21. Характерные кривые размагничивания переменным магнитным полем образцов первой группы.

1 - кривая $J_n(h)$

2 - кривая искусственно созданной $J_{zc}(h)$.

зивах палеогена является магнетит с точкой Кюри, лежащей в пределах 525–600°С. Разрушающее поле насыщения H_{cs} изменяется в пределах 350–400 эрстед, а $H_{cs} - 2000 \pm 2500$ эрстед. В этом случае различия свойств TRM и CRM должны быть достаточно ощутимы и такого хорошего совпадения кривых терморазмагничивания J_n и лабораторной термоостаточной не получилось бы. Свежесть ферромагнитных минералов (по оптической микроскопии) свидетельствует об отсутствии физико-химических превращений в них и также отрицает возможность химического происхождения намагниченности в эффузивах палеогена Армении.

Результаты чистки переменным магнитным полем образцов этой группы приведены в виде графиков $J_n(h)$ (рис.2.22). Образцы этой группы имеют выпуклую (от координатной оси) кривую размагничивания. Незначительное уменьшение до 10–20% J_n до полей 100–200 эрстед свидетельствует о жесткой ферромагнитной компоненте J_n . Медианное размагничивающее поле изменяется в пределах от 250 до 600 эрстед. Плавный ход кривой $J_n(h)$ и неизменность направления J_n в процессе чистки говорят об од-

нокомпонентности J_n , которая стабильна и может считаться первичной. Выше было установлено, что эффузивы этой группы обладают термоостаточной намагниченностью. Кривые $J_n(h)$ также подтверждают термоостаточное происхождение намагниченности эффузивов этой группы.

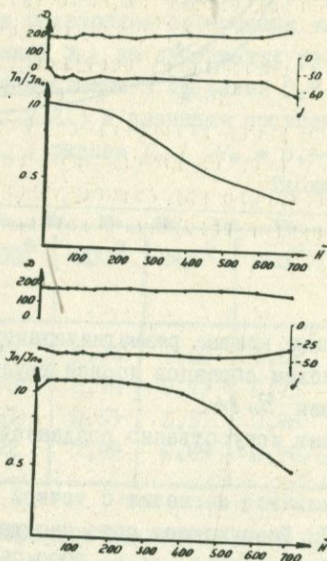


Рис.2.22. Характерные кривые $J_n(h)$ образцов первой группы.

Вторая группа соответствует образцам, ферромагнитная фракция которых состоит из магнетита и титаномаггемита. Сюда же включены и ряд образцов из первого типа, в которых отношение J_{rs}/J_{rs0} больше 0,6–0,7, то есть где состав ближе к магнетитовому и содержание маггемита меньше. Кривые Телье образцов этой группы можно считать надежными (рис. 2.23). До 200–250°C наблюдается незначительный спад остаточной намагниченности, связанный с титаномаггемитом и маггемитом, изменяется и направление. Далее направление намагниченности остается постоянным до 500–600°C. Коэффициент К для образцов этой группы претерпевает незначительные изменения (табл. 2.4). Стабильность минералогического состава контролировалась повторными

нагревами в интервале 300–400°C и по характеру кривых $\alpha(t)$. Подобие кривых размагничивания $J_n(t)$ и $J_{rc}(t)$, хорошая выдержанность направления J_n в интервале температур 200–500°C, а также близкие значения коэффициента К свидетельствуют о термоустойчивой природе намагниченности эффузивов этой группы и ее синхронности процессу остывания лав.

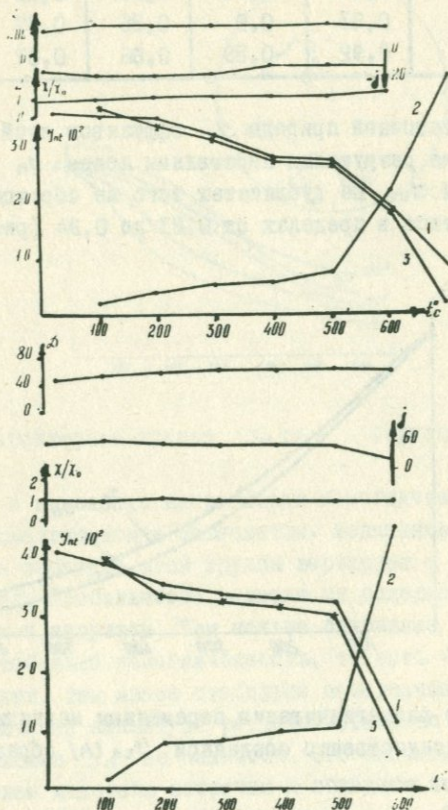


Рис.2.23. Характерные кривые Телье образцов второй группы.

Таблица 2.4.

№ образ- цов и возраст	Поляр- ность	100°	200°	300°	400°	500°	$K_{\text{ср}}$
77° - β_2^3	R	0,93	1,02	1,00	1,00	0,97	0,98
29° - β_2^2	R	0,94	1,00	0,96	0,85	0,90	0,93
32 - β_2^2	N	0,83	0,9	0,86	0,87	0,89	0,89
152 - β_2^3	N	0,92	0,89	0,86	0,87	0,87	0,88

О термоостаточной природе J_n эффузивов этой группы говорят также кривые разрушения переменным полем J_n и искусственно созданной J_{ze} на дубликатах того же образца. Отношение J_n/J_{ze} колеблется в пределах от 0,83 до 0,94 (рис.2.24). Не-

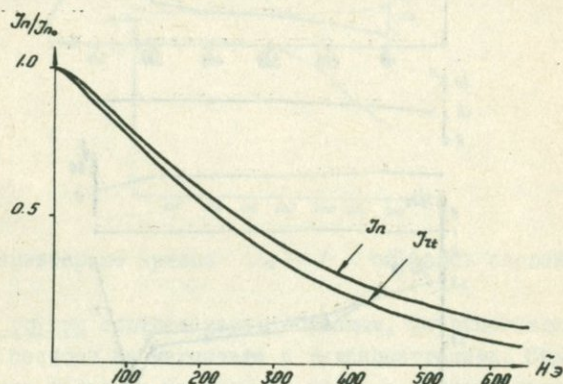


Рис.2.24. Кривые размагничивания переменным магнитным полем $J_n(h)$ и искусственно созданной $J_{ze}(h)$ образцов второй группы.

который разброс величины $K_{\text{ср}}$ (табл. 2.4) и отношения J_n/J_{ze} , изменяющийся от 0,83 до 0,94, объясняется наличием в этих образцах минералов (маггемит, титаномаггемит), нестабильных к нагревам. Нестабильность этих минералов к температуре может привести к образованию химической намагниченности, что может

нарушить закон пропорциональности J_n магнитизирующему полю, несмотря на подобие свойств J_n и J_n^0 , и, как следствие, вызвать разброс значений K .

Для выделения первичной намагниченности было также использовано переменное магнитное поле (рис. 2.25). На кривых $J_n(h)$ видно, что до полей 150–250 эрстед происходит спад ве-

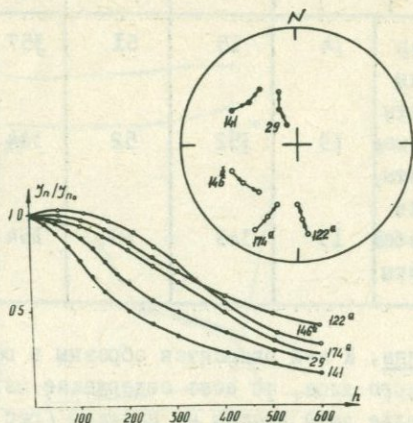


Рис.2.25. Характерные кривые $J_n(h)$ образцов второй группы.

личины J_n и изменение направления намагниченности, связанные с титаномегнетитом и магнетитом. Медианное размагничивающее поле для образцов этой группы варьирует в пределах от 200 до 350 эрстед. Стабильность зависит от содержания минералов, неустойчивых к нагревам. Чем меньше отношение J_{25} / J_{250} , тем менее стабильна намагниченность, то есть чем больше магнетита в породах, тем менее стабильна намагниченность. При дальнейшем увеличении амплитуды размагничивающего поля и температуры направление J_n не меняется. Это значит, что нестабильные к нагревам минералы вторичны и обладают намагниченностью либо вязкой, либо химической крупных зерен. Сравнение результатов, полученных методом Телье и чистой переменным магнитным полем, показало их хорошую сходимость (табл. 2.5). Это позволило использовать чистку переменным магнитным полем как основной метод выделения J_n^0 образцов этой группы.

Таблица 2.5

Возраст	Разрез и тип пород	К-во образ- цов	Метод выделения J_n^0			
			Телье		h - поле	
			D^0	J^0	D^0	J^0
$P_{g_2}^2$	с. Сарияр туфогены порфириты	14	15	51	357	48
$P_{g_2}^3$	с. Чигдаман порфириты, туфогены	19	352	52	344	46
$P_{g_2}^2$	ущ. р. Дебеа порфириты	13	349	59	354	63

Третья группа. К ней относятся образцы в основном из третьего магнитного типа, то есть содержащие магнетит и маггемит. Кривые Телье этой группы не надежны (рис. 2.26). В пределах 250-400° наблюдается резкий спад J_n , связанный с маггемитом. На кривых Телье четко наблюдается интервал фазового перехода маггемита в гематит. Изменяется и направление J_n до 500-600°С.

Коэффициент К также варьирует (табл. 2.6). Этот разброс коэффициента К, как уже отмечалось выше, связан с образованием при нагреве химической намагниченности, дающей различные значения коэффициента К.

Таблица 2.6

№ образца и возраст	Поляр- ность	100°	200°	300°	400°	500°	$K_{ср.}$
379- $P_{g_2}^2$	N	0,75	0,69	0,57	0,61	0,63	0,65
90- $P_{g_2}^3$	A	1,3	1,16	1,37	1,78	0,56	1,23
194- $P_{g_2}^3$	N	0,76	0,97	0,91	1,09	1,00	0,99
126- $P_{g_2}^2$	A	1,03	1,03	1,03	0,77	0,44	0,85

На рис.2.27 приведены результаты чистки $J_n(h)$ образцов этой группы. До полей 200–300 эрстед происходит изменение направления J_n и спад ее величины. Это изменение связано с намагниченностью, носителем которой является маггнетит. Далее, с увеличением амплитуды переменного поля D, d' не изменяются.

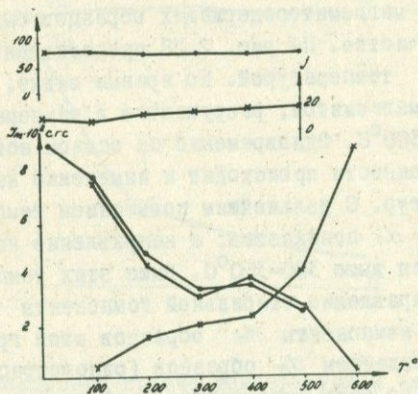
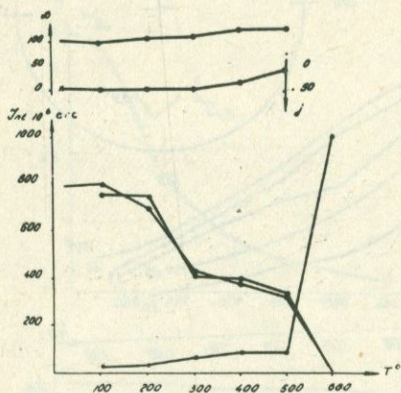


Рис.2.26. Характерные кривые Телье образцов третьей группы.

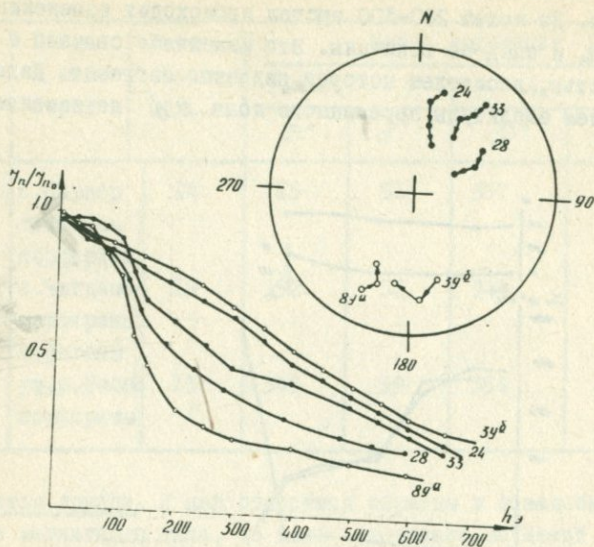


Рис. 2.27. Характерные кривые $J_n(h)$ пород третьей группы.

Основная часть магнетитосодержащих образцов была подвергнута температурной очистке. На рис. 2.28 представлены кривые размагничивания J_n температурой. По кривым видно, что часть J_n , связанная с магнетитом, разрушается в температурном интервале от 200° до 300°C . Одновременно со спадом естественной остаточной намагниченности происходит и изменение направления J_n до этих температур. С дальнейшим повышением температуры скорость уменьшения J_n понижается, а направление намагниченности стабилизируется выше $300\text{--}350^{\circ}\text{C}$. Выше этих температур и удается выделить направление стабильной компоненты J_n . Направление стабильной компоненты J_n образцов этой группы было сопоставлено с направлением J_n образцов (одновозрастных) первой группы с *там*, то есть использован геофизический критерий палеомагнитной надежности (табл. 2.7) /23/.

Данные таблицы свидетельствуют об их довольно хорошем соответствии. Это дало нам право считать связанную с магнетитом

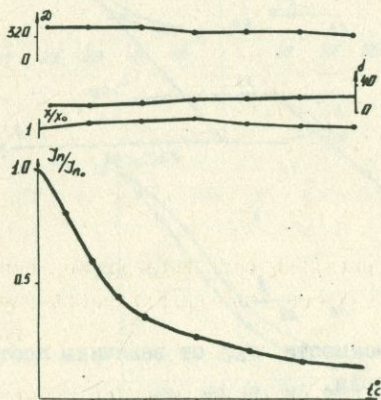
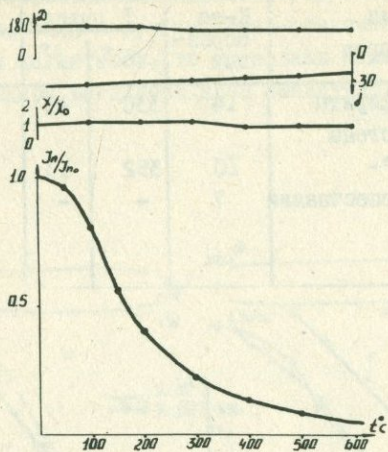
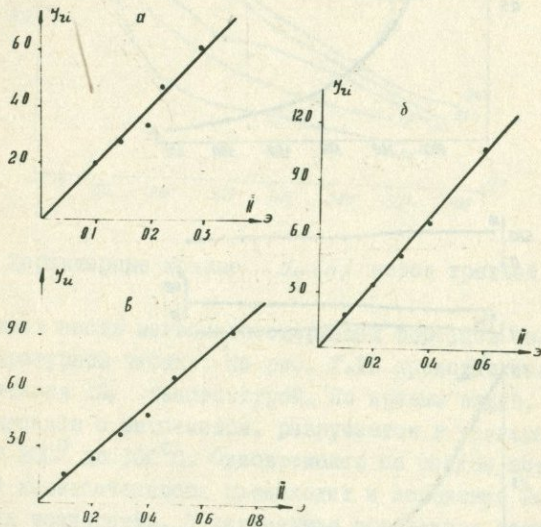


Рис.2.28. Характерные кривые температурной чистки образцов третьей группы.

Таблица 2.7

Возраст и место отбора	Тип пород	К-во образцов	I группа		3 группа	
			D°	J°	D°	J°
Pg_2^2 с.Бзовдал	Порфириты туфогены	14	330	43	351	49
Сариар Pg_2^2	— " —	10	352	53	2	44
сс.Байбурт-Гохт Pg_2^2	туфопесчаники	7	—	—	340	42

Рис.2.29. Графики зависимости J_{zi} от величины постоянного магнитного поля.

а - Туфопесчаники ср.эоцена, б - песчаник нижнего-среднего олигоцена, в - туфиты, средний эоцен.

компоненту J_n образцов третьей группы первичной и синхронной процессу остывания лав. Итак, J_n образцов этой группы двухкомпонентна. Нестабильная компонента J_n связана с маггемитом, а носителем стабильной является магнетит.

Определение вида естественной остаточной намагниченности осадочных и вулканогенно-осадочных пород произведено методом сравнения характеристик стабильности /39/. Так как ферромагнитная фракция осадочных и вулканогенно-осадочных пород представлена в основном магнетитом, то идеальная намагниченность создавалась в переменном магнитном поле амплитудой порядка 1000 эрстед.

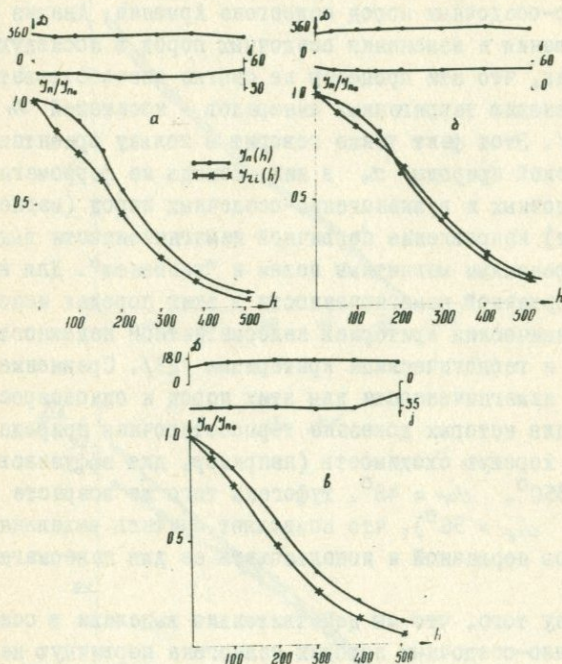


Рис.2.30. Кривые размагничивания $J_{zi}(h)$ и $J_n(h)$ образцов пород палеогена.
 а - туфопесчаник среднего эоцена, б - песчаник нижнего-среднего олигоцена, в - туффит, средний эоцен.

На рис.2.29 представлены графики зависимости идеальной намагниченности осадочных и вулканогенно-осадочных пород Армении от напряженности постоянного поля. Значение H_e , при котором $J_{ci} = J_n$ изменяется от 0,1 до 0,3 эрстед, свидетельствует в пользу ориентационной природы стабильной части намагниченности этих пород.

На рис.2.30 приведены кривые размагничивания $J_n(h)$ и $J_{ci}(h)$ осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Кривые $J_n(h)$ идут выше или вблизи кривых $J_{ci}(h)$. Это также свидетельствует в пользу ориентационной природы J_n осадочных и вулканогенно-осадочных пород палеогена Армении. Анализ процессов формирования и изменения осадочных пород в последующие периоды показал, что эти процессы не смогли способствовать химическому изменению терригенных минералов - носителей J_n в этих породах /23/. Этот факт также говорит в пользу ориентационной, а не химической природы J_n в них. Исходя из ферромагнитного состава осадочных и вулканогенно-осадочных пород (магнетит, титаномагнетит) направление первичной намагниченности выделено в основном переменным магнитным полем и "временем". Для надежного выделения первичной намагниченности в этих породах использовано сочетание физических критериев палеомагнитной надежности с геофизическими и геологическими критериями /23/. Сравнение средних направлений намагниченности для этих пород и одновозрастных им эффузивов, для которых доказана термоостаточная природа J_n , показало их хорошую сходимость (например, для эффузивов ср.эоцена $D_{cp} = 350^0$, $d_{cp} = 48^0$, туфогены того же возраста имеют $D_{cp} = 3^0$, $d_{cp} = 56^0$), что позволяет считать выделенную J_n этих образцов первичной и использовать ее для палеомагнитных целей.

В пользу того, что мы действительно выделили в осадочных и вулканогенно-осадочных породах палеогена первичную намагниченность, свидетельствует и геологический критерий палеомагнитной надежности. Отмечается хорошая сходимость направлений остаточной намагниченности у одновозрастных и разных по происхождению пород и из различных разрезов (табл.2.7).

На рис.2.30 приведены характерные кривые размагничивания $J_{ci}(h)$ осадочных пород. Нестабильная компонента J_n снимается до полей 200-250 эрстед; а до 400 эрстед направление стабилизируется.

Это стабильное направление и принято нами за первичное. Термомагнитный анализ долеритовых базальтов, андезито-дацитов и туфов неоген-четвертичного возраста показал следующее.

Точки Кюри исследованных пород расположены в пределах 550-575⁰. На рис. 2.31 и 2.32 представлены кривые термомагнитного анализа. Слияние кривых с осью абсцисс в пределах темпе-

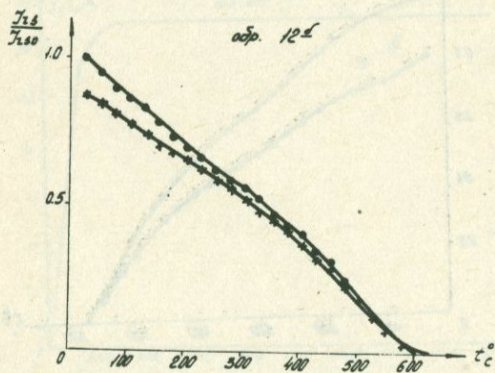
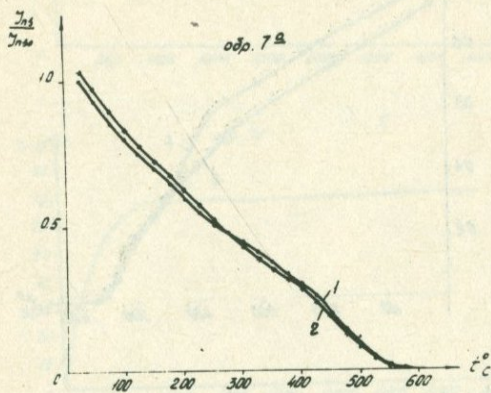


Рис. 2.31. Кривые термомагнитного анализа для пород неогена.
1 - первый нагрев; 2 - второй нагрев.

ратур 570-600⁰С свидетельствует о магнетитовом составе ферро-

магнитной фракции этих пород.

Насыщение намагниченности достигается в полях 2500–4000 эрстед (рис. 2.33). Величина H'_{c2} находится в пределах 500–700 эрстед. Высокие значения H'_{c2} и Q этих пород указывают

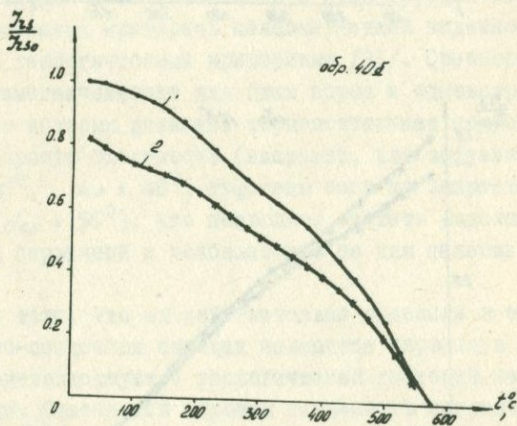
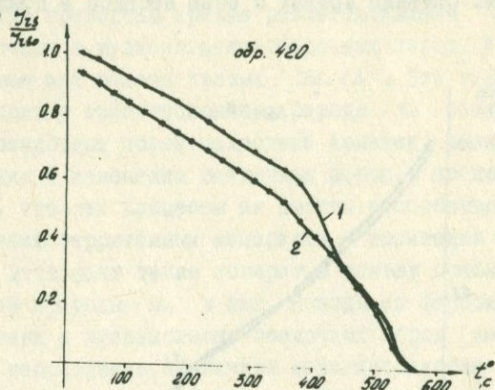


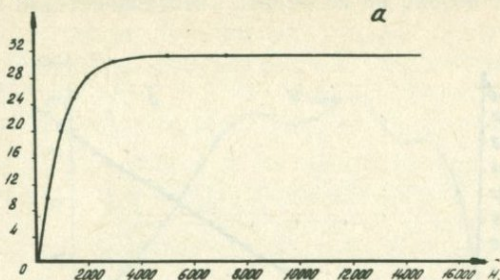
Рис.2.32. Кривые термомагнитного анализа для пород четвертичного возраста.

на жесткость ферромагнитных зерен, по всей вероятности, близких к однодоменным. На рис.2.34 представлены начальные части

кривых нормального намагничивания, а на рис.2.35 коэрцитивные

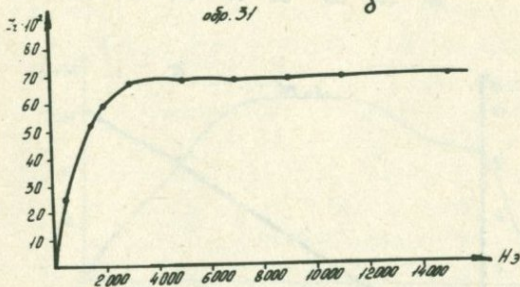
$J_z \cdot 10^6$

обр. 7^а



$J_z \cdot 10^6$

обр. 3/



$J_z \cdot 10^6$

обр. 402

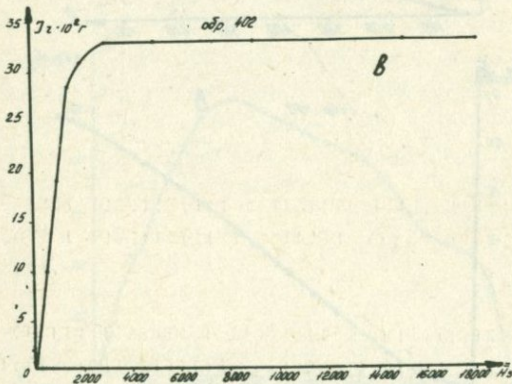


Рис.2.33. Кривые нормального намагничивания долеритовых базальтов (а), андезитов-дацитов (б) и туфов (в).

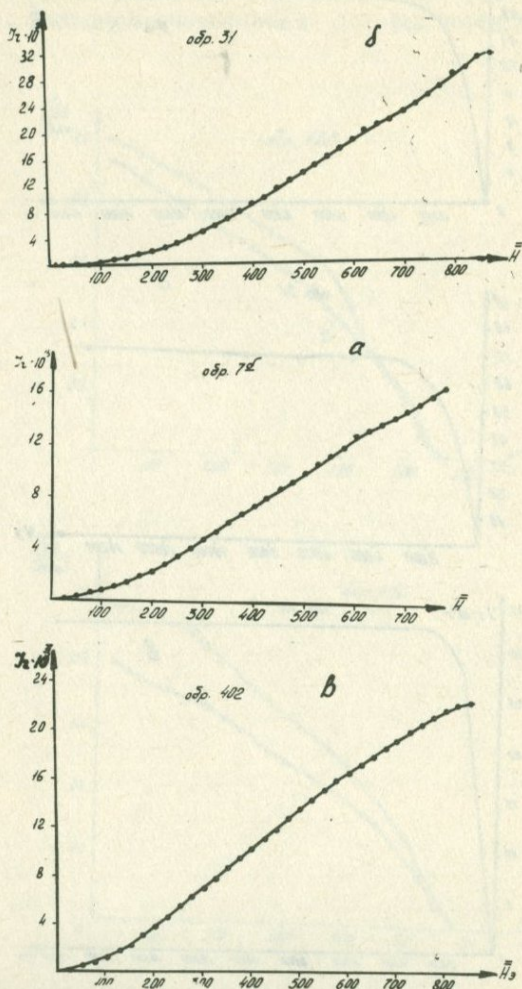


Рис.2.34. Начальная часть кривых нормального намагничивания для долеритовых базальтов (а), андезито-гнейсов (б) и туфов (в).

и коэрцитивных спектров свидетельствует об однокомпонентности остаточной намагниченности. Носителем ее скорее всего является

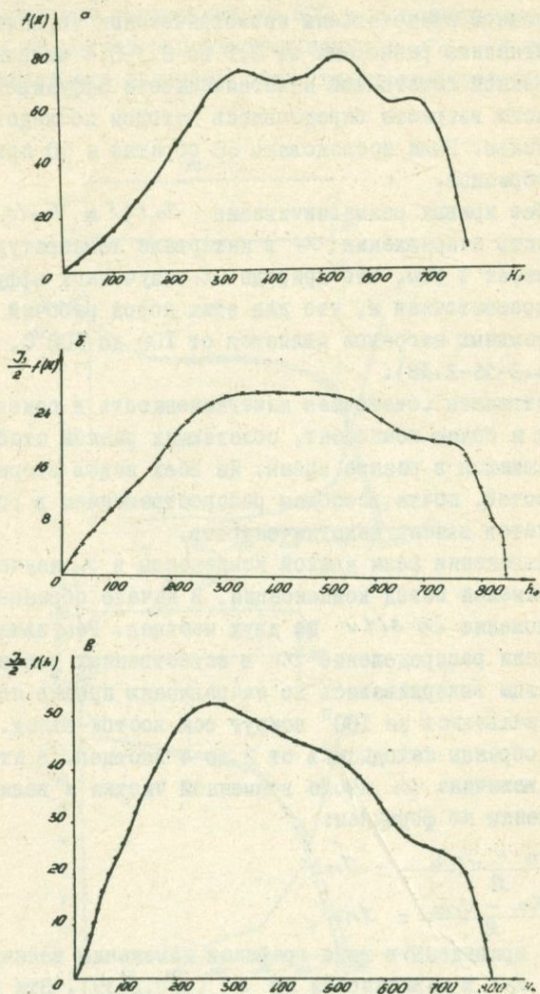


Рис.2.35. Коэрцитивные спектры по $I_n(H)$ для пород неоген-четвертичного возраста.

Однодоменный магнетит.

Микроскопическое изучение шлифов эффузивных пород неоген-четвертичного возраста показало, что ферромагнитные минералы в основном представлены изометрическими зернами магнетита и титаномангнетита размерами от 0,1 до 0,3-0,4 микрона. Природа естественной остаточной намагниченности эффузивов неоген-четвертичного возраста определялась методом последовательных нагревов Телье. Были исследованы 60 образцов и 50 прямо намагниченных образцов.

Подобие кривых размагничивания $J_n(t)$ и $J_{nv}(t)$, хорошая выдержанность направления J_n в интервале температур от 100-500°C говорит о том, что природа J_n изученных эффузивных пород термоостаточная и, что для этих пород рабочий интервал последовательных нагревов является от 100 до 500°C, реже до 600°C (рис.2-36-2.38).

Естественная остаточная намагниченность в основном состоит из двух и более компонент, обладающих разной стабильностью и образовавшихся в разное время. Из всех видов вторичных намагниченностей, почти всеобщим распространением в горных породах пользуется вязкая намагниченность.

Для выяснения роли вязкой компоненты в J_n изученных породах был применен метод компенсации. В начале образцы ставились в положение *in situ* до двух месяцев. Результаты этой выдержки дали распределение J_n в естественных условиях с J_{nv} . Затем образцы выдерживались по направлению против поля, то есть поворачивались на 180° вокруг оси восток-запад. В этом положении образцы находились от 2 до 4 месяцев. В итоге была вычислена величина J_n после временной чистки и величина вязкой компоненты по формулам:

$$\frac{J_{n1} + J_{n2}}{2} = J_n$$

$$\frac{J_{n1} - J_{n2}}{2} = J_{nv}$$

Результаты приведены в виде графиков изменения величины и направления J_n в зависимости от τ (рис.2.39). Эти исследования показали, что величина J_{nv} палеогеновых пород не превышает 15-20% от общей величины J_n .

На рис.2.40 представлены кривые размагничивания $J_n(h)$ для пород неоген-четвертичного возраста.

По характеру кривых размагничивания исследуемые породы (долеритовые базальты, андезито-дациты и туфы) подобны. Кривые $J_n(h)$ и $J_n(t)$ свидетельствуют о том, что переменное поле с максимальной амплитудой до 800 э. и температура до 400–500°C почти не меняет направление вектора J_n , а только плавно уменьшает его величину, что свидетельствует об одно-

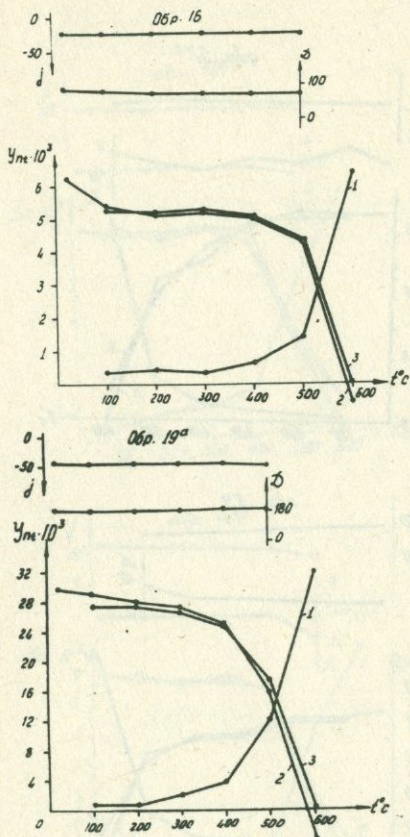


Рис. 2.36. Кривые последовательных нагревов Телье для долеритовых базальтов.

Компонентности J_n и ее стабильности к температуре и переменному полю.

На рис.2.4I представлены кривые изменения величин и направления J_n неоген-четвертичных горных пород в зависимости от времени выдержки.

Однокомпонентность естественной остаточной намагниченнос-

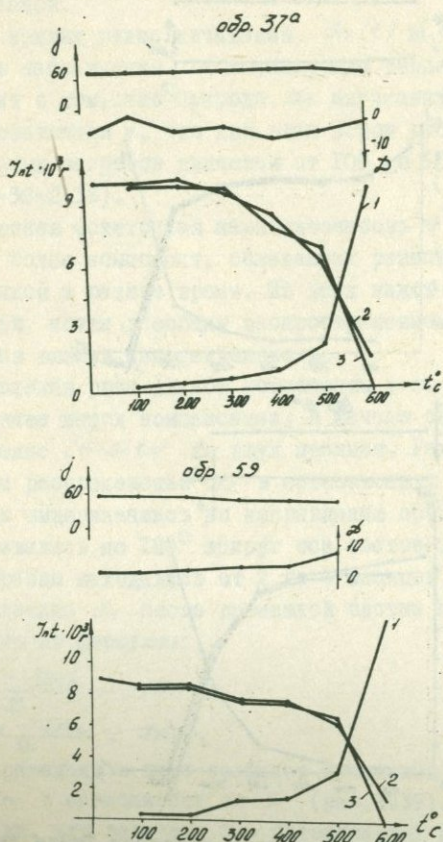


Рис.2.37. Кривые последовательных нагревов Телье для андезитодацитов.

Ти эффузивов неоген-четвертичного периода подтверждается и коррелятивными спектрами размагничивания по $J_n(h)$ и $J_{zi}(h)$ (рис.2.42). Спектры характеризуются в основном одним высоким максимумом функции $\phi(h)$ в пределах полей 200-400 эрстед.

Таким образом, на основании вышеизложенных результатов можно сделать следующие выводы:

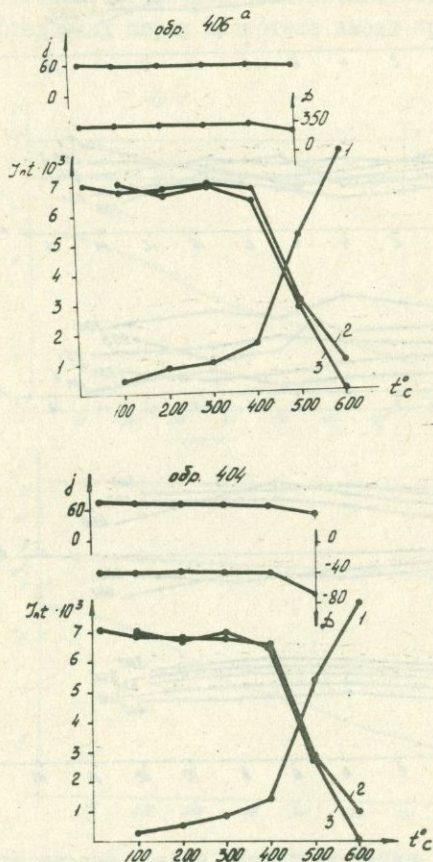


Рис.2.38. Кривые последовательных нагревов Телье для туфов.

I/ На основе исследований методом Телье и переменным магнитным полем эффузивы палеогена подразделены на три группы.

Образцы первой группы в основном имеют полную термооста- точную намагниченность, которая стабильна и синхронна процессу остывания лав. Носителем J_n являются магнетит и титаномагнетит.

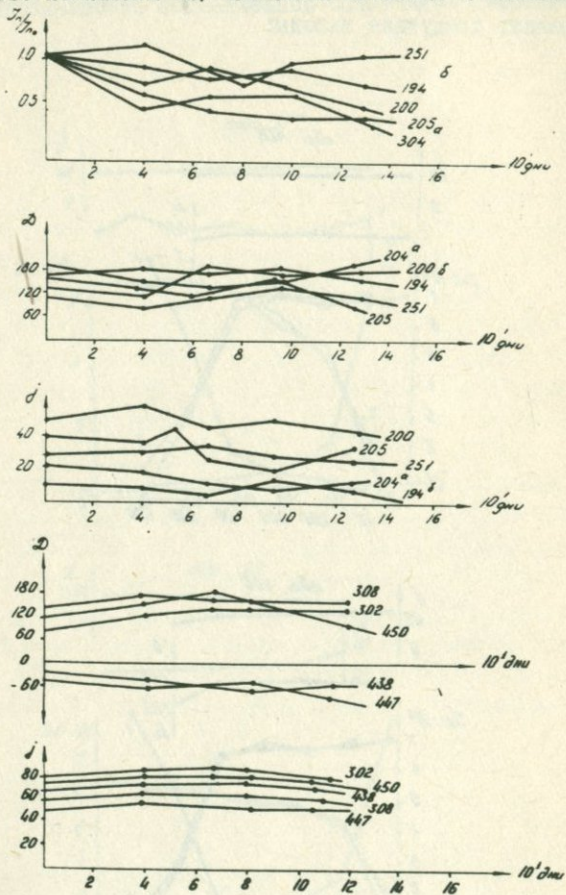


Рис. 2.39. Характерные кривые изменения $J_n(t)$ палеогеновых пород.

Образцы второй и третьей группы обладают двухкомпонентной J_n . Первичная компонента стабильна и синхронна процессу остывания лав, то есть имеет термоостаточное происхождение. Вторичная компонента не стабильна и в образцах третьей группы она связана с маггемитом (удаляется при $h = 200-300$ эрстед), $t = 250-400^\circ$, в образцах второй группы - с титаноматгемитом и маггемитом (удаляется при h до 250 эрстед и $t = 200-250^\circ\text{C}$). Носителем J_{zt} является магнетит.

2/ Естественная остаточная намагниченность осадочных и вулканогенно-осадочных пород палеогена имеет природу, близкую

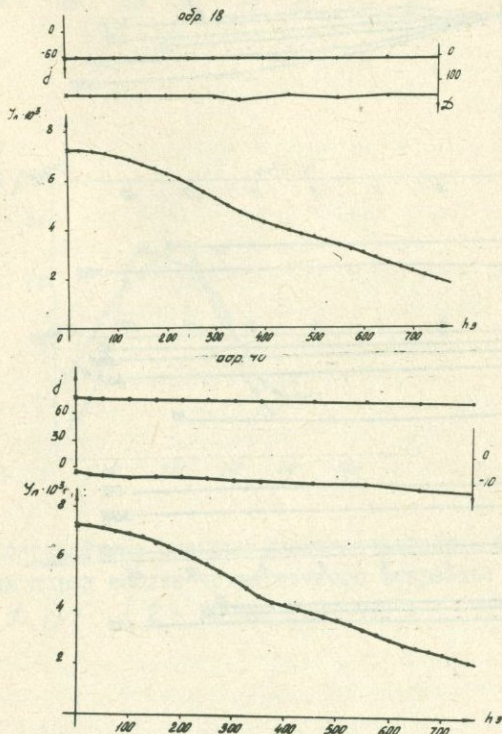


Рис.2.40. Характерные кривые размагничивания $J_n(h)$ для пород неоген-четвертичного возраста.

к ориентационной. Носителем $2AM$ является магнетит.

3/ Эффузивы неоген-четвертичного возраста обладают полной термоостаточной намагниченностью, которая синхронна процессу остывания лав. Носителем $7AM$ является, по всей вероятности, однодоменный магнетит.

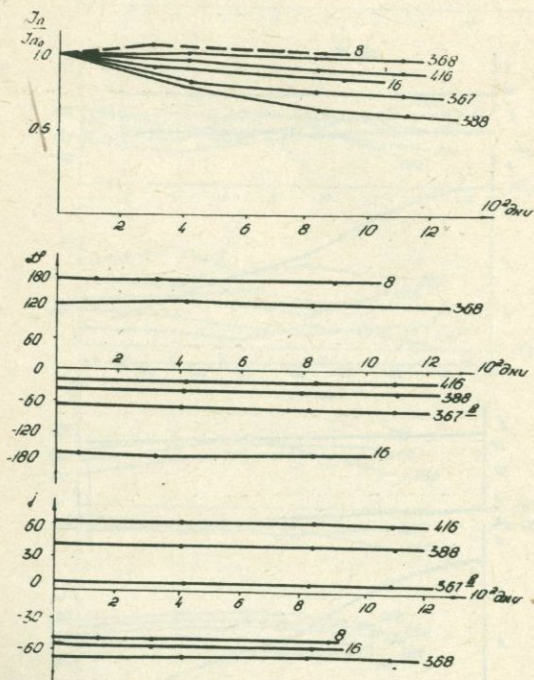
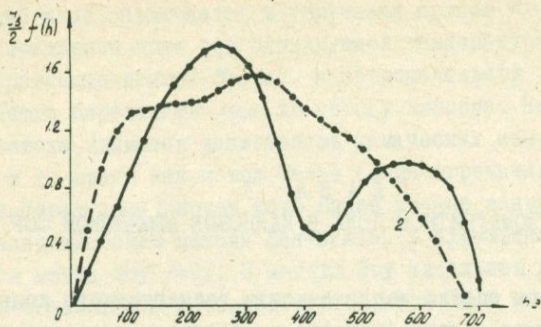


Рис.2.4I. Характерные кривые изменения $J_n(\tau)$ для пород неоген-четвертичного возраста.

обр. 40



обр. 12

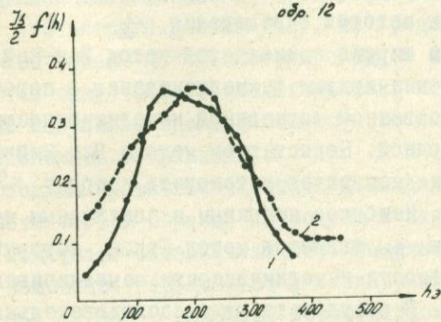


Рис.2.42. Коэрцитивные спектры размагничивания $J_n(h)$ и $J_{zi}(h)$ для пород неоген-четвертичного возраста:
 1 - КС по $J_n(h)$; 2 - КС по $J_{zi}(h)$.

Г Л А В А 3

ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ В КАЙНОВОЕ АРМЯНСКОЙ ССР

3.1. Методы оценки напряженности геомагнитного поля

Существующие методы определения величины древнего поля предъявляют ряд жестких требований к объектам исследований, одним из которых является сохранность в породе большей части намагниченности.

Необходимость изучения величины древнего поля обусловила разработку различных методов определения $H_{др}$.

Так, за рубежом широко применяется метод Ван-Зийла /40/. Он основан на сравнении кривых размагничивания в переменном магнитном поле естественной остаточной намагниченности и лабораторной термоостаточной. Недостатком метода Ван-Зийла следует считать то, что он не позволяет установить природу J_n^0 и степень ее сохранности. Наиболее надежным и популярным методом определения величины $H_{др}$ является метод Телье, который основан на пропорциональности намагниченности намагничивающему полю, порядка земного. В результате ряда последовательных нагревов в методе Телье (по полю и против поля) получаем экспериментальные данные, позволяющие построить кривые $J_n = f(t^\circ)$ и $J_{т.ост} = f(t^\circ)$. Сопоставление этих кривых дает возможность не только выяснить природу намагниченности, но и определить напряженность древнего поля.

Но и метод Телье не лишен ограничений. Он требует выполнения ряда критериев применимости - неизменность направления $J_n(t)$ и минералогического состава в процессе нагрева, отсутствие вторичных компонент J_n и ряда других, сокращающие класс пород, к которым можно применить метод Телье.

Метод Вилсона /41/ также основан на нагреве образцов. Образец нагревается (без охлаждения) до высоких температур,

получая при этом кривую температурного размагничивания $J_n(t)$. Следующий этап заключается в получении полной TAM в известном лабораторном поле (от блокирующей температуры до комнатной). Сравнение кривой $J_{re}(t)$ и первоначальной $J_n^0(t)$ дает возможность определить H_{gr} по методу Вилсона. Недостатком этого метода является возможность химических изменений в образце, в то время как метод Телье (если ограничиваться средними температурами) может дать более точные данные об H_{gr} .

Разновидностью метода Ван-Зийла, в улучшенном варианте, является метод Шоу /42/. В методе Шоу идеальная остаточная намагниченность ARM создается в образце до и после нагрева. На основе сравнения кривых $ARM(h)$, полученных до нагрева и после с кривой $J_n(h)$, а также участков кривых, где наблюдается идентичность коэрцитивных спектров (фракций) и базируется определение H_{gr} .

Следующее направление в определении напряженности древнего поля — это метод Н.Домена /43/. Он предложил разрезать образец на две равные части. Нагрев следует вести в геомагнитном поле, причем одну часть располагать так, чтобы ее магнитный момент был направлен вдоль лабораторного поля, а другой части — в противоположном направлении.

Необходимым условием в методе Домена является требование идентичности частей образца по модулю и направлению J_n , а также по носителям намагниченности. Выполняя измерения при сложении половинок параллельно и антипараллельно, получаем значения J_n и J_{re} . Основным достоинством этого метода является сокращение времени экспериментов наполовину.

С другой стороны, М.Коно и Н.Уено /43/ предложили модифицированный вариант метода Телье, который был развит и применен на гавайских олигоценовых лавах. Этот метод — однонагревный: образец нагревается в магнитном поле, перпендикулярном направлению NRM . При этом в направлении действующего поля возникает компонента J_{re} , часть намагниченности J_n исчезает, а измененный при нагреве вектор J_n поворачивается в сторону возникшей компоненты J_{re} . При нагреве до все более высоких температур вектор J_n отклоняется в сторону J_{re} . При этом измеряется геометрическая сумма остатка J_n после нагрева и возникшей компоненты J_{re} . Векторы, полученные при такой процедуре, изображаются в виде диаграмм с осями J_n и J_{re} .

С учетом модуля суммарного вектора и угла его поворота строится пучок векторов, охватывающий весь интервал температур. С увеличением температуры векторы приближаются к оси J_{re} . Тангенс угла наклона линии, проведенной через концы векторов к оси абсцисс и определит отношение древнего и лабораторного магнитных полей.

Таким образом, известные до последнего времени методы определения величины древнего поля основывались на температурных исследованиях естественной остаточной намагниченности, предъявляемых ряд критериев применимости к определению H_{gr} .

Метод Телье при определенных ограничениях дает удовлетворительные результаты лишь на кирпичах и обожженных лавами осадочных контактах. Метод переосаждения применим только на осадочных породах и тоже связан с определенными трудностями.

В последние годы проведены исследования, посвященные разработке безнагревных методов определения палеонапряженности. Так, ленинградскими магнитологами предложен метод ступенчатого перемагничивания для определения палеонапряженности /44/. В основе этого метода лежит предположение о сохранности элементов микроструктуры ферромагнетика, которые или образовались под действием процесса намагничивания (при T_{AM}), или же под действием поля приобрели роль запоминающих его величину элементов (ориентация зерен при осаждении). Физической основой метода ступенчатого перемагничивания является нарушение линейной зависимости идеальной намагниченности от напряженности постоянного поля в пределах H_{gr} .

Перспективным методом определения величины напряженности древнего поля следует считать метод H_e /45/. В основе этого метода лежит сравнение величины естественной остаточной намагниченности с какой-либо другой для того же образца породы. Наиболее благоприятным для этой цели является идеальная намагниченность. По характеру кривых намагничивания и размагничивания, а также по величине термоостаточная и идеальная намагниченности близки друг к другу, чем, например, идеальная и нормальная намагниченности (рис.3.1 и 3.2).

И.В.Розенталь /46/, основываясь на экспериментальные данные делает вывод о том, что область, занимаемая на диаграмме Прейзаха парциальной термонамагниченностью, совпадает с той, которую занимает идеальная, но плотность элементарных гистерезисных

зисных циклов в этой области при термонамагничивании образца выше.

Метод H_e базируется на сравнении коэрцитивных спектров

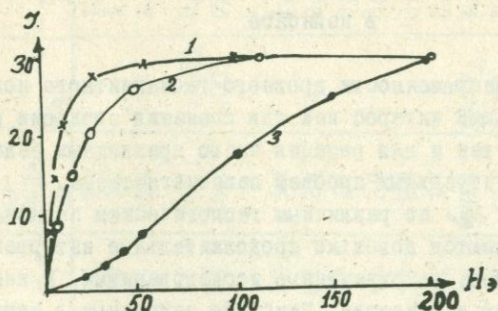


Рис.3.1. Кривые нормального, идеального и термонамагничиваний /20/: 1 - J_{nc} ; 2 - J_{ni} ; 3 - J_n .

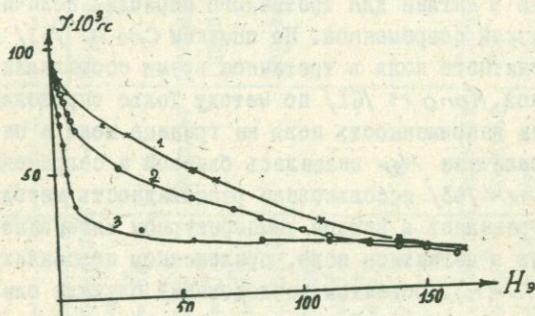


Рис.3.2. Кривые размагничивания переменным полем для термоостаточной (1), идеальной (2) и нормальной (3) намагниченностей /20/.

намагниченностей J_{nc} и J_{ni} для одних и тех же образцов. В случае, если коэрцитивные спектры подобны, то по кривым $J_n(h)$

и $J_{zi}(h)$ определяется отношение $K = \Delta J_n(h) / \Delta J_{zi}$ для разных интервалов переменных полей. Средний коэффициент и указывает соотношение полей *H_{др} / H_{сов}*.

3.2. О величине напряженности геомагнитного поля в кайнозой

Изучение напряженности древнего геомагнитного поля, представляющее большой интерес как для познания эволюции магнитного поля Земли, так и для решения чисто прикладных задач, является одним из актуальных проблем палеомагнетизма.

Данные об *H_{др}* по различным геологическим периодам не равноценны - имеются довольно продолжительные интервалы геологического времени, не охваченные исследованиями. К ним, в частности, относится и палеоген. Наиболее изученным в этом отношении является неоген-четвертичное время.

В таблице 3.1 приведены данные о напряженности геомагнитного поля (*H_{др}* или $\frac{H_{др}}{H_{сов}}$) для неоген-четвертичного времени /62/.

Wilson /41/ методом Телье сделал надежное определение напряженности поля в Англии для третичного периода. Величина *H_{др}* оказалась равной современной. По оценкам *Сое А.* /53/ напряженность геомагнитного поля в третичное время составляла 0,2-1,1 от современной. *Кона М.* /61/ по методу Телье определен на базальтах Индии напряженность поля на границе мела и палеогена. Полученная величина *H_{др}* оказалась близкой к современной.

Кона М. и *Целон.* /43/ использовали разновидность метода Телье (образцы нагревались в каждом температурном интервале один раз и охлаждались в магнитном поле, приложенном перпендикулярно к направлению *NAM*). Объектом исследований служили олигоценые лавы Гавайских островов. Палеонапряженность оказалась равной 0,33 эрстед.

Определенный интерес представляют данные о напряженности геомагнитного поля в пограничный к палеогену поздне меловой интервал времени.

Авторы /63/ определили напряженность древнего геомагнитного поля в позднем мелу по обожженным породам. Напряженность древнего поля составляла 0,85-0,90 от современной.

Таблица 3.1

№ № п/п	Возраст	Страна, место отбора	Тип пород	Обожженная порода	T_n		Число образ- цов, по- ляр- ность	Н др.	$\frac{M_{gr}}{M_o}$	Автор	
					D°	d°					
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
1.	Q_3-Q_4 голоцен, поздний плейстоцен	Чехословакия $\varphi = 50^\circ N$, $\lambda = 15^\circ E$	-	Порцелланы	22	51	7N			1,57	/47/
				"	7	48	3N			1,52	
				"	298	55	3N			1,11	
2.	Q_3	Армения $\varphi = 40^\circ N$, $\lambda = 45^\circ, 5E$	Базальт	Суглинки	1	66	31N	0,409±	0,78	/48/	
				Глина	14	66	15N	0,003	0,99		
3.	Q_2	Чехословакия с. Богемия $\varphi = 50^\circ N$, $\lambda = 15^\circ E$		Порцелланы	22	52	3N			1,17	/47/
					15	61	2N			0,83	
					19	62	1N			0,94	
					6	61	2N			0,80	
					6	58	2N			0,50	
					6	61	3N			0,42	
4.	Q_2	СССР, Армения $\varphi = 40^\circ$, $\lambda = 44,5^\circ E$	Андезито- базальт туф	Глина,	355	48	26N	0,437±	1,05	/48/	
				Туф	357	48	19N	0,003	1,04		
				Глина	351	60	10N	0,430±	0,96		
							0,001				
5.	Q_2	Армения, г. Арагац	Андезито- дацит,		356	57	5N		0,85	/49/	
					356	57	2N		0,53		

- 80 -

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
6.	Q ₁ Ранний плейстоцен	$\varphi = 41^{\circ}N$, $\lambda = 45^{\circ}E$ Чехословакия Сев. Богемия $\varphi = 50^{\circ}N$, $\lambda = 15^{\circ}E$	туф	Порцеллениты	293	68	1N		0,94	/47/
					345	47	3N		0,93	
					355	71	1N		0,50	
7.	Голоцен	Япония, вул- кан Куйю	Вулканиче- ские породы			+33	2N		0,60	/50/
						+44	4N		1,25	
						+34	5N		1,21	
						+29	3N		1,80	
8.	Q ₄	Япония, вул- кан Мишима	Базальт		358	+47	4N		1,08	/51/
9.	Q <0,7 млн. лет	Япония, вул- кан Хаконе	Андезиты			56	9N		1,57	/51/
					345	71	8N		1,96	
					5	57	7N		1,67	
					357	52	8N		2,29	
					0	51	7N		3,02	
					357	58	7N		1,91	
					4	56	7N		1,76	
					349	51	7N		1,41	
10.	Q ₁	Армения, Басаргечар $\varphi = 40^{\circ}N$	Андезито- базальт		357	61	9 N	49±0,02	1,01	/52/

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
II.	Q ₃₋₂	$\lambda = 46^{\circ}E$ Франция, плато Гравено	Андезито- базальт	Глина	348	59	4N		0,38	/20/
I2.	Q ₂ поздний плейстоцен	США, Сев. Калифорния $\varphi = 42^{\circ}N$ $\lambda = 121^{\circ}O$	Базальт		347	51	7N		0,84	/53/
<u>Ранний плейстоцен</u> (0,7-2,5 млн. лет)										
I.	Q - N ₂	Армения, с.Цовак $\varphi = 40^{\circ}N$ $\lambda = 45^{\circ}E$	Андезито- базальт	Глины, су- глинки, липарито- вый туф	173 176	61 60	1340,45± 1740,01		0,89 0,93	/48, 52/
2.	Q - N ₂	Армения, Степанаван	Долеритовый базальт		173	49	9A		0,70	/49/
3.	N ₂ конец	Армения, Камо $\varphi = 40^{\circ}N$ $\lambda = 45^{\circ}E$	Андезито- базальтовый поток	Глина	165	52	21A 0,323± 0,005		0,74 0,74	/48/
4.	Q ₁ - N ₂	ЧССР, Сев. Богемия		Порцелла- ниты	198	50	26A		0,88	/47/

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II
5.	Q-N ₂ 0,6-0,8	Япония, вулкан Усэми $\varphi = 35^{\circ}N$ $\lambda = 139E$	Андезиты		139 153 141 136 135 343 351 343 359 355 0	-69 -54 -54 -44 -44 +63 47 +47 49 49 +63	1A 3A 1A 1A 1A 1N 1N 1N 3N 1N 2N		0,67 1,65 1,51 1,16 2,14 1,04 2,06 1,14 1,31 0,88 0,37	/54/
6.	Плейстоцен	США, Южный Орегон $\varphi = 42^{\circ}$ $\lambda = 122$								/53/
7.	"	США, Сев. Калифорния $\varphi = 42$ $\lambda = 122$	Базальт		355	59	3N		0,59	/53/
8.	"	Япония, Куйю	Вулканическая порода			-51	4A		1,16	/50/
9.	1,8 млн. лет	Япония, Иому-Хатака	Дацит		II	-39	2A		0,29	/55/

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
10.	2,2±0,3	Армения, Степанавен	Базальт		I80	-37	4N	0,40± 0,02	0,98	/49/
			<u>П л и о ц е н</u>	(2,5-10 млн. лет)						
I.	1/2 конец	Армения, φ=40°N λ=45°E	Андезито- базальт	Глина	I98	-62	29N	0,338± 0,003	0,69	/48/
2.	3,6-4,5 млн. лет	США, Нью- Мексико	Базальты		I9	39	IN		1,37	/56/
					350	44	IN		0,88	
					I78	-44	IA		1,72	
					I88	-43	IA		0,93	
					2I4	-63	IA		1,4	
					I63	-48	IA		1,2I	
					I6I	-46	IA		2,02	
					I65	-50	IA		1,22	
					I69	-48	IA		1,00	
					I66	-68	IA		1,16	
					28	55	IN		0,8I	
					203	-50	IA		1,45	
					200	-65	IA		1,26	
3.	1/2 конец	США, Аризона	Базальты		2I6	-64	IA		0,78	
					I82	-62	IA		1,43	
					I76	-3I	IA		0,85	
					I87	-37	IA		1,12	

I	2	3	4	5	6	7	8	9	IO	II
4.	Плио-плей-стоцен	США, Сев. Калифорния	Базальт		325	+65	3N		0,7I	/53/
5.	№2	Чехословакия	Порцелланиты		340	76	I7N		I,20	/58,59/
					353	55	I4N		0,75	
						+65	IO N		I,46	
					209	-60	IIA		0,97	
6.	№2	Япония	Палеошлаки Вулканические породы		209	-60	9A		0,72	/50/
						+33	IN		0,77	
						-60	3A		0,76	
						-4I	IA		I,07	
						-40	6A		I,07	
						+56	3N		I,03	
7.	7-9 млн. лет	Япония	Базальты		175	+27	5N		I,02	/5I/
					181	-47	4A		I,08	
					189	-50	5A		I,30	
8.	№2	Закарпатье	Базальт		4	58	IN		0,57	/57/
					12	56	IN		0,60	
					355	65	IN		0,30	
					35I	66	IN		0,87	
					322	49	IN		I,00	
					33I	6I	IN		I,03	
9.	I2,0	Закарпатье	Андезит		357	54	IN		2,12	
	I2,2				220	-69	IA		0,83	

По эффузивам позднего мела Армении получено значение напряженности древнего поля, которое хорошо согласуется с данными по обожженным породам /64/.

Из работ /65,66/ известно, что напряженность геомагнитного поля была ниже в течение почти всего мезозоя и только в позднем меле и палеогене напряженность достигает значений, близких современным.

3.3. Напряженность геомагнитного поля в кайнозое

Определение модуля напряженности геомагнитного поля в кайнозое Армении произведено методами двойных нагревов Телье /20/ и H_e /45/.

Критериями пригодности эффузивов кайнозоя при определении древнего поля методом Телье служили:

1/ неизменность направления естественной остаточной намагниченности при нагреве;

2/ минералогическая стабильность в процессе нагрева;

3/ отсутствие вторичных компонент J_n ;

4/ подобие кривой размагничивания $J_n(t)$ и лабораторной кривой термонамагничивания $J_{re}(t)$.

Определение напряженности геомагнитного поля базируется на одной из главных характеристик TAM — ее пропорциональности приложенному полю:

$$\frac{H_1}{H_2} = \frac{J_{re1}}{J_{re2}} = K$$

Метод Телье позволяет определять значения коэффициента K в различных температурных интервалах и судить о происходящих минералогических изменениях.

На эффузивах палеогена Армении методом Телье произведено определение величины древнего поля. Из общего числа образцов, исследованных методом Телье (свыше 70) критериям пригодности для определения H_{gr} удовлетворили 10 образцов среднего эоцена, 10 — верхнего эоцена и 8 образцов олигоцена. Определение величины H_{gr} произведено по тем образцам, ферромагнитная фракция которых представлена магнетитом с точкой Кюри 550–575⁰С.

На рис.3.3 приведены характерные кривые Телье образцов палеогенового возраста. Рисунок показывает подобие кривых термо-

размагничивания $J_n(t)$ и $J_{2t}(t)$ и неизменность направления J_n в процессе нагрева.

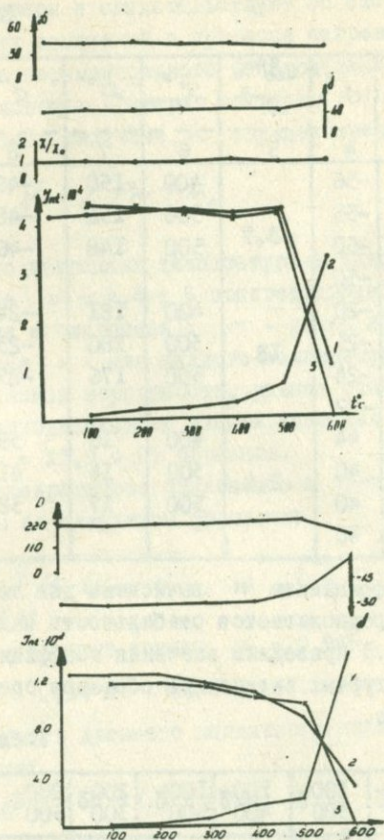


Рис.3.3. Характерные кривые Телле определения H_{gr} для палеогеновых пород.

Минералогическая стабильность образцов в процессе лабораторных нагревов контролировалась повторными нагревами до 300°C . Критериями пригодности исследуемых образцов для вычисления

напряженности древнего геомагнитного поля принималось изменение повторных парциальных термонамагниченностей J_{re}^{300} в среднем в пределах $\pm 10\%$ от величины первоначальной J_{re}^{300} . В табл. 3.2 приведены примеры повторных нагревов образцов палеогена.

Таблица 3.2

Возраст	T°	D°	d°	$J_{re}^{300} \times 10^{-3}$	T°	D°	d°	$J_{re}^{300} \times 10^{-3}$
I	2	3	4	5	6	7	8	9
Средний эоцен	20	168	-56	3,7	400	150	-49	3,2
	100	155	-55		300	152	-48	
	200	150	-50		500	148	-46	
	300	151	-50					
Верхний эоцен	20	190	-20	18	400	181	-24	16
	100	187	-25		300	180	-23	
	200	185	-24		500	176	-25	
	300	185	-22					
Олигоцен	20	13	44	2,4	400	16	39	2,1
	100	14	40		300	14	41	
	200	14	40		500	17	38	
	300	15	40					

Значения коэффициента K вычислены для тех температурных интервалов, где предполагается стабильность минералогического состава. В табл.3.3 приведены значения коэффициента K для различных температурных интервалов образцов среднего, верхнего эоцена и олигоцена.

Таблица 3.3

Возраст		$100 \over 200^\circ$	$100 \over 300^\circ$	$100 \over 400^\circ$	$100 \over 500^\circ$	$200 \over 300^\circ$	$200 \over 500^\circ$	$300 \over 500^\circ$	$400 \over 500^\circ$
Средний эоцен	n	-	4	-	2	-	4	-	3
	K_m	-	0,98	-	0,93	-	0,90	-	0,97
Верхний эоцен	n	-	-	3	3	-	2	1	-
	K_m	-	-	0,98	1,07	-	0,99	1,04	-
Олигоцен	n	1	-	-	3	1	2	2	-
	K_m	0,92	-	-	0,94	0,94	0,90	0,93	-

В этой таблице n - число образцов, по которым вычислены средние значения K в каждом интервале.

Из таблицы видно, что средние значения коэффициента K для различных температурных интервалов характеризуются значительным разбросом и свидетельствуют об отсутствии заметных минералогических изменений в процессе нагрева.

Подобие экспериментального распределения K нормальному оценивалось с помощью критерия согласия $P(\lambda)$ А.Н. Колмогорова /67/. Средняя величина K определялась по формуле:

$$\bar{K} = \sum_{m=1}^s P_m \cdot K_m,$$

где s - число выбранных температурных интервалов значений (в нашем случае $s = 4, 4$ и 5 соответственно для среднего, верхнего эоцена и олигоцена); m - номер интервала; K_m - среднее значение K для каждого температурного интервала; P_m - эмпирическая вероятность, равная отношению числа значений K , приходящихся на данный интервал (n_m) к общему числу K ($n = 13,9$ и 9) образцов.

Среднее квадратичное отклонение и средняя квадратическая ошибка оценены по следующим формулам:

$$\sigma_K = \sqrt{\sum_{m=1}^s P_m (K_m - \bar{K})^2} \quad \text{и} \quad \sigma_{\bar{K}} = \frac{\sigma_K}{\sqrt{n}}.$$

Для эффузивов среднего эоцена $K = 0,945$

$$\sigma_K = 0,34 \quad \text{и} \quad \sigma_{\bar{K}} = 0,098.$$

Напряженность древнего магнитного поля Земли определялась по формуле:

$$H_{др} = (\bar{K} \pm \sigma_{\bar{K}}) \cdot H_{лаб}$$

Величина лабораторного магнитного поля $H_{лаб} = 0,479$ Э.

Тогда напряженность геомагнитного поля в среднем эоцене:

$$H_{др} = (0,452 \pm 0,047) \text{ Э}$$

С учетом палеомагнитной широты $\varphi_m = \arctg \frac{1}{2} \operatorname{tg} j$ (наклонение $j = 58^\circ$) значение напряженности пересчитано на палеомагнитный экватор по формуле:

$$H_{экв} = \frac{H_{др}}{\sqrt{1 + \sin^2 \varphi_m}},$$

где $H_{\phi m}$ - значение напряженности древнего поля на палеомагнитной широте ϕ_m .

Для среднего эоцена $H_{\text{эвБ}} = (0,304 \pm 0,03)$ Э.

Соответственно для эффузивов верхнего эоцена:

$\bar{k} = 1,02$; $G_k = 0,385$ и $G_{\bar{k}} = 0,127$

$H_{\text{гр}} = 0,480 \pm 0,06$ и $H_{\text{эвБ}} = (0,324 \pm 0,04)$ Э

Олигоцен характеризуется следующими значениями этих параметров:

$\bar{k} = 0,93$; $G_k = 0,245$; $G_{\bar{k}} = 0,08$

$H_{\text{гр}} = (0,445 \pm 0,012)$ Э; $H_{\text{эвБ}} = (0,30 \pm 0,081)$ Э

Значение напряженности современного геомагнитного поля на экваторе составляет 0,30 эрстед. Наши данные показывают, что экваториальное поле в палеогене было близко к современному. Незначительные изменения геомагнитного поля в отдельные периоды палеогена могут быть связаны с вековыми вариациями.

Определение напряженности древнего поля методом Телье было произведено на верхнеплиоценовых долеритовых базальтах (возраст по $K-Ar$ $2,2 \pm 0,3$ млн. лет) Степанаванского района, андезито-дацитах среднечетвертичного возраста (район с.Амасия) и на эффузивах района горы Арагац (возраст среднечетвертичный).

Для определения величины $H_{\text{гр}}$ было использовано 20 обратно- и 16 прямонамагниченных образцов. На рис.3.4 приведены характерные кривые Телье образцов из вышеуказанных районов, по которым были вычислены величины $H_{\text{гр}}$ для позднеплиоценового и среднечетвертичного времени.

Стабильность минералогического состава проверялась повторными 300° -ными нагревами. В табл.3.4 приведен пример повторных нагревов для долеритовых базальтов и андезито-дацитов.

В табл.3.5 приведены средние значения $H_{\text{гр}}$, вычисленные по образцам из Степанаванского, Амасийского разрезов и массива горы Арагац.

Таблица 3.4

T°	D°	δ°	$T_{\text{гс}}^{300}$ $\times 10^{-3}$ ГСГ	T°	D°	δ°	$T_{\text{гс}}^{300}$ $\times 10^{-3}$ ГСГ
1	2	3	4	5	6	7	8
20	179	-36	Долеритовый базальт	400	180	-38	26
100	179	-37		30	300	180	

I	2	3	4	5	6	7	8
200	I	-38		500	I79	-33	
300	I8I	-38					
Андезито-дацит							
20	358	69		400	355	69	
I00	3	69		300	360	68	
200	358	70	9,6	500	2	69	8,7
300	359	69					

Таблица 3.5

$\frac{I00\bar{\sigma}}{I200\bar{\sigma}}$	$\frac{I00\bar{\sigma}}{300\bar{\sigma}}$	$\frac{I00\bar{\sigma}}{400\bar{\sigma}}$	$\frac{I00\bar{\sigma}}{500\bar{\sigma}}$	$\frac{200\bar{\sigma}}{500\bar{\sigma}}$	$\frac{300\bar{\sigma}}{400\bar{\sigma}}$	$\frac{300\bar{\sigma}}{500\bar{\sigma}}$	$\frac{400\bar{\sigma}}{500\bar{\sigma}}$
Долеритовые базальты (г. Степанаван)							
3	2	6	3	2	2	I	I
0,892	0,986	0,856	0,852	0,85I	0,746	-	0,669
Андезито-дациты (с. Амасия)							
2	2	3	I	-	2	-	I
0,632	0,999	0,948	0,687	-	0,858	-	0,885
Базальты и дациты (гора Арагац)							
2	-	2	2	-	-	I	
0,9I9	-	0,838	0,744	-	-	I,00	

По среднечетвертичным андезито-дацитам Амасийского разреза и массива горы Арагац соответственно получены:

$$\bar{k} = 0,878; \quad G_k = 0,32; \quad G'_k = 0,II$$

$$H_{др} = (0,42 \pm 0,05) \text{ э}$$

$$\bar{k} = 0,867; \quad G_k = 0,27; \quad G'_k = 0,12$$

$$H_{др} = (0,42 \pm 0,06) \text{ э}$$

Значения $H_{др}$, вычисленные по намагниченности пород Амасийского разреза и пород из массива горы Арагац, получились одинаковыми. Этот факт говорит в пользу возможности использования напряженности древнего поля как дополнительного параметра для стратификации эффузивных толщ.

Таким образом, напряженность геомагнитного поля в позднеплиоценовое время в Армении была:

$$H_{др} = (0,40 \pm 0,02) \text{ э}$$

По формулам, приведенным выше, получены по верхнеплищевым долеритовым базальтам Степанаванского разреза значения:

$$\bar{K} = 0,84; \quad \bar{G}_K = 0,22 \quad \text{и} \quad \bar{G}_{\bar{K}} = 0,05$$

$$H_{gr} = (0,40 \pm 0,02) \text{э}$$

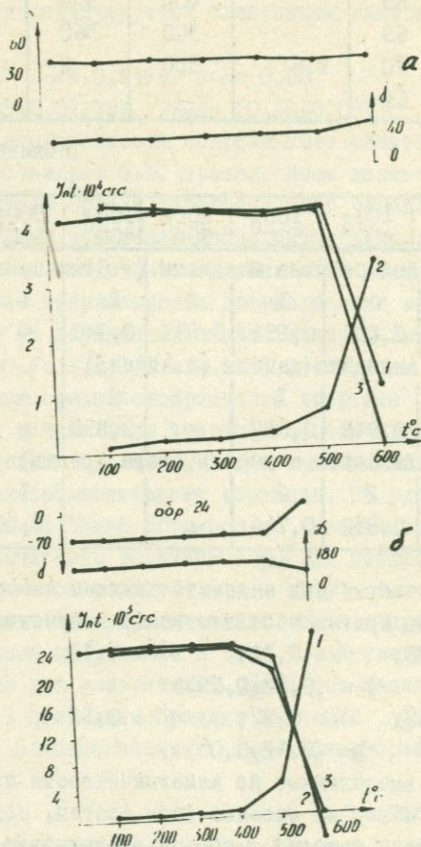


Рис.3.4. Кривые Телье определения H_{gr}
 а - верхнеплищевый базальт; б - среднечетвертичный андезит-дацит.

Значение поля, пересчитанное на палеомагнитный экватор:

$$H_{жв} = 0,35 \pm 0,01 \text{ э}$$

В среднечетвертичное время

$$H_{гр} = (0,45 \pm 0,05) \text{ э, соответственно}$$

$$H_{жв} = 0,38 \pm 0,04 \text{ э}$$

В предположении, что радиус Земли в кайнозой не изменялся и магнитное поле имело дипольный характер, вычислен магнитный момент Земли по формуле:

$$\frac{M_{гр}}{M} = \frac{H_{гр}}{H} = \frac{\sqrt{1 + 3 \cos^2 \varphi_{гр}}}{\sqrt{1 + 3 \cos^2 \varphi}}, \text{ где}$$

M — современный магнитный момент Земли, который равен $8,17 \cdot 10^{25}$ ед. cgsM

$\varphi_{гр}$ — среднее наклонение естественной остаточной намагниченности изученных образцов, отождествленное с наклонением древнего геомагнитного поля.

H, φ — напряженность и наклонение современного геомагнитного поля в месте отбора образцов.

Учитывая, что напряженность дипольного поля для Армении $H = 0,472$ э, а его наклонение $\varphi = 58^\circ$, получены следующие значения отношения $M_{гр}/M$. Эти значения представлены в табл. 3.6.

Таблица 3.6

Возраст	$M_{гр}/M$
P_3	1,06
N_2	0,98
Q_2	0,97

Эти данные показывают, что магнитный момент Земли в позднем плиocene и в среднечетвертичное время был близок к современному значению M . Величина магнитного момента, полученного нами для палеогена, хорошо соответствует данным М.Коно /51/ по позднему мелу-палеогену (отношение $M_{гр}/M = 1,04$) и данным /63/ (по позднему сантону $M_{гр}/M = 0,90$).

3.4. Определение напряженности геомагнитного поля в неоген-четвертичное время методом идеальной намагниченности

Как уже отмечалось выше (3.1), метод Телье является надежным, но в то же время трудоемким методом определения модуля древнего поля. К тому же он требует удовлетворения ряда строгих критериев применимости. Все это диктует необходимость применения новых методов, пусть оценочных, но более универсальных.

Нами применен метод идеального намагничивания (или коэрцитивных спектров) для определения напряженности древнего геомагнитного поля. Использование этого метода даст возможность

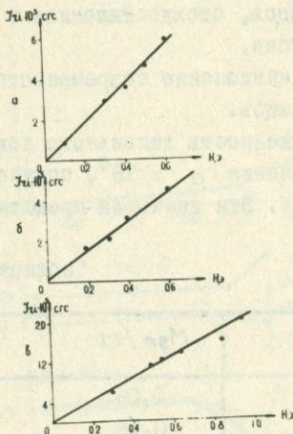


Рис.3.5. Графики идеального намагничивания долеритового базальта (а), андезито-дацита (б) и туфа (в).

сравнить полученные результаты с данными по методу Телье и выявить критерии его применимости на эффузивах.

Для создания в образце идеальной намагниченности использовалась система двух коаксиально расположенных соленоидов:

направление магнитного поля в соленоидах перпендикулярно магнитному меридиану. Образец приводился в нулевое состояние размагничиванием переменным магнитным полем с максимальной амплитудой 800 э в трех взаимоперпендикулярных направлениях.

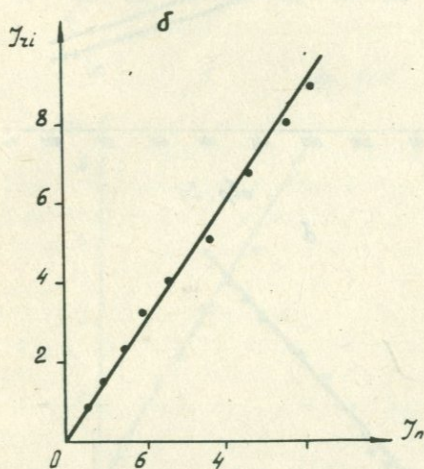
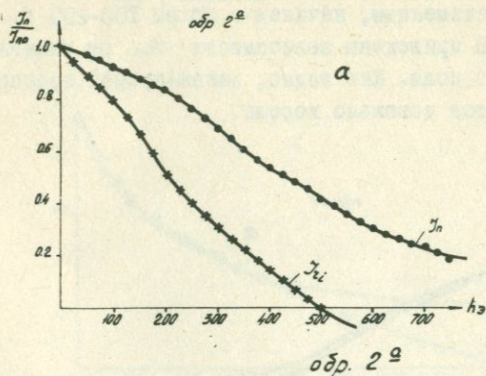


Рис.3.6. Кривые размагничивания переменным полем $J_n(h)$ и $J_{zi}(h)$ (а), кривая определения H_{gr} для долеритовых базальтов (б).

Исходя из того, что ферромагнитная фракция изученных образцов в основном магнетитовая (2.2), а величины H_{gr} расположены в пределах от 500 до 700 э, при идеальном намагничивании

максимальное значение переменного магнитного поля равнялось 800 э. При этом J_{ci} создавалось равной "чищенной" величине J_n . Как для долеритовых базальтов, так и для андезито-дацитов и туфов направление J_n при размагничивании переменным полем оставалось неизменным, начиная с полей 100-200 э.

На рис.3.5-3.8 приведены зависимости J_{ci} от намагничивающего постоянного поля. Как видно, закон прямой пропорциональности сохраняется довольно хорошо.

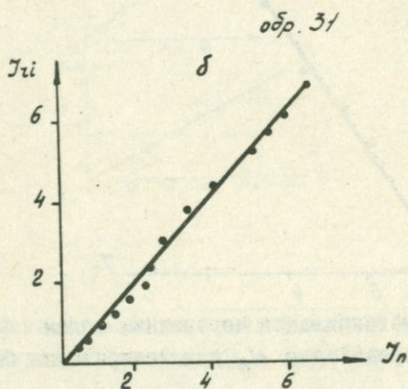
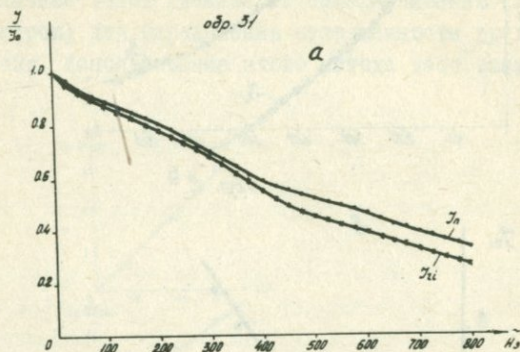


Рис.3.7. Кривые размагничивания переменным магнитным полем $J_n(h)$ и $J_{ci}(h)$ (а), кривая определения H_c андезито-дацитов (б).

Определение H_{gr} в этом случае можно свести к следующему /45/:

$$J_n = K_1 \cdot H_{gr} ; J_{ci} = K_2 \cdot H_{lab}$$

$$H_{gr} = \frac{J_n \cdot K_2}{J_{ci} \cdot K_1} \cdot H_{lab}$$

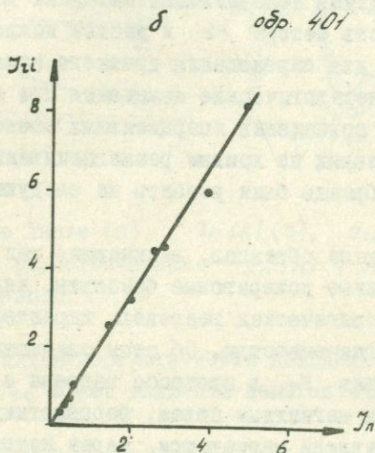
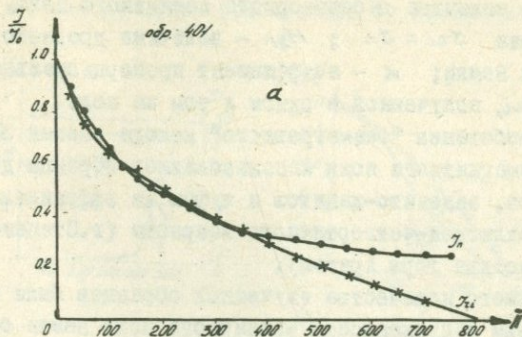


Рис.3.8. Кривые размагничивания переменным магнитным полем $J_n(h)$ и $J_{ci}(h)$ (а), кривая определения H_e для туфов (б).

Так как при определениях H_{gr} по методу H_e подбирается лабораторное поле H_{lab} , при котором $J_{ci} = J_n$, то можно написать:

$$H_{др} = K \cdot H_{лаб}$$

$$K = \frac{K_2}{K_1},$$

где J_{zi} - величина созданной в лаборатории идеальной намагниченности, равной естественной остаточной намагниченности J_n ; H_e - величина лабораторного магнитного поля, при которой получена $J_{zi} = J_n$; $H_{др}$ - величина древнего геомагнитного поля Земли; K - коэффициент пропорциональности между J_n и J_{zi} , полученной в одном и том же поле.

Для опробования "безнагревного" метода оценки величины древнего геомагнитного поля использовались образцы долеритовых базальтов, андезито-дацитов и туфов из эффузивных образований верхнеплиоцен-четвертичного возраста (г. Степанаван, с. Амасия, массива горы Арегац).

Из большого количества изученных образцов были выбраны 15, по которым напряженность магнитного поля Земли определялась методом последовательных нагревов Телье и методом H_e . Определение $H_{др}$ двумя независимыми методами дает возможность оценить применимость метода H_e к данной коллекции и использовать этот метод для определения древнего поля по образцам, претерпевающим минералогические изменения при нагревах.

На основании совпадения коэрцитивных спектров $J_{zi}(h)$ и $J_n(h)$, рассчитанных по кривым размагничивания переменным магнитным полем образцы были разбиты на следующие группы (табл. 3.7).

1. Первая группа образцов, включающая как прямо, так и обратно намагниченные долеритовые базальты, андезито-дациты и туфы из разных геологических разрезов, характеризуется однокомпонентной намагниченностью. Об этом свидетельствует неизменность направления J_n в процессе нагрева и при размагничивании переменным магнитным полем. Ферромагнитная фракция этих пород представлена магнетитом, зерна которых лишь незначительно окисляются в процессе нагрева (рис. 3.9).

По намагниченности образцов из этой группы довольно надежно были определены $H_{др}$ методом Телье.

Коэрцитивные спектры по размагничиванию переменным магнитным полем $J_n(h)$ и $J_{zi}(h)$ для этих образцов хорошо совпадают: максимумы и минимумы функции $f(h)$ приходятся на те же самые поля (в пределах 50 э), ширина максимумов почти одина-

кова (рис.3.9).

Для образцов этой группы древнее поле, определенное по методу Телье и методу He , совпадает с точностью до 5% (см. табл.3.7). В эту группу были включены еще и те образцы, для которых кривые Телье не дают возможности надежно определить поле по методу Телье (рис.3.10). Во время нагрева этих об-

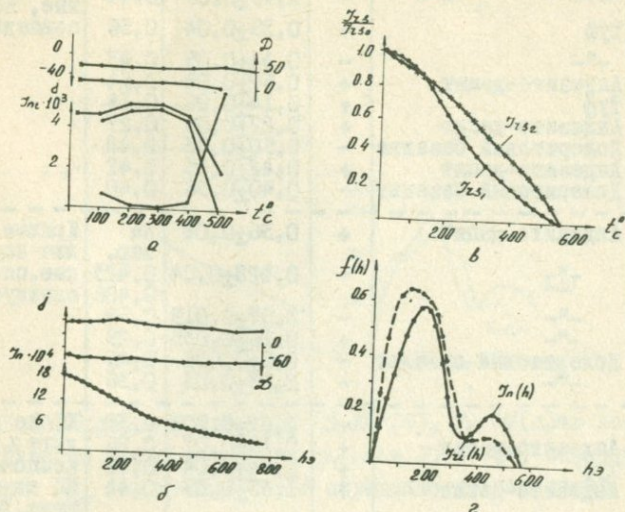


Рис.3.9. Кривые Телье (а), $J_n(h)$ (б), $J_{cS}(t)$ (в) и коэрцитивные спектры размагничивания $J_n(h)$, $J_{ci}(h)$ (г) для первой группы образцов.

разцов происходят минералогические изменения, вследствие чего лабораторная J_{cT} может включить намагниченность изменившихся зерен.

Термомангнитные исследования показали, что в процессе нагрева этих образцов идет превращение маггемита в гематит (рис. 3.10). Для этих образцов коэрцитивные спектры $J_n(h)$ и $J_{ci}(h)$ совпадают не хуже, чем для образцов с хорошими кривыми Телье.

Величина поля, определенная по двум методам, совпадает в пределах ошибки определений методом Телье.

2. Намагниченность образцов второй группы представлена одной компонентой, судя по кривым $J_n(h)$ и коэрцитивным спек-

Таблица 3.7

Группа	№ № образцов	Порода	Знак намаг.	H_T	H_e	Примечание
I	Ia	Долеритовый базальт	-	$0,44 \pm 0,007$	0,44	Кривые Телле надежные, КС совпадают
	I06	"-"	-	$0,43 \pm 0,05$	0,44	
	4I66	Туф	+	$0,35 \pm 0,04$	0,36	
	5a	"-"	-	$0,44 \pm 0,05$	0,43	
	40	Андезит-дацит	+	$0,52 \pm 0,04$	0,54	
	409	Туф	+	$0,14 \pm 0,06$	0,14	
	3I	Андезит-дацит	+	$0,27 \pm 0,06$	0,27	
	I2	Долеритовый базальт	-	$0,50 \pm 0,03$	0,48	
	37	Андезит-дацит	+	$0,42 \pm 0,05$	0,42	
8	Долеритовый базальт	-	$0,40 \pm 0,36$	0,40		
II	43I6	Андезит-дацит	+	$0,36 \pm 0,04$	не опр.	Кривые Телле надежные, спектры сдвинуты
	I46	"-"	-	$0,428 \pm 0,04$	0,423 0,406	
	76	"-"	-	$0,57 \pm 0,019$	0,59	
	402	"-"	+	$0,26 \pm 0,035$	0,29	
	2a	Долеритовый базальт	-	$0,5 \pm 0,001$	0,49	
	20	"-"	-	$0,43 \pm 0,03$	0,36	
III	18	"-"	-	$0,62 \pm 0,003$	0,38	КС не совпадают J_d двухкомпонентные КС не совпадают, Телле надежные КС не совпадают, кривые Телле ненадежные -"
	40I	Андезит-дацит	+	$0,15 \pm 0,07$	0,26	
	420B	Туф	+	$0,74 \pm 0,04$	0,38	
	52	Андезит-дацит	+	$1,65 \pm 0,05$	0,44	
	62	Туф	+	$0,66 \pm 0,05$	0,404	
	45	Туф	+	$0,48 \pm 0,05$	не опр.	
	66	Долеритовый базальт	-	$0,95 \pm 0,05$	0,42	

рам по $J_n(h)$ и $J_z(h)$ (рис.3.II).

Максимумы функции $\phi(h)$ сдвинуты (рис.3.II).

Для этих образцов напряженность магнитного поля, определенная по методу H_e и Телле отличается на 10-20%.

3. Третья группа образцов характеризуется несопадением КС по $J_n(h)$ и $J_z(h)$ (рис.3.I2).

Во всех образцах этой группы, судя по кривым $J_{es}(t)$ и в этой группе имеем минералогические изменения в 300-400°C.

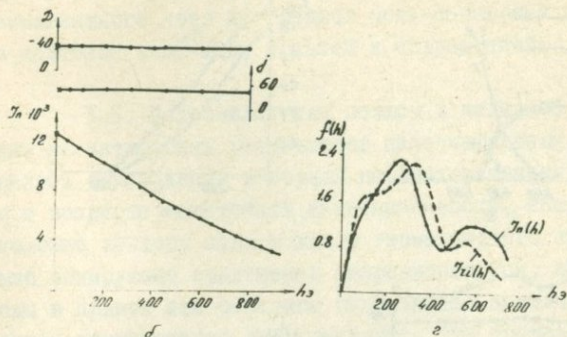
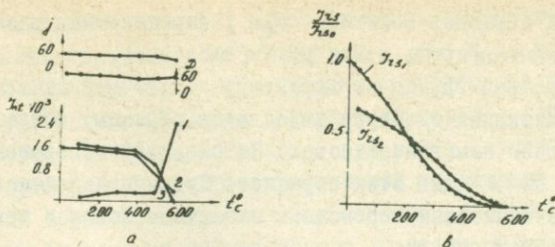


Рис.3.10. Кривые Телье (а), $J_n(h)$ (б), $J_{1s}(t)$ (в) и коэрцитивные спектры размагничивания $J_n(h)$ и $J_{1i}(h)$ (г) образцов, для которых H_{gr} по методу Телье определяется ненадежно.

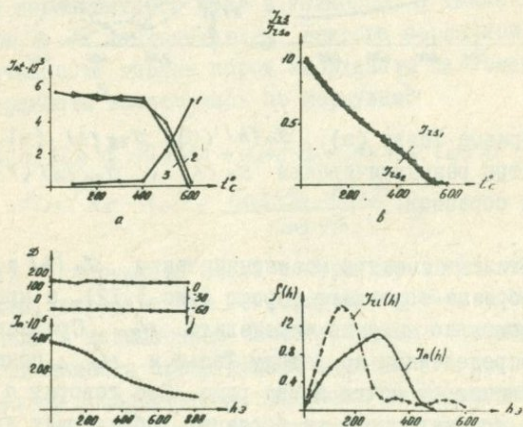


Рис.3.11. Кривые Телье (а), $J_n(h)$ (б), $J_{1s}(t)$ (в) и коэрцитивные спектры размагничивания по $J_n(h)$ и $J_{1i}(h)$ (г) для второй группы образцов.

Для этих образцов величина H_{gr} , определенная разными методами, отличается почти в два раза (табл.3.7).

Среди третьей группы по характеру остаточной намагниченности и коэрцитивных спектров выделяются образцы, обладающие двухкомпонентной намагниченностью. На рис.3.12 изображены кривые Телье и $J_n(h)$ для этих образцов. Судя по изменению углов при размагничивании, переменным магнитным полем и температурой J_n двухкомпонентна.

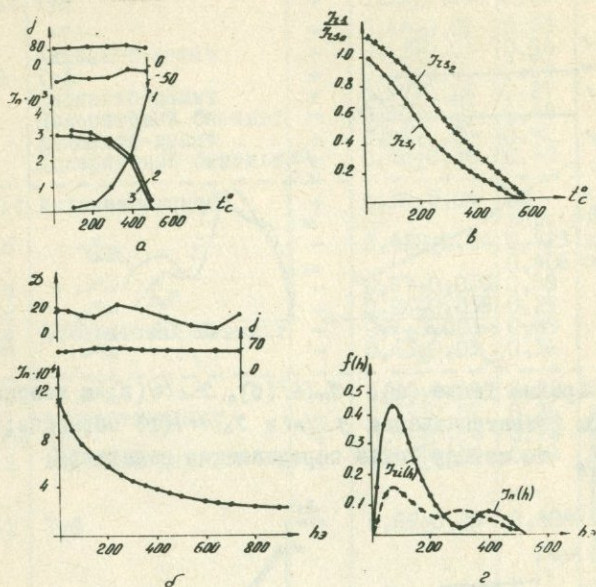


Рис.3.12. Кривые Телье (а), $J_n(h)$ (б), $J_{zs}(t)$ (в) и коэрцитивные спектры размагничивания $J_n(h)$, $J_{zi}(h)$ (г) для третьей группы образцов.

Коэрцитивные спектры размагничивания $J_n(h)$ и $J_{zi}(h)$ для этого образца совпадают хорошо (рис.3.12), а кривая Телье позволяет довольно надежно определить H_{gr} . Сравнение значений поля, определенных по методу Телье и H_e , показывает, что они различаются почти в два раза. Это говорит о том, что определение древнего поля на образцах, обладающих двухкомпонентной намагниченностью, по "безнагревному" методу ненадежно.

Рассматривая табл.3.7 можно отметить заниженные значения $H_{гр}$ как при оценке по методу H_e , так и по методу Телье. Эти заниженные значения либо связаны с вариациями напряженности магнитного поля Земли в изученный период, либо с моментами инверсии геомагнитного поля, что может служить дополнительным признаком для стратиграфической корреляции разрезов.

Таким образом, данные о напряженности геомагнитного поля, полученные по породам кайнозойского возраста территории Армении, подтверждают выводы по /65,66/ об увеличении напряженности геомагнитного поля на границе мела-палеогена и достижение ею в кайнозой величину, близкой к современной.

3.5. Палеомагнитные полюсы в кайнозой

Одним из интересных результатов палеомагнитных исследований явилось обнаружение в горных породах различного происхождения и возраста остаточной намагниченности, направленной противоположно вектору современного геомагнитного поля. Более того, было обнаружено отклонение направления оси, вдоль которой породы в прямом или обратном направлении намагничены с направлением современного геомагнитного. Это привело к выводу о миграции геомагнитного полюса в течение геологических эпох.

Палеомагнитные исследования кайнозойских образований Армении позволили получить некоторые сведения о направлении и о характере геомагнитного поля в кайнозой, а также вычислить по склонению D и наклону j вектора первичной остаточной намагниченности горных пород координаты палеомагнитного полюса. Координаты вычислялись по формулам:

$$\sin \varphi_p = \sin \varphi_0 \cdot \sin \varphi_m + \cos \varphi_0 \cdot \cos \varphi_m \cdot \cos D$$

$$\sin (\lambda_p - \lambda_0) = \frac{\cos \varphi_m \cdot \sin D}{\cos \varphi_p},$$

где φ_0 , λ_0 - координаты места отбора образцов; φ_m - геомагнитная широта, определенная по формуле $\operatorname{tg} \varphi_m = \operatorname{arctg} \frac{1}{2} \operatorname{tg} j$ и D, j - склонение и наклонение, соответствующие среднему направлению намагниченности пород данной группы.

Погрешность в определении положения геомагнитного полюса оценивалась свалом доверия, внутри которого должно находиться истинное положение полюса с вероятностью 95%. Полуоси этого

Овала вычислены по формулам:

$$\theta_1 = a \frac{\cos \varphi_m}{\cos \delta} ; \quad \theta_2 = \frac{a}{2} \left(\frac{\cos \varphi_m}{\cos \delta} \right)^2 ,$$

где a - угловая погрешность в определении среднего направ-

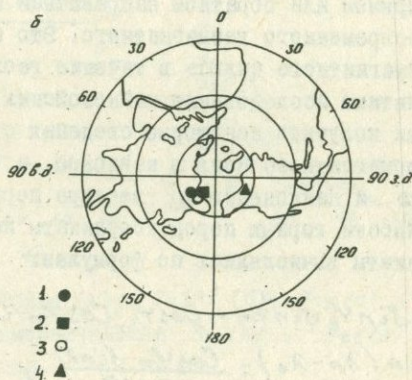
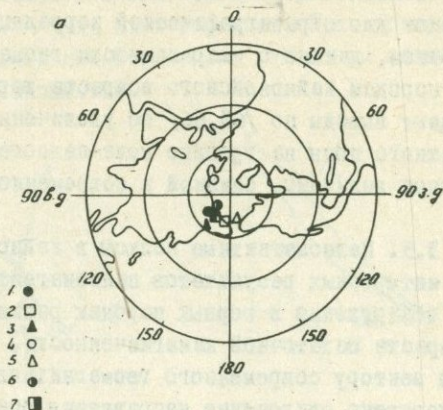


Рис.3.13. Местоположение палеомагнитных полюсов в палеогене.
а - Армения: 1 - дат-палеоцен; 2 - палеоцен-н.эоцен; 3 - н.эоцен; 4 - ср.эоцен; 5 - в.эоцен; 6 - н.-ср.олигоцен; 7 - олигоцен-миоцен; б - сопредельные районы: 1 - Грузия /68/; 2 - Туркмения /70/; 3 - Азербайджан /69/; 4 - Турция /72/.

ления. Она оценивалась по формуле:

$$1 - \cos \alpha = \frac{N-R}{R} (20^{\frac{1}{N-1}} - 1)$$

, где

N - число образцов в группе; R - результирующий вектор, равный

$$R = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$$

$$X = \sum_{i=1}^N \cos i \cdot \cos D; \quad Y = \sum_{i=1}^N \cos i \cdot \sin D$$

$$Z = \sum_{i=1}^N \sin i$$

При определении координат палеомагнитного полюса мы исходили из гипотезы центрального диполя: ось однородно намагниченной Земли совпадает с ее осью вращения ($D = 0$), а наклонение связано с широтой равенством: $\text{tg } i = 2 \text{tg } \varphi_m$. Определение координат палеомагнитных полюсов по отдельным ярусам позволило получить картину "блуждания" полюса в изученный отрезок времени. Полюс, находясь в дат-палеоцене и палеоцен-раннеэоценовое время вблизи позднемиоценового, в раннем и среднем эоцене перемещается на север

$$\varphi_p = 69 \quad \lambda_p = 215; \quad \varphi_p = 79 \quad \lambda_p = 290$$

В период среднего и позднего эоцена палеомагнитный полюс начинает перемещаться к юго-западу ($\varphi_p = 74$, $\lambda_p = 180$). Ранне-среднеолигоценовое и олигоцен-миоценовое время характеризуется незначительным перемещением полюса к востоку ($\varphi_p = 72$, $\lambda_p = 256$). Скорость "блуждания" полюса различна. Она значительна в период от среднего до позднего эоцена, остальное время характеризуется более спокойным режимом "блуждания".

В табл. 3.8 приведены координаты палеомагнитного полюса Армении и сопредельных районов в палеогене.

Таблица 3.8

Возраст	Район исследования	Палеомагнитный полюс		Автор
		φ_p	λ_p	
1	2	3	4	5
Дат-палеоцен	Армения	75	229	Наши данные
Палеоцен-н.эоцен	" "	77	204	
Н.эоцен	" "	69	215	" "
Ср.эоцен	" "	79	290	" "
В.эоцен	" "	74	180	" "

I	2	3	4	5
Н.-ср. олигоцен	Армения	72	256	Наши дан-
В. олигоцен-миоцен	-"-	76	251	ные
Палеоген	-"-	76	239	-"-
Неоген	-"-	80	245	-"-
В. мел	-"-	77	177	-"-
Палеоген	Грузия	64	225	/68/
Ср. эоцен	М. Кавказ	84	328	/69/
Н. эоцен	-"-	63	304	-"-
Н. эоцен-палеоцен	-"-	59	302	-"-
Палеоген	В. Азербай- джан	67	234	-"-
-"-	Туркмения	75	21	/70/
-"-	Ю. Таджи- кистан	82	282	/71/
-"-	С. Фергана	70	259	-"-
В. мел	Турция	51 с. ш.	64 з. д.	/72/
В. мел-эоцен	-"-	69 с. ш.	99 з. д.	-"-
Эоцен	-"-	65 с. ш.	66 з. д.	-"-

На основе сопоставления координат палеомагнитных полюсов можно сказать следующее. Отмечается хорошая сходимость полюсов Армении с полюсами Средней Азии (Туркмения, Таджикистан, Сев. Фергана), Грузии, АзССР (Талыш, НахАССР), с европейскими данными, а также с такими крайними участками Азии, как Чукотка и Приморье /73/. Но в то же время они отличаются от полюсов верхнего мела-эоцена и эоцена северо-восточной Турции /72/.

В работах /74,75/ было установлено, что Армения, находясь на стыке Европейской части СССР и Малой Азии в позднемеловое время составляла одно целое с Евразийским континентом и не подверглась тектоническому повороту, который испытали в это время Африка с Аравией и Турцией /72/. Наши данные позволяют предполагать, что и в палеогене Армения не испытывала существенных изменений по отношению к Евразийскому континенту.

Координаты палеомагнитных полюсов, вычисленные по намагниченности эффузивных пород неоген-четвертичного возраста даны в таблице 3.9 /24/. Палеомагнитные полюса неоген-четвертичного периода Армении совпадают (в пределах ошибки) с современным географическим полюсом.

Таблица 3.9

Возраст и объект изучения	φ_0°	λ_0°	n	D°	d°	K	a°	Полярность	φ_p°	λ_p°	θ_1°	θ_2°
Q, туфы	40,34	43,57	47	347	56	18,4	19	N	79	296	5	4
Q ₃ , базальты, андезиты-базальты, андезиты.	40	44	43	354	54	11,6	7	N	82	263	7	4
Q ₂ , андезиты-базальты, дациты, андезиты.	40,38 40	45 44	237	355	58	11,8	6	N	86	300	9	6
Q ₁ , долеритовые базальты, андезиты, андезиты-дациты, андезиты-базальты	40,30	43,50	32	350	55	10	9	N	80	279	13	9
Базальт, андезиты-базальт, дацит N ₂	40,06	44,53	13	182	-46	12,2	12	R	77	217	15	10
Андезиты-базальты, андезиты-дациты, андезиты, базальты N ₂	40,30	44	71	349	54	4,8	7	N	79	280	9	6
Андезиты-дациты, андезиты-базальты, базальты.	40,50	44	172	174	-49	12,2	7	R	79	195	9	6
N ₁ , андезиты-базальты.	40,38	44,26	9	205	-39	10,6	26	R	62	167	-	-
Андезиты-базальты, базальты. N ₁	40,09	44,36	14	3	51	26	9	N	81	209	12	8

Таблица 3.10

Возраст и объект изучения	φ°	λ°	D°	d°	Полярность	φ_p	λ_p	θ_1	θ_2	Автор
Q_{4+2} , террасовые отложения. Андезитобазальты, андезиты и дациты.	47 42	23 44	355 359	70 60	N N	82 89	I 259	3 10	3 8	Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н., Векуа Л.В.
Q_2 , лавы и обожженная порода	40,5	44,5	355	50	N	80	252	I	I	Большаков А.С., Солодовников Г.М.
Q , туфы, андезиты и андезитодациты.	40	45,5	0	58	N	88	225	4	3	Поспелова Г.А.
Q_1 , андезитобазальты.	40	45,5	357	6I	N	87	356	7	5	Большаков А.С., Солодовников Г.М.
Q_2 , темно-серые глины и светло-желтые супеси.	56	53	8	70	N	85	165	3	3	Сулейманова Ф.И.
Q_{4-3} , почва и темно-коричневые суглинки.	55	55	10	67	N	82	185	6	5	Сулейманова Ф.И.
Q_2 , ленточные глины и темно-серые пески	65	354	35I	73	N	82	269	6	5	Сулейманова Ф.И.
Q_{3-1} , суглинки, супеси, пески.	53,5	83,5	4	7I	N	88	159	3	2	Поспелова Г.А.
Q_{1-N} , суглинки, глины, пески	53,5	83,5	169	-64	R_1	79	308	8	6	"-

Продолжение таблицы 3.10

Возраст и объект изучения	φ_0°	λ_0°	D°	J°	Полярность	φ_p	λ_p	θ_1	θ_2	Автор
$Q_4 - Q_3$, андезиты и базальты	56,5	159	355	72	N	86	104	16	14	Кочегура В.В.
$Q_1 - N_2$, суглинки, глины и супеси	47	23	192	-64	A	82	113	8	6	Поспелова Г.А., Гнибиденко Э.Н.
Q_1 , андезиты, андезито-дациты, дациты	40	45	192	-45	A	74	183	3	2	Поспелова Г.А. 1959
Обожженные глины N_2	40,5	45	180	-58	A	87	190	1	1	Большаков А.С. Солодовников Г.М. 1969
N_2 , конгломераты лессовидные элеволиты	41	72	158	-53	A	72	326	13	9	Ерошкин А.Ф.

Для сопоставления в табл.3.10 приведены координаты полюсов неоген-четвертичного периода других регионов.

Таблица 3.11

Возраст	Направление I_n°				Полярность	Палеомагнитный полюс			
	D°	d°	K	α°		φ_p	λ_p	θ_1	θ_2
Q	347	56	18	9	N	79	296	5	4
Q ₃	354	54	11	7	N	82	263	7	4
Q ₂	348	53	21	9	N	79	280	11	7
Q ₁	338	51	7	10	NR	71	294	8	6
N ₂ ³	352	49	4	5	NR	77	258	7	5
N ₂ ²	354	41	3	18	NR	73	245	12	9
Pg ₃ -N ₁ ¹	346	53	11,3	15	N	76	251	12	9
Pg ₃ ¹⁻²	344	70	10,9	8	N	72	255	15	14
Pg ₂ ³	17	64	9,7	6	NR	74	178	9	7
Pg ₂ ²⁻³	17	53	23	8	NR	74	162	11	8
Pg ₂ ²	352	50	33,0	4	NR	78	259	54	3,6
Pg ₂ ¹	341	45	60	4	NR	69	278	5	3
Pg ₂ -Pg ₂ ¹	15	55	25	10	N	77	204	14	10
C ₂₂ d-Pg ₁	354	49	6,6	11	NR	79	252	11	6

В табл.3.11 приведены координаты виртуальных полюсов кайнозоя для Армении.

3.6. Геомагнитные инверсии в кайнозое и их использование в стратиграфии

Интенсивное развитие палеомагнитных исследований дало возможность накопить значительную информацию об истории магнитного поля Земли. Получены многочисленные данные о положении палеомагнитных полюсов, напряженности и инверсиях древнего поля.

К настоящему времени довольно хорошо изучена история геомагнитного поля кембрия, ордовика, верхнего палеозоя, нижнего триаса и верхнего кайнозоя. В то же время значительные интервалы геологического времени остаются малоизученными. К ним, в частности, относится и третичный период. Геомагнитное поле кайнозоя достаточно полно изучено для последних 5 млн. лет. Для этого интервала времени известна общепризнанная шкала А.Кокса /18/ с абсолютными датировками всех перестроек геомагнитного

поля.

Для объяснения обратной намагниченности горных пород существуют две гипотезы:

1. Гипотеза самообращения — согласно которой обратная намагниченность объясняется физико-химическими процессами в горных породах, вследствие чего порода может намагнититься против внешнего поля /76/.

2. Гипотеза инверсий — причиной обратной намагниченности считает существование магнитного поля Земли с направлением, обратным современному.

Имеются следующие доказательства инверсий геомагнитного поля /77/:

а/ существование возрастной корреляции инверсий, наблюдаемых на различных континентах и в различных по происхождению породах;

б/ осадочные породы, обожженные магматическими — почти во всех случаях приобретают I_n той же полярности, какую имеют магматические, независимо от полярности необожженных осадков;

в/ действительный процесс изменения полярности был прослежен в толщах лавовых потоков, образованных частыми излияниями и в колонках глубоководных океанических осадков.

Установление вышеперечисленных фактов послужило решающим доводом в пользу реальности инверсий геомагнитного поля. Успешное решение вопроса инверсий геомагнитного поля имело огромное значение как для теории геомагнитного поля, так и геохронологии и стратиграфии. Ввиду того, что инверсии геомагнитного поля имеют планетарный характер, то границы между разнополярными зонами должны быть синхронными для любых точек земной поверхности. Используя этот факт можно отождествлять геологические события в местах, удаленных друг от друга на тысячи километров.

К настоящему времени палеомагнетизм занял прочное место в стратиграфических исследованиях.

Наиболее убедительными примерами, в которых палеомагнитным методом определялись границы между плиоценом и плейстоценом, следует считать работы Эйнарссона /78/, Кобаяси и Янада /79/ и др. Инверсия, выявленная на границе плио-плейстоцена, может служить магнитным репером для этого интервала времени, так как она установлена в разных частях земного шара.

Обращения геомагнитного поля в третичный период были выявлены в Шотландии Р.Смитом /80/. Им был изучен контакт осадочных и интрузивных пород. Выявлено, что направление намагниченности осадочных пород совпадает с направлением намагниченности интрузивных. Это согласие свидетельствует в пользу обращения поля.

Кайнозойские обращения геомагнитного поля были выявлены при интерпретации морских магнитных аномалий /81/. Результаты исследований морских магнитных аномалий указывают на существование последовательности 170 обращений геомагнитного поля в кайнозой и позднем меле.

Авторы /82/ изучали позднеплиоценовые базальтовые лавы в штатах Нью-Мехико и Аризона (США). По $K-Ar$ определениям возраст базальтов от 3,62 до 4,53 млн.лет.

На основе детальных исследований выявлена инверсия поля в позднем плиоцене. Возраст инверсии оценен примерно в 3,7 млн. лет.

Скудность палеомагнитной изученности палеогена и большей части неогена не позволяет получить общую картину изменения геомагнитного поля в кайнозой даже в предварительном варианте. Палеомагнитные данные по кайнозой имеются лишь по отдельным регионам, которые не позволяют с достаточной надежностью проводить их сопоставление. Анализ палеомагнитных данных по кайнозой показывает, что этот период характеризуется частыми инверсиями геомагнитного поля. Исходя из того факта, что наиболее полные разрезы кайнозоя были изучены, в Средней Азии весь кайнозой подразделен на две гиперзоны - Хорезм и Согдиана /83/. Гиперзона Хорезм охватывает период времени с середины маастрихта до верхов эоцена (75-45 млн.лет). Верхний мел - палеоцен характеризуется частыми инверсиями поля. Выше преобладает интервал обратной полярности, который соответствует палеоцену и большей части эоцена. По шкале линейных аномалий и в колонках морского бурения верхнеэоценовая часть гиперзоны характеризуется в основном прямой полярностью. Гиперзона Согдиана - охватывает олигоцен и весь неоген (45-0 млн.лет). Характеризуется чередованием прямых и обратных зон. Оligоцен и нижний миоцен выделяют и как интервалы с преобладанием обратной полярности поля, верхний миоцен характеризуется в основном прямой полярностью. С середины 70-х годов с появлением палеомагнитных

данных по опорным разрезам верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложений Италии /84-86/, на основе их сопоставления с данными глубоководного бурения и со шкалой морских аномалий наметился некоторый прогресс в магнито-стратиграфических исследованиях кайнозоя. Составлены многочисленные палеомагнитные схемы кайнозойских отложений местных свит разных регионов, некоторые из которых сопоставляются со шкалой А.Кокса /57, 87, 88/. В СССР наиболее полные разрезы палеогеновой системы были изучены Х.Назаровым /70/ и А.Гасановым /69/, еще до появления работ по Италии.

Х.Назаров в палеогеновых отложениях Туркмении выделил 12 палеомагнитных зон. Им проведена палеомагнитно-стратиграфическая корреляция палеогеновых отложений и составлена сводная палеомагнитно-стратиграфическая шкала. Автором предложено провести границу между верхним мелом и палеогеном по обратномагнитной зоне, выделенной в дат-палеоценовых отложениях Туркмении.

Палеомагнитные исследования, проведенные в Талыше и Нахичеванской АССР, позволили составить палеомагнитный разрез палеогена данных регионов и предварительную схему палеомагнитного расчленения этих отложений. Полученные результаты дали возможность уточнить стратиграфическое положение некоторых ярусов палеогена и установить примерную амплитуду позднеэоценового размыва в районе Талыша.

В разрезе кайнозоя Армянской ССР выявлены палеомагнитные зоны прямой и обратной полярности. Для использования зон инверсий при решении поставленных задач необходимо доказать, что разнополярные палеомагнитные зоны возникли в период существования геомагнитного поля с идентичным им направлением, а не вследствие процессов самообращения в горных породах, слагающих эти зоны.

Ввиду трудности или невозможности восстановления механизма самообращения в лабораторных условиях, при решении проблемы обратной намагнитченности можно исходить из сравнения магнитных свойств и вещественного состава N и R пород.

Для сопоставления прямо- и обратномагнитных пород были выбраны следующие параметры - J_n , Q , $S^h = 300-400$ отношение J_{nv}/J_n (табл.3.12), а также характер кривых $J_n(h)$, $J_n(t)$, коэрцитивные спектры по $J_n(h)$, $J_c(H)$ и

Возраст и тип пород	N - зона				A - зона			
	$J_n \cdot 10^{-6}$	Q	S ^h	$\frac{J_{nv}}{J_n}$	$J_n \cdot 10^{-6}$	Q	S ^h	$\frac{J_{nv}}{J_n}$
$P_{g_2}^3$ - андезит	1670	3,9	0,6- -0,8	0,21	2010	4,3	0,7	0,23
$P_{g_2}^2$ - порфирит	890	3,1	0,7	0,24	1030	3,7	0,8	0,20
$P_{g_2}^1$ - известняк	220	0,9	0,4	0,38	350	1,2	0,5	0,4

Таблица 3.13

Наименование и возраст породы	Полярность J_n	Содержание элементов в тяжелой фракции						
		Fe	Ni	Co	Ti	Mn	Ca	V
Порфирит - $P_{g_2}^3$	A	10	0,002	0,0002	7,0	3,9	0,011	0,14
Туф - $P_{g_2}^2$	N	10	0,018	0,007	5,4	0,75	0,14	0,13
Туфобрекчии $P_{g_2}^{r_2}$	N	10	0,11	0,01	0,42	0,83	0,08	0,013
Андезит $P_{g_2}^3$	A	10	0,13	0,014	0,55	1,2	0,12	0,02

Данные таблиц показывают, что нет существенных различий в магнитных параметрах и составе N и A - намагниченных пород.

Лабораторные исследования по методу Телье показали, что как прямо, так и обратномагнитные породы обладают термостаточной намагниченностью и что они не отличаются по составу ферромагнитной фракции (§ 2.2).

Почти для всех образцов кривые Телье и $J_n(h)$ указывали на однокомпонентность ферромагнитной фракции изученных пород, что подтвердилось петрографическими исследованиями, а также кривыми определения точек Кюри. Этот факт доказывается еще и коэрцитивными спектрами $J_n(H)$, которые отличаются в основном одним широким максимумом (рис.3.14). Для диагностики состава ферромагнитной фракции были использованы кривые $J_{rs}(t)$. На рис.3.15 приведены кривые термоисследований прямо и обрат-

нонамагниченных образцов, которые одинаковы. Эти данные исключают возможность самообращения J_n .

В пользу вышесказанного говорит также тот факт, что во время остывания в лабораторном магнитном поле от температур 600–700°C до комнатной все без исключения обратномагниченные образцы приобретали прямую намагниченность.

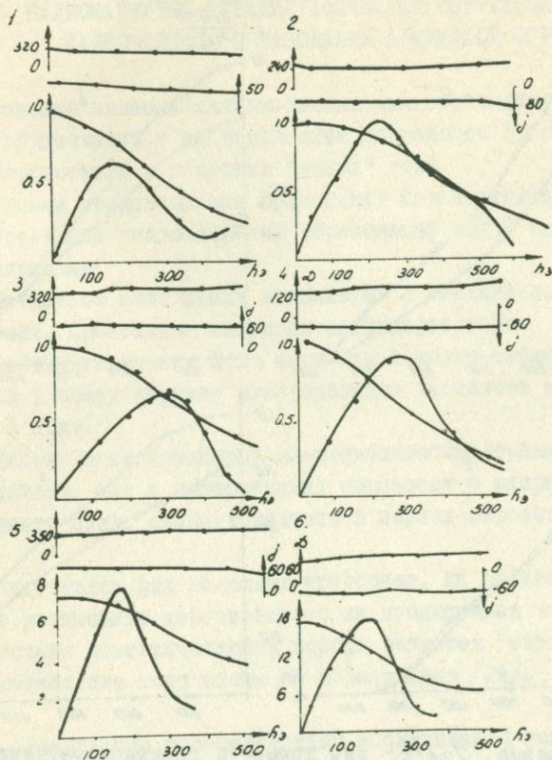


Рис.3.14. Кривые размагничивания $J_n(h)$ и КС для прямо и обратномагниченных пород палеогена (1.2), неогена (3.4) и четвертичного периода (5.6).

Размагничивание переменным магнитным полем и температурой также не выявило существенных различий в характере кривых $J_n(h)$ $J_n(t)$ и $J_n(\tau)$ для прямо- и обратномагниченных пород. Та-

ким образом, комплекс лабораторных исследований образцов N и R полярности показал полную идентичность их магнитных характеристик, состава ферромагнитной фракции и параметров $J_{2S}(t)$, КС по $J_n(H)$, $J_n(h)$ и $J_{2i}(h)$, характера кривых $J_n(h)$ и $J_n(t)$. Все это может служить доказательством существования геомагнитного поля обратной полярности в эпоху образования

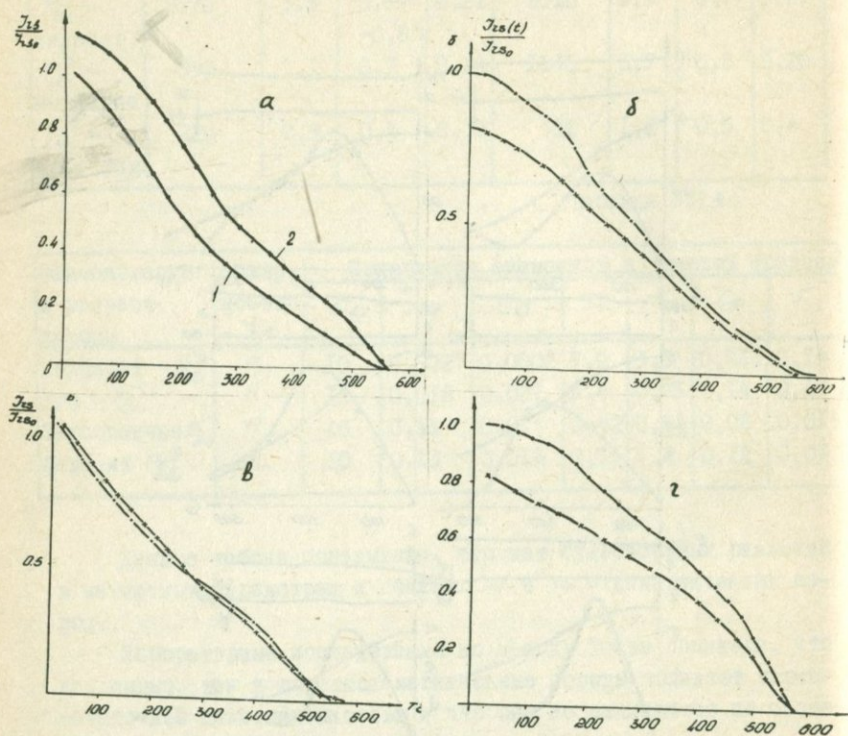


Рис.3.15. Кривые $J_{2S}(t)$ для прямо- и обратноположительных пород палеогена (а,б) и неогена (в,г).

изученных пород. Это дает нам право использовать палеомагнитные зоны разной полярности для целей стратиграфии и построения опорной магнитостратиграфической шкалы кайнозоя Армянской ССР.

ПАЛЕОМАГНИТНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ
КАЙНОВОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Применение палеомагнитных данных для стратификации вулкано-огненных образований и их возрастной корреляции открывает большие перспективы в геологии "немых" толщ.

Основными предпосылками применения палеомагнитного метода для корреляции геологических образований могут служить следующие положения:

1. Магнитное поле Земли изменяется в геологическом масштабе времени. Происходят инверсии магнитного поля.
2. Законы изменения поля известны и можно найти координаты полюсов и общую картину распределения элементов земного магнитного поля.
3. Направление первичной намагниченности горных пород (как осадочных, так и изверженных) совпадает с направлением геомагнитного поля, существовавшего в период образования пород.
4. Существует ряд надежных критериев, на основании которых можно установить действительно ли наблюдаемая естественная остаточная намагниченность породы является "отпечатком" земного магнитного поля эпохи ее образования /24/.

4.1. Результаты палеомагнитных исследований палеогеновых образований

В Севано-Ширакском синклинии было изучено 16 разрезов, представляющих все ярусы палеогена — от дат-палеоцена до олигоцена включительно. Расстояние между разрезами изменяется от 10 до 150 километров. Было отобрано свыше 500 образцов. По магнитостабильным образцам вычислены координаты палеомагнит-

Палеомагнитные направления и палеомагнитные
полюсы палеогена Северной Армении

Таблица 4.1

Возраст	Разрез и объект изучения	Метод выделения	Направления \mathcal{J}_n°				Полярность	Палеомагнитный полюс			
			\mathcal{D}°	\mathcal{J}°	κ	α°		φ_p°	λ_p°	θ_1	θ_2
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Дат-палеоцено	Овун, Лусахпур. Мергели, известняки.	h, τ	347	49	10,8	12	NR	73	266	6,6	4,2
			163	-35	35	9	R	-63	217	10,5	6,05
Нижний эоцен	Спитакский перевал. Известняки конгломераты.	h, τ	348	46	26,6	10	NR	72	260	13	8,5
Нижний эоцен	с. Лусахпур (Лусахпурская свита) Песчаники, алевролиты, мергели.	h, τ	333	58	9,1	9	N	68	152	13,3	9,7
Нижний эоцен	с. Спитак. Порфириды	h, τ°	338	48	26	10	N	68	285	13	8,4
Нижний эоцен	"Волчьих ворот" Андезитовые лавы	h, τ°	341	45	25	13	NR	68	275	16,4	10
Нижний эоцен	ущ. р. Дзыкнагет. Известняки, мергели	h, τ	336	44	15,7	12	NR	64	272	14,4	8,4
Средний эоцен	с. Сариар, порфириды, туфогены	h, τ°	3	56	20	8	NR	78	208	4,2	2,9
Средний эоцен	с. Чигдамад порфириды, туфогены	h, τ°	352	50	33	4	NR	78	259	5,4	3,6
Средний эоцен	с. Чигдамад порфириды, туфогены	h, τ°	352	50	33	4	NR	78	259	5,4	3,6
Средний эоцен	с. Шамут эффузивы	h, τ°	346	49	8,7	12	N	74	273	16	14
Средний эоцен	с. Овун	h, τ°	339	49	36	5	N	70	284	6,8	4,5

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Средний эоцен	ущ. реки Дебед, порфириты	h, t°	355	61	18,8	5	NR	81	256	7,6	5,7
Средний эоцен	с. Шоржа порфириты	h, t° τ	336	60	30	17	NR	71	278	25,4	19
Средний эоцен	Пушкинский пер. Порфириты, туфогены.	h, t°	330	60	37	2	NR	67	296	3,0	2,2
Средний верхний эоцен	с. Арманис, туфогены	h, τ	17	53	23	8	NR	74	162	11,2	7,8
Средний верхний эоцен	с. Шахназар туфогены, порфириты	h, t°	214	-37	70	7	A	55	287	8,2	4,8
Верхний эоцен	с. Меградзор андезиты, трахиандезиты	h, t°	18	71	65	5	N	70	194	8,8	7,6
Верхний эоцен	с. Шоржа порфириты	h, t°	194	-37	5,4	30	A	66	258	33	21
Верхний эоцен	ущ. р. Дебед андезиты, порфириты	h, t°	19	65	22,5	9	N	74	171	14,4	11,7
Верхний эоцен	р-н Пушкинского перевала	h, t°	33	63	42	6	NR	65	157	8	6,2
В. эоцен-олигоцен	с. Гергер липариты	h, t°	30	40	40	12	N	60	160	14,4	8,6
Олигоцен	г. Медвежье андезитовые лавы	h, t°	201	-59	6,6	35	A	-72	288	52	37

ного полюса (табл.4.1) в современных географических координатах.

Дат-палеоцен. Мергели и известняки (районы сел Овуни и Лусахпур). Характеризуются наличием прямой и обратной намагниченности. Первичная намагниченность выделена чистой переменным магнитным полем до 150-200 эрстед и термочистой до 200°C.

Результаты этих "чисток" дали согласующиеся между собой направления первичной намагниченности. При этом $S_{150}^h = 0,5-0,6$ и $S_{200}^t = 0,5-0,6$.

Нижний эоцен. Порфириты, известняки, туфобрекчи, песчаники, мергели, туфокогломераты (районы сел Спитак, Привольное - у так называемых "Волчьих ворот", Лусахпур, с-в побережье озера Севан, бассейн реки Дзыкнагет, р-н Спитакского перевала). Характеризуется нижний эоцен прямой и обратной намагниченностью. Обратномагнитными являются известняки у села Джил (с-в побережье озера Севан) и конгломераты в их цементе в районе Спитакского перевала. Мощность N - зоны в районе села Джил 50 метров, а в районе Спитакского перевала 22 метра. N - зона незначительной мощности выявлена также в известняках бассейна реки Дзыкнагет. Лусахпурская свита мощностью около 100 метров намагничена исключительно прямо.

Первичная намагниченность выделена переменным магнитным полем и "временем". При этом для известняков, песчаников параметр стабильности $S_{300}^h = 0,4-0,6$, а для порфиритов $S_{300}^h = 0,5-0,7$.

Средний эоцен. Ширакская и кироваканская свиты в составе туфоалевролитов, туфопесчаников, туффитов, порфиритов (районы сел Чигдамал, Сариар, Овуни, ущелья рек Дебед, Джил, район Пушкинского перевала). Палеомагнитные зоны прямой и обратной полярности выявлены в обеих свитах. Зоны обратной полярности обнаружены в туфогенной свите районов села Чигдамал мощностью около 150 метров и села Сариар мощностью 50 метров.

Вторая N - палеомагнитная зона среднего эоцена занимает более высокое положение. Она выявлена в кироваканской вулканогенной свите и прослеживается в разрезах у сел Бзовдал (Пушкинский перевал), в ущелье р.Дебед и на северо-восточном побережье озера Севан (район с.Шоржа). Верхняя часть кироваканской свиты намагничена прямо - районы Пушкинского перевала, ущ.р.Дебед, сс.Шамут, Шоржа. Мощность этой N - зоны свыше 300 метров.

Первичная намагниченность выделена чистой переменным магнитным полем, температурой и временем. В результате применения различных видов "чисток" отмечено хорошее соответствие палеомагнитных направлений. Удаление нестабильной компоненты естественной остаточной намагниченности происходит в полях до 150-200 эрстед и до температур 100-200°C. Параметр стабильности $S_{400}^h = 0,6-0,9$; $S_{400}^t = 0,5-0,7$.

Средний-верхний эоцен. Туфогенные породы (районы с. Арманис-Степанаван, с. Шахназар) - туфы, туффыты, туфопесчаники, конгломераты (в их цементе) характеризуются наличием прямо- и обратномагнитных палеомагнитных зон. Обратномагнитными являются красно-бурые туфы и туффыты, а также порфириты серого цвета, обнажающиеся у с. Шахназар. Мощность этой N -зоны около 100 метров. Туфопесчаники и конгломераты намагничены прямо. Направление первичной намагнитченности выделено переменным магнитным полем. При этом $S_{500}^n = 0,7-0,9$ для краснобурых туфов, $S_{500}^n = 0,6-0,8$ - для порфиритов и $S_{300-400}^n = 0,5-0,6$ - для туфопесчаников и конгломератов. Мощность A -зоны 80 метров.

Верхний эоцен. Памбакская свита. Преобладающими породами являются андезиты, трахиандезиты, андезито-дациты (р-оны сел Чигдаман, Мегразор, Красносельск-Шоржа, ущ. р. Дебед). Эта свита характеризуется наличием N и A - палеомагнитных зон, которые выделены чистой переменным магнитным полем и температурой. Обратной полярностью характеризуется верхняя подсвита Памбакской свиты - розовато-серые андезито-дациты и трахиандезиты. Мощность этой A -зоны 100 метров.

Нижняя часть памбакской свиты намагничена прямо. Ее мощность 200 метров. $S_{400}^n = 0,6-0,8$ и $S_{400}^t = 0,5-0,7$.

Верхний эоцен-олигоцен. Трахилипариты и липариты (у с. Гергер). Характеризуются в основном прямой намагнитченностью. Первичная остаточная намагнитченность выделена переменным магнитным полем $S_{300}^n = 0,5-0,7$. Мощность изученной части 50 метров.

Олигоцен. Эффузивы горы Медвежья (андезиты и андезито-дациты). Характеризуются в основном обратной намагнитченностью. Выделение первичной намагнитченности произведено переменным магнитным полем и температурой (кривые Телье). В результате применения этих видов магнитных "чисток" получены согласующиеся между собой направления J_n^0 . При этом $S_{400}^n = 0,7-0,8$ и $S_{400}^t = 0,6-0,8$. Мощность A -зоны г. Медвежья около 50 метров.

В Южной и Центральной Армении было изучено 12 разрезов. Возраст изученных разрезов от дат-палеоцена до олигоцена-миоцена. Расстояние между изученными разрезами от 5 до 200 км. Было отобрано около 300 образцов. Координаты палеомагнитного поля вычислены по магнитостабильным образцам (табл. 4.2).

Дат-палеоцен. Песчаники, известняки (Веди, гора Котуц). Первичная намагнитченность выделена переменным магнитным полем

и "временем". Характеризуется дат-палеоцен прямой намагниченностью $S_{150-200}^n$ 0,5-0,6. Мощность \checkmark -горизонта в дат-палеоценовых отложениях около 40 метров.

Палеоцен-нижний эоцен. Известняки, песчаники (р-н с.Таратумб). Намагничена прямо. Первичная намагниченность выделена переменным магнитным полем и временной чисткой. После h и t чисток наблюдается хорошее согласие в направлении J_n^o . При этом $S_{300} = 0,5-0,6$. Мощность этого горизонта около 100 метров.

Нижний эоцен. Порфириты, известняки, мергели (районы сс. Дастакерт, Элпин, у монастыря Кармир Ванк). Выявлены прямо- и обратномагниченные зоны. Порфириты и известняки у монастыря Кармир-Ванк намагничены прямо, а известняки у с.Элпин - обратно. Первичная намагниченность выделена переменным магнитным полем и временной чисткой. $S_{300}^n = 0,5-0,6$. Мощность обратно-намагниченного горизонта у с.Элпин около 20 метров, а мощность μ -горизонта у с.Дастакерт и Кармир-Ванк 40 метров.

Средний эоцен. Айондзорская свита - районы сел Малишка, Ехекнадзор, Азизбеков, Маэра. Представлен туфопесчаниками, туффитами, песчаниками, порфиритами. Выявлены зоны прямой и обратной намагниченности. J_n^o выделена переменным магнитным полем и температурой. В результате h и t -чисток отмечается хорошее соответствие в направлениях первичной намагниченности. $S_{400}^n = 0,6-0,7$ и $S_{400}^c = 0,5-0,7$.

Вулканогенный средний эоцен у с.Терп намагничен прямо. Первичная намагниченность выделена с помощью переменного магнитного поля и температуры. $S_{400}^n = 0,6-0,8$ и $S_{400}^c = 0,5-0,7$. Мощность 30 метров.

Порфириты в ущелье у с.Малишка характеризуются обратной намагниченностью. Мощность этой μ -зоны 50 метров. Эта зона перекрывается \checkmark -зоной и лежит на \checkmark -зоне айондзорской туфогенной свиты. Нижняя \checkmark -зона имеет мощность около 100 метров, а верхняя \checkmark -зона 50 метров.

Нижний-средний олигоцен. Шорэхпурская свита (р-н сс.Шорэхпур и Ахавнадзор-Ринд). Представлена песчаниками и туфобрекчиями андезитового состава. Первичная намагниченность выделена переменным магнитным полем, температурой и временем. Результаты всех трех методов выделения J_n^o дали согласующиеся между собой направления. Для песчаников параметр стабильности $S_{200}^n =$

Палеомагнитные направления и палеомагнитные
полюсы палеогена Центральной и Южной Армении

Таблица 4.2

Возраст	Разрез и объект изучения	Метод выделения J_n^0	Направление J_n^0				Полярность	Палеомагнитный полюс			
			δ°	ρ°	κ	α_{95}°		φ_p°	λ_p°	θ°	θ_z°
Дат-палеоцен	г. Котуц известняки, мергели.	h, t	8	50	15	16	N	78	192	22	15,2
Палеоцен	с. Таратум известняки, песчаники	h, t	15	55	25	10	N	77	204	14	10,5
Н. эоцен	с. Эллип известняки	h, t	195	26	5,6	22	N	61	254	24	13,2
С. эоцен	сс. Гохт-Байбурт	h, t	344	51	8,5	15	N	74	283	20	13,5
С. эоцен	Айцадзорская свита, туфопесчаники	h, t	345	66	12,5	12	N	75	267	19	15
С. эоцен	с. Терп	h, t	7	67	30	10	N	79	202	17	14,5
Н.-ср. олигоцен	с. Шорахпур песчаники	h, t	344	70	10,9	8	N	72	255	15,2	14,2
"-	сс. Ахавнадзор, Ринд песчаники, туфобрекчии	h, t	8	49	18,2	11	N	77	193	14,6	9,3
Олигоцен миоцен	Ацаван, Гетадир песчаники, глины	h, t	346	53	11,3	15	N	76	251	11,8	9,5

= 0,5-0,6 , а для туфобрекчии $S_{400}^h = 0,6-0,7$. Нижний-средний олигоцен характеризуется прямой намагниченностью. Мощность N -зоны у с. Шорахпур 100 метров, а в районе сс. Ахавнадзор-Ринд N -зоны имеет мощность около 50 метров.

Олигоцен. Бассейн реки Воротан: андезиты, туфобрекчии, туфопесчаники. Андезиты намагничены прямо, а туфобрекчии и туфопесчаники обратно. Первичная намагниченность выделена переменным магнитным полем и температурой. При этом $S_{400}^h = 0,6-0,8$ и $S_{400}^t = 0,5-0,7$. Мощность N -зоны незначительна, а

~ - зоны около 100 метров.

Олигоцен-миоцен. Песчаники и глины (р-ны сс.Ацаван,Гехадир). Характеризуется прямой намагниченностью. Первичная намагниченность выделена временной чисткой. Мощность ~-зоны около 60 метров.

4.2. Результаты палеомагнитных исследований неогеновых образований (разрез у г.Степанавана)

В ущелье реки Дзорагет (район г.Степанавана) нами изучены 9 потоков долеритовых базальтов. Каждый поток представлен тремя штуфами, отобранными по вертикали и по простиранию.

На рис.4.1 приведены графики изменения магнитных парамет-

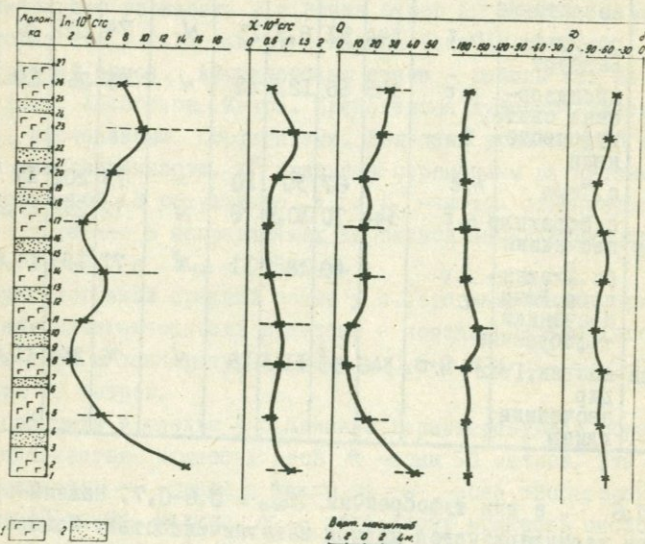


Рис.4.1. Магнитные характеристики долеритовых базальтов (разрез у г.Степанаван): 1 - долеритовые базальты; 2 - контакт между потоками.

ров. Для первых четырех потоков снизу вверх наблюдается уменьшение величин J_n и Q , при незначительных изменениях α . Пятый поток характеризуется относительно повышенными значения-

ми I_n и меньшими, по сравнению с предыдущими потоками, значениями α . Соответственно, начиная с нижней части 5-го потока, величина Q растет до 20 и остается постоянным до верхней части 7-го потока. 8-й поток, как и 1-ый, характеризуется большими значениями I_n , α и Q . Довольно высоки значения I_n и Q для 9-го потока при сравнительно меньших значениях α . Величины D и d' характеризуются хорошей выдержанностью и незначительными отклонениями от средних значений. Средние значения магнитных параметров для всех потоков следующие:

$$I_n = 7,1 \cdot 10^{-3} \text{ ГСГ}; \quad \alpha = 0,9 \cdot 10^{-3} \text{ ГСГ}; \quad Q = 20;$$

$$D = 171^{\circ}; \quad d' = -50^{\circ}.$$

На рис. 4.2в изображена стереограмма распределения векторов для долеритовых базальтов Степанаванского разреза. Это распределение отличается хорошей кучностью $K = 14,6$.

Разрез у с.Амасия. Следующие два разреза андезито-дацитовых лав расположены в районе с.Амасия - один в водораздельной части рек Ахурян и Бандиван, другой - в ущелье реки Ахурян. Первый из них представлен семью потоками, а второй - четырьмя. Из каждого потока первого разреза отбирались по три туфа как по вертикали, так и по простиранию, а из второго разреза - по три штуфа только по вертикали.

На рис. 4.3 изображены изменения магнитных характеристики для разреза андезито-дацитов у с.Амасия.

Снизу-вверх - с первого потока до третьего включительно наблюдается уменьшение величин I_n и α , при незначительных изменениях α . Далее наблюдается возрастание I_n и Q . В верхней части 5-го потока от конца 7-го величины I_n сильно возрастают, а для α это возрастание не так уж значительно. Для этой части разреза характерно увеличение величин Q . Направления I_n по всему разрезу характеризуются небольшими отклонениями от средних значений.

Распределение направлений естественной остаточной намагниченности для этого разреза (рис. 4.2б), характеризуется хорошей кучностью $K = 16,8$.

В среднем андезито-дациты этого разреза характеризуются следующими значениями магнитных параметров:

$$I_n = 7,7 \cdot 10^{-3} \text{ ГСГ}; \quad \alpha = 0,7 \cdot 10^{-3} \text{ ГСГ}; \quad Q = 26,6;$$

$$D = 356^{\circ}; \quad d' = 64^{\circ}.$$

Разрез в ущелье р.Ахурян. В 5-6 км к юго-западу от Амасийского разреза в ущелье реки Ахурян изучены четыре потока андезито-дацитов, покрытых туфами. Из каждого потока взяты по три образца только по вертикали.

На рис.4.4 изображено изменение магнитных характеристик

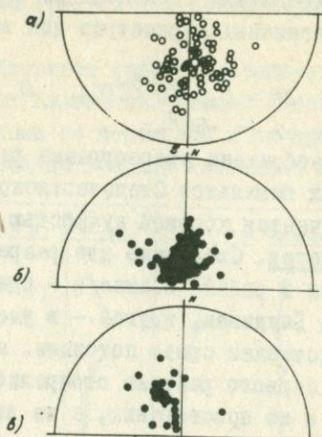


Рис.4.2. Распределение векторов J_n пород Степанаванского (а), Амасийского (б) и Чатиндаранского (в) разрезов.

этого разреза.

По характеру изменения величин магнитных параметров этот разрез резко отличается от первых двух. Только средняя часть разреза характеризуется высокими значениями величин J_n и Q .

Туфы, слегкащие верхнюю часть разреза, характеризуются низкими значениями J_n , довольно высокими величинами α и малым значением Q . По всему разрезу наблюдаются довольно большие колебания направлений J_n и большой разброс от средних значений параметра D .

На рис.4.2в изображено распределение направлений J_n . Это распределение не отличается хорошей кучностью ($K = 15,6$).

Разрез характеризуется следующими средними величинами

магнитных параметров:

$$J_n = 8,9 \cdot 10^{-3} \text{СГС}; \quad \alpha = 1,3 \cdot 10^{-3} \text{СГС}; \quad Q = 17;$$

$$D = 335^\circ; \quad j = 61^\circ.$$

Таким образом, по характеру изменения распределения магнитных параметров изученные эффузивные образования в ущелье рр.Дэорагет и Ахурян резко отличаются друг от друга.

Важным обстоятельством здесь является то, что долерито-

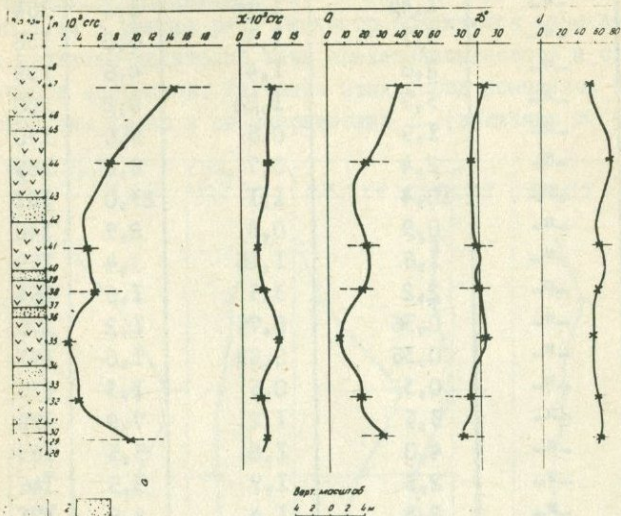


Рис.4.3.Магнитные характеристики андезито-дацитов (разрез у с.Амасия): 1 - андезито-дациты; 2 - контакты между потоками.

вые базальты (разрез у г.Степанаван) немагничены исключительно обратнo, а андезито-дациты у с.Амасия (ущелье рр.Ахурян и Бандиван) намагничены прямо.

Это служит доказательством того, что время образования этих эффузивов различно.

Разрезы массива горы Арагац и прилежащих районов. На рис.4.5 приведена схематическая карта отбора образцов из района горы Арагац.

Магнитные характеристики некоторых эффузивных образований массива горы Арагац приведены в табл.4.3.

№ № образцов	Возраст	$T_n \cdot 10^3 \text{CГС}$	$\alpha \cdot 10^3 \text{CГС}$	a	D°	d°
Базальты, андезиты-базальты, андезиты-дациты						
367	N_2^3	3,58	1,78	5,0	I67	-42
367a	"	2,67	1,67	4,1	I58	-39
367б	"	1,45	1,18	3,1	I64	-39
368	"	3,1	1,3	6,0	I38	-65
368a	"	2,6	1,4	4,6	I99	-69
368б	"	3,7	1,04	8,8	200	-55
369	"	1,9	0,5	9,0	I70	-34
369a	"	2,4	0,7	8,8	I69	-35
369в	"	10,4	1,1	23,0	I81	-32
370	"	0,9	0,8	2,9	I48	-70
370б	"	1,6	1,15	3,4	I59	-33
370в	"	2,2	3,3	1,6	I64	-32
372	"	0,36	0,75	1,2	I76	-36
372a	"	0,36	0,88	1,0	I71	-37
372б	"	0,3	0,5	1,3	2I5	-64
372в	"	3,5	1,2	7,9	I89	-60
372г	"	4,0	1,8	5,5	I83	-54
373	"	2,3	1,7	3,5	I46	-42
373a	"	2,8	1,4	4,5	I71	-42
373б	"	1,6	1,1	3,8	I57	-39
374	Q_1	32,5	0,7	10,8	347	48
374г	"	13,9	1,5	23,2	7	48
375	"	2,4	3,2	1,9	352	37
375a	"	4,5	0,4	26,2	3	46
37Ia	Q_2	15,8	0,7	54,5	341	50
37Iб	"	14,8	1,2	30,2	351	54
37Iв	"	17,8	1,58	28,2	360	49
376	Q_3	6,5	1,7	9,8	3	43
376a	"	2,1	1,6	3,3	307	48
376б	"	244	15	41,0	329	45

1) Район с.Б.Манташ. В 14-15 км юго-восточнее с.Б.Манташ в ущелье реки Манташ (правый берег) изучен разрез, представлен-

ный андезито-базальтами, андезито-дацитами и базальтами позднелигоцен-среднечетвертичного возрастов. Ниже приводятся характеристики изученного разреза (табл.4.3).

Базальты и андезито-базальты позднелигоценового возраста исключительно намагничены обратно, а андезито-дациты, возраст которых В.М.Амарян определяет ранне- среднечетвертичный, исключительно намагничены прямо.

2) Ущелье реки Гехадзор. В 3-4 км к северо-западу от вершины 4090,5 км в ущелье реки Гехадзор обнажаются андезито-базальты и андезито-дацитовые лавы позднелигоценового и среднечетвертичного возрастов. Изучение этих пород показало, что они намагничены прямо и по направлению J_n (величины D и j)

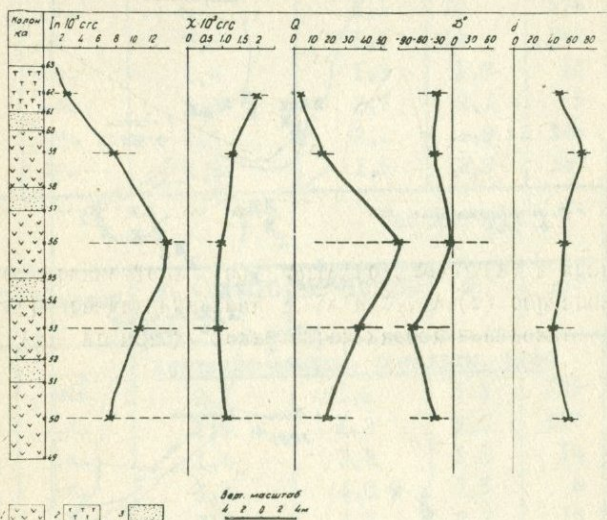


Рис.4.4. Магнитные характеристики андезито-дацитов (разрез в ущелье р.Ахурян): 1 - андезито-дациты; 2 - контакты потоков.

мало отличаются друг от друга (табл.4.4).

3) Ущелье реки Амгур. Большое количество образцов позднелигоценового и ранне- среднечетвертичного возрастов изучено из эффузивных образований Аштаракского района (каньон реки Амгур

I-I,5 км СЗ от горы Ампур-даг).

Как видно из табл.4.5 все эти породы намагничены исключительно прямо и, по всей вероятности, являются среднечетвертичными.

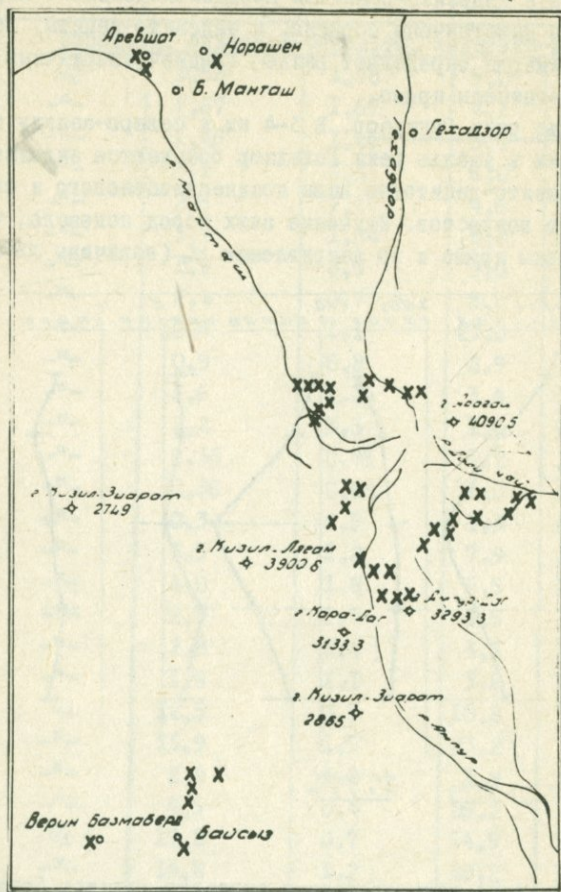


Рис.4.5. Схематическая карта отбора образцов из района горы Арагац: X - место отбора образцов.

4) Подножье горы Черный Зиярат. В 4-м км к юго-западу от горы Арагац у подножья горы Черный Зиярат, изучено обнажение андезито-дацитов. Нижняя часть этого обнажения по геологиче-

Таблица 4.4

№ № образцов	Возраст	$T_n \cdot 10^{-3} \text{CГС}$	$\alpha \cdot 10^3 \text{CГС}$	Q	\varnothing°	d°
<u>Андезито-базальты, андезиты</u>						
387	N_2^3	2,6	0,8	7,5	9	65
387а	"	2,1	0,8	6,6	359	50
387б	"	3,0	0,7	10,4	342	50
388	"	18,2	1,8	25,0	337	42
388а	"	13,1	1,6	19,9	359	61
388б	"	10,4	1,7	15,3	344	52
385	θ_2	6	1,1	14	334	57
385а	"	7,6	1,3	14	344	33
386	"	1,4	1,9	1,9	13	73
386а	"	2,3	2,7	2,1	5	67
386б	"	1,9	2,1	1,9	346	67
386в	"	1,8	1,5	2,9	347	77

Таблица 4.5

№ № образцов	Возраст	$T_n \cdot 10^3 \text{CГС}$	$\alpha \cdot 10^3 \text{CГС}$	Q	\varnothing°	d°
<u>Андезито-дациты, базальты, туфы</u>						
416	N_2^3	2,2	1,6	3,1	339	63
416а	"	1,4	1,2	3,0	317	67
416б	"	1,4	1,2	3,0	14	77
416в	"	1,4	1,0	3,5	8	63
417	"	1,8	1,7	2,7	15	64
417а	"	1,5	1,7	2,3	295	52
417б	"	2,3	1,7	3,2	338	58
418	"	1,3	1,5	2,3	324	71
418а	"	1,9	1,6	3,0	8	48
418б	"	2,1	1,7	3,2	8	56
418в	"	1,9	1,5	1,3	12	43
418г	"	2,1	2,0	2,7	333	64
421	"	2,8	0,7	9,7	34	61
421а	"	2,2	0,7	8,0	347	71
414	Q_{1+2}	2,8	0,9	7,7	336	62

Продолжение таблицы 4.5

№ № об-разцов	Возраст	$T_n \cdot 10^3 \text{СГС}$	$\alpha \cdot 10^3 \text{СГС}$	Q	ρ°	δ°
4I4a	Q_{1+2}	3,7	1,1	8,5	65	72
4I4б	"	1,9	0,6	7,8	337	57
4I5	"	0,6	0,4	4,4	325	66
4I5a	"	0,8	0,4	4,8	306	66
4I5б	"	1,3	0,6	5,8	2	73
4I5в	"	1,1	0,5	5,2	39	68
4I9	"	1,1	1,2	2,3	12	68
4I9a	"	1,2	1,4	2,6	20	58
4I9б	"	1,4	0,9	3,6	308	45
4I9в	"	6,4	1,4	11,2	329	39
420б	"	5,1	1,3	9,8	56	64
420в	"	2,1	0,8	6,4	14	59
422в	"	8,7	1,4	15,3	333	16

ским данным относится к позднему плиоцену, а верхняя часть является ниже-среднечетвертичной. Так как все образцы без исключения намагничены прямо, то, по всей вероятности, их можно считать среднечетвертичными (табл.4.6).

Таблица 4.6

№ № об-разцов	Возраст	$T_n \cdot 10^3 \text{СГС}$	$\alpha \cdot 10^3 \text{СГС}$	Q	ρ°	δ°	
1	2	3	4				
		<u>Андезиты-дациты</u>					
432	N_2^3	2,56	1,88	3,4	26	45	
433	"	2,12	1,22	4,3	73	81	
433a	"	1,89	1,14	1,9	16	53	
433б	"	1,03	1,53	1,7	52	26	
433e	"	1,91	1,87	2,9	6	60	
433ж	"	1,18	1,45	2,0	1	53	
433в	"	0,9	1,7	1,3	13	63	
433г	"	1,18	1,92	1,5	301	68	
433д	"	2,3	1,4	4,1	14	61	
434	Q_{1+2}	1,95	1,23	4,0	350	78	
434a	"	1,8	1,1	4,1	2	69	

I	2	3	4	5	6	7
434б	$Q_{1,2}$	12,5	1,43	22,0	57	39
434в	—	2,74	1,39	4,9	344	63
43I	Q_2	7,99	1,43	14,0	322	60
43Iв	—	5,22	1,28	10,2	317	69
43Iб	—	2,16	1,45	3,7	326	50
43Iв	—	12,8	1,09	29,1	270	13

5) Гора Черный Зиярат. Из вершинной части горы Черный Зиярат, севернее оз. Кара-гел изучены андезито-дациты и андезито-базальты среднечетвертичного возраста (табл.4.7). Все образцы оказались прямо намагниченными.

Таблица 4.7

№ № образцов	Возраст	$T_n \cdot 10^3 \text{СГС}$	$\alpha \cdot 10^3 \text{СГС}$	Q	D°	d°
<u>Андезито-дациты, андезито-базальты</u>						
423	$Q_{1,2}$	7,7	0,5	40,0	310	37
423б	—	13,2	1,1	30,0	327	58
424	Q_2	1,7	1,0	4,1	309	77
424а	—	2,5	1,2	4,9	42	77
424б	—	1,04	0,8	3,2	27	54
424в	—	1,6	1,3	3,8	4	51
425	—	33,9	1,1	81,0	270	30
425б	—	121	7,7	39,2	24	22
426	—	1,4	1,9	2,5	317	61
426а	—	29,3	1,7	42,0	207	46
426б	—	2,0	1,1	4,5	324	70

6) Вершина горы Кара-даг. Вершинная часть горы сложена андезито-дацитами и туфолавами. Возраст этих пород В.М.Амерян определяет как ранне-среднечетвертичный. Изучение этих пород показало, что все они намагничены прямо (табл.4.8).

7) Район с.Байсыз. В 1,5–2,5 км к северо-востоку от с.Байсыз обнажаются андезито-базальтовые и андезито-дацитовые лавы

Таблица 4.8

№ № об- разцов	Возраст	$T_n \cdot 10^3 \text{СГС}$	$\alpha \cdot 10^3 \text{СГС}$	Q	D°	d°
<u>Андезито-дациты, туфы</u>						
427а	Q_2	38,9	0,5	195	42	86
427б	"	10,1	0,5	46	50	49
428	"	65,6	1,8	94	59	32
428а	"	58,1	1,7	144	17	28
428б	"	22,7	1,7	81,2	19	50
429	"	1,4	0,9	4	12	31
429б	"	26,4	1,0	64,5	360	35
430	"	11,4	0,3	81,2	350	30
430б	"	9,9	0,6	39,6	12	31

позднеплиоцен-среднечетвертичного возраста.

Магнитные характеристики этих пород приведены в табл.4.9.

Таблица 4.9

№ № об- разца	Возраст	$T_n \cdot 10^3 \text{СГС}$	$\alpha \cdot 10^3 \text{СГС}$	Q	D°	d°
<u>Андезито-базальты, андезито-дациты</u>						
397	N_2^3	6,5	2,9	5,6	206	-48
397а	"	4,1	1,8	5,6	187	-54
398	"	2,6	1,7	3,9	164	-25
398а	"	7,5	1,5	13	157	-30
398б	"	6,7	0,7	22,3	183	-25
400а	$Q_{1,2}$	1,2	0,1	28,7	313	43
400б	"	1,3	0,5	6,5	282	73
400в	"	0,5	0,1	8,9	285	81
401	"	1,1	0,3	9,4	7	62
401а	"	1,2	0,3	9,0	33	69
401б	"	1,4	0,5	7,0	10	81
401в	"	3,7	0,5	19,7	338	60
402	"	18,6	1,1	43,2	4	52
402а	"	13,3	0,7	47,5	4	39
402б	"	4,2	0,4	28,2	308	64

Продолжение таблицы 4.9

№ № об- разца	Возраст	$T_n \cdot 10^3 \text{СГС}$	$\alpha \cdot 10^3 \text{СГС}$	Q	D°	d°
399	Q_{1+2}	8,5	1,9	11,2	334	60
399б	"	13,7	1,9	17,5	314	42
399в	"	4,9	1,2	10,5	297	66
399г	"	5,2	1,5	8,6	1	64

Андезито-базальты позднеплиоценового возраста намагничены обратно, а андезито-дациты, возраст которых считается ранне-среднечетвертичным, исключительно намагничены прямо, что свидетельствует об их среднечетвертичном возрасте.

8) Район с.Иринд. В I-I,5 км севернее с.Иринд в районах сс.Базмаберд и Сасунашен изучены выходы андезито-дацитов и туфолоав. Все изученные образцы оказались прямо намагниченными и по направлению T_n соответствуют среднечетвертичным образованиям (табл.4.10)

Таблица 4.10

№ № об- разцов	Возраст	$T_n \cdot 10^3 \text{СГС}$	$\alpha \cdot 10^3 \text{СГС}$	Q	D°	d°
<u>Андезито-дациты, туфы</u>						
405	Q_1	3,0	4,2	1,8	283	21
405а	"	10,0	1,7	15,2	64	37
406	"	0,37	0,05	19,2	343	79
406а	"	0,55	0,04	27,0	335	20
406б	"	4,2	0,41	26,4	6	73
407	"	1,49	0,55	6,8	331	73
407а	"	4,65	0,6	19,4	11	61
407б	"	6,2	0,75	20,7	39	61
408	"	1,99	1,07	4,6	358	54
408а	"	1,22	0,74	4,0	337	47
408б	"	1,5	1,07	3,5	315	48
409	"	7,58	4,73	4,0	174	56
409а	"	10,6	2,79	9,5	327	56
409г	"	5,4	0,8	18,0	340	72

9) Район с.Лернарот. В районе с.Лернарот на восточной и западной окраине села изучены выходы верхнеплиоценовых и верхнечетвертичных пород. Все образцы намагничены нормально и близки по направлению I_n , что говорит об их одновозрастности (табл.4.11).

Таблица 4.11

№ № образцов	Возраст	$I_n \cdot 10^3 \text{СГС}$	$\alpha \cdot 10^3 \text{СГС}$	Q	D°	J°
<u>Андезит-базальты, андезит-дациты</u>						
411а	D_2	1,32	1,22	2,7	1	54
411б	"	6,51	1,71	9,8	3	43
411в	"	0,99	1,91	1,3	345	69
412а	"	4,85	1,18	10,4	351	66
412в	"	1,89	1,2	3,7	187	61
413	Q_3	1,67	1,43	2,9	322	25
413а	"	1,83	1,48	3,1	343	58
413б	"	1,69	1,35	3,1	52	80

10) Район с.Норашен. У с.Норашен в ущелье маленькой реки обнажаются базальтовые лавы Арагаца верхнечетвертичного возраста. Изучение намагниченности подтвердило верхнечетвертичный возраст этих пород (табл.4.12).

Таблица 4.12

№ № образцов	Возраст	$I_n \cdot 10^3 \text{СГС}$	$\alpha \cdot 10^3 \text{СГС}$	Q	D°	J°
<u>Базальты</u>						
377а	Q_3	10,2	1,8	14,6	330	50
377б	"	7,3	2,2	8,2	345	55
377в	"	4,9	1,5	8,2	337	54
378	"	1,6	0,9	4,1	344	31
378а	"	31,8	1,9	41,7	278	40
378б	"	11,4	1,7	17,0	300	45

Сопоставляя магнитные характеристики (табл.4.3-4.12), полярность естественной остаточной намагниченности и местопо-

жения северного виртуального геомагнитного полкуса по намагниченности различных пород, из разных районов горы Арагэц (табл. 6-10), сделана попытка стратиграфической корреляции разрезов массива горы и прилежащих районов (рис.4.6а). Результаты ис-

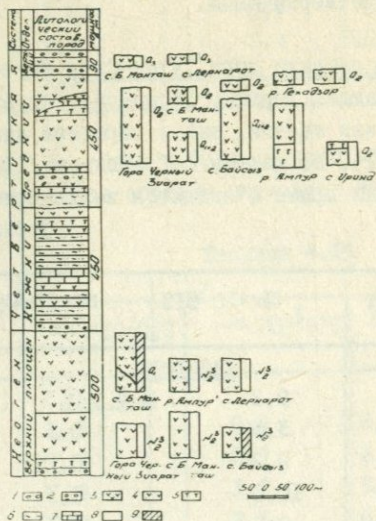


Рис.4.6. Палеомагнитная корреляция разрезов плиоцен-четвертичных отложений массива горы Арагэц.

1 - аллювиальные и делювиальные отложения; 2 - галечники; 3 - андезит-базальты; 4 - андезиты, андезит-дациты и дациты; 5 - туфы и пемза; 6 - глины и пески; 7 - известняки; 8 - прямая полярность I_n ; 9 - обратная полярность I_n .

следований стабильности и природы I_n пород изученных разрезов были обсуждены в гл. 2 (2.2).

Андезит-базальты, андезиты, андезит-дациты и дациты, а также туфы районов сс.Б.Манташ, Лернарот, Иринд, Байсыз, каньоны реки и горы Черный Зиярат намагничены прямо и имеют среднечетвертичный возраст. Андезит-базальтовые и андезит-дацитовые лавы с.Б.Манташ и с.Байсыз намагничены обратно и относятся к верхнему плиоцену. Этот же возраст по местоположению северного магнитного полкуса имеют андезит-базальты горы Черный Зиярат, с.Б.Манташ и ущелья р.Гехадзор. По всей веро-

ятности, граница между андезито-базальтовыми и андезито-дацитовыми лавами совпадает с границей инверсии геомагнитного поля в позднем плиоцене. Андезито-дацитовые лавы, возраст которых В.М.Амарян /25/ определяет ранне-среднечетвертичным, надо считать среднечетвертичными.

Разрез массива горы Гутан-Сар. Изучение намагниченности пород, слагающих вершину Гутан-сар, показало, что они характеризуются как прямой, так и обратной намагниченностью (табл.4.13-4.17). По данным Ц.Г.Акопяна /12/ породы этого вулкана намагничены прямо и являются верхнечетвертичными.

Таблица 4.13

№ № об-разцов	Возраст	$\tau_n \cdot 10^3 \text{СГС}$	$\alpha \cdot 10^3 \text{СГС}$	q	D°	d°
		<u>Дипериты</u>				
I3	N_2^3	9,2	0,3	76,6	I93	-33
I3в	"	3,5	0,1	87,5	I85	-60
I3б	Q_3	0,2	0,02	25,0	358	38
I4а	N_2^3	10,0	0,3	83,3	I66	-55
I4в	Q_3	0,6	0,1	15,0	30I	38
I4б	"	2,1	0,1	52,5	339	52
I5	"	1,6	0,4	10,0	290	80
I5а	"	2,0	4,3	1,2	33	6I

Разрез у с.Ахтала. В I,2-I,5 км от ст.Ахтала в ущелье обнажаются долеритовые базальты, возраст которых определяется как верхний плиоцен. Изученные образцы оказались намагничеными обратно (табл.4.14).

Таблица 4.14

№ № об-разцов	Возраст	$\tau_n \cdot 10^3 \text{СГС}$	$\alpha \cdot 10^3 \text{СГС}$	q	D°	d°
		<u>Базальты</u>				
265	N_2^3	2,5	0,9	7,0	I50	-70
265а	"	1,5	0,8	4,7	I58	-83
265б	"	1,2	0,5	6,0	I48	-53
266	"	1,3	0,4	8,6	243	-68

Продолжение таблицы 4.14

№ № об-разцов	Возраст	$T_n \cdot 10^3 \text{СГС}$	$\alpha \cdot 10^3 \text{СГС}$	Q	D°	d°
266a	$\sqrt{2}^3$	1,0	0,4	6,3	250	-60
267	-"-	2,5	0,4	16,0	191	-50
267a	-"-	1,6	0,2	18,4	176	-53

Разрез у с.Капс. В районе с.Капс изучено обнажение туфов четвертичного возраста. Все образцы оказались намагнитченными прямо (табл.4.15).

Таблица 4.15

№ № об-разцов	Возраст	$T_n \cdot 10^3 \text{СГС}$	$\alpha \cdot 10^3 \text{СГС}$	Q	D°	d°
		<u>Т у ф ы</u>				
I	Q	0,8	0,9	2,2	4	64
Ia	-"-	0,9	0,9	2,5	352	54
Iб	-"-	1,8	1,2	3,7	295	32
4	-"-	5,7	2,3	6,4	11	71
4a	-"-	7,1	2,9	6,1	358	69

Разрез у с.Талин. Прямо намагнитченными оказались также туфы, отобранные из обнажений в районе с.Талин (табл.4.16).

Таблица 4.16

№ № об-разцов	Возраст	$T_n \cdot 10^3 \text{СГС}$	$\alpha \cdot 10^3 \text{СГС}$	Q	D°	d°
		<u>Т у ф ы</u>				
49	Q	5,1	4,2	3,0	6	59
49a	-"-	5,2	4,3	3,0	353	57
49б	-"-	9,0	1,9	11,8	335	54
49в	-"-	6,8	1,3	12,8	338	58
78a	-"-	3,9	1,7	5,6	320	50
78	-"-	1,4	1,6	2,1	16	60

Разрез в районе гор.Артик. В районе с.Сареландж из туфового карьера были отобраны образцы, возраст которых определялся как четвертичный. Все образцы оказались прямомагнитными и близкими по направлению J_n (табл.4.17).

Таблица 4.17

№ № образцов	Возраст	$J_n \cdot 10^3 \text{ ГСГ}$	$\alpha \cdot 10^3 \text{ ГСГ}$	α	D°	δ°
<u>Т у ф ы</u>						
393	Q_2	6,4	1,1	5,1	347	50
393а	"	10,8	1,4	19,4	328	55
393б	"	18,4	0,5	102,0	354	48
394	"	1,6	0,2	22,6	347	48
394а	"	1,9	0,3	13,6	3	64
394б	"	3,7	0,6	16,8	304	71
394г	"	3,7	0,4	23,0	341	57
394д	"	4,1	0,4	25,4	302	32
395	"	0,3	0,04	18,8	341	64
42	Q_3	0,8	0,02	100,0	358	58
42а	"	0,7	0,08	20,9	337	55
42б	"	0,6	0,30	6,1	34	63
42в	"	1,3	0,80	4,3	24	66
42в ₁	"	1,6	0,40	9,9	333	51
42в ₂	"	1,9	0,30	17,6	328	54
42г	"	1,4	0,07	49,5	325	65
42г ₁	"	1,4	0,20	23,0	326	63
42г ₂	"	1,5	0,04	73,1	334	67
42д	"	4,7	0,10	78,7	333	34
42д ₁	"	4,7	0,30	39,5	330	60

4.3. Палеомагнитно-стратиграфическая корреляция и шкала кайнозоя Армянской ССР

Лабораторные исследования горных пород кайнозоя Армении дали возможность выделить направление J_n , определить природу первичной остаточной намагнитченности и доказать ее синхронность формированию этих пород (§ 2,2, 2.4). На основании этих исследований в кайнозойских образованиях выявлены палео-

зах. Выявление палеомагнитных зон разной полярности дало возможность провести корреляцию кайнозойских образований Армении /89,90/. Основными параметрами при корреляции служили направление вектора I_n и координаты палеомагнитного полюса. На рис.4.7 представлена схема палеомагнитно-стратиграфической корреляции палеогеновых образований. Снизу вверх разрез палеогена представлен следующим образом.

В дат-палеоценовых отложениях (районы сс.Овуни, Лусахпюр, Веди, гора Котуц) выявлены N и A - палеомагнитные зоны. Обратномагнитные образцы встречены лишь в районах сел Овуни и Лусахпюр, в то время как у с.Веди и горы Котуц выделена только зона прямой полярности. Этот факт свидетельствует, по-видимому, об отсутствии строгой синхронности дат-палеоценовых отложений Армении.

В /29/ отмечается, что в разрезах Ширакского хребта (с. Овуни и Лусахпюр) отделение датских отложений от палеоценовых в настоящее время представляется невозможным, так как эти отложения представлены однообразной толщей известняков и мергелей, в которой пока еще не отмечены резко отличающиеся друг от друга комплексы фауны.

Наличие обратномагнитных образцов в разрезах у сс. Овуни и Лусахпюр позволяет надеяться, что при более детальном палеомагнитном исследовании этих отложений будет возможно установить границу между датом и палеоценом.

Палеоцен-нижнеэоценовая часть была изучена только в одном разрезе (у с.Таратумб). Она намагничена прямо, что не позволяет провести границу между палеогеном и нижним эоценом.

Эта N - зона с вышележащей зоной прямой полярности основания нижнего эоцена (Лусахпюрская свита, синхронная с ней вулканогенная свита к западу от г.Спитак, бассейн реки Дзыкнагет, песчаники и глины у с.Шамут, известняки у монастыря Кармир-ванк, порфириды у с.Дастакерт) составляет единую палеомагнитную зону прямой полярности с общей мощностью около двухсот метров. Выше эта N - зона сменяется зоной обратной полярности (известняки у с.Джил, конгломераты в районе Спитакского перевала, известняки у с.Элпин и бассейна реки Дзыкнагет).Мощность этой A - зоны составляет около 50 метров и лежит она в основании эоцена.

Следует отметить, что шамутская песчано-глинистая угленос-

ная свита, относимая по геологическим данным /29/ к нижне-среднему эоцену намагничена прямо и координаты палеомагнитного полюса (табл.4.2) свидетельствуют скорее всего о раннеэоценовом возрасте этих отложений.

Геологические данные /29/ условно относили эффузивы у с.Привольное ("Волчьи ворота"), залегающие на отложениях юры, к нижнему эоцену. Сравнение координат палеомагнитного полюса юры Армении /91/ с координатами, полученными по этим эффузивам показало их значительное различие. В то же время координаты палеомагнитного полюса по эффузивам у "Волчьих ворот" хорошо согласуются с координатами по точно датированным палеонтологически нижнеэоценовыми разрезами Армении (ущ.р.Дзынaget, Спитакский перевал). Все это позволяет отнести эффузивы у с.Привольное к нижнему эоцену.

Среднеэоценовая часть палеогенового разреза характеризуется пятью палеомагнитными зонами - 3N и 2A. В Ширакской туфогенной свите выявлены две зоны. В нижней части свиты зона прямой полярности - районы сел Сариар, Овуни, Лернанцк, Капс. В Южной Армении с этой N-зоной коррелирует зона прямой полярности Айоцзорской туфогенной свиты. Эта зона выше сменяется A-зоной - районы сел Сариар, Чигдамал. В Южной Армении с этой A-зоной ширакской туфогенной свиты коррелирует R-зона в порфиритах среднего эоцена у с.Малишка.

В кироваканской вулканогенной свите среднего эоцена выделены две палеомагнитные зоны - нижняя A и верхняя N.

A - зона прослежена в разрезах у сел Шоржа, Бзовдал (р-н Пушкинского перевала), в ущ.р.Дебед. Зона прямой полярности выделена в разрезах ущелья реки Дебед, в районе Пушкинского перевала, у сс.Шоржа, Шамут, а в южной Армении у с.Терп.

Спорным является вопрос о возрасте кварцевых порфиров и их пирокластов, одни исследователи относят их к среднему эоцену, другие к нижнему и даже к юре /29/. Уточнение возраста кварцевых образований имеет практическое значение, так как с ними связаны месторождения колчеданных руд. С этой целью были изучены эти образования в районе Пушкинского перевала и у с.Сариар. Кварцевые порфиры прямонамагничены, а координаты палеомагнитного полюса, вычисленные по ним (табл.4.1), отличаются как от юрских /91/, так и от нижнеэоценовых. В то же время они характерны для среднеэоценовых координат палеополюса.

Это позволяет нам утверждать, что кварцевые порфиры скорее всего являются среднеэоценовыми образованиями. Оверзский ярус (граница между верхним и средним эоценом) изучен в районах двух сел: Шахназар и Арманис. В оверзе выявлены две палеомагнитных зоны прямой и обратной полярности. Красно-бурые туффы, туфы и порфириты (у с.Шахназар) намагничены обратно. Мощность A -зоны свыше 100 метров. Порфириты у с.Шахназар, относимые /26/ к верхам среднего эоцена оказались обратно намагниченными. Палеомагнитные направления (D и j) и полюс по ним показали хорошее соответствие с таковыми по палеонтологически датированным туффитами и туфами у с.Шахназар и Арманис. Эти данные позволяют отнести порфириты к оверзскому ярусу и провести границу между средним и верхним эоценом по зоне обратной намагниченности этих туфогенов и порфиритов. Это находит полное подтверждение у геологов /27/.

Вызывал споры определение возраста верхней части гернийской туфогенной свиты. В работе /27/ А.А.Габриелян приписывает ей дат-палеоэоценовый возраст, в дальнейшем на основании новых палеонтологических данных эту свиту уже относят к среднему эоцену /92/. Палеомагнитные данные подтверждают точку зрения последних, то есть среднеэоценовый возраст верхней части этой свиты ($\varphi_p = 74$, $\lambda_p = 283$ - координаты палеомагнитного полюса более характерны для среднего эоцена).

Верхнеэоценовая часть разреза делится на две части по геологическим данным /27,29/: нижняя эффузивно-осадочная с преобладанием андезитов и туфогенных пород и верхняя - эффузивная. Такое подразделение подтвердилось и палеомагнитными исследованиями. Нижняя часть намагничена прямо и прослеживается в районах сс.Чигдамад, Бзовдал (Пушкинский перевал), в ущелье р.Дебед. Верхняя подсвита памбакской свиты - розовато-серые андезиты и трахиандезиты (р-оны сс.Меградзор, Шоржа, Красносельск, Пушкинский перевал) составляет палеомагнитную зону обратной полярности.

Нижнеолигоценовая часть палеогенового разреза характеризуется наличием лишь зоны прямой полярности (р-ны сс.Шорахпюр и Ахавнадзор-Ринд) - песчаники и вулканогенно-осадочная толща).

Наличие в ниже-среднеолигоценовых отложениях Армении только прямой полярности не позволяет нам провести их расчленение. В то же время на основе сравнения палеомагнитных данных

характеризуются прямой полярностью, что не позволяет провести границу между ними.

На рис.4.8 представлена схема палеомагнитно-стратиграфической шкалы Армении, которая отражает картину инверсий геомагнитного поля в палеогене. Ряд палеомагнитных зон, выделенных в палеогеновых отложениях АрмССР, хорошо коррелируют с аналогичными по разным регионам. Некоторые несоответствия зон и их границ объясняются, по-видимому, неточностью корреляции местных стратиграфических схем с единой шкалой, а также фрагментарностью палеомагнитных данных по палеогену. *A* - зона в дат-палеоценовых образованиях (сс.Овуни и Лусахпур) коррелирует с зоной обратной полярности в тех же образованиях Туркмении и АзССР /69,70/. Зона обратной полярности, выделенная нами в верхнем-нижнем эоцене коррелирует с *A* - зоной с нижнеэоценовых образований Туркмении, АзССР /69,70/, Таджикистана /71/, Грузии /68/ и ГДР /19/.

В среднеэоценовой части палеогенового разреза Армении выявлены две палеомагнитные зоны обратной полярности. Первая *A* - зона выявлена в туфогенах ширакской свиты, а вторая *A* - зона в кироваканской вулканогенной свите. Зона обратной полярности кироваканской вулканогенной свиты коррелирует с аналогичной зоной среднего эоцена Туркмении /70/, Таджикистана /71/ и Грузии /68/.

Зона обратной полярности в туфогенах ширакской свиты выявлена впервые и может иметь важное стратиграфическое и корреляционное значение.

Выявленная в оверзском ярусе зона обратной полярности коррелирует с таковой в Туркмении /70/.

В верхней подсвите вулканогенной памбакской свиты верхнего эоцена выделена *A* - палеомагнитная зона. Она коррелирует с аналогичной зоной верхнего эоцена АзССР, Туркмении, Таджикистана и Грузии /69,69,70,71/.

Зона обратной намагниченности в эффузивах олигоцена горы Медвежья коррелирует с аналогичной зоной в олигоценовых отложениях Туркмении /70/ и Таджикистана /71/.

Таким образом, детальные палеомагнитные исследования позволили расчленить палеогеновые образования на ряд палеомагнитных зон прямой и обратной полярности, провести корреляцию

Таблица 4.18

Район исследования	Возраст	n	D°	D°	α°	K	N	φ_p	λ_p	θ_1	θ_2
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
г. Степанаван	N_2^3	74	171	-50	4	14,6	R	79	191	5	4
с. Амасия	Q_1	75	346	63	4	16,8	N	79	288	6	5
с. Б. Манташ	N_2^3	19	171	-46	1	19,0	R	74	194	1,3	0,8
	Q_1	4	357	59	-	-	N	85	253	-	-
	Q_2	3	340	50	-	-	N	71	288	-	-
	Q_3	3	333	45	-	-	N	64	291	-	-
Ущелье реки Гехадзор	N_2^3	6	352	53	9	25,0	N	80	266	12,5	8,6
	Q_2	6	351	62	9	25,0	N	82	273	13,0	9,4
Ущелье реки Ампур	N_2^3	14	350	58	10	21,7	N	81	267	15,0	10,0
	Q_{1+2}	14	357	57	12	13,0	N	86	260	17,0	12,3
Гора Черный Зиярет	N_3^2	9	356	57	14	13,3	N	86	260	20,0	10,0
	Q_{1+2}	6	352	58	24	8,3	N	83	290	-	-
	Q_2	12	349	55	21	5,2	N	80	287	-	-
Гора Карадаг	Q_{1+2}	9	20	41	17	10	N	66	174	20	12
с. Байсыз	N_2^3	6	178	-40	14	25	R	71	189	17	11
	Q_{1+2}	10	338	56	12	18	N	69	254	8	6
	Q_2	3	326	58	-	-	N	64	324	-	-
с. Иринд	Q_2	13	340	54	17	6,7	N	73	298	24	17
с. Лернарат	N_2^3	4	355	58	23	6,6	N	86	280	23	16
	Q_2	3	359	54	-	-	N	84	232	-	-
с. Норашен	N_2^3	4	336	48	-	-	N	67	290	-	-
гора Гутансар	N_2^3	3	181	-49	-	-	R	80	230	-	-
	- " -	5	396	54	27	8,7	N	70	304	-	-
с. Ахтеда	N_2^3	7	182	-62	16	13,6	R	88	272	25	18

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2
с.Капс	Q	5	348	58	23	II,4	N	79	289	34	24
с.Талин	Q	6	348	55	9	50	N	80	292	13	9
г.Артик	Q ₂	9	336	51	12	20	N	68	288	16	II
	Q	II	343	58	9	25	N	77	312	13	10

эффузивных образований и составить палеомагнитно-стратиграфическую шкалу палеогена Армении.

При корреляции неоген-четвертичных образований в основном опирались на определении полярности намагниченности, отражающей направление геомагнитного поля в момент образования породы, так как положение северного геомагнитного полюса в плиоцен-четвертичный период мало отличалось от современного. В табл.4.18 приведены местоположения северного геомагнитного полюса для неоген-четвертичного периода.

С появлением магнитохронологической шкалы Кокса для последних 4,5 млн.лет /18/ стала возможной разработка единой строго синхронизированной в планетарном масштабе хроностратиграфической шкалы плиоцен-плейстоцена, позволяющей увязать между собой различные стратиграфические схемы. Эта шкала инверсий геомагнитного поля является основным элементом последних стратиграфических и геохронологических разработок для плиоцен-плейстоцена. Она может служить основой для магнито-стратиграфических и магнитохронологических исследований.

На рис.4.9 изображено сопоставление разрезов эффузивных образований неоген-четвертичного периода различных районов Армении. Сюда включены также разрезы, изученные Ц.Г.Акопяном /9,12/ и, отмеченные звездочкой.

Неоген-четвертичная часть разреза кайнозой для всей Армении характеризуется следующим образом. Вулканогенные образования верховьев оврага Макаридазор р. сс. Артагых, Раздан, возраст которых К.Н.Пеффенгольц определяет как раннечетвертичный /30/, а А.Т.Асланян /26/ считает эту толщу аналогом Вохчабердской толщи и относит к миоплиоцену, характеризуются прямой намагниченностью. По всей вероятности, их нужно отнести к сармат-мэо-

тису.

Выше по разрезу располагается толща андезитов, туфов, туфопесчаников (районы сс.Вохчаберд, Дзорагик, Шоржа), которая характеризуется чередованием прямо и обратно намагниченных зон. Выше расположены эффузивные образования (районы сс.Саракан, Кошаванк, Хякоян) с прямой полярностью. Стратиграфическое положение этих разрезов также было спорным. А.С.Асланян туфогенные породы и андезиты района с.Хякоян относит к мио-плиоцену, которые по мнению К.Н.Паффенгольца, как и подстилающие долеритовые базальты бассейна р.Ахурян рениолигоценового возраста.

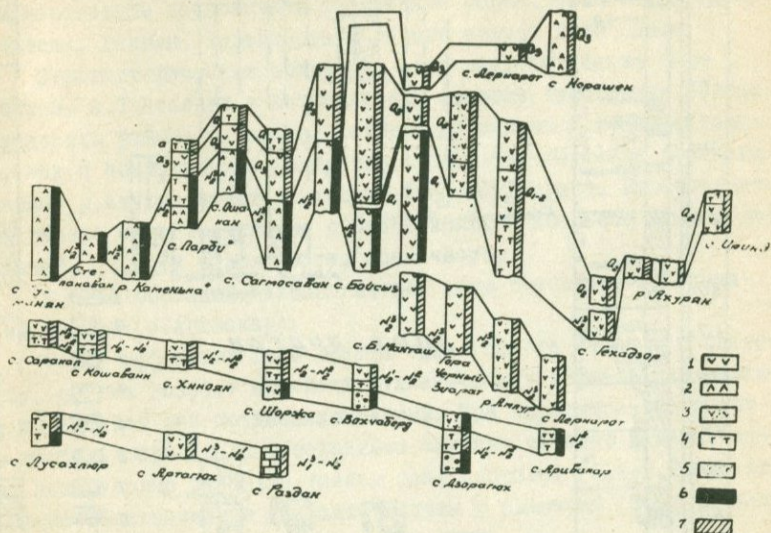


Рис.4.9. Палеомагнитная корреляция разрезов плиоцен-четвертичных отложений северной и центральной частей Армении.

1 - андезито-базальты; 2 - андезито-дациты; 3 - долеритовые базальты; 4 - туфы; 5 - прямая полярность; 6 - обратная полярность.

Палеомагнитные данные говорят о более молодом возрасте этих образований, по всей вероятности, понтическом /89/. Выше по разрезу, по всей вероятности, расположены обратно намагниченные вулканогенные образования района с.Арцвакар (Сариарский

нян /26/ считает эту толщу аналогом вохчабердской толщи При-
ереванского района и, исходя из фаунистических данных, отно-
сит к мио-плиоцену.

По палеомагнитным характеристикам эффузивные и вулкано-
генные образования ущелья Мегаридзор, у с.Артагях и Г.Раздан,
по всей вероятности, образовались в конце прямой эпохи 7, что
соответствует сармат-мэотису.

Чуть выше по разрезу располагается толща андезитов, туфов
и туфопесчаников районов сс.Вохчаберд, Дзорагях и Шоржа, кото-
рая характеризуется чередованием прямо- и обратнополярных зон.
Эти обратные зоны, по всей вероятности, относятся к ивентам
7-ой прямой эпохи. Выше этих образований по своим палеомагнит-
ным параметрам расположены эффузивные образования сс.Саракап,
Кошаванк, Хикоян, характеризующие начало прямой 7-ой эпохи.

Стратиграфическое положение этих разрезов также было
спорным. А.Т.Асланян к мио-плиоцену относит туфогенные породы
и андезиты района с.Хикоян, которые по мнению К.Н.Паффенголь-
ца, как и подстилающие долеритовые базальты бассейна верхнего
течения р.Ахурян имеют раннеолигоценовый возраст. Палеомагнит-
ные данные свидетельствуют о более молодом возрасте этих обра-
зований, по всей вероятности, понтическом.

К 6-ой обратной палеомагнитной зоне относится Сарикави-
нский разрез (с.Арцвакар).

Толщу эффузивов горы Арагац одни геологи относят к олиго-
цену, другие возраст новейших вулканических образований масси-
ва определяют как позднеплиоценовый. При корреляции разрезов
из массива горы Арагац эталонными служили обратно намагничен-
ные долеритовые базальты ущелья реки Дзорагет ($2,2 \pm 0,2$ млн.лет)
и прямо намагниченные андезито-дациты у с.Амасия ($0,5 \pm 0,3$ млн.
лет).

Палеомагнитные особенности арагацской свиты - преоблада-
ние пород с прямой намагниченностью в верхней части разреза и
пород с обратной намагниченностью в средней части разреза -
определяют период формирования базальтовых, андезитовых лав и
туфов эпохами Матуяма-Бринес. Нижняя часть разреза коррелирует
с эпохой прямой полярности Гаусса /89/.

Таким образом в кайнозойских образованиях выявлены 10 па-
леомагнитных зон обратной полярности и 16 - прямой, которые
дали возможность провести корреляцию разрезов территориально

составить опорную палеомагнитно-стратиграфическую шкалу кайнозоя для Армении (рис.4.II).

На рис.4.I2 представлена палеомагнитная шкала кайнозоя Армении и его сопоставление со сводным палеомагнитным разрезом юга СССР /83/ и итальянскими данными /84-86/.

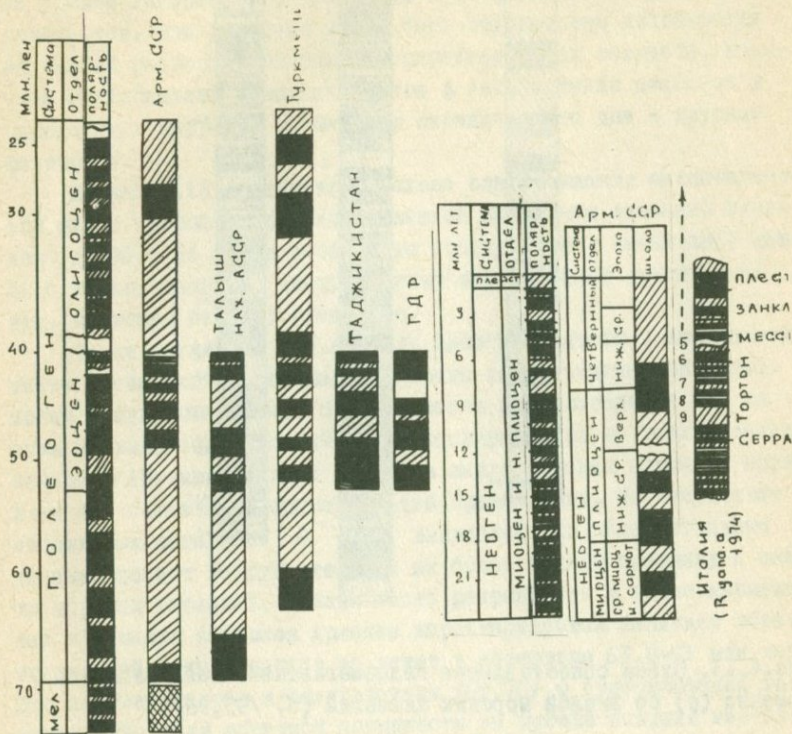


Рис.4.I2. Сопоставление палеомагнитной шкалы кайнозоя Армении со сводным палеомагнитным разрезом юга СССР /83/, с данными /19,69,70,71/ и по Италии /84-86/.

Одним из методов, дающих возможность реконструировать древнее

геомагнитное поле и построить шкалу инверсий магнитного поля Земли является интерпретация линейных океанических аномалий. Этот метод опирается на гипотезу разрастания океанического дна /93/. Согласно этой гипотезе аномалии магнитного поля отражают историю изменения направления геомагнитного поля, зафиксированные намагничённостью пород, образующихся с расшире-

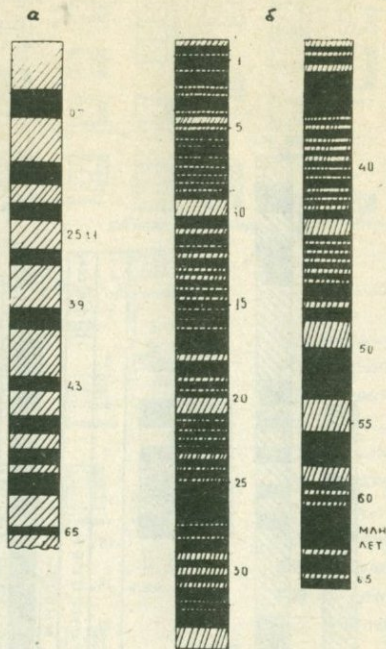


рис. 4.13. Схема сопоставления палеомагнитной шкалы кайнозоя Армении (а) со шкалой морских аномалий (б) /95,96/.

нием (разрастанием) океанического дна.

Так, интерпретация данных по морским аномалиям позволила Хайртцлеру с коллегами /94/, Ла Брену и другим /95/, Ларсону и Питману /96/ построить шкалу инверсий геомагнитного поля для кайнозоя и верхнего мела включительно. Так, согласно шкале Хайртцлера, кайнозой, имеющий продолжительность около 65 млн. лет, характеризуется более чем 160 интервалами прямой и обрат-

ной полярности. Известна также удачная попытка совместного анализа результатов палеомагнитных данных, полученные на континентах, и по изучению магнитных линейных океанических аномалий /97,98/.

Сравнение палеомагнитной шкалы кайнозоя со шкалой, построенной по магнитным аномалиям океанов выявило их общие черты на уровне гиперзон (10^7 - 10^8 лет), в то время как в деталях они отличаются. Эти различия могут быть обусловлены неполностью изученных разрезов, ошибками в определении их возраста, наличием нестабильной намагниченности в них, а также ошибками в определении скорости расширения океанического дна и другими факторами.

На рис.4.13 представлена схема сопоставления палеомагнитной шкалы кайнозоя Армении со шкалой магнитных аномалий океанов /95,96/. Не делая детального сопоставления аномальной шкалы с нашими данными, ввиду наличия определенных различий в них, мы можем сказать следующее.

Число магнитных зон той или иной полярности в аномальной шкале значительно превышает их число в палеомагнитной шкале. Можно предположить, что большая часть палеомагнитных зон на суше не выявлена. Наличие обратнопольярных зон во всех отделах кайнозоя Армении и таких же зон в шкале морских аномалий позволяет нам считать их сопоставление правомочным. Но отсутствие абсолютных датировок А-зон, выявленных по палеомагнитным данным, делает затруднительным их более точную привязку к шкале морских аномалий. Нижняя часть разреза как в шкале аномалий, так и в шкале кайнозоя Армении характеризуется наличием обратнопольярной зоны. Возраст ее лежит в интервале 63,8-65 млн. лет. Это подтверждается и результатами /69,70/ о существовании геомагнитного поля обратной полярности на рубеже поздний мел-палеоген. Она может служить стратиграфическим репером для проведения границы между этими возрастными подразделениями.

Надежным репером, по всей вероятности, следует считать обратнопольярную зону на границе среднего и верхнего эоцена. Возраст этой зоны (и соответственно граница между средним и верхним эоценом) лежит близ 43 млн. лет. По шкале Хайртцлера ей будет соответствовать отрицательная магнитная аномалия, возраст которой 42,7 или 44,4 млн. лет.

Обратная зона, выделенная в базальтах ущелья р. Дзорaget ($2,2 \pm 0,2$ млн. лет) коррелирует с соответствующими зонами как в шкале Кокса (Гаусс-Матуяма), так и с палеомагнитными данными по глубоководным осадкам /100/. В общих чертах наблюдается довольно хорошее соответствие сравниваемых палеомагнитных шкал. Это позволяет нам объективно оценить полученные данные, что несомненно будет иметь положительное значение как в стратиграфии, так и в изучении геомагнитного поля неоген-четвертичного периода.

Рассмотренные результаты палеомагнитных данных по кайнозой приводят к следующим выводам:

1. Наблюдается определенная дифференциация эффузивных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород в зависимости от магнитных параметров.

2. Естественная остаточная намагниченность вулканогенных пород кайнозоя имеет термоостаточную природу, а осадочных пород — ориентационную. Носителями J_n^0 этих пород являются магнетит и титаномагнетит. Реже встречаются гематит и маггемит.

3. Термоостаточная намагниченность вулканогенных пород, также как и ориентационная осадочных пород, в основном однокомпонентна. Эта намагниченность первична, стабильна к размагничивающим факторам, синхронна моменту образования этих пород и может служить надежным параметром для реконструкции геомагнитного поля. Незначительная компонента вязкой намагниченности снимается в переменных полях до 200 э и в интервале температур 100–200°C.

4. Почти все возрастные подразделения, от дат-палеоцена до нижнечетвертичного, характеризуются наличием прямо- и обратнонамагнитных пород.

5. Прямо- и обратнонамагнитные породы одного возрастного подразделения имеют одинаковый ферромагнитный состав, одинаковый характер изменения параметров $J_{25}(t)$, $J_n(H)$, $J_n(h)$, $J_n(t)$ и коэрцитивных спектров по $J_n(h)$, $J_{2c}(h)$ и $J_c(H)$.

Все это исключает возможность самообращения J_n вследствие физико-химических превращений.

6. В кайнозойских образованиях выявлены 10 палеомагнитных зон обратной полярности и 16 — прямой полярности.

7. Впервые определены критерии применимости безнагревного метода определения напряженности древнего геомагнитного поля.

8. Проведена корреляция разрезов территориально разоб-
щенных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород и составлена
опорная палеомагнитная шкала мезозоя и кайнозоя Арм.ССР.

9. Палеомагнитные данные позволили уточнить возраст ряда
геологических образований. Так, шамутская песчано-глинистая
угленосная свита, относимая по геологическим данным к раннему-
среднему эоцену, по палеомагнитным данным скорее всего являет-
ся раннеэоценовым образованием. Палеомагнитные данные свиде-
тельствуют о раннеэоценовом возрасте эффузивов у села Приволь-
ное. Геологические данные относили их условно к тому же возрас-
ту.

Кварцевые порфиры, с которыми связаны месторождения кол-
чеданных руд, палеомагнитные данные позволяют считать их сред-
неэоценовыми образованиями, в то время как геологические дан-
ные относили их к раннему эоцену, и даже к юре.

Обратная палеомагнитная зона, выявленная в туфогенах Овер-
зского яруса (сс. Арманис, Шахназар) дает основание рекомендо-
вать проведение границы между средним и верхним эоценом по
кровле или основанию этой *K*-зоны.

10. Геологические данные приписывают обнажению андезито-
дацитов у горы Черный Зиарат позднеплиоценовый-раннечетвертич-
ный возраст. Палеомагнитные данные позволяют считать их средне-
четвертичными образованиями.

Эффузивные образования районов сел Б.Манташ, Лернарот,
Иринд, Байсыз, каньона р.Ампур и горы Черный Зиарат намагнитче-
ны прямо и имеют среднечетвертичный возраст. К этому же интер-
валу времени по палеомагнитным данным относятся и андезито-ба-
залты горы Черный Зиарат, Б.Манташ и ущелья р.Гехадзор. Анде-
зито-дациты вышеназванных районов геологические данные относят
к ранне-среднечетвертичному возрасту.

Вулканогенные образования верховьев оврага Макаридзор, у
села Артагых, г.Раздана, возраст которых геологические данные
относят к раннечетвертичному периоду и мио-плиоцену, по палео-
магнитным данным следует отнести к сармат-мэотису.

Толщу эффузивов горы Арагац геологические данные считают
олигоценными и позднемиоценовыми образованиями, а по некоторы
данным их приписывают к интервалу ачкагыл-эпшерон-поствюрм.

Палеомагнитные данные определяют период формирования поро-
в средней и верхней частях арагацской свиты эпохами Матуяма-

Брюнес, то есть 0,1-2,5 млн.лет, а нижней части разреза эпохой прямой полярности Гаусса, то есть 2,5-3,5 млн.лет.

Эффузивные образования районов сел Саракап, Кошавани, Хнкоян геологические данные относят к мио-плиоцену и даже к раннеплиоценовому возрасту. Палеомагнитные данные свидетельствуют о более молодом их возрасте, по всей вероятности, понтическом.

Л и т е р а т у р а

1. Грабовский М.А., Петрова Г.Н. О возникновении термостаточной намагниченности горных пород. Изв. АН СССР, серия геофиз. № 1, 1956.
2. Грабовский М.А. Термостаточный магнетизм горных пород. Изв. АН СССР, серия геофиз. № 3, 1953.
3. Нагата Т. Магнетизм горных пород. "Мир", 1965.
4. Петрова Г.Н. Лабораторная оценка стабильности остаточной намагниченности горных пород. "Наука", М., 1961.
5. Ноjarов Р.Б. On the theory of DRM of sediments—Pure. Appl. Geophys. 1966, V64, N2, p. 52-58.
6. Храмов А.Н. Ориентационная намагниченность тонкодисперсных осадков. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1968, № 1, с. II5-II6.
7. Collinson D.W. Depositional remanent magnetization in sediments. J. Geophys. Res. V. 70 N18 p. 4663-4668.
8. King R.F. Depositional and post depositional processes in the magnetization of sediments. Rev. Geophys. A Space Physics. 1977 V. 15, N2, p. 129-143.
9. Акопян Ц.Г. К вопросу об одновозрастности долеритовых базальтов Приереванского района и Лорийского плато. ДАН АрмССР, том 21, № 31, 1955.
10. Акопян Ц.Г. Об остаточной намагниченности эффузивных пород Армении. ДАН АрмССР, том 24, № 5, 1957.
11. Акопян Ц.Г. Магнитное поле и магнитные свойства эффузивных пород Даралагеза и Амасийского района Армянской ССР. ДАН АрмССР, том 25, № 2, 1957.
12. Акопян Ц.Г. О палеомагнетизме изверженных горных пород Армении. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8, 1958.

13. Поспелова Г.А. Остаточная намагниченность третичных и четвертичных изверженных пород.
Изв. АН СССР, серия геофиз., XIII, 1959.
14. Поспелова Г.А. Причины обральной намагниченности вулканических пород Армении и Курильских островов.
Изв. АН СССР, серия геофиз., № I, 1960.
15. Большаков Л.С., Солодовников Г.М. Причины возникновения обральной намагниченности нижнечетвертичных лав Армении.
Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1964.
16. Cox A., Doell R., Dalrymple-Geomagnetic polarity epochs Sierra Nevada II. Science 142, N3590, 1963, p.382-385.
17. Cox A. Dalrymple-Earth and planet Sci. Letters. V3, 1967.
18. Cox A. Geomagnetic reversals Science V163, N3864, 1969, p.237-245.
19. Untiedt J: Magnet-feld der Erde 34, Physihetag, Salzburg plenczvarats Stuttgart, 1969.
20. Телье Е., Телье О. Об интенсивности геомагнитного поля Земли в историческом и геологическом прошлом.
Изв. АН СССР, серия геофиз., № 9, 1959.
21. Багина О.Л. Метод пересадения в вопросе о происхождении естественной остаточной намагниченности.
Автореф. канд. дисс., М., 1968, с.15.
22. Храмов А.Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Л., Гостоптехиздат, 1975.
23. Нгуен Тхи Ким Тхон. Обоснование надежности палеомагнитных данных при решении палеотектонических задач.
Автореф. канд. дисс., М., 1978, с.24.
24. Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Недр, 1967.
25. Америкян В.М. Стратиграфическая схема неогеновых и четвертичных вулканических образований района горы Арегац.
ДАН АрмССР, том 36, № 5, 1963.
26. Асланян А.Т. Региональная геология Армении.
Айпетрат, 1958.
27. Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армении.
Изд. АН АрмССР, Ереван, 1964.
28. Геология СССР. Том XIII, Армянская ССР, Недр, 1970.
29. Саркисян О.А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория.
Митк, 1966, Ереван.

30. Паффенгольд К.Н. Геологический очерк Кавказа.
Изд. АН АрмССР, 1959.
31. Гукасян Ю.Г. К вопросу геологических взаимоотношений между доэристовыми базальтами Ахурянского каньона и Арагац-ской вулканогенной телди.
Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 2, 1976.
32. Харазян Э.Х. Стратиграфическое положение доэристовых лав Лорийского плато в разрезе вулканического комплекса Дзавакетского хребта. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1966.
33. Саядян Ю.В. Стратиграфия и палеогеографические условия формаций новейших отложений Ширакской котловины. Автореф.канд.дисс., Ереван, 1968.
34. Аслаян А.Т., Минасян Дж.О., Саядян Ю.В. Палеомагнитная характеристика вулканогенных пород и озерных отложений района селения Нурнус. Сб.: "Вопросы геологии четвертичного периода Армении", Изд. АН АрмССР, Ереван, 1983, с.40-44.
35. Аслаян А.Т., Саядян Ю.В., Харитонов А.М., Якимов В.П. Открытие черепа древнего человека в Ереване. Вопросы антропологии, № 60, 1979.
36. Шарипов И.П. Применение математической статистики в геологии. Недра, М., 1965.
37. Бурлацкая С.П. Археомagnetизм. Исследование магнитного поля Земли в прошлые эпохи. "Наука", М., 1965, с.125.
38. Багин В.И. Температурные фазовые превращения гидрокислов железа и магнетита и низкая химическая намагниченность, возникающая при этих превращениях. Автореф.канд.дисс., М., 1966, с.II.
39. Безуглая А.С., Мартынова Т.А., Петрова Г.Н. Рыбак Р.С. Выяснение происхождения намагниченности пород методом сравнения характеристик стабильности на примере железистых кварцитов КМП.
Изв. АН СССР, серия геофиз., № 4, 1962, с.514-523.
40. Van Zijl J.S.V, Graham K.W.T., Hales A.L. The pllaesomag-
netism of the Stormberg lavas of South Africa II.The behaviour
of the magnetic fields during a reversal.Geophys.J.Roy.Astron.

41. Wilson R.L. Paleomagnetism in Northern Iceland. Part I. The thermal Demagnetization of Nature Magnetic Moments in Rocks. Geophys.J.Roy.Astron.Soc.V5 N1, 1961, p.45-49.

42. Shaw I. A new methods of determining the magnetude of the paleomagnetic field application to five historic laves and five archaeological samples. Geophys.J.Roy.Astrom.Soc, 1974, V.39, p.133-141.

43. A single heating method of paleomagnetic field intensity determination applied to old roof tiles and rocks. H. Domen. Physics of the earth and planetary interiors. This Special Issue completes Vol.13.N.4. January 1977. Paleomagnetic field intensity, its measurement in theory and practice. Amsterdam-Oxford-New-York

44. Шашкин В.А., Металлов В.В., Смирнов В.В. Определение напряженности древнего магнитного поля Земли методом ступенчатого перемагничивания переменным магнитным полем. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1975, № II, с.79-90.

45. Петрова Г.Н., Багина О.Л. О безнагревном методе определения напряженности древнего геомагнитного поля. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 4, 1976, с.54-63.

46. Рззенталь И.В. Коэрцитивные спектры горных пород и их практическое использование. Автореф. канд. дисс., М., 1970, с.17.

47. Bucha V., Horacek Y., Rybac I. The intensity of the geomagnetic field in the Quarternary. Studia geophys. et geod. 12, 56, 1968.

48. Большаков А.С., Солодовников Г.М. Напряженность древнего магнитного поля Земли в плиоцен-четвертичное время. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 5, 1969.

49. Багина О.А., Минасян Дж.О., Петрова Г.Н. Определение напряженности древнего геомагнитного поля по намагниченности эффузивных пород Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1976.

50. Sasajma S., Maenaka K. - Variation of the geomagnetic field intensity since the late Miocene. J. Geophys. Res. 74, 1037

51. Kono M. Intensity of the Earth's Magnetic Field in Geological Times Pleistocene and Pliocene Data from Japanese volcanic Rocks. J. Geom. Geol. 23, - 163 - N1, 1971.

52. Большаков А.С., Солодовников Г.М. О величине геомагнитного поля в нижнечетвертичное время в Армении.

Геомагнетизм и астрономия, VI, № 4, 1966.

53. Coe R.S. Paleo-Intensities of the Earth's Magnetic field Determined from Tertiary and Quaternary Rocks J.Geophys,Res.42, N12,3247, 1967.

54. Kono M. Paleomagnetism of Pleistocene Usami volcano, Izu Peninsula, Japan, Intensity of the Earth's Magnetic Field in Geological time. J.Geom.Geol.20.N4,353, 1968.

55. Aoki Y. Kase H, Ishibashi K., Kinoshita H. Paleomagnetism and K-Ar age the Josku-Hotaka-Ima lava flow Gunma prefecture, central Japan, J.Geom.Geol, 22,1970.

56. Kono M., Nagata T. Intensity of the Earth's Magnetic field in Geological time Late pliocene in South Western USA J.Geom., Geol 20, N3, 211, 1968.

57. Михайлова Н.П., Глевасская А.М., Цыкоря В.Н. Палеомагнетизм вулканических пород и реконструкция геомагнитного поля неогена. Научная думка, 1974.

58. Krs M. Intensity of the Earth's Magnetic field in the Geological past Nature, 215, 697, 1967.

59. Krs M. Geomagnetic field intensity during the Pliocene derived from the thermoremanence of porcellonites and paleoseags. Pure Appl.Geophys. 69, 158, 1968.

60. Петрова Г.Н., Багмян О.Л., Ножаров П.Б. Напряженность магнитного поля Земли в плиоцене по базальтам Болгарии.

Изв. АН СССР, Физика Земли, № 6, 1980.

61. Kono M. Intensities of the Earth's Magnetic Field about 60m.y. age determined from the Deccan Trap Basalts India, J.Geophys. Res. V79, N8, 1974 p.1135-1141.

62. Большаков А.С., Солодовников Г.М. Палеомагнитные данные о напряженности магнитного поля Земли.

Изв. АН СССР, Физика Земли, № 8, 1980, с.87-100.

63. Большаков А.С., Солодовников Г.М., Вечфинский В.С. Определение напряженности геомагнитного поля в позднемиоценовое время по намагниченности обожженных пород.

Изв. АН СССР, Физика Земли, № 12, 1978.

64. Большаков А.С., Гапеев А.К., Нгуен Тхи Ким Тхон, Со-
лодовников Г.М. Определеение палеонапряженности геомагнитного
поля в позднем мелу по намагниченности эффузивных пород.
Изв. АН СССР, Физика Земли, № 4, 1981, с.86-90.

65. Schwarz E.J. Symons D.T. On the Intensity of the paleo-
magnetic field between 100 million and 2500 million years age
Phys. Earth, planet.Inter. 1, N2, 11, 1968.

66. Kono M. Reliability of paleointensity methods using al-
ternating field demagnetization and anhysterethis remanence. Geophys
J. Roy. Astron. Soc. 1978, V54, N2 p.241.

67. ЩигOLEB Б.М. Математическая обработка наблюдений.
Физматгиз, М., 1959, с.344.

68. Веква Л.В. Некоторые результаты палеомагнитных иссле-
дований изверженных пород Грузии.
Автореф. канд. дисс., Тбилиси, 1962.

69. Гасанов А.З. Палеомагнитная корреляция палеогеновых
отложений Талыша и НахАССР. Автореф. канд. дисс., Баку, 1975.

70. Назаров Х. Палеомагнитно-стратиграфические исследова-
ния палеогена, мела и юры Туркмении.
Автореф. канд. дисс., Л., 1972.

71. Гамов Л.Н., Пенъков А.В. Сводный палеомагнитный раз-
рез мезокайновоя Южного Таджикистана. Материалы УШ конференции
по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму.
Ч. II, Наукова думка, Киев, 1970, с.35-38.

72. Van der Voo R. Jurassic Cretaceon and Eocene pole posi-
tions from north eastern Turkey. Tectonophysics, V. 6. N3, 1968,
p.251-269.

73. Палеомагнитные изправления и палеомагнитные полюса.
(Справочные данные по СССР) вып. 2., М., 1963.

74. Сирумян Т.А. Палеомагнитно-стратиграфические исследо-
вания юрских и меловых отложений Армянской ССР.
Автореф. канд. дисс., Ереван, 1975.

75. Печерский Д.М., Нгуен Тхи Ким Тхон. Палеомагнетизм
вулканитов офиолитов серий и позднемеловых эффузивов Армении.
Изв. АН СССР, Физика Земли, № 3, 1978.

76. Neel L. Annales Geophys. 1951, 7 p.90-101.

77. Стейси Ф. Физика Земли. "Мир", 1972, с.342.
78. Einarsson T. 1957. Advanc. Phys.6, 232.
79. Momose K. Kobayashi K, Jamada T. Bull. Earth Res. Inst, 37, 343, 1959.
80. Smith P.J. Tertiary geomagnetic field reversal in Scotland. "Earth and Planet Sci Letters" 1966, 1 N5.
81. Heirtzler J.R. Opdyke N.D. Cenozoic and Late Cretaceous geomagnetic field reversals recorded in the ocean floor (abstr "Trans. Amer. geophys. Union" 1967, 48.N1.
82. Kono M. Kobayashi K. Ozima M., Kinoshita H, Nagata T., Larson E., Strangway D. Paleomagnetism of pliocene basalts from the south-western U.S.A. J. Geomagn. and Geoelectr. 19, N4, 1967,
83. Молостовский Э.А. Новые данные по палеомагнитной шкале СССР и некоторые общие вопросы магнитостратиграфии. - В сб. "Современное состояние исследований в области геомагнетизма". Наука, М., 1983, с.143-162.
84. A paleomagnetic assignment of neogene stage. W.B. Rys, M.B. Cita, M.D. Rawson L.H. Buhle. T. Saito. Riv. ita palontol. e. stratigr. 1974. V.80, N4, p.631.
85. Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy. Tyke section, for Late Cretaceous-Paleocene geomagnetic reversal time scale (M.A. Arthur, A.C. Fischer, I. Sic). Silva et al. Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. V.88. p.367. N3.
86. Alvares W. Lowrie W. Upper Cretaceous palaeomagnetic stratigraphy at Moria (Umbria) and Appennini (Italy) verification of the Gubbio section - Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1978, V.55, p.1. N1.
87. Векуа Л.В., Даоценидзе Н.М., Павленишвили Е.Ш., Асанидзе Б.З., Сомогашвили Дж.З., Какулия В.С. Палеомагнетизм неоген-антропогенных вулканогенных образований Джавахетского нагорья. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 10, 1977, с.87-94.
88. Хабурзания Н.А., Шубнядзе Р.Л. и др. Палеомагнитный разрез вулканогенных пород Южной Грузии. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1979, № 4, с.71-78.
89. Минасян Дж.О. Некоторые результаты палеомагнитной корреляции неоген-четвертичных образований Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1977.
90. Минасян Дж.О., Сирунян Т.А., Караханян А.К. Палеомагнитно-стратиграфическая шкала мезо-кайнозой Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1981, с.30-37.

91. Сирунян Т.А. Палеомагнитно-стратиграфические исследования юрских и меловых отложений Армянской ССР. Автореф. канд. дисс., Ереван, 1975, с.24.

92. Джрбашян Р.Т., Садоян А.А. Существуют ли нижнеценовые вулканические и вулканогенно-осадочные породы в бассейне левобережья реки Аракс?

Изв.АН АрмССР, Науки о Земле, № I, 1980, с.9-18.

93. Vine F.I., Matthews D.H. Magnetic anomalies over oceanic ridge. *Nature*. 199, 1963. p.947-949.

94. Heirtzler Magnetic C.O. Neron., E.M. Marine Magnetic Anomalies Geomagnetic field reversals and motion of the Ocean floor and Continents. *J. Geophys. Res.* V. 73, N6, 1968, p.2119-2136.

95. La Breque I.L., Kent D.V., Cande S.C. Revised magnetic polarity time scale for Late Cretaceous and Cenozoic time. *Geology*, 1977, V. 5 p.330-335.

96. Larson R.L., Piffman W.C. World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1977, V. 83. p.3645-3668.

97. Поспелова Г.А. Палеомагнитная шкала юрского-раннемелового времени. Сб.: "Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока". Новосибирск, 1976, с.27-47.

98. Butler P.T., Lindsay E.H. Magnetic Polarity stratigraphy of Paleocene and Lower Eocene continental deposits Big Horn Basin, Wyoming. *Geos. trans. amer. Geophys. Union.* 60, N46, 1977, p.814.

99. R.L. Larson., T.W. Hilde. A revised time scale of magnetic reversal for the Early Cretaceous and Late Jurassic. *J. of Geophys. Res.* vol. 80 N17, 1975.

100. Theyer F., Hammond S.R. Cenozoic magnetic time scale in deep-sea cores completion of the Neogene. *Geology*. 1976, V. 2. N10. p.487-492.

Обозначения величин

Намагниченность горных пород:

- J_n - естественная остаточная
- J_n^o - первичная
- J_n^h - вторичная
- J_{nv} - вязкая
- J_i - индуктивная
- J_z - нормальная остаточная
- J_{tc} - термоостаточная
- J_{tc} - химическая
- J_{to} - ориентационная
- J_s - насыщения
- J_{ts} - остаточная насыщения
- J_{ei} - идеальная
- J_{ept} - парциальная термоостаточная

- H - напряженность магнитного поля
- H_{gp} - напряженность древнего магнитного поля
- H_{es} - поле насыщения
- H_{es}' - разрушающее поле насыщения
- H_c - коэрцитивная сила
- H_c' - поле, компенсирующее намагниченность
- h - размагничивающее переменное магнитное поле
- t - температура $^{\circ}C$
- τ - время релаксации,
- S^h, S^t, S^c - характеристики магнитной стабильности

- N - прямая полярность
- R - обратная полярность
- D, d - склонение и наклонение геомагнитного поля и намагниченности
- $Q = J_n / \omega H_r$ - фактор Q , отношение Кенигсбергера
- T_c - температура Кюри
- φ_0, λ_0 - географические координаты точки отбора
- φ_p, λ_p - широта и долгота палеомагнитного полюса
- φ_m - геомагнитная широта
- M - магнитный момент Земли
- N - число нормализованных векторов

A - модуль их геометрической суммы

K - кучность векторов

a_{95} - радиус круга доверия при вероятности $\rho = 0,95$

θ_1, θ_2 - полуоси овала погрешности для среднего полюса.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	5
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗОВ И ОБНАЖЕНИЙ	9
1.1. Отбор образцов	9
1.2. Краткая геологическая характеристика разрезов палеогена	9
1.3. Краткая геологическая характеристика разрезов неогена	15
ГЛАВА 2. ЕСТЕСТВЕННАЯ ОСТАТОЧНАЯ НАМАГНИЧЕННОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД КАЙНОЗОЯ АРМЯНСКОЙ ССР	19
2.1. Магнитные свойства	19
2.2. Ферромагнитные носители и природа естественной остаточной намагниченности горных пород кайнозоя	39
ГЛАВА 3. ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ В КАЙНОЗОЕ АРМЯНСКОЙ ССР	74
3.1. Методы оценки напряженности геомагнитного поля	74
3.2. О величине напряженности геомагнитного поля в кайнозое	78
3.3. Напряженность геомагнитного поля в кайнозое	86
3.4. Определение напряженности геомагнитного поля в неоген-четвертичное время методом идеальной намагниченности	94
3.5. Палеомагнитные полюсы в кайнозое	103
3.6. Геомагнитные инверсии в кайнозое и их использование в стратиграфии	110

ГЛАВА 4. ПАЛЕОМАГНИТНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР	II7
4.1. Результаты палеомагнитных исследований палеогеновых образований	II7
4.2. Результаты палеомагнитных исследований неогеновых образований	I24
4.3. Палеомагнитно-стратиграфическая корреля- ция и шкала кайнозоя Армянской ССР	I40
Заклyчение	157
Литература	160

0-40,
78-88
90-94
100-171

Джульетта Оганесовна Минасян
Армен Карапетович Караханян

ГЕОМАГНИТНОЕ ПОЛЕ В АРМЕНИИ В КАЙНОЗОЕ

Редактор издательства В. В. Амирханян
Тех редактор А. М. Манучарян
Корректор В. Т. Симонян

ИБ № 1162

Сдано в производство 7.07.1986 г.
Подписано к печати 5.06.1986 г. ВФ 05576.
Формат 60x84 1/16. Бумага № 2.
Офсетная печать. Печ. л. 10,75. Усл.печ.л. 9,76.
Учетно-изд. л. 7,36 Тираж 300 Зак. № 513
Изд. № 6748. Цена 1 р. 15 к.

Издательство АН АрмССР, 375019, Ереван,
пр. Маршала Баграмяна 24г.
Типография Издательства АН АрмССР,
378310, г. Эчмиадзин.

1 р. 15 к.

4789