



69 1/1.8

М.Л.Баженов В.С.Буртман

СТРУКТУРНЫЕ ДУГИ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА КАРПАТЫ-КАВКАЗ-ПАМИР



НАУКА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ПРОБЛЕМНАЯ КОМИССИЯ
МНОГОСТОРОННЕГО СОТРУДНИЧЕСТВА
АКАДЕМИЙ НАУК СОЦИАЛИСТИЧЕСКИХ СТРАН
"ЗЕМНАЯ КОРА"

М.Л.Баженов В.С.Буртман

СТРУКТУРНЫЕ ДУГИ
АЛЬПИЙСКОГО
ПОЯСА
КАРПАТЫ-КАВКАЗ-ПАМИР

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
М.Г. ЛЕОНОВ



МОСКВА
"НАУКА"
1990

5202

Academy of Sciences of the USSR
Multilateral Collaboration of the Academies
of Sciences of Socialistic countries,
Problem Commission "Earth Crust"

M.L. Bazhenov, V.S. Burtman
STRUCTURAL ARCS OF THE ALPINE BELT:
CARPATHIANS — CAUCASUS — PAMIRS

Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты—Кавказ—Памир/ М.Л. Баженов, В.С. Буртман. — М.: Наука, 1990. — 167 с. — ISBN 5-02-002081-8

В книге рассмотрено тектоническое строение Альпийского складчатого пояса от Карпат до Памира. Изложены результаты структурно-палеомагнитных исследований авторов на Западных, Восточных и Южных Карпатах, Балканах, Кавказе, Копетдаге и Памире. Проведены ревизия и тектоническая интерпретация палеомагнитных данных по Альпийскому поясу. Предложены палеотектонические реконструкции. Обсуждено происхождение структурных дуг. Рассмотрены альпийские деформации и структурная эволюция Альпийского пояса.

Табл. 28. Ил. 75. Библиогр.: 403 назв.

Рецензенты: А.А. Белов, Д.М. Печерский

Редактор А.В. Копп

The tectonic structure of the Alpine fold belt from the Carpathians to the Pamirs is analysed. Results of tectono-paleomagnetic investigations in the Western, Eastern and Southern Carpathians, the Balcans, the Caucasus, the Kopetdagh and the Pamirs are presented. Paleomagnetic data from the Alpine belt are reviewed and they are given tectonic interpretation. The formation of the structural arcs, Alpine deformations and structural evolution of the Alpine belt are discussed.

Б $\frac{1804030000-522}{042(02)-90}$ 380-90 I полугодие

© М.Л. Баженов, В.С. Буртман, 1990

ISBN 5-02-002081-8

ВВЕДЕНИЕ

Альпийский пояс образован складчатыми системами, которые сходятся в виде пучков (синтаксисов) в местах сужения пояса и расходятся широкими виргациями на территориях, расположенных между такими сужениями. В пределах синтаксисов складчатые системы имеют форму структурных дуг, которые огибают жесткие массивы. В книге рассмотрены Аравийский синтаксис, очерченный складчатыми системами Малого Кавказа, Ирана и Восточного Тавра, и Пенджабский синтаксис, образованный складчатыми системами Памира, Восточного Гиндукуша и Каракорума. Дугообразные складчатые системы расположены и между синтаксисами. Одна из наиболее интересных структурных дуг — Карпатская петля, которая находится между Аравийским и Апулийским синтаксисами. В книге рассмотрено происхождение этой петли и других структурных дуг, развитых на территории Альпийского пояса между Альпами и Гималаями.

Происхождение структурных дуг Альпийского пояса служит предметом многолетней дискуссии. В решении этой проблемы важное значение имеет вопрос о природе дугообразной формы складчатых систем: является ли она первичной или возникла вследствие горизонтальной деформации тектонических зон, которые до этой деформации имели иную форму и иное простираие. Различать первичные и вторичные структурные дуги помогает палеомагнитный метод. Ответ на вопрос о том, когда и в каких условиях возникли складки, очерчивающие структурную дугу, можно получить в результате геолого-тектонических исследований и сравнения их результатов с палеомагнитными данными. Поэтому при изучении структурных дуг Альпийского пояса объединили свои усилия палеомагнитолог и геолог. Исследования потребовали значительного времени. Предварительные и промежуточные результаты были опубликованы [Баженов, 1979, 1981, 1982, 1983; Баженов, Буртман, 1982, 1987; Баженов и др., 1978, 1983; Буртман, 1983, 1984, 1988; Буртман, Гурарий, 1970, 1973; Vazhenov, 1987; Vazhenov, Burtman, 1981—1988; Vazhenov et al., 1980, 1989; Burtman, 1986, 1988]. В предлагаемой монографии М.Л. Баженовым описаны результаты палеомагнитного исследования горных пород, В.С. Буртманом рассмотрены тектонические аспекты формирования структурных дуг.

Исследование структурных дуг Альпийского пояса было выполнено в Геологическом институте АН СССР по программе Проблемной комиссии многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран "Земная кора". В Словацких Карпатах были проведены полевые работы вместе с А. Беганом, в Польских Карпатах — с К. Биркенмайером и Я. Буртман, в Румынских Карпатах — с М. Сандулеску, в Болгарском Среднегорье — с Ю. Карагюлевой, в венгерских горах Мечек — с Э. Надем. Большую помощь в организации работ оказали председатели советской части Проблемной комиссии "Земная кора" А.В. Пейве и М.Г. Леонов. Авторы получили консультации у Ш.А. Адамия, М.А. Беэра, И.П. Гамкредидзе, Г.З. Гурария, Ю.В. Карякина, Л.М. Расцветаева, П.К. Рябушкина, С.В. Шипунова. Обработка палеомагнитных проб из Гочазского синклинория Малого Кавказа была выполнена И.А. Кудашевой. Мы пользуемся случаем выразить благодарность всем упомянутым исследователям.

КАРПАТСКАЯ ПЕТЛЯ И КРИТСКАЯ ДУГА

Рассматриваемый регион расположен между Апулийским и Аравийским синтаксисами. Альпийский складчатый пояс состоит здесь из двух ветвей. Складчатые системы Восточных Альп, Карпат, Балканских гор и северных областей Малой Азии образуют Карпато-Понтическую ветвь пояса. Динариды, Эллиниды и складчатые системы Тавра слагают Динаро-Таврскую ветвь Альпийского пояса. Обе ветви являются областями интенсивных новейших деформаций и горообразования. Между Карпато-Понтической и Динаро-Таврской ветвями расположены области, в которых новейшие деформации были значительно более слабыми. Земная поверхность таких лабильных областей имеет относительно низкий уровень — это Паннонский, Эгейский, Киршехирский бассейны. Складчатые системы огибают эти лабильные области, образуя структурные дуги. Наиболее крупными из них являются Критская дуга и Карпатская петля.

Критская дуга образована складчатыми системами Эллинид и Западного Тавра, которые с юга и запада обрамляют бассейн Эгейского моря. Карпатскую структурную петлю образуют складчатые системы Западных, Восточных и Южных Карпат, которые с трех сторон окружают Паннонский бассейн. Карпатская петля — наиболее крупная и сложная дуговая структура в Восточно-Европейской—Малоазиатской части Альпийского пояса. Выяснение происхождения Карпатской петли, условий и способа ее формирования является ключом к познанию кинематики структурных дуг этого региона. Поэтому авторы уделяют Карпатской петле наибольшее внимание.

Наш анализ кинематики Восточно-Европейского—Малоазиатского региона в мелу и кайнозое основан на данных о тектонической и биогеографической зональности и результатах палеомагнитного исследования.

ТЕКТОНИКА И БИОГЕОГРАФИЯ

В рассматриваемом регионе несколько поколений исследователей описали много тектонических зон, используя для их выделения различные признаки. Обилию тектонических зон способствуют также государственные границы. Пересекая такую границу, тектоническая зона обычно меняет свое название, а нередко изменяются и принципы выделения тектонических зон.

При рассмотрении мегадеформаций региона нам необходимо пользоваться структурными подразделениями, которые можно проследить на возможно большие расстояния. Для выделения таких мегазон авторы используют два признака: возраст флишевых отложений и фации юры. Океанические породы мезозойского Тетиса и породы, формировавшиеся на окраинах Африкано-Аравийского и Евразийского континентов, хорошо различимы в юрских отложениях и образуют протяженные пояса.

Изучение фауны аммонитов лейаса позволило М. Неймайеру [Neumaug, 1878] выделить среднеевропейскую и средиземноморскую фаунистические провинции. На территории внеальпийской Европы распространены среднеевропейские виды раннеюрских аммонитов. В Карпатском регионе аммонитовая фауна содержится в двух фациальных типах лейасовых отложений. Первому типу принадлежат отло-

жения в терригенно-карбонатных фациях. Средиземноморские и средневропейские виды аммонитов содержатся в них в приблизительно равном количестве. Литологические исследования показали, что терригенный материал поступал из северного обрамления Тетиса. Отложения этого типа формировались на шельфе Евразийского континента. Ко второму типу принадлежат конденсированные разрезы глубоководных карбонатных отложений в фации "аммонитико росо" и ее аналогах. В них резко преобладают средиземноморские виды аммонитов. Отложения, вероятно, были сформированы на континентальном склоне и в краевых морях Африканского континента. В таком случае глубоководная зона Тетиса препятствовала проникновению европейской фауны на африканскую окраину. Этот "фильтр" функционировал в плинсбах и тоаре [Geszy, 1984a].

В настоящее время чаще говорят о северотетической и южнотетической биогеографических провинциях: средневропейская фауна относится к первой, а средиземноморская — ко второй провинции. Интересны соотношения между указанными провинциями, установленные по аммонитам лейаса в Паннонском бассейне: Средневенгерские горы принадлежат южнотетической, а расположенные южнее горы Виллань и Мечек — северотетической провинции [Geszy, 1973, 1984b].

Соотношение между биогеографическими провинциями хорошо видно по распределению брахиоподовых сообществ лейаса [Horvath et al., 1979; Voros, 1977]. На рис. 1 показаны местонахождения брахиопод, в которых количество видов, характерных для одной провинции, вдвое или более превышает число видов другой биогеографической провинции. Соотношения между видами для некоторых местонахождений приведены в табл. 1. Брахиоподовая фауна северотетического типа распространена на территории внеальпийской Европы, во флишевой зоне Восточных Альп, в Манинской единице Западных Карпат, во внутренних зонах Восточных и Южных Карпат, в горах Апусени, Вилань и Мечек в Паннонском бассейне. Она известна в Понтидах, где также развита северотетическая фауна аммонитов. Для внутренних зон Западных Карпат и для Средневенгерских гор характерно южнотетическое сообщество брахиопод лейаса. Это же сообщество распространено в Австро-Альпийских шарьяжах, Южных Альпах, Апеннингах, Эллинидах. В Таврской зоне Малой Азии южнотетическая биогеографическая провинция установлена по фауне аммонитов (рис. 2).

Различие между указанными биогеографическими провинциями установлено

Таблица 1. Биогеография брахиопод лейаса [Horvath et al., 1979; Voros, 1977]

Биогеографическая провинция	Номер на рис. 1	Местонахождение фауны	Количество видов	
			северотетических	южнотетических
Северотетическая	2	Восточные Альпы (Грестен)	10	5
	3	Западные Карпаты, Манинская единица (Костелец)	10	1
	5—6	Горы Мечек и Виллань	10	1
	7	Северные Апусени (Пэду-ря—Краюлуй)	16	4
	8	Южные Карпаты (Свинеча)	14	2
	10	Понтиды (Якачик)	5	2
Южнотетическая	1	Северные Известняковые Альпы (Зальцкаммергут)	4	15
	4	Средневенгерские горы (Баконь)	1	22
	9	Эллинды, внешняя зона	6	17

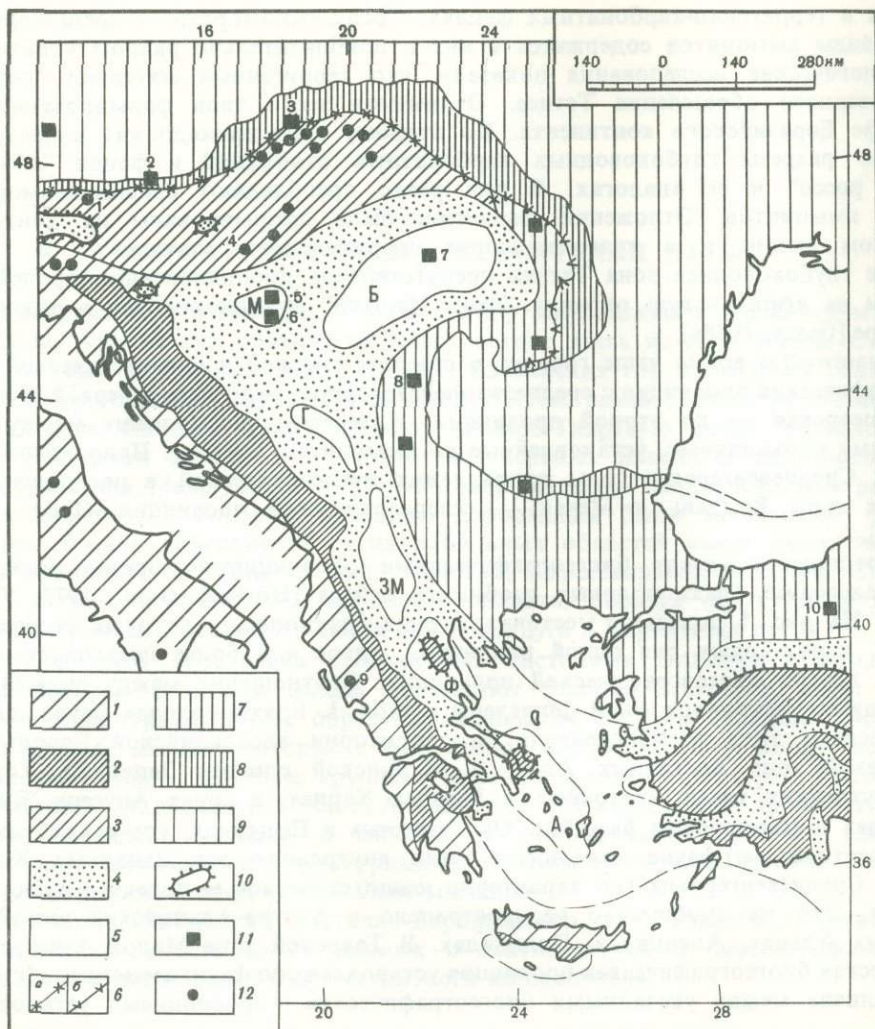


Рис. 1. Восточно-Европейский сектор Альпийского пояса: тектоническая и биогеографическая зональность

1—8 — тектонические мегазоны: 1 — Апулийско-Далматинская, 2 — Динаро-Таврская, 3 — Гемеро-Татранская, 4, 5 — Панноно-Анатолийская (5 — массивы: Б — Бихор, М — Мечек, Г — Голна, ЗМ — Западно-Македонский, Ф — Фессалийский, А — Аттико-Кикладский), 6 — сутурные (а — Пьеннинская, б — Каменнопотокско-Поречская), 7 — Родопо-Понтийская, 8 — Карпато-Балканская; 9 — краевой прогиб и внеальпийская Европа; 10 — главные тектонические окна; 11, 12 — местонахождения брахиопод лейаса [Hogvath et al., 1979; Vöröš, 1977, 1984], сообщества: 11 — северотетические, 12 — южнотетические

также по фауне бентосных фораминифер лейаса и доггера [Bassolet et al., 1985]. Ареалы распространения плинсбахского рода *Orbitopsela* и батского вида *Satorina arulensis* отмечает южнотетическую, а *Orbitamina elliptica* — северотетическую провинцию. По этим данным Внешние Динариды и Тавриды принадлежат южнотетической провинции.

Фацции и фауны юрских отложений позволяют выделить в рассматриваемом регионе три группы тектонических мегазон: Африкано-Аравийскую, Евразийскую и сутурных мегазон.

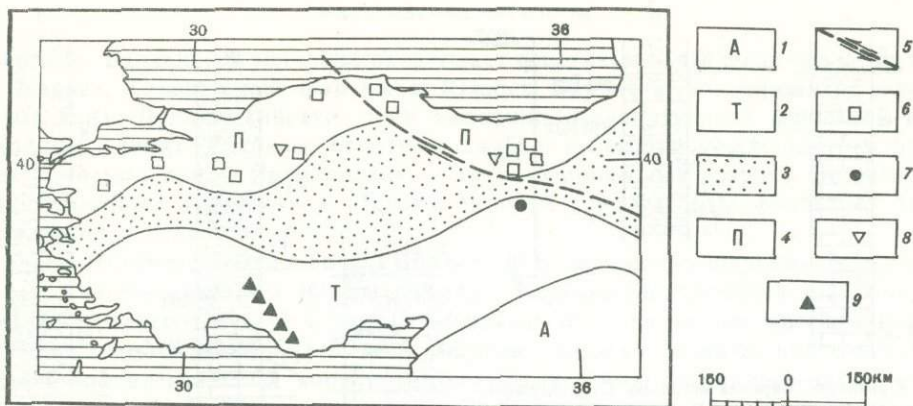


Рис. 2. Местонахождения юрских аммонитов в Малой Азии

1 — Аравийская платформа; 2—4 — тектонические зоны: 2 — Таврская, 3 — Анатолийская, 4 — Понтийская; 5 — Восточно-Анатолийский сдвиг; 6,7 — фауна аммонитов лейаса [Bassolet et al., 1975]; 6 — северотетическая, 7 — южнотетическая; 8,9 — фауна аммонитов мальма [Enay, 1976]; 8 — северотетическая, 9 — южнотетическая

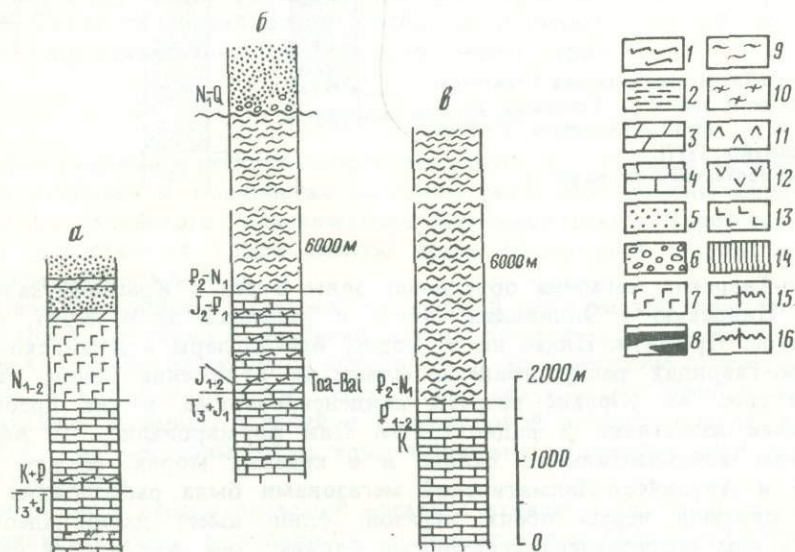


Рис. 3. Апулийско-Далматинская мегазона. Стратиграфические разрезы зон: а — Пакосской, б — Ионической, в — Гаврово [Обузи, 1967; Смит, Морс, 1977]

1 — кремнистые породы; 2 — глинистые породы; 3 — мергели; 4 — известняки; 5 — песчаники; 6 — крупнообломочные породы; 7 — гипсы; 8 — угли; 9,10 — флиш: 9 — терригенный, 10 — карбонатный; 11, 12 — вулканогенные породы; 11 — среднего и смешанного состава, 12 — основного состава; 13 — габбро; 14 — ультрабазиты; 15, 16 — несогласия: 15 — стратиграфическое, 16 — угловое

Африкано-Аравийские мегазоны

Апулийско-Далматинская мегазона включает зоны: Далматинскую и Круя в Динаридах, Гаврово, Триполица и Ионическую в Эллинидах, Ида на о. Крит, Архангелос на о. Родос. В этой мегазоне развиты флишевые отложения позднего зоцена, олигоцена и раннего миоцена. Среди юрских пород мегазоны преобладают неритовые фации (рис. 3). Породы мегазоны слагали Адриатический микроконтинент, который принадлежал Африкано-Аравийскому домену.

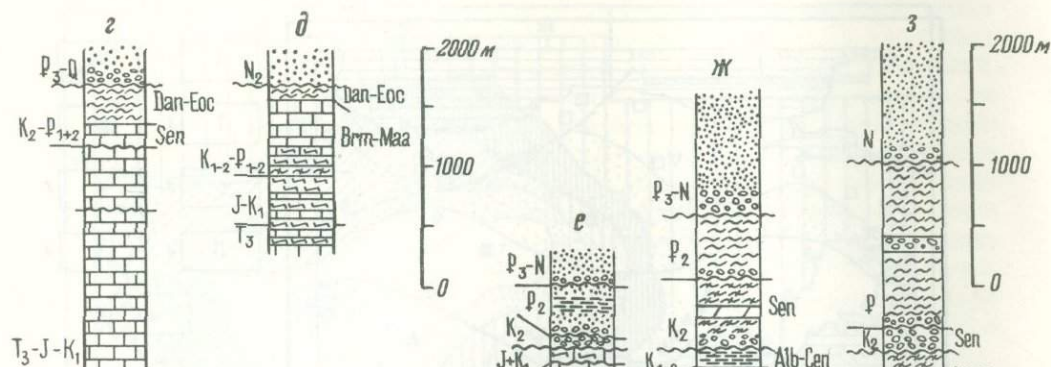


Рис. 4. Динаро-Таврская мегазона. Стратиграфические разрезы зон: *z* — Парнасской, *д* — Пиндской [Обузн, 1967; Смит, Морс, 1977]
Условные обозначения см. на рис. 3

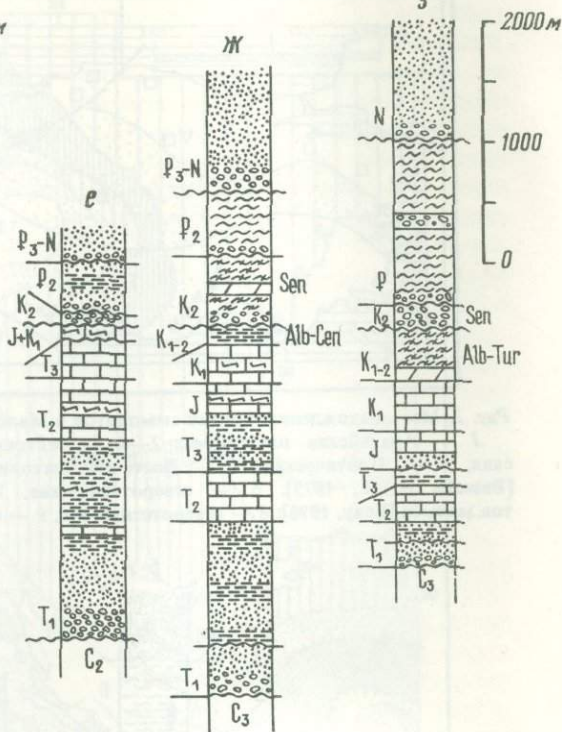


Рис. 5. Гемеро-Татранская мегазона. Стратиграфические разрезы зон: *е* — Гемериды, *ж* — Вепориды, *з* — Татриды [Андрусов, Самуэл, 1973; Биркенмайер, 1977]
Условные обозначения см. на рис. 3

Динаро-Таврская мегазона объединяет зоны Будва и Краста-Шукали в Динаридах, Пиндскую в Эллинидах, Этхиа и Мангасса на о. Крит, Адра на о. Карпатос, Профитис-Илиас на о. Родос, Бей-Даглары в Ликийском Тавре. В Динаро-Тавридах распространены флишевые отложения дания, палеоцена и эоцена (рис. 4). Юрские разрезы конденсированные, в них преобладают пелагические известняки и радиоляриты. Они формировались на Африкано-Аравийском континентальном склоне и в красных морях. Между Динаро-Таврской и Апулийско-Далматинской мегазонами была расположена полоса, которой присущи черты обеих мегазон: флиш имеет даний-палеоценовый возраст, а юра представлена неритовыми фациями (см. рис. 4, *z*). В настоящее время такие разрезы находятся в зоне Карста Динарид и в Парнасской зоне Эллинид. На основании возраста флиша указанные зоны объединены с Динаро-Тавридами.

Гемеро-Татранская мегазона охватывает Внутренние Западные Карпаты, частично Восточные Карпаты и продолжается на запад в Восточные Альпы. Флишевые отложения присутствуют в этой мегазоне на двух уровнях. Меловый флиш, формировавшийся в эпоху шарьирования, известен в разрезах Татрид в интервале альб—турон. Неоавтохтонное положение занимает мощный палеогеновый флиш, несогласно залегающий на всех тектонических единицах Внутренних Западных Карпат (рис. 5). Юрское осадконакопление в пределах мегазоны было весьма дифференцированным. Наряду с криноидными известняками широко распространены пелагические известняки и радиоляриты. Пелагические породы развиты в разрезах лейаса и доггера Татрид, доггера и мальма в зоне Фатрик, лейаса — в Вепоридях, доггера — в зоне Хроник [Биркенмайер, 1977; Andrusov et al., 1973; Biely, Vystrieky, 1968].

Евразийские мегазоны

Карпато-Балканская мегазона охватывает флишевые зоны Западных и Восточных Карпат, Северинский шарьяж в Южных Карпатах, зону развития флиша Предбалкана, Лудакамчийскую зону Балканид. Во внутренней флишевой зоне Восточных Карпат (Раховско-Белотиссенской) и в Северинском аллохтоне флиш имеет раннемеловой, в Предбалкане — титон-берриасовый возраст. Во внешних зонах флишевых Карпат и в Лудакамчийской зоне развиты флишевые отложения флиша и палеогена (рис. 6).

Родопо-Понтическая мегазона включает Мармарошские шарьяжи Восточных Карпат, Гетские шарьяжи Южных Карпат, Сербско-Македонский и Родопский массивы, Среднегорскую и Старо-Планинскую зоны Балканид, массив Сакарья и Понтиды в Малой Азии. В этой мегазоне широко развиты породы доальпийской континентальной коры, на которых местами сохранился чехол мезозойских отложений. Юрские отложения во многих случаях выпадают из разреза или представлены прибрежными и континентальными угленосными и терригенными отложениями. В Гетском шарьяже лейас представлен толщей (500 м) конгломератов, песчаников и глинистых сланцев с прослоями угля. В сланцах содержатся аммониты, в углях — ископаемая флора лейаса [Nestaseanu et al., 1981]. Флиш развит в Родопо-Понтической зоне на ограниченных участках. Таков титонский флиш Крайштид и позднесенонский карбонатный флиш в Среднегорской зоне и на Родопском массиве (рис. 7).

Сутурные мегазоны

В рассматриваемом регионе можно выделить три сутурные мегазоны. Панноно-Анатолийская и Пьенинская мегазоны разделяют домены африкано-аравийского и евразийского происхождения. Каменнопотокско-Поречская сутурная мегазона представляет собой слепую ветвь Пьенинской сутуры, уходящую внутрь Евразийского домена.

Панноно-Анатолийская мегазона. На большей части рассматриваемого региона Евразийский и Африкано-Аравийский домены разделены относительно широкой Панноно-Анатолийской сутурной мегазоной. К этой мегазоне отнесены внутренние зоны, в которых развиты океанические вулканы и офиолиты. Океанические вулканы имеют юрский и раннемеловой возраст, иногда, возможно, триасовый. Для мегазоны характерны флишевые отложения позднюрского и мелового возраста.

В Динаридах к рассматриваемой мегазоне относятся Златиборская, Сербская и Копаниокская зоны, в Эллинидах — Вардарская и Отрисско-Пелагонийская зоны (рис. 8), в Малой Азии — Измир-Анкарская зона Анатолии, Ликийские шарьяжи Тавра. На территории Эгейского моря мегазону можно проследить по выходам офиолитов на островах Кикладского архипелага. Изолированные останцы офиолитовых шарьяжей залегают также на островах Крит и Родос [Воппеан, 1984].

Среди офиолитов и местами на офиолитах лежат массивы палеозойских и более древних пород. Большая часть этих массивов, вероятно, была микроконтинентами среди мезозойского Тетиса. В Динаро-Эллинидах наиболее крупными являются Пелагонийские массивы (Аттико-Кикладский, Фессалийский, Западно-Македонский) и Голиа. Обломки пород этих массивов известны во флише и олистодромах Динарид начиная с берриаса [Обуэн, 1978].

Рассматриваемая мегазона продолжается на территории Паннонского бассейна. В южной части горного массива Апусени в Мурешской зоне широко распространены офиолиты, которые по радиометрическим определениям имеют раннеюрский возраст [Cioflica et al., 1981]. В этой же зоне распространены

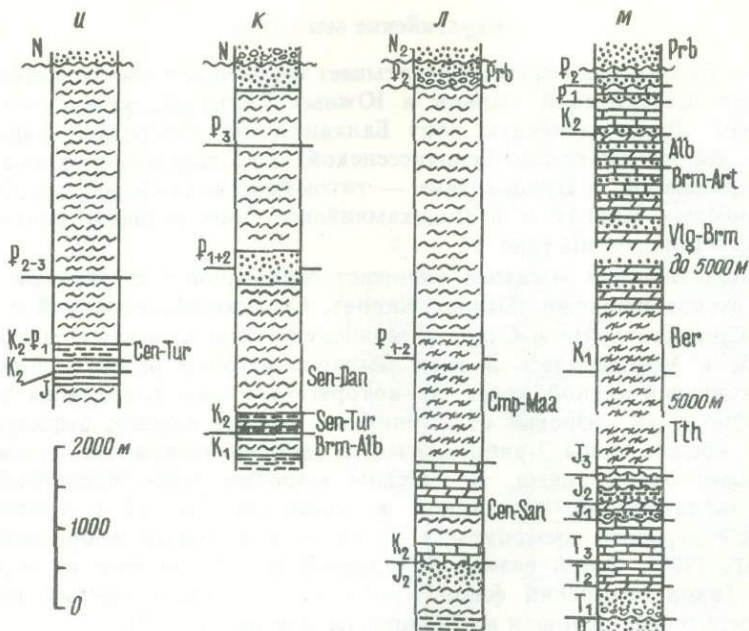


Рис. 6. Карпато-Балканская мегазона. Стратиграфические разрезы зон: *u* — Магурской, *к* — Силезской, *л* — Луда-Камчийской и Котельской, *м* — центральной части Предбалканской [Биркенмайер, 1977; Геологическое строение, 1971; Гочев, 1979; Карагулева, Костадинов, 1977; Стратиграфия на България, 1968; Тектоника на Предбалкана, 1971; Birkenmajer, 1977]

Условные обозначения см. на рис. 3

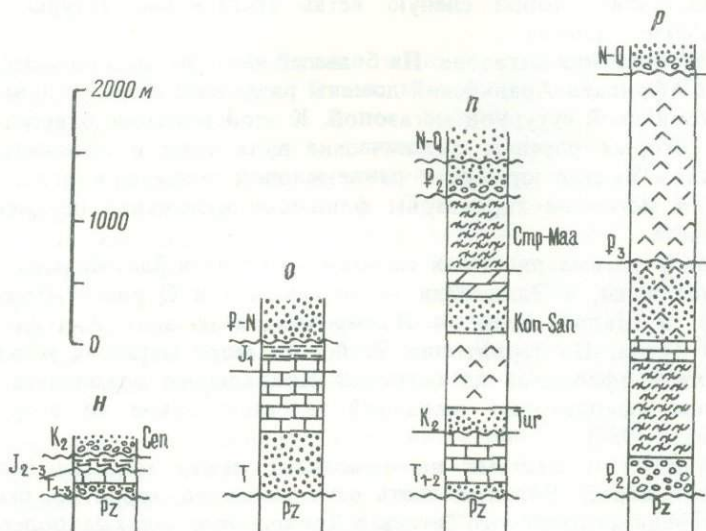


Рис. 7. Родопо-Понтийская мегазона. Стратиграфические разрезы зон: *н* — Марморашского массива (Деловещкий шарьяж), *о* — Сербско-Македонской, *п* — Среднегорской, *р* — Восточно-Родопской [Бызова и др., 1971; Смит, Морс, 1977; Стратиграфия на България, 1968; Христов, 1960; Aiello et al., 1977; Gosev et al., 1974]

Условные обозначения см. на рис. 3

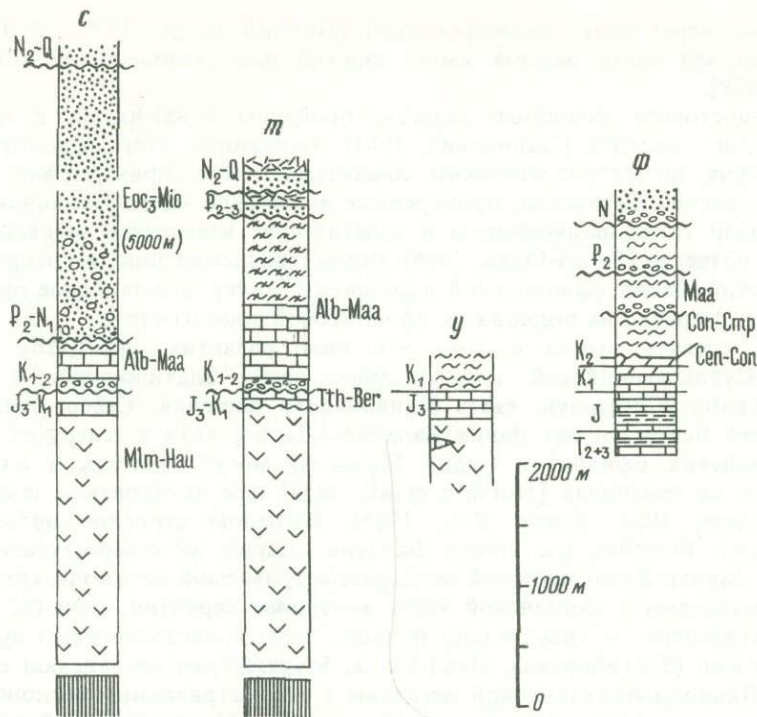


Рис. 8. Сутурные мегазоны. Стратиграфические разрезы: *c*, *m* — Панноно-Анатолийской мегазоны: *c* — Отрисско-Пелагонийской зоны, *m* — Вардарской зоны; *y* — Каменнопотокско-Поречской мегазоны, Каменнопотокского шарьяжа; *φ* — Пьенинской мегазоны [Биркенмайер, 1977; Ксеншкевич и др., 1968; Ломизе, 1968; Смит, Морс, 1977; Birkenmajer, 1977; Rassios et al., 1983]

Условные обозначения см. на рис. 3

известково-щелочные вулканиты поздней юры—неокома и флишевые отложения нижнего мела.

Офиолитовая зона продолжается на северо-восток под чехлом молодых отложений Трансильванской впадины. Свидетелями существования этой зоны служат также Трансильванские офиолитовые шарьяжи Восточных Карпат. Возраст трансильванских офиолитов определен в интервале от среднего триаса до неокома [Russo-Sandulescu et al., 1984].

В западном направлении офиолиты Муреша прослежены под чехлом молодых отложений до района Белграда, т.е. до Вардарско-Копаноикской офиолитовой зоны. Другая ветвь Вардарско-Копаноикской офиолитовой зоны продолжается на северо-запад вдоль долины Дуная.

В северной части Паннонского бассейна породы офиолитовой ассоциации распространены в горах Бюкк, где на земную поверхность выведены шаровые лавы основного состава, габбро и гипербазиты [Balla et al., 1980, 1983]. Лавы, вероятно, имеют лейасовый возраст. Между горами Бюкк и Матра около линии Дарно обнажены габбро-диабазы, комплекс диабазовых даек, шаровые лавы, радиоляриты и туфы. Петрохимические и геохимические исследования вулканитов позволили сделать вывод о том, что они принадлежат к абиссальным толеитам [Embey-Isztin, 1980; Onuoha, 1977]. Южнее линии Балатон—Дарно породы офиолитовой ассоциации вскрыты скважинами в фундаменте Большой Венгерской впадины в междуречьях Дравы и Дуная, Дуная и Тиссы и восточнее Тиссы. В разрезах скважин встречаются габбро, спилиты

и диабазы, перекрытые радиоляритами [Horvath et al., 1979]. Вулканогенно-радиоляритовая часть разреза имеет юрский или раннемеловой возраст [Szepeshazy, 1979].

Северо-восточнее подобные разрезы пройдены скважинами в фундаменте Закарпатского прогиба [Данилович, 1981]. Вулканиды этой офиолитовой ассоциации, судя по петрологическим характеристикам, принадлежат к океаническим толеитам. Скважины, пробуренные в северной части Паннонской депрессии, вскрыли также радиоляриты и пелагические известняки юрского и раннемелового возраста [Bergzi-Makk, 1986]. Рассматриваемая зона, в которой развиты породы мезозойской офиолитовой ассоциации, имеет юго-западное простирание. В районе г. Загреба она подходит к офиолитовой зоне Динарид.

Можно сделать вывод о том, что пояс развития офиолитов продолжается из Субпелагонийской зоны Эллинид через Златиборскую и Сербскую зоны Динарид в северную часть Паннонского бассейна. Северо-западной границей этого пояса служит линия Балатон—Дарно, хотя к северу от нее останцы мезозойских офиолитов (серия Мелиата) могут залегать в аллохтонном положении на гемеридах [Horvath et al., 1979] или выступать в тектонических окнах [Kozur, 1984; Kozur, Reti, 1986]. В целом строение большей части Паннонского бассейна (до линии Балатон—Дарно на северо-западе) подобно строению Вардар-Пелагонийской части рассматриваемой мегазоны, хотя насыщенность офиолитами в паннонской части мегазоны, вероятно, меньше, а площадь микроконтинентов — значительно больше. Зоны с океаническими вулканидами и офиолитами (Златиборская, Игал-Бюкк, Муреш-Трансильванская) очерчивают границы Панноно-Анатолийской мегазоны в рассматриваемом регионе. Такие же зоны, видимо, разделяют массивы (Бихорский, Мечекский и более мелкие), которые имеют доальпийское континентальное основание.

На массивах Бихор и Мечек ранний лейас представлен угленосными параллическими отложениями, обычными для разрезов окраины Евразийского континента. Сообщества аммонитов и брахиопод лейаса, изученные на этих срединных массивах, относятся к северотетической биогеографической провинции (см. рис. 1). Вероятно, массивы Бихор и Мечек принадлежат к микроконтинентам евразийского ряда, которые тяготели к Евразийскому континенту.

Пьенинская мегазона. Эта мегазона включает единицы: Чорштинскую, Чертезскую, Ниедзицкую, Бранискую, Пьенинскую, Халиговецкую, Манинскую и их аналоги. Разрез юры сложен кремнисто-карбонатными отложениями в неритовой и пелагической фациях. В поперечном разрезе мегазоны неритовые фации юры распространены симметрично относительно пелагических пород, что позволяет различать реликты глубоководного бассейна и ограничивающих его подводных поднятий. Флишевые отложения в этой мегазоне имеют поздне-меловой и эоценовый возраст (см. рис. 8). Структура мегазоны чрезвычайно сжатая. В настоящее время ее ширина варьирует от нескольких сотен метров до нескольких километров при протяженности более 700 км.

Обнажения офиолитов в Пьенинской мегазоне отсутствуют. Обломки пород офиолитовой ассоциации известны лишь среди кластического материала в песчаниках и гравелитах мелового и палеогенового возраста [Круглов, 1971; Marschalko, 1984]. Пьенинская мегазона, вероятно, является сутурой окраинного бассейна Тетиса. Роль границы между доменами африканского и евразийского происхождения эта мегазона приобрела после крупных структурных преобразований третичного времени.

Каменнопотокско-Поречская мегазона. В Восточных и Южных Карпатах на границе Родопо-Понтической и Карпато-Балканской мегазон находится узкая Каменнопотокско-Поречская сутурная мегазона — шов окраинного бассейна, закрытого в середине мелового периода. В Восточных Карпатах под мармарошскими шарьяжами кристаллических пород залегает Каменнопотокский шарьяж.

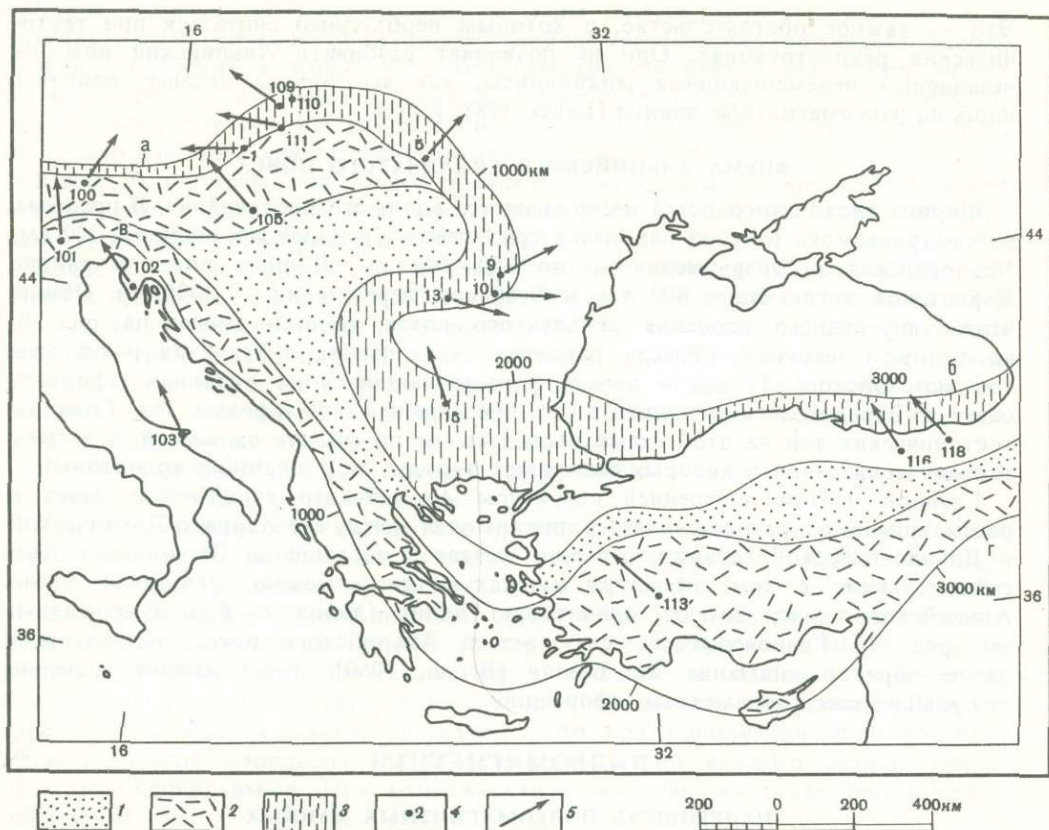


Рис. 9. Восточно-Европейский—Малоазиатский сектор Альпийского пояса и палеомагнетизм позднего мела

1—3 — породы мезозойского Тетиса в складчатой области: 1 — зона развития офиолитов, 2,3 — породы континентальных склонов и прибрежных морей (2 — окраины Африки, 3 — окраины Евразии); 4 — участки палеомагнитных исследований (1—15 — наши результаты, 100—118 — литературные данные); 5 — палеомагнитные склонения в породах верхнего мела

Этот аллохтон содержит верхнеюрские базальты (см. рис. 8), но в нем не встречены ни габбро, ни ультрабазиты. Румынские геологи исследовали соотношения редких элементов в базальтах Каменнопотокского ("черносланцевого") шарьяжа и пришли к выводу, что это внутриконтинентальные базальты, формировавшиеся в рифтовой структуре [Sandulescu et al., 1981].

В Южных Карпатах рассматриваемая сутура отмечена офиолитами Северинского шарьяжа. Офиолитовый комплекс состоит из ультрабазитов, габбро и верхнеюрских базальтов [Nastaseanu et al., 1981]. Эти породы слагают большие олистолиты среди мощной олистостромовой толщи позднего турона—сенона. Исследование соотношения Ti/Cr в базальтах позволило сделать вывод об их океаническом происхождении [Cioflica et al., 1981]. Далее на юг рассматриваемая сутура, вероятно, продолжается в Поречскую зону Восточной Сербии.

Описанная тектоническая зональность была в целом сформирована в позднемеловое время. В конце мела существовали уже все перечисленные мегазоны (кроме зоны палеогенового флиша в Карпатах). Некоторые тектонические мегазоны непрерывно прослежены от Альп до Малой Азии (см. рис. 1).

Это — важное обстоятельство, с которым необходимо считаться при тектонических реконструкциях. Оно не позволяет разбивать Альпийский пояс на независимо перемещавшиеся микроплиты, как это иногда делают, опираясь лишь на палеомагнитные данные [Lauer, 1981; и др.].

ФОРМА АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Ширина складчатого пояса резко меняется вдоль его простираия. В пределах рассматриваемого региона находятся три "шейки": Альпийская шириной 200 км, Черногорская и Эрзурумская — по 350—400 км. Ширина пояса в районе Карпатской петли более 800 км, в Эгейском пересечении — 1000 км. Общие черты внутреннего строения складчатого пояса хорошо видны на рис. 9, на котором показана область развития океанических вулканитов и офиолитов мезозойского Тетиса и пород, формировавшихся на окраинах Африканского и Евразийского континентов за пределами их шельфовых зон. Границы тектонических зон на этой схеме проведены не по фронту шарьяжей, а в тылу тектонических окон, в которых выступают породы, подстилающие аллохтоны.

Главной чертой внутренней структуры Альпийского складчатого пояса в рассматриваемом регионе является дисгармония между его Карпато-Понтической и Динаро-Таврской ветвями, особенно резкая в обрамлении Паннонского бассейна. Вместе с тем, несмотря на такую дисгармонию, указанные ветви Альпийского пояса имеют одинаковую длину (линии $a-b$ и $v-z$ равны, см. рис. 9). Равновеликость двух ветвей Альпийского пояса, на которую давно обратил внимание Ж. Брюнн [Brunn, 1960], имеет важное значение для расшифровки кинематики деформаций.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

НАДЕЖНОСТЬ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ

Для выяснения происхождения дугообразных тектонических структур авторы применили палеомагнитный метод. В большинстве изученных районов, кроме наших данных, имеются результаты других авторов, и мы стремились использовать всю информацию. К сожалению, сделать это возможно не всегда. Большое число палеомагнитных определений существует в виде строки цифр в каталоге и скупых комментариев к ним; нередко случаи, когда результат представлен только координатами палеомагнитного полюса и лишен комментариев.

В силу этого были сформулированы следующие критерии "порога пригодности", при несоблюдении которых результат не рассматривался: 1) объем коллекции и стратиграфический интервал опробования достаточны для осреднения вековых вариаций; 2) ясно, в какой системе координат приведен результат, и нет сомнений в правильности введения поправки за наклон слоев; 3) цифровые данные непротиворечивы; 4) о возрасте намагниченности или ее компонент свидетельствуют данные более веские, чем "увеличение кучности при чистке" или "обломочный характер ферромагнитных частиц"; 5) результаты получены при прогреве¹ всей коллекции не ниже 200° и воздействии переменного поля выше 200 Э. Эти критерии привели к значительному отсеву данных.

Все палеомагнитные результаты, преодолевшие "порог пригодности", были разделены по своей надежности на три класса.

Класс А — возможна количественная интерпретация и склонений и наклонов. Либо доказан, либо по совокупности данных обоснованно предпо-

¹ Здесь и далее температура в °С.

лагается возраст намагниченности. В этом классе точность результата и датировки намагниченности исключает наличие систематических ошибок в определении склонения, а вопрос о систематических ошибках в наклонении может быть решен по имеющимся данным. Отнесение к классу А не означает, что во всех случаях по наклонению можно точно определить палеоширту, но только для этого класса такие попытки имеют смысл.

Класс Б — возможна количественная интерпретация склонений. Средние вектора этого класса обычно имеют радиус круга доверия около 10° . Докладан доскладчатый возраст намагниченности.

Класс В — результаты, не подтвержденные полевыми методами, без надежных датировок намагниченности, без четкого разделения компонент. Для этого класса систематические погрешности (за счет неполного разделения компонент намагниченности и осреднения вековых вариаций, неточности датировок и т.д.) могут превышать радиус круга доверия. Такие результаты использовались для качественной интерпретации склонений, для получения выводов типа "в целом согласуются" или "резко различны".

Изложенные критерии пригодности применялись в равной степени к нашим результатам и литературным данным.

Важное свидетельство надежности результата — подтверждение его полевыми тестами. Разумеется, доскладчатая намагниченность не обязательно первична, но зато первичная — всегда доскладчатая. Поэтому во всех случаях, когда информации в публикации было достаточно, мы проводили тест складки. Если в работе приведены средние векторы и их статистика в обеих координатных системах, то применение теста средних не вызвало сложностей. Если же приведены только данные в древней системе координат (ДСК) и средние элементы залегания по разрезам, то при выполнении теста в современной системе координат (ССК) залегания внутри каждого разреза считались моноклиональными. При возможности использовались также тест и метод обращения.

ПОЗДНИЙ МЕЛ

В ранне- и среднемеловое время в рассматриваемом регионе происходило формирование шарьяжей, и породы верхнего мела залегают в виде неавтохтона на этих шарьяжах. Эти породы неавтохтона были объектом нашего палеомагнитного исследования. Выбор позднемелового уровня позволил исключить эффект более раннего шарьяжирования и исследовать суммарный результат всех более поздних деформаций Альпийского пояса. Главным объектом исследований были глубоководные мергели фации Гозау и ее аналогов.

Выбор геологических объектов для палеомагнитного изучения зависел от возможности применения полевых методов исследования природы намагниченности пород и осреднения вековых вариаций геомагнитного поля. В Карпатах значительную проблему составляла слабая обнаженность отложений. В зарубежных работах на выбор объекта влияла также степень его доступности.

Ниже кратко описаны участки, на которых были проведены палеомагнитные исследования. Номера участков соответствуют номерам на рисунках и в таблицах. Звездочкой отмечены участки и обнажения, на которых не удалось выделить древнюю компоненту намагниченности. Информация о таких участках дана в сокращенном виде.

Для изучения происхождения северной дуги Карпат были взяты образцы на участках, расположенных на крыльях и в вершине этой дуги (рис. 10). На западном крыле дуги расположены два участка, которые находятся на территории Западных Карпат.

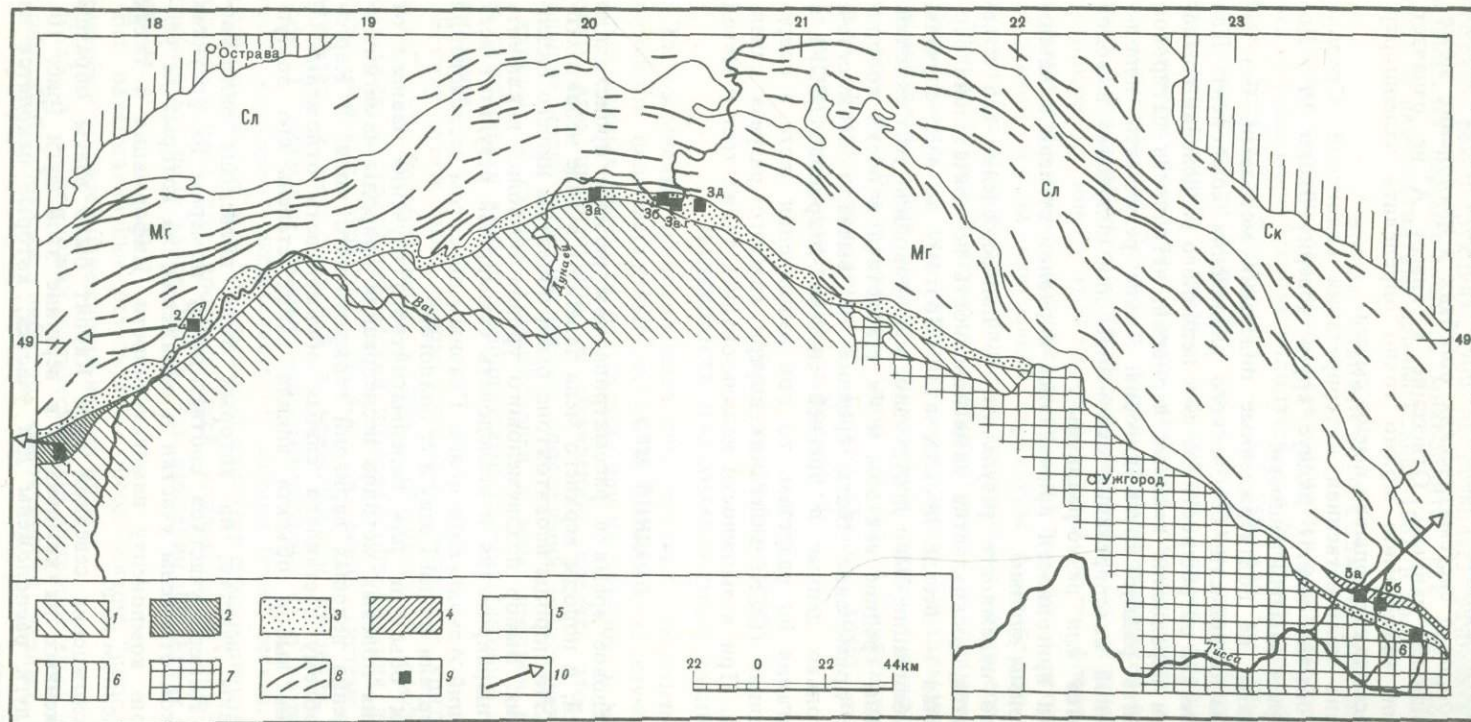


Рис. 10. Положение объектов палеомагнитных исследований в северной дуге Карпат. Геологическая основа составлена по тектонической карте Карпато-Балканского региона, геологической и тектонической картам Чехословакии [Vazhenov et al., 1980]

1,2 — Геморо-Татранская мегазона (2 — область распространения фации Гозау); 3 — Пьенинская мегазона; 4 — Родопо-Понтическая мегазона, Марморощанская утесовая зона; 5 — Карпато-Балканская мегазона (зоны: Мг — Магурская, Сл — Силезская, Ск — Скибовая); 6 — Предкарпатский прогиб; 7 — Закарпатский прогиб; 8 — оси альпийских антиклинальных складок; 9 — участки и обнажения, на которых проведены палеомагнитные исследования; 10 — палеомагнитные склонения в породах верхнего мела

1. В Белых Карпатах в районе горы Брэдло у пос. Кошарска в зоне развития фации Гозау изучены 7 штурфов мергелей нижнего кампана в разрезе мощностью 2 м. Слои мергелей падают на северо-восток под углом от 10 до 25°. Этот участок находится в пределах Гемеро-Татранской мегазоны вблизи ее границы с Пьенинской мегазоной.

2. Юго-западнее г. Пухова, у пос. Вршатец, отобраны 6 штурфов мергелей пуховской свиты на уровне коньяка. Обильная глоботрункановая фауна изучена в этом обнажении [Fusan, Andrusov, 1973]. Мощность изученной части разреза 3 м, слои падают на северо-запад под углом от 35 до 50°. Участок находится в пределах Чорштинской единицы Пьенинской мегазоны.

В вершине северной дуги Карпат изучены породы из Польских Западных Карпат. Участок 3 расположен в пределах Пьенинской мегазоны, 4 — в Субсилезской зоне Карпато-Балканской мегазоны.

3*. В долине р. Дунаец и на его притоках изучено несколько обнажений. Обнажение 3а находится южнее г. Новы-Тарг на правом берегу р. Бялы-Дунаец около пос. Шафлари, в нем изучено 5 штурфов глоботрункановых мергелей верхнего сеномана—нижнего турона. Обнажение 3б расположено севернее пос. Сромовце-Выжне, в нем изучено 5 штурфов глоботрункановых мергелей турон-коньякского возраста. Два обнажения (3в, 3г) находятся у подножия горы Мацелова на р. Дунаец. Они сложены породами турон-коньякского возраста: глоботрункановыми мергелями с тонкими прослоями песчаников. Из этих обнажений изучено 26 штурфов. Обнажение 3д расположено восточнее г. Шавница у пос. Яворки, в нем изучены глоботрункановые мергели сеномана (4 штурфа) и турона—коньяка (7 штурфов).

4*. Среди флиша силезской зоны в тектонических окнах обнажены мергели Субсилезской зоны, которые содержат микрофауну альба—сеномана. В окне Рыбье-ново изучено 18 штурфов, в окне Ясеница — 13 штурфов.

На восточном крыле северной дуги Карпат находятся Украинские Карпаты. Здесь на двух участках изучены породы пуховской свиты, которые содержат многочисленные фораминиферы, имеющие возраст от турона до маастрихта [Вялов и др., 1981]. Участок 5 расположен в пределах Мармарошской утесовой зоны, которая представляет собой северное окончание Родопо-Понтической мегазоны. Участок 6 находится на территории Пьенинской мегазоны. Кроме того, было предпринято исследование верхнемеловых пород Раховской зоны (Карпато-Балканская мегазона) на уч. 7.

5. В русле второго левого притока р. Кузя в бассейне р. Рики исследовано 67 штурфов красноцветных мергелей, аргиллитов и песчаников и 26 штурфов алевролитов и песчаников зелено-серого цвета. Мощность опробованных отложений (обн. 5а) более 100 м, падение слоев на юго-запад под углом от 35 до 90°, местами слои опрокинуты. Другой разрез пуховской свиты изучен на обоих берегах р. Терелья выше пос. Драгово. Основание видимого разреза представлено 2-метровой пачкой слоистых красноцветных мергелей и аргиллитов с прослоями алевролитов. Эта пачка слагает небольшую антиклинальную складку, на крыльях и в осевой части которой изучено 14 образцов (обн. 5б). Средняя часть разреза образована мощной пачкой красных мергелей, в которых отсутствуют следы слоистости. Верхняя пачка (мощностью 20 м) сложена серыми алевролитами и песчаниками, среди которых исследовано 24 штурфа (обн. 5в*).

6. На правом берегу р. Лужанка против пос. Новоселица разрез (обн. 6а) пуховской свиты имеет мощность около 100 м и состоит из трех частей. Нижняя пачка (6 м) сложена красноцветными мергелями и аргиллитами, средняя — мощной толщей зеленых мергелей, верхняя (3 м) — красноцветными мергелями с прослоями серых песчаников. Слои круто падают на юго-юго-запад. Из нижней пачки исследовано 13, из верхней — 9 штурфов мергелей (обн. 6б). Было также изучено 12 штурфов мергелей из обн. 6б*, которое находится в 2 км севернее, на левом берегу реки.

7*. В Чивчинских горах в долине р. Черный Черемош у устья ее притока р. Добрын развит терригенный флиш буркутской свиты альб-сеноманского возраста. Слои находятся в опрокинутом залегании и образуют несколько складок. Здесь изучено 17 штурфов мелкозернистых песчаников.

В Румынских Карпатах изучены штурфы на шести участках, которые расположены на крыльях юго-восточной дуги Карпат — в зонах меридионального и широтного простиранья альпийских структур (рис. 11).

8*. В Марамуреше в бассейне р. Сомеш (левого притока р. Тиссы) в долине р. Лэпуш-Ботиз находятся наиболее южные обнажения пород Пьенинской мегазоны. Породы залегают в трех тектонических пластинах. Мергели сантона—маастрихта (14 штурфов) изучены у пос. Пояна-Ботиза из нижней тектонической пластины.

9. Участок находится в Восточных Карпатах во внутренней части Карпато-Балканской мегазоны. Здесь на шарьяжах Чахлеу и Бобу, сложенных нижнемеловым флишем, в виде несогласия

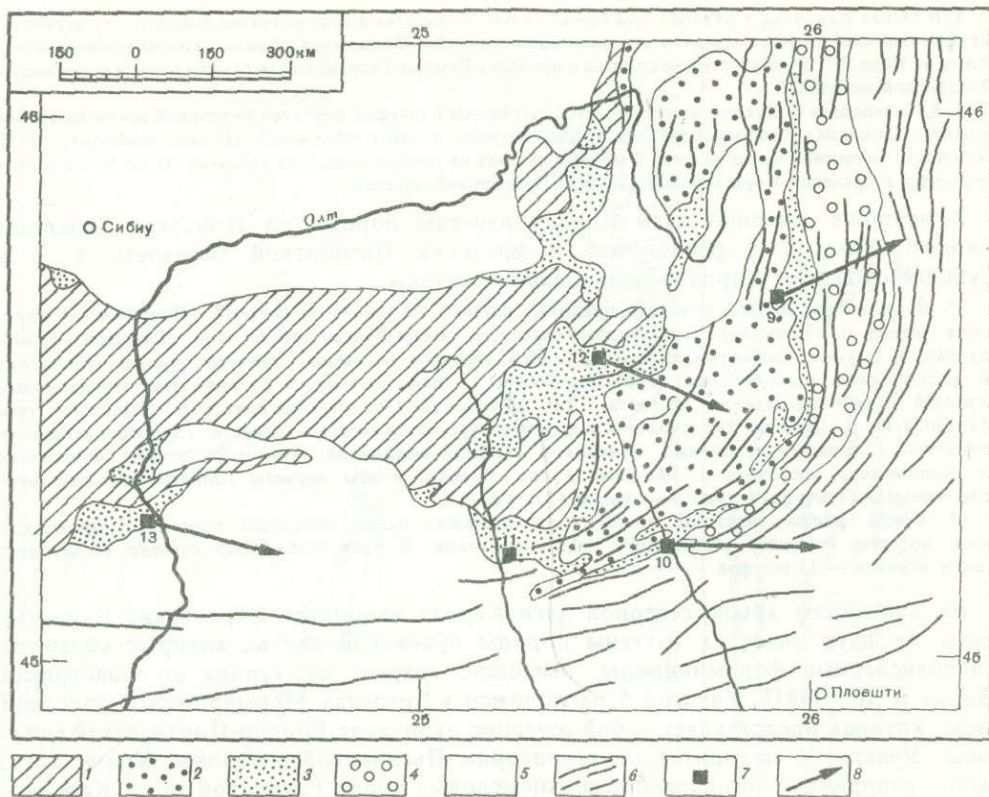


Рис. 11. Положение объектов палеомагнитных исследований в юго-восточной дуге Карпат. Геологическая основа составлена по геологической и тектонической картам Румынии [Vazhenov et al., 1989]

1 — Гетский шарьяж (кристаллическое основание и раннемезозойский чехол); 2 — шарьяжи нижнемелового флиша, сформированные в середине мела (Чахлеу, Бобу и др.); 3 — верхнемеловые породы неавтохтона (неавтохтон Гетского шарьяжа включает также альб); 4 — шарьяжи мелового флиша, сформированные в миоцене (Таркеу, Аудиа и др.); 5 — кайнозойские отложения; 6 — оси альпийских складок; 7 — участки палеомагнитных исследований; 8 — палеомагнитные склонения

лежат мергели позднего кампана—маастрихта [Sandulescu et al., 1981b]. В бассейне р. Тырлунг (левого притока р. Негру-Олт), около пос. Тэлиу, изучено 13 штупов мергелей в двух обнажениях, расположенных на одном стратиграфическом уровне. В обн. 9а (Пояна-Флориор) слои падают на запад под углом от 15 до 40°, изучено 9 штупов на интервале 28 м по мощности. Обнажение 9б находится на верхнем крыле лежащей синклинали, и слои опрокинуты под углом от 20 до 30°.

10. Участок находится южнее пос. Комарник. Тектоническое положение участка аналогично положению участка Тэлиу. Мергели неавтохтона перекрывают здесь шарьяж Чахлеу. Они содержат микрофауну маастрихта. Штупы (14 шт.) отобраны на обоих берегах р. Прахова вблизи устья ее притока р. Белией. На левом берегу реки слои падают на север под углом от 60 до 70°. Из этого разреза (10а), имеющего мощность 15 м, исследовано 9 штупов. Обнажение 10б на правом берегу реки находится на расстоянии в 50 м по мощности. Слои залегают вертикально. Штупы из этого обнажения (5 шт.) взяты на интервале 30 м по мощности.

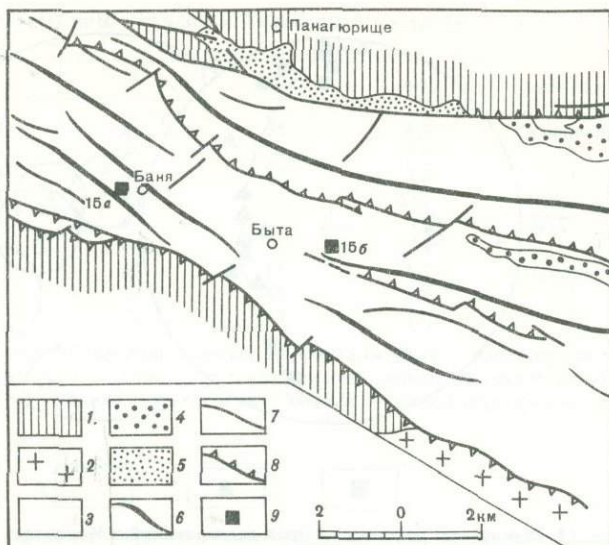
Западнее и севернее участка Комарник изучены породы верхнего мела, которые перекрывают флишевый шарьяж Чахлеу и Гетский шарьяж, сложенный кристаллическими породами Внутренних Карпат (уч. 11—13).

11. Мергели верхнего кампана—маастрихта обнажены на левом борту долины р. Дымбовица выше пос. Лайкай. Слои падают на юго-восток под углом от 20 до 30°. Изучено 12 штупов из разреза мощностью 18 м.

12. Участок расположен юго-западнее г. Брашбв на правом берегу р. Гимбов к югу от пос. Рышнов. Штупы мелкозернистых песчаников (10 шт.) и мергелей (5 шт.) верхнего турона—

Рис. 12. Положение объектов палеомагнитных исследований в Среднегорской зоне Балканид (участок 15). Геологическая основа составлена по работе [Карагюлева и др., 1974]

1 — докембрий; 2, 3 — верхний мел; 2 — граниты, 3 — осадочные и вулканогенные породы; 4 — палеоген; 5 — неоген-четвертичные отложения; 6 — оси антиклиналей; 7 — сбросы и сдвиги; 8 — взбросы; 9 — обнажения, на которых проведены палеомагнитные исследования



кампа отобраны на крыльях синклинальной складки, которая имеет юго-юго-западное простирание. Падение слоев на южном крыле складки $10-15^\circ$, на северном крыле — $30-50^\circ$. Мощность опробованных пород 20 м.

13. Участок находится в долине р. Качулата, которая впадает в р. Олт севернее пос. Калиманешти. Породы верхнего мела лежат здесь на Гетском шарьяже. Песчаники и мергели кампана—нижнего маастрихта слагают моноклираль, падающую на юго-восток под углом $10-20^\circ$. 11 штупов песчаников были взяты в двух обнажениях (мощность 5 м и 10 м), отстоящих друг от друга на 250 м по мощности.

Во внутренней части Паннонского бассейна изучены породы верхнего мела, которые лежат на массиве Мечек в Венгрии.

14*. Участок расположен в северной части гор Мечек в долине Векени. На туфах валанжина—готерива лежит пачка (2 м) красных мергелей с глоботрунканами сеномана—турона [Вадац, 1964]. Изучено 8 штупов мергелей из этого обнажения.

В пределах Балканид проведены исследования в Среднегорской зоне Родоп-Понтической мегазоны (уч. 15) и в Предбалканской зоне, которая принадлежит Карпато-Балканской мегазоне (уч. 16).

15. Участок находится южнее г. Панагюрище. Здесь изучены два разреза. Один из них (15а) расположен в долине р. Банска Луда-Яна западнее пос. Баня вблизи периклиналильного окончания Градиштенской антиклинали (рис. 12). Слои падают на восток под углом от 30 до 45° . Исследованы породы сантона и кампана. Нижний сантон сложен туфопесчаниками, среди которых взято 3 штупа. На туфогенных породах залегает толща (70 м) красноцветных мергелей верхнего сантона—нижнего кампана. Изучено 17 штупов этих мергелей. Другой разрез (15б) находится в долине р. Пенагюрска Луда-Яна на северном крыле Песовецкой антиклинали в районе ее периклиналильного замыкания. В этом обнажении исследовано 6 штупов красноцветных мергелей верхнего сантона—нижнего кампана из толщи мощностью 16 м. Слои падают на северо-запад под углом от 35 до 65° .

16*. Южнее г. Гаврово в районе Соколовского монастыря, поселков Этыр и Ябыка взяты для исследования 24 штупа песчаников из флишевой толщи титона—валанжина.

Результаты лабораторных исследований

В ходе термочистки красноцветов по уч. 1 и 2 направления ЕОН смещаются вдоль дуг большого круга, что свидетельствует о неполном разделении компонент ЕОН в этих породах. Кроме того, для уч. 2 по литологическим признакам не удастся определить кровлю и подошву пластов, в силу чего при расчете пробовались варианты нормального и опрокинутого залегания. В первом случае намагниченность имеет прямую полярность и ее среднее направ-

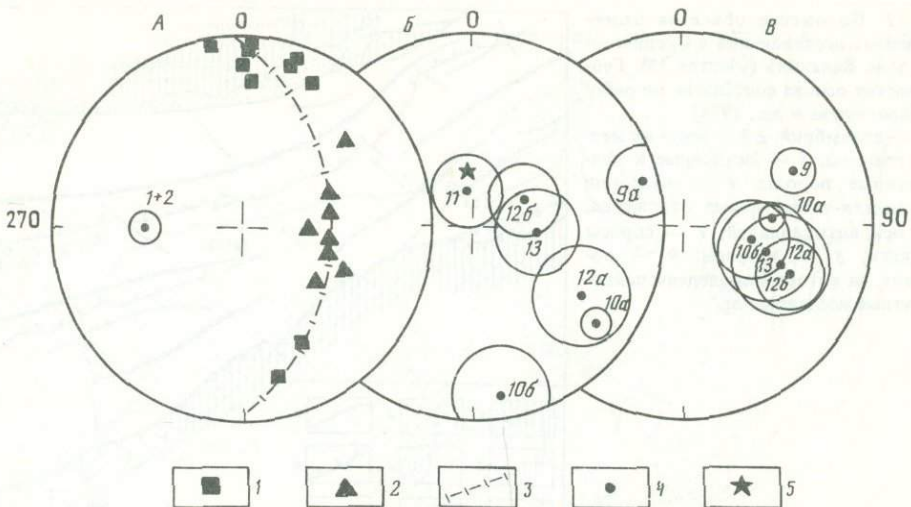


Рис. 13. Результаты палеомагнитных исследований в Карпатах

А — распределение нормалей к кругам перемагничивания отдельных образцов в Западных Карпатах; Б, В — средние по участкам (обнажениям) в Румынских Карпатах в ССК (Б) и ДСК (В). 1, 2 — нормали к кругам перемагничивания по участкам 1 (1), 2 (2); 3 — аппроксимирующая дуга большого круга; 4 — средние направления намагниченности (цифры — номера участков (обнажений) с кругами доверия); 5 — направление современного дипольного поля. Все — проекция на нижнюю полусферу

ление удовлетворительно согласуется со средним вектором для уч. 1 (см. рис. 75). Во втором варианте получаемое направление ($D=249^\circ$, $I=-49^\circ$ или, после обращения, $D=69^\circ$, $I=49^\circ$) резко отличается от данных по уч. 1, в силу чего предпочтение было отдано первому варианту (табл. 2).

Так как средние направления по этим двум коллекциям имеют разную полярность и получены по породам с различными залеганиями, здесь невозможно применить тесты складки и обращения для обоснования их надежности. В ходе термочистки палеомагнитные направления отдельных образцов смещались вдоль дуг большого круга, что позволило использовать метод кругов перемагничивания как для каждого участка в отдельности, так и для обоих вместе. В ДСК нормали к кругам перемагничивания образуют четкое планарное распределение, а направления определенной таким образом компоненты ЕОН с меньшей дисперсией хорошо согласуются между участками (рис. 13, см. табл. 2). Учитывая весьма значительные различия в элементах залегания слоев, можно считать, что нами выделена доскладчатая компонента. Результат по уч. 1 и 2 приходится отнести к классу Б, прежде всего потому, что малые мощности опробования не гарантируют полного осреднения вековых вариаций.

Анализ показал, что в ССК этим методом мы получаем не послескладчатую компоненту, а все ту же доскладчатую, но соответствующим образом пересчитанную. Естественно, что этот результат смысла не имеет. Природу же и направление более рассеянной компоненты — а что она есть доказывает само наличие кругов перемагничивания — выяснить не удалось. Единственное, что можно сказать — ее дисперсия значительно больше, чем дисперсия доскладчатой компоненты в ССК при различиях в залеганиях примерно на 30° (среднее различие между нормальями к соответствующим пластам).

В Польских Карпатах мергели, опробованные на уч. 4, оказались слабомагнитными: из 6 штучков лидирующей коллекции после прогрева до 200°

Таблица 2. Палеомагнитные результаты по Словацким и Украинским Карпатам

Участок	n_0/n	D^0	I^0	K	α_{95}^0	Метод
1	7/6	278	41	35	8,9	Осреднение
2	6/6	256	49	34	9,0	"
1+2	12	268	45	27	7,7	"
1	(7)	273	43	—	—	МПКП
2	(10)	264	47	—	—	"
1+2	(17)	266	44	—	5,9	"
5a	67/43	52	42	15	5,7	Осреднение
5б	14/10	29	29	41	7,0	"
6	34/7	18	34	13	15,6	"

Примечание. n_0/n — число изученных/использованных штуфов (в скобках — число кругов перемангничивания для отдельных образцов); D^0 , I^0 — склонение и наклонение среднего направления намагниченности в ДСК; K — кучность; α_{95}^0 — радиус круга доверия; МПКП — метод пересечения кругов перемангничивания.

большинство измерялось на пределе чувствительности прибора. В ССК эти вектора группируются, хотя и с заметным разбросом, вокруг направления современного геомагнитного поля. В силу этого коллекция была забракована.

Верхнемеловые породы, преимущественно красноцветы, опробованные на уч. 3, характеризуются намагниченностью, и по величине, и по направлению очень устойчивой к нагревам вплоть до 400° . Средние по отдельным разрезам резко различаются, а распределения единичных векторов в ряде случаев отчетливо вытянуты. В предшествующих работах [Vazhenov et al., 1980] для выделения "доскладчатой" компоненты ЕОН был использован вариант МПКП, в котором круги перемангничивания проводились через пересчитанное в древнюю систему координат направление современного поля и средний вектор ЕОН для каждого разреза. Область пересечения кругов оказалась весьма компактной; кроме того, в ее пределы попали и три обратномагнитных, предположительно полностью стабильных вектора из разреза 3а (см. рис. 3 в работе [Vazhenov et al., 1980]). Однако там же была отмечена некорректность такого подхода для данных по разрезу 3г: круг перемангничивания здесь перпендикулярен направлению вытянутости распределения единичных векторов и неясно направление древней компоненты, при подмагничивании которой палеомагнитные направления могли бы оказаться в этой части сферы. При дополнительном анализе оказалось, что и для двух других коллекций определенный таким образом круг перемангничивания не совпадает с удлинением распределений.

К сожалению, альтернативного подхода для получения более обоснованного результата мы предложить не можем. При любом способе анализа результат по разрезу 3г остается аномальным. Для разреза 3б и одной из моноклинальных пачек, опробованной в разрезе 3в, можно построить круги перемангничивания, используя планарность соответствующих распределений. Однако угол между этими двумя кругами в любой системе координат слишком мал для уверенного определения точки их пересечения. Для других коллекций заметной планарности распределений нет. Таким образом, интерпретируемого результата для Польских Карпат получить пока не удалось.

К коллекциям из Украинских Восточных Карпат (уч. 5—7) примерно поровну представлены сероцветные песчаники и алевролиты и мергели различных оттенков красного цвета. Все сероцветы, включая и флиш буркутской свиты (уч. 7), были забракованы из-за очень высокого разброса палеомагнитных направлений как на внутриштуфовом, так и на межпластовом уровне. Для красноцветов уровень отбраковки также очень высок (см. табл. 2) — либо из-за пол-

ного перемагничивания современным полем, либо, реже, из-за аномального поведения намагниченности в ходе чистки. Средние направления по этим участкам не подтверждены полевыми тестами. Круги перемагничивания, проведенные через пересчитанные в древнюю систему координат направления современного поля, и средние вектора проходят так, что в случае наличия в коллекциях современной послескладчатой компоненты это скажется только на наклоне: оно должно быть круче по сравнению с измеренным (см. рис. 75). Склонение при этом меняться почти не будет. Очень многие образцы этих коллекций в ходе чистки показывают смещение вдоль дуг большого круга, однако примерная их параллельность не позволяет независимо определить направления компонент ЕОН. Вместе с тем эти отдельные круги также примерно параллельны тем, которые описаны выше, что позволяет более обоснованно относиться к выводу о "корректности" средних склонений. Из полученных в этом районе палеомагнитных данных лишь результат по обн. 5а может быть отнесен к классу В.

Для верхнемеловых пород Румынских Карпат начальные величины ЕОН варьируют от $2 \div 28 \cdot 10^{-6}$ етл в красноцветах (уч. 8, 10) до примерно 1×10^{-6} етл в сероцветных песчаниках (уч. 12, 13) и даже в среднем $0,4 \times 10^{-6}$ етл в сероцветных мергелях (уч. 9, 11, 12). В большинстве случаев после прогрева до 200° намагниченность уменьшалась в 2—3 раза и тогда же происходили основные изменения ее направления. При последующих прогревах величина ЕОН спадала заметно медленнее, а направления были стабильны в пределах первых градусов. Однако ряд образцов мергелей оказался слишком слабомагнитным уже после нагрева до 200 или 250° .

Красноцветные мергели уч. 8 обладают очень стабильной к нагревам намагниченностью, но векторы распределены достаточно узкой полосой, приблизительно вдоль экватора сетки (см. рис. 75). Средний вектор коллекции в ДСК ($D=358^\circ$, $I=8^\circ$) отличается как от ниже приведенных данных по другим участкам, так и в целом от результатов по Альпийскому поясу. В ССК форма распределения в целом сохраняется, а наклонение, хотя и становится несколько круче ($D=3^\circ$, $I=28^\circ$), все равно мало. Вряд ли эту аномалию можно объяснить занижением наклонений при образовании намагниченности или уплотнением осадка — этот эффект не занижает наклонения до нуля и тем более не ведет к появлению отрицательных значений. Плоскостность может возникать при наличии в ЕОН двух компонент, но и это объяснение маловероятно: в данном случае в древней системе координат обе они должны были иметь почти нулевые наклонения. Интересно, что единственный штуф серого известняка из этого участка дал результат: $D=65^\circ$, $I=39^\circ$, который лучше согласуется с данными по другим участкам. Аномальные палеомагнитные направления по красноцветным мергелям уч. 8 так и остались без сколь-нибудь приемлемого объяснения и были исключены из дальнейшего анализа.

В красноцветных мергелях уч. 10 намагниченность очень устойчива к нагревам вплоть до 400° , а соответствующие направления тесно сгруппированы (см. рис. 75). В трех штуфах серых мергелей направления намагниченности близки к измеренным в красноцветах при прогреве до 200 и 250° , однако при 300° величины ЕОН резко упали, почти до нуля, внутриштуфовой разброс стал хаотичным.

Около половины коллекции сероцветных песчаников (уч. 12, 13) было забраковано из-за хаотичного внутриштуфowego разброса. Напротив, другие штуфы песчаников дали малый разброс векторов на этом уровне, а средние векторы по штуфам также неплохо сгруппированы (см. рис. 75).

Для слабомагнитных серых и розовато-серых мергелей (уч. 9, 11, 12) после выдержки в течение месяца в немагнитном пространстве были отмечены значительные изменения и в величинах, и в направлениях ЕОН, что

Таблица 3. Палеомагнитные результаты по Румынским Карпатам

Участок	Обнажение	n ₀ /n	ССК				ДСК			
			D ⁰	I ⁰	K	α_{95}^0	D ⁰	I ⁰	K	α_{95}^0
9	9а	9/7	68	4	15	13,9	64	25	21	11,6
	9б	4/1	227	0	—	—	72	30	—	—
	Среднее	8	72	5	3	28,9	65	26	24	10,2
10	10а	9/8	126	16	57	6,6	85	42	90	5,2
	10б	5/4	170	11	9	23,5	100	59	17	17,1
	Среднее	12	140	15	10	13,1	89	48	27	7,8
11		12/5	353	73	16	15,8	98	73	20	14,0
12	12а	4/3	120	29	14	22,0	115	37	13	22,0
	12б	11/7	61	62	11	16,3	111	42	13	14,6
	Среднее	10	87	56	6	17,9	112	41	14	11,7
13	13а	5/2	72	61	—	—	91	55	—	—
	13б	6/1	125	50	—	—	131	36	—	—
	Среднее	3	93	59	16	20,2	108	51	13	17,6
Среднее по уч. 12+13		13 (N=3)	89 98	57 53	8 10	14,1 25,9	111 112	43 43	15 116	10,2 7,6

Примечание. N — число средних векторов. Остальные обозначения см. в табл. 2.

говорит о наличии в этих породах заметной нестабильной (вязкой ?) компоненты. В ходе пятиступенчатого прогрева в интервале 100—300° значительная часть коллекции размагнитилась ниже уровня помех прибора, а в ряде штуфов разброс единичных направлений стал хаотичным. Во внимание были приняты только те штуфы, которые удалось надежно измерить при прогреве до 200° и выше и в которых внутриштуфовый разброс был невелик; на межпластовом уровне эти палеомагнитные направления оказались достаточно хорошо сгруппированы (табл. 3).

Перед тестированием коллекций надо отметить, что средний вектор по уч. 11 в ССК отличается статистически незначимо от направления современного поля в этом районе (см. рис. 13). Подозревая современный возраст ЕОН для этого объекта, мы исключили данный результат. Для уч. 13 только три штуфа дали результаты и, так как залегания в обоих разрезах (13а и 13б) практически одинаковы, был использован средний вектор для всего участка. Следует отметить, что в окрестностях уч. 9 структуры Карпат имеют субмеридиональное простирание, а для других четырех они северо-восточные (уч. 10) или субширотные (уч. 12, 13). На уч. 9 вектор для единственного давшего результат штуфа из разреза 9б попадает в круг доверия для среднего по разрезу 9а, а отношение K_d/K_c для всей коллекции около 8 при критическом значении менее 3. Можно все же сделать вывод о доскладчатом возрасте намагниченности на этом участке (класс В).

Кучности единичных направлений для разрезов 10а и 10б различаются более чем в 5 раз, поэтому тест средних применять здесь некорректно. Однако соответствующие круги доверия перекрываются в ДСК и не перекрываются в ССК, а отношение K_d/K_c для всей коллекции равно 2,85 при критическом значении менее 2,1. Как и для уч. 9, не слишком уверенно можно считать намагниченность этой коллекции доскладчатой (класс В). Для разрезов 12а, 12б и уч. 13 тест средних положителен в ДСК и отрицателен в ССК (соответствующие значения статистики F равны 0,32 и 4,46 при критическом значении 2,87), так что здесь увереннее можно говорить о доскладчатом возрасте намагниченности (класс Б). Общая картина результатов по Румынским Карпатам представлена на рис. 13.

Таблица 4. Палеомагнитные результаты по Балканам (уч. 15)

Обнажение	n_0/n	D°	I°	K	α_{95}°
15а	20/17	336	49	58	4,4
15б	6/6	355	45	47	8,4
Среднее	23	341	48	42	4,5
	(2)	346	47	—	—

Примечание. Обозначения см. в табл. 2.

Опробованные в слое мощностью 2 м мергели гор Мечек (уч. 14) после прогрева до 400° дали направления ЕОН как прямой, так и обратной полярности. Это, скорее, указывает на вторичный возраст намагниченности, так как для сеномана—турона полярность должна быть только нормальной. Как-либо датировать возраст намагниченности невозможно.

При исследовании верхнемеловых пород Родопо-Понтической мегазоны (уч. 15) было обнаружено, что три образца туфопесчаников (разрез 15а) полностью перемагничены современным полем. В красноцветных мергелях обоих разрезов в ходе термочистки до 400° была удалена незначительная по величине нестабильная компонента, а оставшаяся намагниченность дает хорошо сгруппированные направления (см. рис. 75, табл. 4). Средние по разрезам в обеих системах координат различаются статистически вполне значимо, тогда как тест выравнивания для всей коллекции безусловно положителен ($K_d/K_c \sim 10$). Определить направление послескладчатой компоненты здесь не удалось, в силу чего МПКП нельзя было использовать.

Как нам представляется, описанное выше различие средних по разрезам может возникнуть по одной из следующих причин: наличие в коллекции недочищенной послескладчатой компоненты, неполное осреднение разброса для разреза 15б — всего 6 штуфов из сравнительно маломощной пачки, локальное вращение одного разреза относительно другого. В пользу последнего предположения свидетельствует незначимое различие в наклонениях: $49 \pm 4,4^\circ$ и $45 \pm 8,4^\circ$ — и то, что оба разреза расположены на периклинальных замыканиях складок, где подобные движения особенно вероятны. Однако по имеющимся данным ничего обоснованно сказать нельзя, и поэтому все направления были осреднены, а результат отнесен к классу В. Что же касается нижнемеловых песчаников из флиша (уч. 16), то уже при прогреве до 200° лидирующей коллекции был обнаружен хаотичный внутриштуфовой разброс, и вся коллекция была забракована.

Кажется уместным сделать здесь вывод, интересный для методики палеомагнитных работ. Нами были изучены коллекции терригенного флиша (уч. 7, 16). Тонкие части ритмов в таких толщах обычно настолько трещиноваты, что взять из них штуфы требуемого размера невозможно; отбор ведется из песчаных элементов ритмов. Во всех случаях внутриштуфовой разброс был хаотичен и коллекции были забракованы. Опыт авторов по сходным толщам другого возраста и из других регионов, например нижнепермских флишоидов Северного Памира, столь же неутешителен. Более того, в мировой литературе нет примеров получения надежных результатов по терригенному флишу. Вероятно, способ накопления этой формации препятствует надежной фиксации внешнего поля в песчаных разностях и такие толщи непригодны для палеомагнитных исследований.

Литературные данные

В этом разделе проанализированы палеомагнитные данные по верхнему мелу. Ввиду их малочисленности рассмотрены также нижнемеловые результаты.

В Северных Известняковых Альпах (уч. 100) верхнемеловые породы фаций Гозау были опробованы в четырех пунктах [Becke et al., 1985]. Средние векторы по пунктам Гозау и Бранденберг в ДСК различаются статистически незначимо (о сходимости в ССК данных нет), и общее среднее по району отнесено к классу Б. Два других результата получены по четырем штуфам каждый и из рассмотрения исключены.

Верхнемеловые породы Южных Альп (уч. 101) изучены многими авторами (см. обзор [Channell, 1986]), и полученные результаты по целому ряду признаков — объемы коллекций, качество выделения компонент ЕОН, сходимость данных разных авторов и из разных мест отбора — можно считать надежными (класс А).

В пределах Апулийской платформы на п-ове Горгано (уч. 103) исследованы осадочные породы обоих отделов мела [Vandenberg, 1983]. Анализ этих результатов показал, что данные по верхнему мелу можно отнести к классу А, а по нижнему мелу — к классу Б, в основном за счет меньшей статистики (21 и 8 пунктов опробования соответственно).

На п-ове Истрия в Югославии (уч. 102) меловые результаты, полученные по коллекциям из 17 точек отбора [Marton, Veljovic, 1983], проанализированы с помощью теста складки. Данные разделены нами на шесть временных групп, от двух до пяти пунктов в каждой. Для сенона, турона и валанжина—готерива тест положителен в обеих системах координат — нельзя ничего сказать о природе ЕОН, для альба и апта — в обеих отрицателен, и только для сеномана тест указывает на послескладчатый возраст намагниченности, но всего по двум коллекциям из восьми штуфов каждая. Результаты теста могут быть следствием малости каждой группы; тогда мы объединили данные по K_2 (8 пунктов) и K_1 (9 пунктов). Но теперь тест стал отрицательным в обеих системах координат. Это может объяснить по-разному: 1) кучности отдельных коллекций различались значимо, а тест вполне строг только для сравнимых значений. Но по степени перекрытия кругов доверия получены те же выводы; 2) при числе штуфов в каждом пункте от 3 до 9 и неизвестной длительности изученных интервалов возможно неполное осреднение вековых вариаций. Вдобавок в обеих группах (K_1 и K_2) кучности меньше, чем характерные для вариаций значения около 30—40 [Nergero-Bervera et al., 1986]; 3) ЕОН мультикомпонентна. Вследствие этих неопределенностей данные по обоим отделам мела отнесены к классу В.

На территории Средневенгерских гор (уч. 105) палеомагнитные данные были получены по породам сенона и апта—альба [Marton, Marton, 1983]. Обе коллекции прошли ступенчатую термочистку, тест складки для каждой положителен в ДСК и отрицателен в ССК, что свидетельствует о доскладчатой природе стабильной компоненты ЕОН. Изученные разрезы находятся в различных частях Средневенгерских гор, так что результаты тестирования также указывают на отсутствие локальных вращений. Оба результата отнесены к классу А. К этому же классу отнесен результат по нижнемеловым породам гор Мечек (уч. 106) [Marton, 1986].

Пестроцветные верхнемеловые мергели опробованы в 9 пунктах (MP1—MP9) в Словацких Западных Карпатах (уч. 111). Пункты MP5—MP9 расположены в Пьенинской мегазоне, остальные — непосредственно к югу от нее [Marshallko, Ragas, 1980]. Все коллекции прошли *H*-чистку до 600 Э. Признаки кровли и подошвы слоев в этих отложениях отсутствуют. Поэтому в публикации приведены два варианта расчета средних векторов: для залеганий, предпо-

Таблица 5. Палеомагнитные данные по верхнему мелу Западных Карпат [Marshalko, Pagac, 1980]

Участок	Вариант 1				Вариант 2			
	D°	I°	K	α_{95}°	D°	I°	K	α_{95}°
MP1	351	40	42	7,6	83	-40	29	9,2
MP2	5	19	24	7,7	204	-20	8	13,2
MP3	108	-23	9	11,1	306	34	2	28,0
MP4б	135	-39	31	8,4	303	39	44	7,0
MP7	147	33	88	4,3	35	-33	126	3,8
MP8	139	54	17	7,5	128	-53	22	6,6
MP9	117	35	54	3,6	80	-35	57	3,5

Примечание. Вариант 1 — пересчет в ДСК согласно предполагаемым по геологическим данным залеганиям, вариант 2 — пересчет для альтернативного залегания. Кучности рассчитаны нами по приведенным в упомянутой публикации параметрам. Подчеркнуты результаты, выбранные для дальнейшего анализа. Номер участка в работе [Marshalko, Pagac, 1980]. Остальные обозначения см. в табл. 2.

лагаемых по геологическим данным, и им противоположным (табл. 5). Для Пьенинской зоны в первом варианте все породы намагничены прямо, но склонения между участками варьируют от 117 до 217°, а наклонения — от 6 до 53°. Во втором варианте все породы намагничены обратно, но сходимость между участками также отсутствует. Если отбросить два наименее точных результата (MP5, MP6), где при любом варианте расчета погрешности определения средних векторов превышают 15°, то в первом варианте оставшиеся три результата, хотя и отличаются друг от друга статистически значимо, все же показывают некоторую сходимость; во втором варианте сходимость по-прежнему отсутствует.

Средние векторы для двух разрезов в пункте MP4 отличаются очень резко при любом варианте расчета, но если отбросить крайне неточно определенный результат по разрезу MP4а (α_{95} более 20°), то сходимость средних направлений между разрезами MP4б и MP3 в первом варианте приемлемая, а во втором — просто хорошая. Правда, в этом случае резко падает кучность и, следовательно, точность определения среднего для пункта MP3 (см. табл. 5). Сходимость средних для пунктов MP1 и MP2 отсутствует при любом варианте расчета.

Итак, в одном варианте расчета векторы для пунктов MP6—MP9 приемлемо согласуются и повернуты относительно эталонного евразийского направления на значительный угол по часовой стрелке. В другом варианте согласие средних хуже и все они повернуты против часовой стрелки. Для пунктов MP3 и MP4 средние направления повернуты против часовой стрелки. Для пункта MP1 во втором варианте результат приемлемо согласуется с нашими данными по уч. 1. Для пункта MP2 в любом варианте склонение близко к эталонному, но наклонение меньше ожидаемого примерно на 40°. При подборе варианта расчета можно добиться того, что средние векторы по пяти из семи участков повернуты в одном направлении. Этот результат приведен в табл. 6.

Красноцветы сеномана—нижнего турона исследованы в Западных Карпатах в покровах Силезском и Биле [Krs et al., 1977]. Полученный с помощью H -чистки результат имеет северо-западное склонение (318°) и крутое наклонение (72°). Его надежность не подтверждена полевыми методами, а размазанное распределение единичных направлений включает в себя и направление

Таблица 6. Сводная таблица палеомагнитных данных по мелу

Участок	Возраст	$n(N)$	D^0	I^0	K	α_{95}^0	ΔD^0	Надежность
1+2	K_2 sen	17	266	44	—	5,9	8,2	Б
5a	K_2 tur—sen	43	52	42	15	5,7	7,7	В
9	K_2 cmp—maa	8	65	26	24	10,2	11,4	В
10	K_2 maa	12	89	48	27	7,7	11,6	В
12+13	K_2 tur—sen	13	111	43	15	10,2	14,0	Б
15	K_2 sen	23	341	48	42	4,5	6,1	В
100	K_2 sen	30	22	52	28	4,8	7,8	Б
101	K_2 san—maa	(5)*	345	47	289	3,7	5,4	А
102	K_2 cen—sen	(8)	323	52	26	9,8	16,0	В
102	K_1 vlg—alb	(9)	308	43	19	10,8	14,8	В
103	K_2 tur—sen	(21)	328	38	50	4,3	5,4	А
103	K_2 neo—alb	(8)	303	35	32	8,7	10,6	Б
105	K_2 sen	(4)	318	53	195	5,0	8,3	А
105	K_1 apt—alb	(6)	293	42	57	7,6	10,2	А
106	K_1	(9)	98	55	40	7,4	13,0	А
107	K_1	(11)	290	58	9	14,1	27,4	В
109	K_2 cen—tur	228	313	53	9	3,3	5,5	В
110	K_2 con	94	300	46	3	10,0	14,5	В
111	K_2 sen	(5)	286	40	14	17,0	22,4	В
113	K_2 maa	48	313	36	11	6,1	7,5	Б
114**	K_2	(3)	35	32	124	7,3	8,6	Б
115**	K_2 cen—sen	(4)	66	38	144	5,8	7,4	Б
116	K_2	(7)	347	50	31	9,6	15,0	В
117	K_2 — P_2	(6)	346	40	90	6,1	8,0	Б
118	K	(6)	334	37	35	9,7	12,2	Б

*Статистика на уровне пяти независимых определений.

**Изучались блоки пород среди серпентинитового меланжа.

Примечание. 1—15 — данные авторов, 100—118 — литературные данные (ссылки в тексте); $n(N)$ — число штуфов (разрезов); ΔD — ошибка определения среднего склонения. Остальные обозначения см. в табл. 2.

современного магнитного поля. Так как нет сведений о залеганиях изученных толщ, последний факт заставляет нас забраковать этот результат. Те же самые породы (уч. 109) были подвергнуты термочистке при 250° : при сходном склонении наклонение заметного положе (см. табл. 6). Несколько западнее с помощью H -чистки для сероцветных терригенных пород позднесенонского возраста (уч. 110) был получен средний вектор сходного направления (см. табл. 6); отметим большой разброс в этой коллекции. К сожалению, два последних результаты опубликованы в очень сокращенном виде [Krs et al., 1979], в силу чего затруднительно судить об их надежности (класс В?).

Рассмотрим палеомагнитные данные по нижнемеловым породам тешинитовой ассоциации Внешних Западных Карпат [Krs, Smid, 1979]. Из 16 изученных разрезов (уч. 107) для 11 с помощью чистки переменным полем были получены палеомагнитные результаты. Средний вектор в тешинитах получен с помощью метода обращения (см. рис. 75). Тешиниты были деформированы в ходе альпийского тектогенеза, в каждом разрезе выявлены породы только одной полярности, а сами разрезы разнесены на десятки километров. Следовательно, породы разной полярности имеют, вероятно, и разные залегания, в силу чего метод обращения здесь применять некорректно. В итоге этот результат отнесен к классу В.

При совместном рассмотрении меловых палеомагнитных данных по Западным Карпатам можно сделать такие выводы. Все данные имеют невысокую надежность. На общем фоне полученный нами результат по уч. 1 и 2 (см.

табл. 2) выглядит лучше других: с помощью кругов перемагничивания удалось выделить доскладчатую компоненту. На нынешнем этапе приходится считать его опорным. Склонения по остальным объектам отличаются от опорного направления на угол до 45° . По имеющимся данным нельзя сказать что-либо определенное о природе этих различий: они могут быть обусловлены как относительными поворотами в этом регионе, так и нетектоническими причинами, особенно многокомпонентностью намагниченности. Последнее в любом случае должно играть значительную роль, так как наклоны варьируют на 50° (!).

В Румынских Восточных Карпатах в горах Першани по четырем штуфам нижнемеловых пород было получено направление $D=72^\circ$, $I=19^\circ$ [Patrăscu, 1970], которое согласуется с нашими результатами.

В Сербских Южных Карпатах и на территории Болгарии известен ряд определений по меловым вулканитам [Ножаров и др., 1972, 1982; Стефанович, Вельович, 1981]. Эти работы пришлось не использовать, так как в них не указано, были ли введены поправки на наклон слоев.

Меловые породы изучены в западной части Малой Азии [Lauer, 1981]. Андезиты позднего мела, опробованные в двух пунктах (L14, L15) на западном берегу Босфора, дали палеомагнитные направления, для которых тест складки положителен в ССК и отрицателен в ДСК. Следовательно, намагниченность здесь послескладчатая. По тем же причинам пришлось забраковать данные по вулканитам, опробованным в двух пунктах (L16, L17) к северо-западу от Анкары. Все направления приведены в современной системе координат, несмотря на то, что в одном пункте были опробованы два крыла складки, а средние векторы между пунктами очень сильно различаются в любой координатной системе. Карбонатные породы маастрихта опробованы в двух близких друг к другу пунктах (L12, L13) на юго-западе Турции (уч. 113). В пункте L 12 взято 42 штуфа, из которых в семи полярность ЕОН прямая, в остальных обратная. Средние по этим группам различаются marginально незначимо. Разброс единичных направлений ЕОН в обеих системах координат практически одинаков и весьма велик: кучность около 10. В коллекции из пункта 13 разброс также очень велик ($K=10$), а среднее определено с погрешностью более 20° , в силу чего средние векторы по обеим коллекциям в обеих системах координат различаются статистически незначимо, несмотря на различия в залеганиях; таким образом, датировать ЕОН относительно деформаций здесь не удастся. Палеомагнитные результаты по уч. 113 отнесены к классу Б.

Этим же автором изучены верхнемеловые базальты и радиоляриты (L33—L37) среди анкарского меланжа, где выделены две компоненты ЕОН: компонента А во всех пунктах и В — в четырех из пяти. Он считает вторую из них первичной, признавая, впрочем, ненадежность этого вывода. Наш анализ показал следующее. Текст складки для компоненты В отрицателен в обеих системах координат, что в любом случае не позволяет говорить о ее первичности и додеформационном возрасте, хотя в цитируемой работе именно она используется для тектонической интерпретации. Наоборот, для забракованной автором компоненты А тест складки положителен в ДСК и отрицателен в ССК ($F_{6,32} = 0,68$ и $9,09$ соответственно) для коллекций из четырех пунктов, что указывает на доскладчатую природу компоненты (уч. 114). Правда, направление ЕОН из пятого пункта аномально в обеих системах. Наконец, тест складки в ДСК положителен для трех коллекций (L38—L40) из габброидов аллохтонных офиолитов комплекса Анталья, если в качестве элементов залегания использовать полосчатость в габбро (уч. 115). Палеомагнитные результаты относятся к классу Б. Однако указанное выше геологическое положение изученных пород делает региональную тектоническую интерпретацию палеомагнитных склонений лишеной смысла.

В Восточном Понте в шести пунктах (уч. 117) изучены вулканогенные и осадочные породы верхнего мела—эоцена и в шести пунктах (уч. 118) — вулканиты мелового возраста [Van der Voo, 1968]. Для обеих коллекций после чисток в ССК кучности на уровне средних по пунктам менее трех, а в древней — несколько десятков, т.е. тест выравнивания безусловно положителен. Более строгие модификации теста складки также подтверждают вывод о додеформационном возрасте ЕОН в этих толщах. Не вполне ясным остается, правда, вопрос о степени осреднения вековых вариаций, так как из публикации нельзя установить, что представляет собой каждый пункт отбора — один стратиграфический уровень или некоторый временной интервал; невысока и точность датирования пород. По палеомагнитным данным эти породы явно разновозрастные — в одной коллекции есть только прямая полярность, в другой — только обратная, однако два общих средних различаются статистически незначимо. Эти результаты могут быть отнесены к классу Б. Этим же исследователем в двух других пунктах изучены меловые базальты. Средние векторы резко различаются и по склонению, и по наклону, а возраст ЕОН не установлен, в силу чего использовать данные нецелесообразно.

В рассматриваемом районе были проведены дополнительные исследования верхнемеловых пород в семи пунктах [Orbay, Bayburdi, 1979]. Данные о возрасте выделенной после чистки намагниченности отсутствуют, а средние векторы имеют планарное распределение с большими изменениями и склонения, и наклона. Общее среднее по этой коллекции (уч. 116) пригодно только для качественной интерпретации (класс В).

Обсуждение результатов

Анализ палеомагнитных наклонений. Рассмотрим многочисленные данные по району Южных Альп (рис. 14). Эталонные наклонения, полученные пересчетом соответствующих средних полюсов Евразийской и Африканской плит, весьма близки. Для раннего мела различие между ними всего 6° , а для позднего мела — 2° . Экспериментальные результаты распределены, на наш взгляд, весьма закономерно во времени (нами отброшены данные, полученные осреднением более чем по двум ярусам): от апта до турона значения наклонений примерно постоянны, в среднем 38° . Это на 6° отличается от раннемелового африканского наклонения и на 12° — от евразийского. Послетуронские наклонения имеют тенденцию к росту, и в сантоне—маастрихте различия между наблюдаемыми и эталонными значениями становятся статистически незначимыми.

Полученные данные можно интерпретировать следующим образом. В дотуронское время блок Южных Альп находился южнее Евразии, позже начал смещаться к северу и в позднем сенеоне примкнул к Евразийской плите. Сближение Южно-Альпийского блока с Евразийской плитой в позднем мелу может быть оценено по палеомагнитным данным в $12 \pm 4^\circ$. Это сближение, вероятно, связано с закрытием мезозойского Тетиса.

Вопрос о связи блока Южных Альп с Африкой не решается по палеомагнитным данным сколь-нибудь однозначно, прежде всего из-за невысокой точности определения эталонных полюсов этой плиты. Раннемеловой африканский полюс получен всего по двум независимым определениям, а соответствующий круг доверия превышает 20° [Westphal et al., 1986]. Позднемеловой полюс определен с большей точностью ($A_{95}=7^\circ$), но включая данные по нубийским красноцветным песчанникам. И возраст пород, и возраст их намагниченности определены ненадежно, в силу чего данный палеомагнитный полюс не вполне достоверен. Описанное выше закономерное изменение наклонения в Южных Альпах вполне может отражать, только точнее, чем в "эталонных"

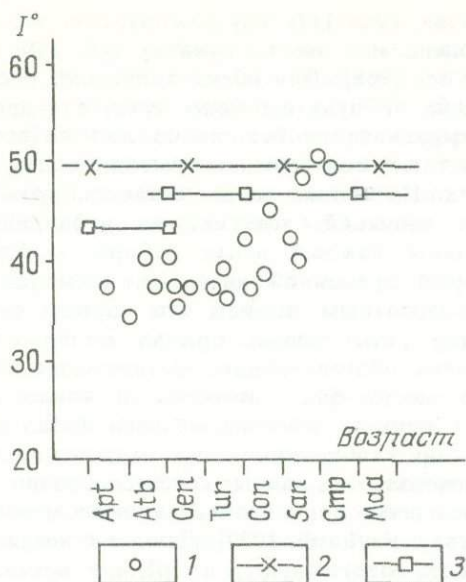
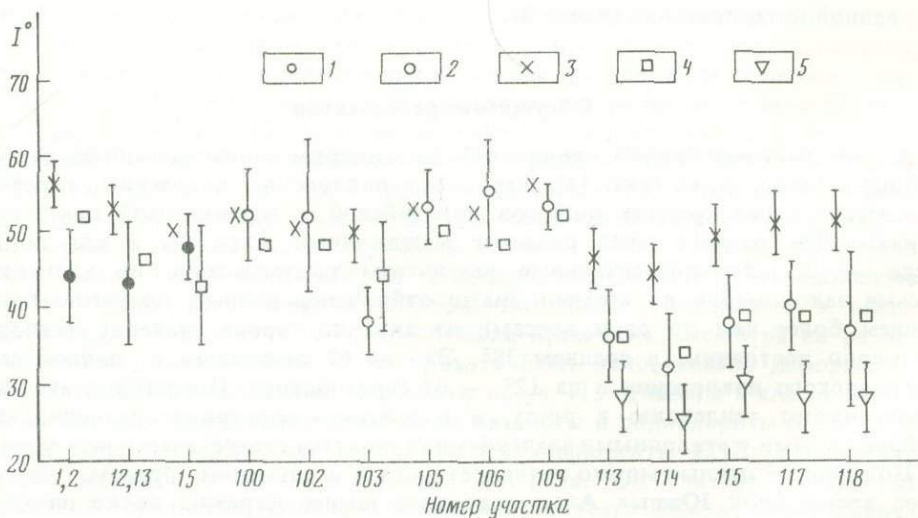


Рис. 14. Зависимость палеомагнитных наклонений от возраста пород для Южных Альп (участок 101)

1 — отдельные результаты из [Channell, 1986]; 2, 3 — эталонные наклонения: 2 — евразийские, 3 — африканские

Рис. 15. Анализ данных по палеомагнитным наклонениям для Европы и Малой Азии

1 — наши данные; 2 — опубликованные данные; 3—5 — эталонные наклонения: 3 — евразийское [Баженев, Шипунов, 1985], 4 — африканское [Westphal et al., 1986], 5 — по северо-западной части Аравийской платформы. Вертикальными линиями обозначены 95%-ные доверительные интервалы; для эталонных значений они даны только в случае их заметных отличий от результатов по отдельным участкам



данных, движение всей Африканской плиты. Возможно, что это и не так, но более точно сравнить кинематику Африки и Южных Альп пока не удастся,

Для Карпато-Балканского региона в целом анализ наклонений еще неоднозначнее (рис. 15). Правда от бедности данных здесь обсуждаются результаты всех трех классов надежности (А, Б, В), но иначе просто нечего будет анализировать. Наклонение в Западных Карпатах (уч. 1, 2) меньше обоих эталонных, причем различие с Евразией статистически значимо, а в расположенных южнее Центральных Задунайских горах (уч. 105) все три значения согласуются хорошо. Подобные противоречия существуют и для Апулийской платформы — достаточно сравнить результаты для полуостровов Горгано (уч. 103) и Истрия (ул. 102). Причин такой ситуации несколько: малое различие между Африканским и Евразийским эталонными направлениями, невысокая

надежность первого из них, небольшое число определений в пределах складчатого пояса и опять-таки малая их надежность. Представляется возможным сделать сейчас только такой вывод: за конец мела—кайнозой горизонтальные перемещения структур Карпато-Балканского региона в меридиональном направлении, вероятно, не превосходили средней погрешности имеющихся данных (около 10° наклона); при их большей амплитуде были бы заметны систематические различия.

Иная ситуация в Малой Азии. Все определения (уч. 113—115, 117, 118) значимо отличаются от евразийских наклонов и практически совпадают с африканскими (см. рис. 15), причем картина слишком систематична, чтобы возникнуть случайно. Здесь достаточно уверенно можно сделать вывод, что район Малой Азии в позднем мелу находился значительно южнее Евразии и затем переместился к северу.

Была ли Малая Азия частью Африканской плиты в позднем мелу? На этот вопрос трудно ответить, так как слишком неточен африканский позднемеловой полюс. Подобное препятствие можно было бы обойти, если пересчитать надежный разновозрастный полюс другой плиты на территорию Африки по известным кинематическим параметрам [Van der Voo, French, 1974], либо, проделав такую операцию для нескольких плит, найти общее среднее [Westphal et al., 1986]. Однако, как показано в последней работе, отнюдь не всегда полученный результат будет лучше исходного. В данном случае можно поступить иначе. На северо-западе Аравийской платформы имеется надежное (класс А) определение по верхнемеловым (сеноман—турон) породам [Ron et al., 1984]. При использовании этого результата в качестве эталона мы избегаемся от возможных ошибок, связанных с неточностями кинематических построений и отклонениями от дипольной модели. Вдобавок, соответствующий палеомагнитный полюс ($\Phi=60^\circ$ с.ш., $\Lambda=257^\circ$ в.д.) лежит в пределах позднемелового отрезка кривой блуждания полюса Африки, но достаточно далеко от полюсов по нубийским красноцветам [Hussain, Aziz, 1983] и, возможно, является более предпочтительным эталоном. Разница между этим эталоном и данными по Турции (см. рис. 15) имеет систематический характер и они статистически значимо или маргинально различны: уч. 113 — $8 \pm 6^\circ$; уч. 114 — $7 \pm 7^\circ$; уч. 115 — $8 \pm 6^\circ$; уч. 117 — $12 \pm 6^\circ$; уч. 118 — $9 \pm 9^\circ$. Итак, можно сделать один из выводов: 1) если все же верен средний африканский полюс [Westphal et al., 1986], то Малая Азия в позднем мелу была жестко связана с Африканской плитой, и все поперечное сокращение Альпийского пояса произошло к северу от Понтида; 2) если предпочесть результат по Аравийской плите [Ron et al., 1984], то Малая Азия в это время не принадлежала ни к одной из крупных плит. В этом случае поперечное сокращение Альпийского складчатого пояса было больше, но распределялось оно на всю ширину пояса. Данные о строении и истории деформаций в Альпийском поясе заставляют нас принять второй вариант.

Анализ палеомагнитных склонений. Рассмотрим верхнемеловые склонения, определенные в регионе от Южных Альп до Восточных Понтидов. Различия между склонениями для отдельных участков составляют десятки градусов, достигая значения более 180° (между уч. 1, 2 и 12, 13). И хотя многие результаты имеют малую надежность, подобные различия слишком велики и систематичны, чтобы их можно было объяснить нетектоническими причинами. Анализ зависимости между простираниями структур и склонениями (рис. 16) показывает, что все точки на графиках с приемлемым рассеянием ложатся на линию, соответствующую изначально прямолинейной структуре, и резко отличаются от теоретического графика [Баженков, 1982], соответствующего структуре неизменной кривизны. Таким образом, можно принять гипотезу о том, что изгибы тектонических структур в пределах рассматриваемого

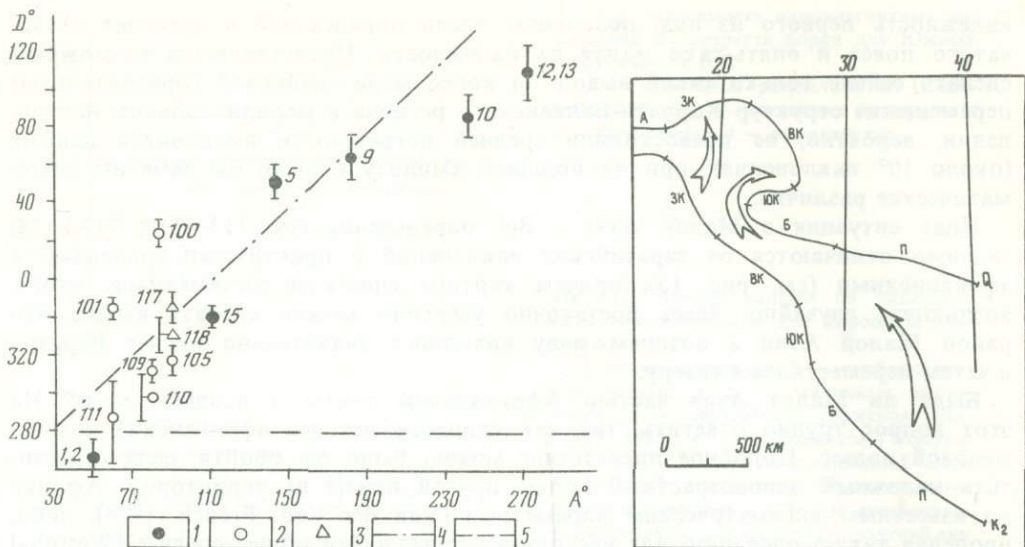


Рис. 16. Зависимость палеомагнитных склонений D от простирания структур A
 1 — наши данные; 2,3 — опубликованные данные: 2 — по Европе, 3 — по Малой Азии;
 4 — линия регрессии; 5 — теоретическая зависимость для структуры неизменной кривизны

Рис. 17. Реконструкция простирания Карпато-Понтической ветви Альпийского пояса в позднем мелу
 Секторы: А — Восточно-Альпийский, ЗК — Западно-Карпатский, ВК — Восточно-Карпатский, ЮК — Южно-Карпатский, Б — Балканский, П — Понтический. Стрелки показывают направление вращения в послемеловое время

региона в основном вторичны, а в позднем мелу простирания структур были приблизительно параллельны. Разброс отдельных значений относительно общего графика (см. рис. 16) можно объяснить несколькими причинами: невысокой надежностью палеомагнитных данных, неучтенными локальными деформациями опробованных толщ, изначальной непараллельностью тектонических зон, различным характером деформаций в разных частях Карпатской петли. Несомненно, что все они вносят свой вклад, но наиболее важными из них нам представляются две последние.

РЕКОНСТРУКЦИЯ МЕЛОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Тектонические комплексы, расположенные ныне на территории Карпат, Динарид и Эллинид, в меловое время входили в состав складчатой системы, образованной обширными шарьяжами. Перемещение шарьяжей происходило в раннем и среднем мелу. Породы сенона (реже сеномана или турона) залегают на этих шарьяжах в виде неавтохтона. В позднем мелу шарьяжи были смяты совместно с неавтохтоном в складки.

При реконструкции позднемеловой складчатой системы удобно разделить эту задачу на две части: определение простирания и восстановление формы складчатой системы.

Простирание складчатой системы в позднем мелу можно определить, по результатам палеомагнитного исследования пород верхнего мела, которые слагают неавтохтон.

Изменение направления простирания тектонических структур в пределах северной дуги Карпат согласовано с изменением направлений остаточной намагни-

Таблица 7. Реконструкция простираания Карпато-Понтид в позднем мелу по палеомагнитным данным (см. табл. 6)

Номер на рис. 9	Возраст пород	D^0	ΔD_{95}	$\lambda^0(K)$	β^0	$L^0(Q)$	$L^0(K_2)$	$GL^0(K_2)$
100	Sen	22	8	13	-11	90	79	Восточные Альпы: СВ 80° Западные Карпаты: ЮВ 150°
105	Sen	318	8	13	+55	90	145	
1*	Sen	266	8	13	+107	50	157	
109	Sen-Tur	313	6	13	+60	80	140	
110	Con	300	15	13	+73	80	153	
111	Sen	286	22	13	+87	60	147	
5	Tur-Sen	52	8	15	-37	140	103	Восточные Карпаты: ЮВ 115°
9	Cmp-Maa	65	11	14	-51	180	129	
10	Maa	89	12	14	-75	240	165	Южные Карпаты: ЮВ 170°
13**	Tur-Sen	111	14	14	-97	270	173	
15	Sen	341	6	14	+33	110	143	Балканиды: ЮВ 145°
116	K ₂	347	15	18	+31	90	121	Понтиды: ЮВ 130°
118	K	334	12	18	+44	90	134	

* Использован средний результат по уч. 1,2.

** Использован средний результат по уч. 12,13.

Примечание. D — палеомагнитное склонение; ΔD_{95} — величина возможной ошибки при вероятности 95%; $\lambda(K)$ — направление мелового палеомеридиана; β — угол поворота тектонической зоны после позднего мела (плюс — поворот против движения стрелки часов, минус — поворот по часовой стрелке); $L(Q)$ — современное простираание исследованных тектонических зон; $L(K_2)$ — реконструкция простирааний тектонических зон в позднем мелу; $GL(K_2)$ — региональные простираания в позднем мелу. В колонках 3,5,7—9 указаны направления (в градусах) по отношению к современному меридиану.

ченности (см. рис. 9, 10, 16), что свидетельствует о вторичном происхождении этой структурной дуги. Изгиб структур от Западных Карпат к Альпам также сопровождается поворотом векторов остаточной намагниченности. Палеомагнитные данные по Румынским Восточным и Южным Карпатам свидетельствует о том, что оба эти района были повернуты по часовой стрелке. При этом тектонические структуры Южных Карпат, имеющие ныне широтное и запад—юго-западное прстираание, повернуты на больший угол по сравнению с Румынскими Восточными Карпатами, обладающими меридиональным простираанием тектонических структур (см. рис. 10, 11, 16). Это свидетельствует в пользу вторичного происхождения юго-восточной дуги Карпат. Приведенные данные позволяют сделать вывод о вторичном происхождении дуговых структур Карпато-Балканского региона в результате деформаций, происходивших в послемеловое время.

В табл. 7 и на рис. 17 приведена реконструкция простираания Карпато-Понтид в позднем мелу, основанная на результатах палеомагнитных исследований (по средним векторам). По этим данным тектонические зоны Карпат, Балкан и Понтид в позднем мелу имели юго-восточное простираание, которое в целом было параллельно простираанию современных Динарид.

Форму меловой складчатой системы и главные черты ее внутреннего строения удастся восстановить, анализируя распределение на площади региона больших шарьяжей раннего и среднего мела. Рассмотрим распространение таких шарьяжей в Карпато-Понтической и Динаро-Таврской ветвях Альпийского пояса.

Карпато-Понтиды

Внутренняя область Западных Карпат — классический район развития средне-меловых шарьяжей. Ансамбль покровов фундамента и чехла был создан здесь в предсенонское время. Направление перемещения покровов (в современной системе географических координат) — на север, амплитуда достигает многих

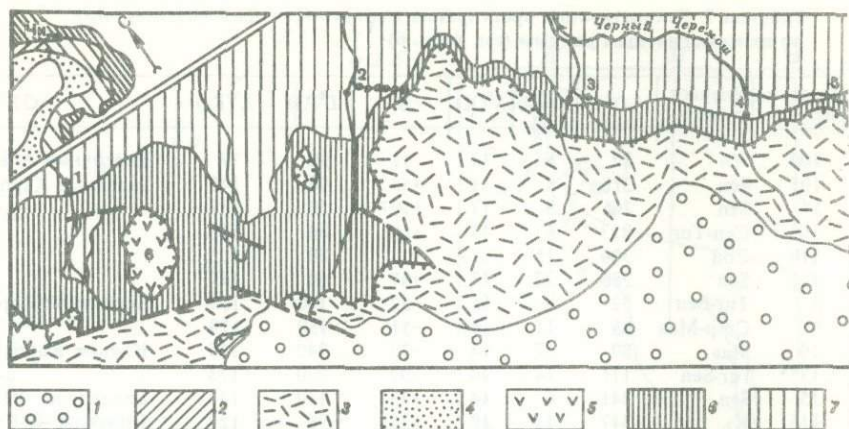


Рис. 18. Главные структурные единицы в Чивчинских горах [Буртман, Рудаков, 1979, 1982]

1—4 — Родопо-Понтическая мегазона: 1 — неоавтохтон (сеноман), 2 — Дивный шарьяж (кристаллическое основание и мезозойский чехол), 3 — Деловецкий шарьяж (кристаллическое основание и мезозойский чехол), 4 — саратинская олистострома (нижний мел); 5 — Камен-

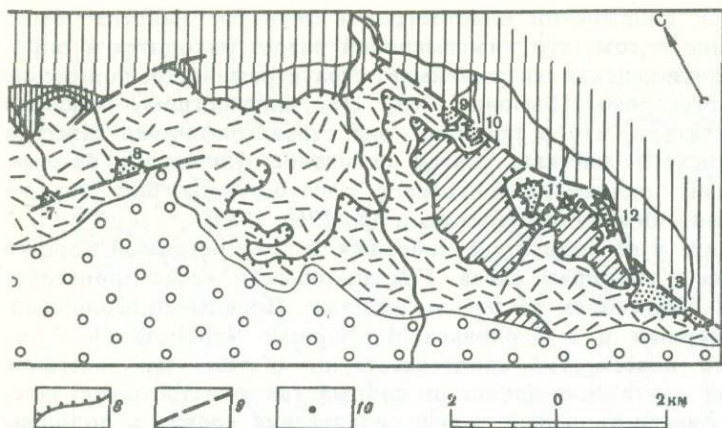
десятков километров. Формирование шарьяжей началось здесь во внешних зонах (Татридах, Вепоридах) и лишь затем охватило внутреннюю зону (Гемериды). В результате шарьяжи Гемерид перекрывают более внешние шарьяжи [Andrusov et al., 1973]. Западнее, в Восточных Альпах, роль среднемеловых шарьяжей незначительна [Клар, 1973; Оксбург, 1974], а в Центральных Альпах тектонические покровы такого возраста достоверно не известны [Бернулли и др., 1977; Грюмпи, 1976].

Южнее Паннонской впадины, на территории гор Апусени, расположены средне-меловые шарьяжи основания Кодру и Бихария, а также покровы чехла. Направление их перемещений — на север и северо-запад; видимая амплитуда 80 км [Vleahy, 1976; Vleahy et al., 1981]. На этих шарьяжах в виде неоавтохтона залегают породы коньяка—сантона.

В Южных Карпатах в среднем и позднем мелу был сформирован обширный Гетский покров основания, который надвинут в южном направлении на раннемеловой флиш Северинской зоны. На запад этот покров прослежен до меридионального участка Южных Карпат. Его видимая амплитуда (80 км) является суммарным результатом среднемелового и позднемелового этапов шарьирования.

Восточным продолжением Гетского аллохтонного кристаллического массива является Марморощинский кристаллический массив, который находится в Восточных Карпатах на территории Румынии и СССР. Исследователи Украинских Карпат считали, что Марморощинский кристаллический массив является фундаментом флишевых отложений [Бызова, 1965; Вялов, 1965]. Противоречия в описании соотношений кристаллического массива с флишем в Румынских и Украинских Карпатах стимулировали постановку полевых исследований в украинской части Марморощинского массива [Буртман, Рудаков, 1979, 1982].

Марморощинский массив кристаллических пород сложен несколькими шарьяжами основания. Эти шарьяжи были сформированы до накопления сеноманских отложений, которые трансгрессивно их перекрывают [Бызова и др., 1983]. В Украинских Карпатах на территории Чивчинских гор вдоль северо-восточной границы Марморощинского массива развита олистостромовая толща (рис. 18), в которой содержатся многочисленные глыбы пород из этого массива. Матрицей олистостромов служит флиш, состоящий из аргиллитов (преобладают),



нопотокско-Поречская мегазона, останцы Каменнопотокского шарьяжа (мальм); 6, 7 — Карпато-Балканская мегазона: 6 — добрынская олистострома (верхний альб), 7 — флиш (баррем—альб); 8 — надвиги; 9 — сбросы; 10 — обнажения с признаками кровли и подошвы слоев. На врезке — местонахождение Чивчинского участка (Чи) (условные обозначения см. на рис. 1)

алевролитов и песчаников. Реже присутствуют линзы известняков и гравели-тов. Песчаники, алевролиты и известняки часто представлены обрывками слоев, которые находятся во вторичном залегании вследствие подводного оползания. Некоторые пачки имеют хаотично-спутанное залегание слоев. Марморощский кристаллический массив надвинут на олистостромовую толщу, и она тектонизирована. В результате слои песчаников в матрице олистостромы интенсивно будинированы, будины обжаты и превращены в линзы, и вся толща смята в мелкие складки.

Олистолиды и олистоплаки в олистостромовой толще сложены породами Каменнопотокского и Деловецкого шарьяжей. Последний образует внешнюю часть Марморощского массива. Каменнопотокский аллохтон имеет фрагментарное распространение, он расположен под Деловецким шарьяжем. Крупный олистоплак (50×600 м) пород Каменнопотокского шарьяжа залегает на южном склоне горы Чивчин среди алевролитов. Нижняя часть олистоплака сложена диабазами верхней юры, над которыми лежат известняки триаса. Вершина горы Чивчин (6 на рис. 18) представляет собой клиппен (500×800 м), лежащий на олистостромовой толще. Он сложен верхнеюрскими вулканогенными породами, которые также находятся в опрокинутом залегании, что хорошо видно по отдельности в шаровых лавах. Этот клиппен может быть эродированным останцом Каменнопотокского шарьяжа. Многочисленные олистолиды в олистостромовой толще сложены породами Деловецкого аллохтона: метаморфическими сланцами, конгломератами "веррукано", известняками триаса и юры. Размеры олистолидов достигают десятков метров. Среди флиша залегают также линзы полимиктовых песчаников, сложенных кварцем, хлоритом и серицитом — продуктами разрушения метаморфических сланцев. Описанная добрынская олистострома имеет мощность около 300 м. Эта толща погружается в юго-западном направлении. В западной части района залегание слоев пологое, восточнее углы падения достигают 60° и более.

Северо-восточнее полосы, занятой добрынской олистостромой, развита белотиссенская свита флишевых пород, которая имеет стратиграфические контакты с олистостромовой толщей и залегает согласно с нею. Слои в белотиссенской свите моноклинально падают в юго-западном направлении. Возраст свиты определен по фауне, как апт-альбский [Бызова и др., 1983; Вялов

и др., 1981]. В матрице добрынской олистостромы фауна не найдена. Было высказано предположение о том, что нижнемеловой разрез находится в опрокинутом залегании и белотиссенская свита занимает стратиграфическое положение выше добрынской олистостромы [Бызова, 1965]. Эту олистострому относили к раховской свите и считали, что в прошлом она стратиграфически залегала на породах Марморошского массива, слагая основание флишевого разреза. В соответствии с этими построениями возраст олистостромы был определен в интервале валанжин—нижний апт [Бызова и др., 1966, 1983].

В белотиссенской свите у ее контакта с добрынской олистостромой хорошо видны признаки кровли и подошвы слоев. Градационная и косая слоистость песчаников встречена в обнажениях по ручьям Добрын, Попадынец-Молочный, Ластун-Балясинув, Чемуурный и в верховьях р. Черный Черемош (1—5 на рис. 18). Эти признаки повсеместно свидетельствуют о том, что залегание слоев в белотиссенской свите нормальное и добрынская олистострома залегает на этой свите. В олистостромовой толще определения кровли и подошвы слоев в большинстве случаев лишены ценности ввиду ее хаотичного сложения и широкого развития мелкой складчатости. Однако в долине руч. Молочного (2 на рис. 18) регулярная флишевая слоистость сохраняется в олистостроме вплоть до подошвы Марморошского массива. Олистострома с олистолитами триасовых известняков имеет здесь нормальное моноклинальное залегание и падает под Марморошский массив под углом 30—60°. Таким образом, добрынская олистострома, судя по ее стратиграфическому положению, не древнее верхнего альба.

Олистострома иного состава (саратинская) обнажена в тектонических окнах, которые расположены в краевой части Марморошского массива. Эти окна находятся в верховьях р. Черный Черемош и в бассейне р. Сараты — правого притока р. Белый Черемош (7—13 на рис. 18). Матрица саратинской олистостромы сложена темно-серыми алевролитами с прослоями зеленых и красных аргиллитов и конкрециями сидерита, встречаются будины песчаников. Среди олистолитов много диабазов, известняков и песчаников, встречены вулканические брекчии и серпентинизированные ультрабазиты. Лишь в одном обнажении обнаружена глыба зеленых метаморфических сланцев.

Структурное положение добрынской и саратинской олистостром аналогично — под Деловецким шарьяжем, но соотношения между этими олистостромовыми толщами не известны. В наиболее полном разрезе добрынской олистостромы на склонах горы Чивчин (6 на рис. 18) хорошо видно изменение состава олистолитов. В нижней части разреза многочисленны олистолиты, сложенные метаморфическими сланцами и мезозойскими породами Деловецкого аллохтона. Вулканические породы Каменнопотокского шарьяжа здесь отсутствуют. Вверх по разрезу олистолиты метаморфических сланцев почти исчезают и в большом количестве появляются олистолиты, сложенные диабазами и другими породами Каменнопотокского аллохтона. Учитывая такую тенденцию изменения состава олистолитов, можно было думать, что добрынская олистострома является более низким, а саратинская олистострома — более высоким членом стратиграфического разреза одной олистостромовой толщи [Буртман, Рудаков, 1982].

Новые данные о строении Каменнопотокского шарьяжа позволяют усомниться в правильности этого предположения. В Каменнопотокском шарьяже ни в Украинских, ни в Румынских Карпатах (где этот шарьяж называют "чернофлишевым") не были встречены ультрабазиты, а результаты исследования соотношений редких элементов в юрских базальтах этого шарьяжа свидетельствуют об их внутриконтинентальном генезисе, вероятно, связанном с рифтогенезом [Sandulescu et al., 1981]. Между тем в саратинской олистостроме встречены глыбы альпинотипных ультрабазитов. Поэтому вполне вероятно, что саратин-

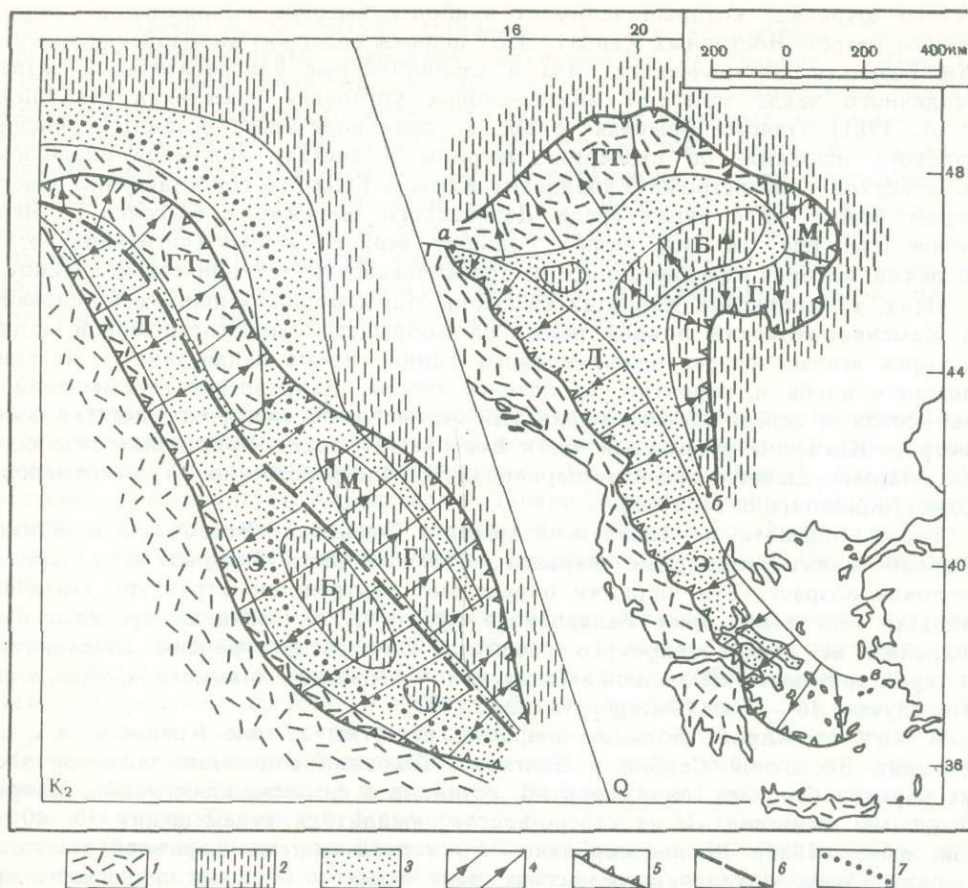


Рис. 19. Ареал развития ранне-среднемеловых шарьяжей и реконструкция поздне-меловой складчатой системы

К₂ — принципиальная схема для позднего мела; Q — современное положение. 1 — породы африканской окраины мезозойского Тетиса; 2 — породы евразийской окраины; 3 — зона развития океанических пород; 4 — ареал развития больших шарьяжей раннего-среднего мела (стрелки показывают вергентность); 5 — фронт шарьяжей; 6 — ось складчатой системы позднего мела; 7 — сutura юрской глубоководной зоны Тетиса. Б — Бихорский массив; Г — Гетский массив; ГТ — Гемеро-Татриды; Д — Динариды; Э — Эллиниды

ская олистострома содержит отторженцы от Трансильванского офиолитового шарьяжа, развитого на территории Румынии.

Вероятные аналоги саратинской олистостромы распространены в Мarmorошской утёсовой зоне по правым притокам р. Тиссы (Уголька, Апшица и др.). Эта олистострома хорошо обнажена в долине руч. Тевшак (приток р. Апшицы). В нижней части видимого разреза в матрице олистостромы присутствуют конкреции сидерита, а среди олистолитов много диабазов, встречены также ультрабазиты, зеленые метаморфические сланцы, триасовые известняки и конгломераты. В более высокой части разреза этой олистостромовой толщи олистолиты и олистоплаки сложены нижнемеловыми известняками в ургонской фации.

В Румынии в Быстрицких горах на буковинских шарьяжах (аналогах Деловецкого и Дивного шарьяжей Чивчинских гор) залегает нижнемеловая олистостромовая толща с конкрециями сидерита и глыбами пород офиолитовой ассоциации. На олистостроме сохранились останцы Трансильванского офиоли-

тового шарьяжа, который занимает наиболее высокое положение в геологическом разрезе Восточных Карпат. Этот шарьяж содержит мезозойские толеитовые базальты океанического типа и альпинотипные ультрабазиты, в разрезе осадочного чехла залегают нижнемеловые ургонские известняки [Sandulescu et al., 1981]. Олистостромовая толща, которая подстилает останцы Трансильванского шарьяжа, по строению матрицы и составу обломков аналогична саратинской олистостроме Украинских Карпат. Если это сопоставление олистостромов верно, то в окнах среди Деловецкого шарьяжа в бассейне р. Черемоша (см. рис. 18) мы видим подошву верхней чешуи (дигитации) этого шарьяжа, которая надвинута здесь на трансильванскую тектоническую единицу.

Итак, в Украинских Карпатах ансамбль Марморощких шарьяжей основания и Каменнопотокский покров лежат на добрынской олистостромовой толще, которая венчает разрез нижнемелового флиша. Время надвигания — не ранее позднего альба и, вероятно, не позднее турона. Направление перемещений — на восток и северо-восток, амплитуда перемещения составляет десятки километров. Южнее, в румынской части Восточных Карпат, кристаллические породы Марморощского массива шарьярованы непосредственно на нижнемеловой флиш [Sandulescu et al., 1981].

Таким образом, во внутренней области Западных, Восточных и Южных Карпат развиты обширные шарьяжи, большая часть которых имеет средне-меловой возраст. Эти шарьяжи определяют внутреннюю структуру указанной области. На территории Балканского хребта и в Понтидах средне-меловые шарьяжи не имеют широкого развития. Они распространены спорадически и характеризуются небольшой амплитудой — несколько километров, лишь в редких случаях 10—20 км [Karaguleva et al., 1982].

К югу от Карпат большие шарьяжи известны в зоне Крайштин на территории Восточной Сербии и Болгарии. Шарьяжи основания залегают здесь на породах берриаса, они, вероятно, возникли в средне-меловое время. Направление их движения — на северо-восток, амплитуда перемещения 30—40 км [Загорычев, 1984]. Вполне вероятно, что в этой системе шарьяжей участвуют породы Сербо-Македонского массива. Зона развития больших шарьяжей в пределах Карпато-Понтической ветви пояса имеет протяженность 1 500 км (аb на рис. 19).

Динаро-Тавриды

В Динаро-Таврской ветви Альпийского пояса вдоль Динарид и Эллинид протягивается зона офиолитовых шарьяжей раннего—среднего мела. Более точное определение возраста этих шарьяжей затруднительно и является предметом дискуссии. Офиолитовые олистостромы Пелопоннеса в Эллинидах имеют позднеюрский возраст. Обломки зеленокаменных пород появляются в боснийском флише берриасового возраста. Это служит основанием предположения о домеловой обдукции офиолитовых шарьяжей [Обузн, 1978; Ruscou et al., 1986]. Однако в хорошо изученном разрезе офиолитов Вуринос в Греции в кровле офиолитового разреза залегают пелагические известняки берриасового возраста, а подошва неавтохтона имеет сеноманский или позднеальбский возраст [Rassios et al., 1983]. Эти данные позволяют относить формирование офиолитовых шарьяжей к раннему мелу или к предсеноманской тектонической фазе [Боровас, 1978; Смит, Морс, 1977; Zimmermann, 1972]. Сказанное не исключает более ранних внутритрокеанических деформаций, следы которых известны в Динаридах и Эллинидах. В офиолитах Греции распространен также позднеюрский метаморфизм высоких давлений с возрастом 150 млн лет [Ruscou et al., 1986].

Направление перемещения тектонических покровов в Динаридах и Элли-

нидах юго-западное, амплитуда составляет десятки километров. На севере зона ранне-среднемеловых шарьяжей заканчивается на границе с Южными Альпами, где такие шарьяжи отсутствуют. На юге она скрывается под водами Эгейского и Критского морей. Массив Киклад часто рассматривается как аналог Пелагонийских массивов. В этом случае зона меловых шарьяжей, вероятно, продолжается в Эгейском море. Протяженность пояса среднемеловых шарьяжей около 1500 км ($a-e$ на рис. 19). Далее на восток, в Западном Тавре, роль ранне-среднемеловых шарьяжей незначительна. В это время здесь формировались лишь чешуи внутри океанической коры [Juteau, 1979]. Обширные офиолитовые и другие шарьяжи в Западном и Ликийском Тавре имеют палеогеновый и неогеновый возраст [Graciansky, 1972].

* * *

Следовательно, в обеих ветвях Альпийского пояса находятся разобценные зоны развития ранне-среднемеловых шарьяжей, которые имеют примерно равную протяженность и противоположную вергентность. При реконструкции (см. рис. 19) поздне-меловой структуры Карпатская и Динаро-Эллинская зоны развития ранне-среднемеловых шарьяжей хорошо совмещаются, образуя линейную складчатую систему с двусторонней вергентностью шарьяжей [Буртман, 1984; Burtman, 1986].

В свете изложенного, история формирования меловой складчатой системы может быть представлена следующим образом. В юрское время тектонические зоны Динаро-Таврид и Карпато-Понтид представляли собой окраины соответственно Африкано-Аравийского и Евразийского континентов. Эти континенты были разделены океанической структурой Тетиса, который в рассматриваемом регионе представлял собой ансамбль краевых морей, проливов и микроконтинентов. Гемеро-Татранский и, вероятно, Пелагонийский микроконтиненты тяготели к Африке, Бихорский, Мармарошский, Сербско-Македонский, Родопский микроконтиненты были расположены вблизи Евразии. В середине мела при сближении Африканского и Евразийского континентов возникла линейная складчатая система с двусторонней вергентностью. Эта складчатая система имела северо-западное простирание. Особенности конфигурации краев континентов или кинематики литосферных плит привели к тому, что интенсивное шарьярование происходило не на всем рассматриваемом отрезке Альпийского пояса, а было ограничено 1500-километровым интервалом. Оно охватило территорию теперешних Динаро-Эллинид и Карпат.

Анализ вергентности шарьяжей показывает, что ось симметрии меловой складчатой системы не совпала с юрской глубоководной осью мезозойского Тетиса (см. рис. 19). След глубоководной оси мезозойского Тетиса проходит между породами Африканского континента и Бихорским блоком, между породами Евразийского континента и Гемеро-Татранского микроконтинента. При этом шарьяжи не вышли за пределы Гемеро-Татриды, к северо-востоку от которых сохранился Пьенинский бассейн, в котором до маастрихта продолжалось формирование пелагических отложений.

АЛЬПИЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ

Палеоген и миоцен. Палеомагнитные данные по породам палеогена малочисленны и противоречивы. Более определенные выводы можно сделать по результатам палеомагнитных исследований пород миоцена, которые были выполнены в северной дуге Карпат и в Паннонском бассейне (табл. 8, рис. 20). Склонения вектора миоценовой остаточной намагниченности, определенные в Западных Карпатах, в северо-западной части Паннонского бассейна и за пределами Альпийского пояса, близки между собой и простираются примерно вдоль

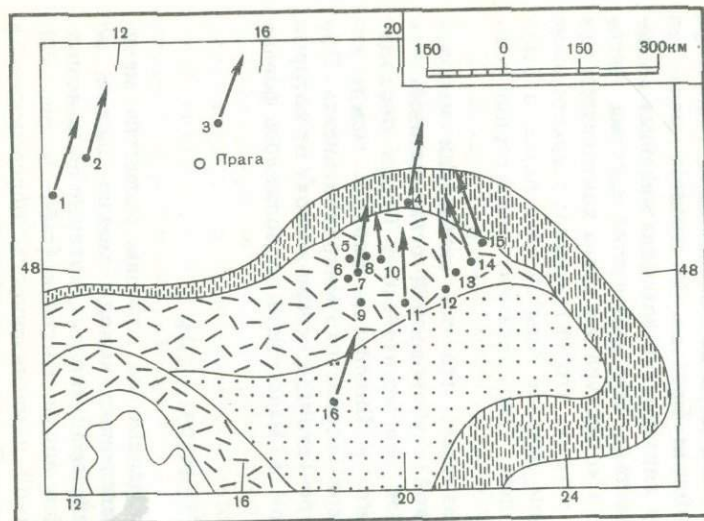


Рис. 20. Результаты палеомагнитного изучения пород неогена в Западных Карпатах и Паннонском бассейне (см. табл. 5)

Стрелки показывают палеомагнитные склонения в породах миоцена. Условные обозначения см. на рис. 9

Рис. 21. Тектоническое развитие Внешних Карпат в позднем олигоцене и раннем миоцене [Безр, Щерба, 1984, с изменениями]

1,2 — молассы: 1 — грубые, 2 — песчано-глинистые; 3 — соленосные отложения; 4,5 — флиш: 4 — глинисто-карбонатный, 5 — песчаный; 6 — олистостромы; 7 — оползни в осадках. Тектонические зоны: 1 — Пьенинская, 2 — Магурская, 3 — Дуклянская, 4 — Силезская, 5 — Скибовая, 6 — Восточно-Европейская платформа

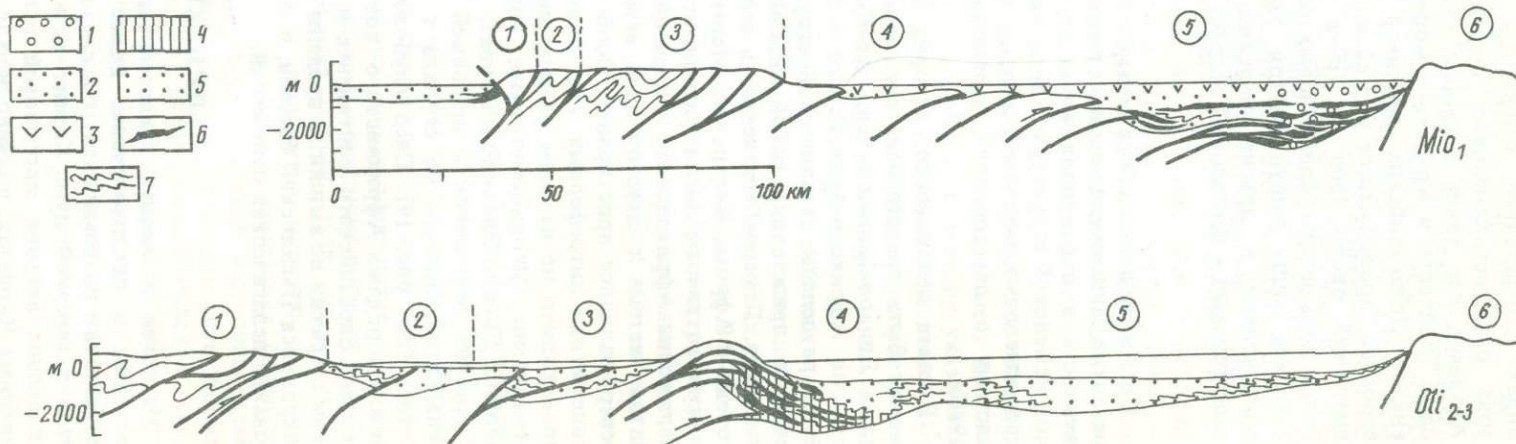


Таблица 8. Палеомагнитные данные по породам миоцена

Номер на рис. 20	Источник	Возраст	n	R	α_{95}^0	I^0	D^0	ΔD_{95}^0
1	[Peterson et al., 1965]	Mio ₂ (15 млн лет)	111	100	2	+60	11	4
2	[Rohl, Soffel, 1977]	Oli-Mio ₁ (16—41 млн лет)	316	68	6	+59	12	12
3	[Nairn, Wollstadt, 1968]	Oli-Mio ₁ (23—32 млн лет)	167	83	7	+63	20	16
4	[Birkenmajer, Nairn, 1968]	Mio	52	100	9	+73	12	32
5	[Krs et al., 1979]	Mio ₃	48	100	7	+63	25	16
6	То же	Mio ₃	32	84	8	+56	20	14
7	"	Mio ₃	170	43	3	+72	6	10
8	[Andro, Marton, 1977]	Mio	321	52	7	+60	1	14
9	[Krs et al., 1979]	Mio ₃	42	21	5	+57	6	9
		Mio ₂	73	56	4	+60	15	8
10	То же	Mio ₃	86	27	2	+67	352	5
11	[Dagley, Ade-Hall, 1970]	Mio ₂ (12—16 млн лет)	72	60	8	+55	0	14
12	[Nairn, 1967]	Mio	170	55	7	+64	359	16
13	[Dagley, Ade-Hall, 1970]	Mio ₃ (9—13 млн лет)	96	40	10	+66	353	25
14	[Krs et al., 1979]	Mio ₃	{ 31 16	{ 58 100	{ 8 8	{ +56 +45	{ 339 340	{ 14 11
15	То же	Mio ₃	128	63	6	+60	347	12
16	[Dagley, Ade-Hall, 1970]	Mio	18	0	2	+63	21	4

Примечание. Участки: 1—3 — Внеальпийская Европа (1 — Нордлингер, 2 — Оберфальц, Хелдбург, 3 — Лауниц), 4 — Внешние Карпаты, Магурская зона (Узар), 5—16 — Внутренние Карпаты и Паннонский бассейн (5 — Втачник, 6 — Погрански-Иновец, 7 — Штявник, 8 — Вёржён, 9 — Кремнецке-Врхи, 10 — Поляна, Яворье, 11 — Матра, 12 — Сланске-Врхи, 13 — Токай, Земплен, 14 — Вельки-Милч, 15 — Выгорлат, 16 — Мечек). Исследованные породы: 1 — туффиты, 2, 3 — базальты, 4—16 — андезиты и дациты. R — число результатов с обратной полярностью, %. Остальные обозначения см. в табл. 6.

неогенового меридиана. Эти данные свидетельствуют о том, что Карпатская структурная петля была сформирована не позднее раннего миоцена. Следовательно, время возникновения Карпатской петли находится в интервале палеоген — ранний миоцен.

Геологические данные позволяют думать, что главные деформации произошли в конце указанного интервала. Во всяком случае в раннем олигоцене этот процесс еще не достиг флишевых зон Карпат, на всей территории которых накапливались глубоководные кремнистые (менилитовые) отложения. Оживление тектонической активности происходит здесь в среднем и позднем олигоцене (рис. 21). В нижнекресненском флише в это время формируются горизонты грубозернистых граувакковых песчаников с обломками и гальками метаморфических пород. В Силезской зоне возникают тектонические покровы, сложенные флишевыми толщами мела и палеогена. Перед фронтом этих покровов накапливаются мощные толщи олистостромов [Бээр, Щерба, 1984]. В начале миоцена продолжается сжатие Внешних Карпат, формируются обширный Магурский шарьяж и другие покровные структуры. Интенсивные деформации достигают внешних флишевых зон (Скибовой, Покутской). Происходит общее воздымание региона. В целом в структуре Внешних Карпат отражены результаты интенсивного тектонического сучивания, происшедшего в позднем олигоцене и

раннем миоцене. В это же время Пьенинская мегазона приобрела облик мегабрекчии. Описанные процессы и широкое развитие олигоцен-раннемиоценовых шарьяжей в обеих ветвях Альпийского пояса, вероятно, синхронны с формированием Карпатской петли.

Формирование вторичной структурной петли возможно двумя способами. Первый вариант предусматривает автономное продольное растяжение карпатской части Карпато-Понтической складчатой системы. Формирование структурной петли может происходить таким путем под действием горизонтального штампа (например, края микроконтинента) или вследствие иных причин. При этом варианте тектонические зоны Карпат в процессе формирования структурной петли должны были испытать удлинение более чем в 2 раза (от 700 до 1500 км). В таком случае общая длина Карпато-Понтической ветви пояса должна быть значительно больше протяженности Динаро-Таврской ветви. Между тем они примерно равны. Против этого варианта свидетельствует и равная длина зон развития меловых шарьяжей в обеих ветвях пояса.

Второй вариант предполагает формирование структурной петли вследствие деформации в плане всей Карпато-Понтической складчатой системы (см. рис. 17). В пользу этого варианта свидетельствуют равная длина обеих ветвей Альпийского пояса между Альпийской и Эрзурумской "шейками" и равная протяженность зон развития меловых шарьяжей в обеих ветвях пояса. Этот вариант предусматривает перераспределение масс в пределах складчатой системы. При формировании структурной петли таким способом в ее пределы будут поступать (пластически перетекать) массы из соседних участков пояса, где можно ожидать компенсированного утонения этой системы. Такой процесс позволяет решить проблему заполнения внутреннего пространства формирующейся структурной петли. Значительное расширение Панноно-Анатолийской мегазоны на территории Паннонского бассейна находится в согласии с таким решением.

При формировании Карпатской петли Гемеро-Татриды испытали вращение в направлении против движения часовой стрелки (см. табл. 7) вокруг оси, находящейся у границы Западных Карпат с Восточными Альпами. При этом Гемеро-Татриды переместились к северу на значительное расстояние. Подобно австро-альпийским шарьяжам перемещение Гемеро-Татрид, вероятно, происходило по Пеннинскому океаническому субстрату. Этот субстрат обнажен в тектонических окнах вблизи Вехзеля и Рехница в Австрии и около Кёсега в Венгрии — в 100 км от северного края Гемеро-Татранской мегазоны [Balogh, 1983; Wein, 1978]. В этих тектонических окнах залегают сланцы, празениты и серпентиниты, которые сопоставляют с блестящими сланцами и мезозойскими офиолитами Пеннинской зоны Западных Альп [Лемуан и др., 1978; Koller, Pahr, 1980].

Гемеро-Татриды, вероятно, находятся целиком в аллохтонном положении. Вследствие их перемещения к северу была перекрыта мезозойская сутура Тетиса, а также закрыт Пьенинский бассейн Карпат. Последний был раздавлен при сближении Гемеро-Татрид с краем Евразийского континента. Пьенинская сутурная мегазона содержит реликты этого глубоководного бассейна. Она четко приурочена к внешнему краю Гемеро-Татрид и естественно заканчивается у восточного конца Гемеро-Татранского блока. В пределах Пьенинской зоны сохранились также следы проскальзывания Гемеро-Татрид относительно внешних Карпат, происходившего в раннем миоцене [Birkenmajer, 1985].

Закономерно возникает вопрос о том, какие тектонические структуры располагались на месте, которое ныне занимает Карпатская петля. Э. Арган [1935] предполагал, что Карпатская петля возникла на месте залива, глубоко

вдававшегося в Евразийский континент. В олигоцене этот залив был заполнен шарьяжами африканского происхождения. В модели З. Баллы [Balla, 1982, 1985] на месте Паннонской впадины располагался океанический бассейн, в который в неогене были задвинуты микроконтиненты. Структурные данные свидетельствуют о том, что существование такого залива с океанической корой не является обязательным условием формирования Карпатской петли. Возможны два других пути решения этой проблемы пространства.

В первом варианте при формировании петли автохтонные тектонические элементы были раздавлены и сжаты. Хороший пример таких преобразований — Пьенинская мегазона. Напряженная складчатость и надвиги во Флишевых Карпатах являются свидетелями того же процесса. Палеогеновый флишевый бассейн, имевший ширину от 300 до 600 км [Swidzinski, 1971; Unrig, 1979], в результате деформаций превратился в складчатую зону шириной менее 100 км, т.е. Флишевые Карпаты испытали поперечное сокращение на несколько сотен километров.

Второй вариант — крупномасштабное надвигание на Восточно-Европейскую платформу. Надвиг Флишевых Карпат на платформу хорошо известен. Минимальная амплитуда шарьирования флишевой мегазоны по буровым данным в Западных и Восточных Карпатах 30 км [Буров и др., 1980; Slezka, 1976]. Действительная величина надвигания может быть в несколько раз большей. Магнитотеллурическое зондирование в Восточных Карпатах позволило проследить фундамент Восточно-Европейской и Мизийской платформ под всей флишевой зоной Карпат на расстояние более 60 км от фронта шарьяжей [Станика и др., 1987]. В Западных Карпатах породы форланда прослежены под карпатскими шарьяжами сейсмическим профилированием на расстояние более 100 км от фронта шарьяжей [Томек, 1984].

Следовательно, в процессе развития Карпатской петли имели место оба пути. Можно сделать вывод о том, что при формировании структурной петли окраинные структуры Евразийского континента были смяты, скучены, частично раздавлены и далеко надвинуты на этот континент. Иными словами: Карпатская петля — это образование относительно поверхностное. Результаты сейсмического профилирования свидетельствуют о том, что мощность аллохтона равна 10—15 км [Томек, 1984]. В глубокие части коры и мантию проникают лишь новообразованные структуры, возникшие в плиоцен-четвертичное время, а также структуры, сохранившиеся в автохтоне с донеогенового времени.

Формирование Карпатской петли является следствием продольного смещения Карпато-Понтид относительно Динаро-Таврской ветви Альпийского пояса. Это смещение имело характер левого сдвига, наибольшая амплитуда которого — вдоль Вардарской зоны. Одновременно происходило общее изгибание пояса вследствие поворота юго-восточной (Малоазиатско-Балканской) части пояса относительно его более северной части на 30—40°, в направлении против движения часовой стрелки. В случае чистого вращения Малоазиатско-Балканская часть пояса должна была переместиться в северо-восточном направлении. Однако перемещение происходило на север и северо-запад (см. рис. 17). При этом первоначальная длина складчатого пояса оказалась избыточной по отношению к его новому положению. В результате одновременно с вращением Малоазиатско-Балканской части произошло укорочение Восточно-Европейско-Малоазиатского отрезка Альпийского пояса более чем на 30%, что сопровождалось его общей дисгармоничной деформацией (рис. 22). Среди последствий этой деформации — формирование структурных дуг Карпато-Балканского региона.

Выводы о вращении Малоазиатско-Балканского региона и продольном сокращении рассматриваемой части пояса хорошо согласуются с данными о перемещении Аравийского континента к северо-западу относительно Евразии в олигоцене—раннем миоцене, полученными в результате анализа магнитных

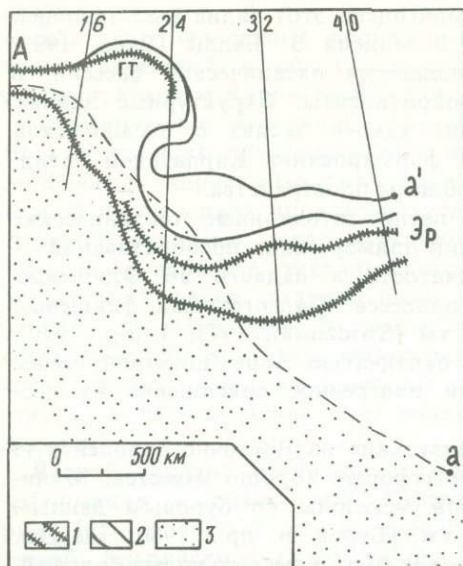


Рис. 22

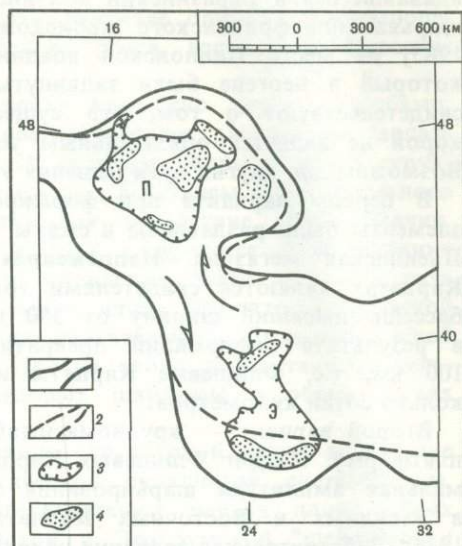


Рис. 24

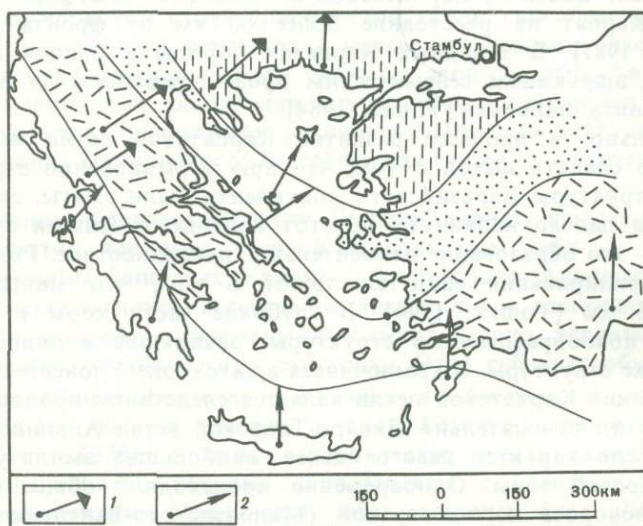


Рис. 23

Рис. 22. Схема деформации восточноевропейской—малоазиатской части Альпийского пояса в палеогене—раннем миоцене

1,2 — тектонические зоны мезозойского Тетиса африкано-аравийского (1) и евразийского (2) происхождения; 3 — Альпийский пояс в позднем мелу. А, Эр—Альпийская и Эрзурумская "шейки" складчатого пояса; ГТ — Гемеро-Татриды

Рис. 23. Результаты палеомагнитных исследований в Эгейском районе

1,2 — палеомагнитные направления в породах: 1 — эоцена и олигоцена, 2 — миоцена [Kissel et al., 1988]. Остальные условные обозначения см. на рис. 9

Рис. 24. Положение Паннонской (П) и Эгейской (Э) впадин в Альпийском поясе

1,2 — границы Альпийского пояса: 1 — современная, 2 — в конце миоцена; 3 — границы Паннонской и Эгейской впадин; 4 — участки, испытавшие наибольшее погружение в плиоцене—квартере. Стрелки показывают направление смещения Карпато-Понтийской и Динаро-Таврской ветвей пояса друг относительно друга в плиоцене—квартере

Таблица 9. Средние склонения палеомагнитного вектора D в породах миоцена

Район	Номер в табл. 8	D°
Внеальпийская Европа	1—3	14
Внешняя зона Западных Карпат	4	12
Внутренние Карпаты:		
северо-запад	5—9	10
северо-восток	12—15	348

аномалий дна современных океанов [Savostin et al., 1986]. Это перемещение Аравии было причиной описанных выше тектонических процессов.

Новейшее время. Современная форма тектонических зон возникла в результате кайнозойских деформаций, включая новейшие деформации, которые привели к формированию современного рельефа. Форма тектонических зон была использована при анализе палеоген-миоценовых деформаций. Поэтому возникает вопрос о степени искажения формы тектонических зон в плиоцен-четвертичное время. Если это искажение значительно, то прямая интерпретация данных о форме зон для доплиоценовых реконструкций была бы неправомерной.

Поздние деформации имели следствием некоторое сужение внешних тектонических зон. Эти деформации в двух ветвях Альпийского пояса соизмеримы, и они не изменили структурный рисунок региона.

К миоцен-четвертичному времени относится и развитие крупных впадин — Эгейской и Паннонской, которые наложены на все структуры региона. Паннонская впадина наложена на все мегазоны Карпато-Понтийской ветви Альпийского пояса, а также на Боснийскую, Карстовую и офиолитовую зоны Динарид. Резко наложенный характер впадины, в фундаменте которой прослежены все тектонические зоны, является косвенным свидетельством того, что формирование впадины существенно не изменило структурный рисунок Карпатской петли. О том же свидетельствуют приведенные выше палеомагнитные данные по породам миоцена. Они показывают, что в миоцене Карпатская петля уже существовала.

Исследования показали также, что миоценовые палеомагнитные векторы в северо-восточной части горного обрамления Паннонской впадины отклоняются к северо-западу по сравнению с данными по Западным Карпатам (см. рис. 20, табл. 9). Это может отражать позднемиоценовую и более позднюю деформацию, при которой, следовательно, происходило выполаживание ("разгибание") северной дуги Карпат. Естественно связать эту деформацию с расширением Паннонской впадины. С таким выводом согласуются геологические данные. Разломы, секущие неогеновые отложения впадины, образуют перекрестную систему. При этом разломы северо-западного простирания — правые сдвиги, разломы северо-восточного простирания — левые сдвиги [Rouden et al., 1982]. Такая система свидетельствует о растяжении впадины в широтном направлении (и сокращении в меридиональном). В плиоцен-четвертичных отложениях впадины распространены наклонные сбросы, хорошо видимые на сейсмических профилях [Pagacsas, 1985], они свидетельствуют об условиях растяжения. О том же говорит молодой базальтовый вулканизм, широко развитый в Паннонском бассейне в плиоцен-четвертичное время. Базальты имеют щелочной состав и содержат ксенолиты шпинелевых перидотитов и других пород верхней мантии [MaheI, 1978]. Повторные триангуляции, проведенные в Украинских Карпатах, показали, что внутренние зоны региона смещаются на северо-запад относительно более внешних зон, происходят также поперечное растя-

жение Закарпатского прогиба и надвигание Карпат на Предкарпатский прогиб [Сомов, Рахимова, 1983].

Данные об Эгейской впадине свидетельствуют об ее расширении в южном направлении, которое сопровождалось деформацией Эллино-Критской складчатой системы [Angelier et al., 1982]. Палеомагнитные исследования (рис. 23) говорят о том, что Критская структурная дуга сформирована в новейшее время. Таким образом, с развитием Паннонской впадины связана деформация Карпато-Понтической ветви, а с развитием Эгейской впадины — деформация Динаро-Таврской ветви. Эти новейшие деформации в обеих ветвях пояса одновременны и компенсируют друг друга. Поэтому приведенное выше сравнение Карпато-Понтид и Динаро-Таврид для реконструкции доплиоценовых структур было правомочным.

Структурные и палеомагнитные данные по Паннонскому и Эгейскому районам позволяют высказать предположение о том, что продольное смещение двух ветвей Альпийского пояса друг относительно друга продолжается в позднем кайнозое и формирование Паннонской и Эгейской впадин является частью этого процесса (рис. 24). Такая модель развития впадин хорошо согласуется с идеей о мантийных диапирах под впадинами, воздействием которых обычно объясняют проявления молодого вулканизма, большой тепловой поток и особенности сейсмического разреза земной коры во впадинах. Можно думать, что прогибание Паннонской и Эгейской впадин и поднятие мантийных диапиров компенсируют новейшее левосдвиговое смещение Карпато-Балканской и Динаро-Эллинской складчатых систем друг относительно друга. Вполне вероятно, что поднятие мантийных диапиров было стимулировано этими дисгармоничными деформациями в складчатом поясе.

Обсуждение

Сравним полученные выводы о кинематики Карпато-Балканского региона с выводами и предположениями, высказанными другими исследователями. Наибольшее число гипотез предложено для объяснения Карпатской структурной петли.

Многие думают, что Карпатская петля в готовом или наполовину готовом виде существует с мезозоя и относят ее формирование к меловому тектогенезу или более раннему времени [Безр, 1980; Хаин и др., 1977; Сандулеску, 1978; Biju-Duval et al., 1978; Dercourt et al., 1986; Kovacs, 1982; Sandulescu, 1980]. Вместе с тем были высказаны предположения о том, что формирование Карпатской петли происходило одновременно с образованием Паннонской и Трансильванской впадин в неоген-четвертичное время [Voccaletti et al., 1974; Horvath et al., 1981]. Все эти предположения находятся в противоречии с результатами палеомагнитных исследований в Карпатах.

Тектонические интерпретации геологического строения Карпато-Паннонского региона многочисленны. Концепции, которые на многие годы определили стиль тектонических построений, были разработаны Э. Арганом и Л. Кобером. Представления Л. Кобера [Kober, 1928] о существовании древнего срединного массива в фундаменте Паннонского бассейна лежат в основе многих фиксистских схем развития этого региона, которые продолжали появляться вплоть до недавнего времени [Cech, Zeman, 1982; и др.]. Такие модели находятся в противоречии с результатами палеомагнитных исследований и данными бурения во впадинах.

На идеи Э. Аргана опираются мобилистские интерпретации, включая новейшие, основанные на теории литосферных плит. Э. Арган [1935] предполагал, что австро-альпийские шарьяжи, Внутренние Карпаты, Паннонский бассейн, Динариды и Родопы представляют собой краевую часть Африканского континента, надви-

нутую в виде мегашарьяжа на Евразийский континент. В дальнейшем изучение ископаемой фауны показало, что в состав предполагаемого мегашарьяжа были включены зоны, формировавшиеся как на африканской, так и на евразийской окраине океана Тетис. В модели А.В. Пейве [1967] мегашарьяж имеет тетисное происхождение. В состав этого мегашарьяжа включены внутренние зоны Карпат, территория Паннонского бассейна и Родопы. Офиолитовую зону Динарид А.В. Пейве рассматривал как зону растяжения, возникшую в меловое время в тылу надвигающихся масс. В обеих рассмотренных моделях дугообразная форма складчатых зон Внешних Карпат обусловлена формой края мегашарьяжа, который действовал как горизонтальный штамп.

С начала 70-х годов тектоническое строение региона было многократно интерпретировано с точки зрения тектоники литосферных плит. Большинство таких исследований посвящено поискам океанических сутур, определению наклона зон субдукции и проблемам динамики (подкоровые течения, мантийные диапиры и пр.). Вопросы кинематики привлекали меньше внимания. Одни исследователи отводят главную роль в формировании структурного плана региона процессу пластической деформации тектонических зон [Sandulescu, 1980; и др.], другие — перемещением микроплит внутри Альпийского пояса или в его обрамлении.

Г.П. Лаубшер [Laubscher, 1971] высказал предположение о смещении в олигоцене—неогене Восточных Альп и Гемеро-Татрид на 300 км в восточном направлении по отношению к Динаридам и Внешним Карпатам. Д. Вейн [Wein, 1978] оценил амплитуду смещения в 700—800 км. При таком перемещении вдоль северного края Гемеро-Татранского блока должен был произойти левый сдвиг на сотни километров, а у восточного края — возникнуть компенсационные структуры сжатия, надвига или поддвига. Между тем структура узкой Пьенинской мегазоны на северной и восточной границах Гемеро-Татранского блока не имеет принципиальных различий. Кроме того, рассматриваемая схема переносит решение проблемы пространства из Карпато-Паннонского региона в Западные Альпы, что не облегчает задачу. Вместе с тем сказанное не отрицает пластического течения масс из области Апулийского синтаксиса в Карпатскую область.

К рассматриваемой гипотезе близки схемы, в которых формирование Карпатской петли обусловлено движением в восточном направлении одного или двух жестких континентальных блоков [Беэр, 1980, 1983; Balla, 1982; Burchfiel, 1980] или относительным смещением Паннонского массива и Мизийского блока по разделяющему их сдвигу [Karagjuleva et al., 1980]. Правый сдвиг или трансформный разлом вдоль Южных Карпат показан на схемах многих авторов [Димитрова и др., 1979; Пейве, 1967; Dercourt et al., 1986; Mahel, 1978; и др.], но не обнаружен полевыми работами. Существуют также схемы, авторы которых связывают формирование структурной петли Карпат с расширением фундамента Паннонского бассейна [Voccaletti et al., 1974; Horvath et al., 1981].

Все перечисленные и многие другие схемы формирования Карпатской петли (кроме фиксистских) предусматривают значительное увеличение длины тектонических зон Карпат в процессе возникновения этой структурной петли. Выше было показано, что автономное удлинение структурных зон Карпат находится в противоречии с данными о форме складчатого пояса. Обратимся к построениям, которые лишены указанного недостатка. Е. Шадецкий-Кардош [Szadeczky-Kardoss, 1975 и др.] предполагал, что Карпатская петля возникла при перемещении Мизийского блока к северу, которое сопровождалось вращением этого блока в направлении движения стрелки часов на 40—60°. Такое предположение не противоречит предлагаемой схеме формирования Карпатской петли (см. рис. 17, 22). Эта схема близка к взглядам Ж. Брюнна [Brunn, 1969], в основе которых лежит идея о перемещении масс вдоль Альпийского пояса. По его представлениям причиной таких перемещений является давление Аравийского щита. Оно вызвало движение масс, которое происходило вдоль пояса на запад, а затем на север и достигало Карпатского региона.

Лаубшер... мое предположение

В предлагаемой модели новым элементом является вывод о продольном сокращении складчатого пояса, которое произошло вследствие поворота Малоазиатско-Балканской части пояса относительно его более северной части. Общая дисгармоничная деформация Альпийского пояса, возникшая вследствие изменения его формы, сопровождалась тектоническим течением масс внутри пояса (см. рис. 22). При этом вследствие отслоения Карпато-Понтической и Динаро-Таврской ветвей Альпийского пояса друг от друга и их дисгармоничной деформации возникли структурные дуги и Карпатская структурная петля.

Глава 2

АРАВИЙСКИЙ СИНТАКСИС

Аравийский синтаксис образован складчатыми системами Альпийского пояса, которые огибают Аравийскую платформу. Это — обширная территория, которая охватывает горные системы Восточного Тавра и Загроса, Восточного Понта, Малого Кавказа, Эльбурса и Хорасана, а также горы и долины, заключенные между этими горными системами. В вершине синтаксиса находится Эрзерумская "шейка" Альпийского пояса.

ТЕКТОНИКА

Рассмотрим тектоническую зональность Альпийского складчатого пояса в секторе Аравийского синтаксиса. Возраст флишевых толщ не дает здесь столь четкого деления на мегазоны, как это было в Карпато-Балканском регионе. Лучше действует другой признак, уже использованный ранее: фациальная и биогеографическая зональность отложений лейаса.

Евразийские мегазоны

Кавказская флишевая мегазона. Эта мегазона включает Местиа-Тианетскую, Казбег-Лагодехскую, Чхалтино-Лейлинскую и Новороссийскую тектонические зоны (рис. 25). В этой мегазоне распространены отложения окраинного моря, существовавшего на территории Большого Кавказа от триаса до эоцена. В юрских отложениях мегазоны широко распространены вулканогенные породы. В раннем и среднем лейасе в Сванетии, Раче, Кахетии известны лавы, туфы и туфиты известково-щелочного состава. В плинсбахе—тоаре в Чхалтин-Лейлинской тектонической зоне формировались шаровые лавы и гиалокластиты толеитового состава. Толеитовый вулканизм продолжался на территории мегазоны в аалене и байосе. При этом отмечают поперечную петрохимическую зональность с появлением слабощелочных разностей вблизи окраин бассейна. Вулканыты не образуют сплошных толщ и везде чередуются с осадочными отложениями, которые резко преобладают в разрезе. Отложения лейаса, аалена и байоса пронизаны также многочисленными силлами и дайками диабазов [Ломизе, 1983; Лордкипанидзе, 1980]. Фауна аммонитов лейаса и доггера Большого Кавказа свидетельствует о принадлежности этого района к северотетической биогеографической провинции [Ростовцев, 1978; Ростовцев, Азарян, 1971].

Флишевые отложения формировались в этой мегазоне (рис. 26) в тоаре—аалене (терригенный флиш), затем в келловее—кимеридже и валанжине (карбонатный флиш), готериве—альбе (терригенный флиш), сеноне (карбонатный флиш) и эоцене (дикий флиш).

Риони-Ширванская мегазона. Эта мегазона включает Грузинскую глыбу, Чвежипсинскую и Гагра-Джавскую зоны. Юго-восточное продолжение мегазоны, вероятно, находится под четвертичными отложениями Ширванской равнины. Фундамент мегазоны обнажен в Дзирульском кристаллическом массиве. На пери-

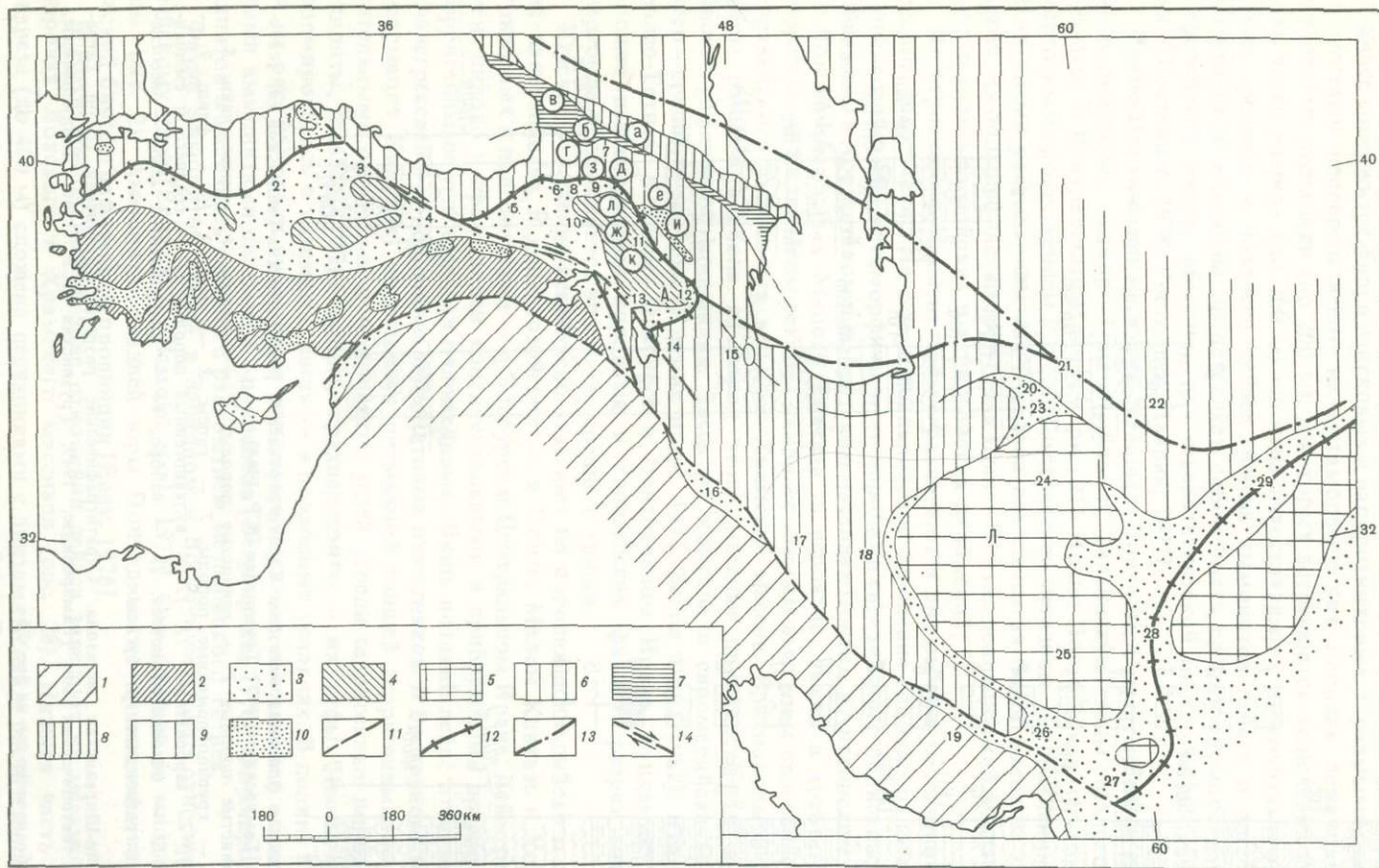


Рис. 25. Тектоническая зональность Аравийского синтаксиса

1, 2 — Африкано-Аравийская плита (2 — Динаро-Таврская мегазона); 3—5 — офиолитовая мегазона: 3 — область развития офиолитов, 4, 5 — срединные массивы (4 — южнотетический ряд, 5 — северотетический ряд); 6—9 — Евразийская плита: 6 — Ирано-Понтийская мегазона, 7 — Риони-Ширванская мегазона, 8 — Кавказ-

ская флишевая мегазона, 9 — Главный Кавказский хребет, Копетдаг, Гиндукуш и внеальпийская область; 10 — бескорневые офиолитовые аллохтоны; 11 — сutura нео-Тетиса; 12 — главная сutura мезозойского Тетиса; 13 — сuture палеозойского Тетиса; 14 — Анатолийский сдвиг

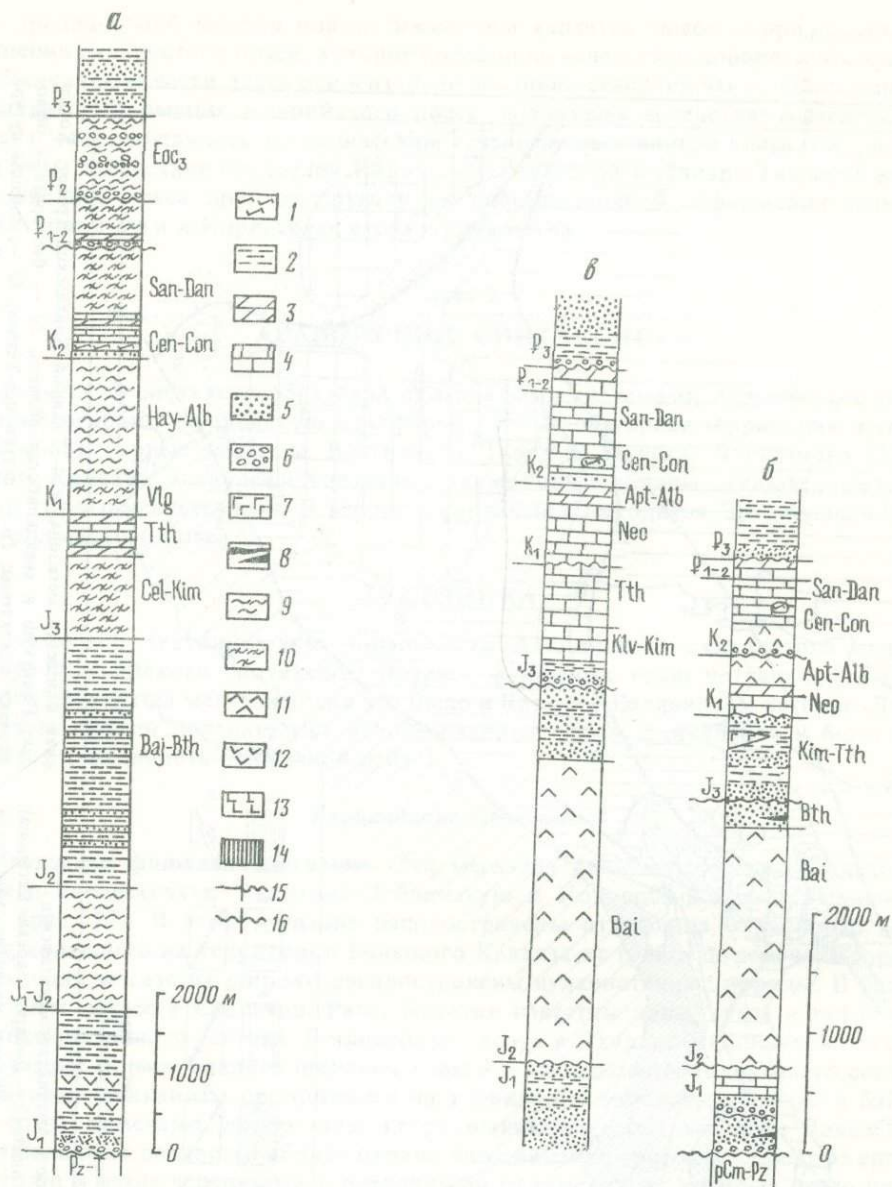


Рис. 26. Кавказская флишевая мегазона. Стратиграфический разрез Местия-Тианетской (а) тектонической зоны [Гамкрелидзе, 1977; Грузинская ССР, 1964]

1 — кремнистые породы; 2 — глинистые породы; 3 — мергели; 4 — известняки; 5 — крупнообломочные породы; 6 — песчаники; 7 — гипсы; 8 — угли; 9, 10 — флиш: 9 — среднего состава, 10 — основного состава; 11, 12 — вулканогенные породы: 11 — среднего и смешанного состава, 12 — основного состава; 13 — габбро; 14 — ультрабазиты; 15, 16 — несогласия: 15 — стратиграфическое, 16 — угловое

Рис. 27. Риони-Ширванская мегазона. Стратиграфические разрезы Грузинской (б) и Гагра-Джавской (в) тектонических зон [Гамкрелидзе, 1949; Грузинская ССР, 1964; Лордкипанидзе, 1980]

Условные обозначения см. на рис. 26

ферии этого массива (б на рис. 25) развиты отложения лейаса, которые имеют следующее строение. В нижней части разреза (рис. 27) залегает толща (до 700 м) туффитов, песчаников и конгломератов (в основании), в прослоях углистых сланцев содержится флора гингковых и папоротниковых. С размывом на туффитах, а местами непосредственно на метаморфических породах лежат кварцевые и аркозовые песчаники (до 200 м), в которых встречаются включения углей. Верхняя часть разреза (до 300 м) сложена известняками с аммонитами и брахиоподами среднего и позднего лейаса. Фауна аммонитов лейаса и доггера Риони-Ширванской мегазоны представляет собой смесь средиземноморских и средне-европейских видов, обычную для северотетической биогеографической провинции [Ростовцев, 1978; Ростовцев, Азарян, 1971].

Ирано-Понтическая мегазона. Включает Понтиды, Самхето-Кафанскую, Артвино-Болнисскую, Аджаро-Триалетскую и Талышскую зоны Малого Кавказа, Эльбурс и Центральный Иран (см. рис. 25). Ирано-Понтическая мегазона является восточным продолжением Родопо-Понтической мегазоны. По сравнению с Родопо-Понтидами рассматриваемая мегазона находится на более высоком эрозионном срезе. На большей части территории Ирано-Понтид доальпийский фундамент скрыт под чехлом мезозойских и кайнозойских отложений.

По строению фундамента резко различаются два района, разделенные сутурой океана палео-Тетис. На севере доальпийское основание сложено палеозойскими и допалеозойскими метаморфическими породами евразийского происхождения. Они обнажены в Хоршитском и Кайратском массивах Понтид, в Артвинском, Храмском и Локском массивах Малого Кавказа и, вероятно, также в хребте Биналуд в Хорасане. В Кавказском секторе наиболее южным выступом палеозойских пород евразийского континента является Храмский массив. Брахиоподы и фораминиферы раннего карбона из пород этого массива принадлежат к европейской биогеографической провинции. Здесь же известна и евромерийская флора раннего—среднего карбона [Адамия и др., 1982; Белов и др., 1982]. Южнее сутуры палео-Тетиса, в Тавре, Эльбурсе и Центральном Иране, фундамент мегазоны сложен палеозойскими породами в гондванских фациях, разрез которых без перерыва продолжается вплоть до среднего триаса.

Юрские отложения несогласно залегают на породах доальпийского основания: на палеозойских и допалеозойских — в Понте, Малом Кавказе и Хорасане, на триасовых и палеозойских — в Эльбурсе и Центральном Иране. Лейас распространен широко и представлен континентальными и прибрежными преимущественно терригенными угленосными отложениями. Лишь поздний лейас отмечен морской трансгрессией и накоплением аммонитовых известняков. В Восточном Понте лейас (формация Килькит) представлен ритмичной толщей терригенных пород с растительными остатками и горизонтами углей. Среди терригенных пород залегают спилиты, диабазы, кератофиры, трахиандезиты и их туфы. Часть вулканитов формировалась в наземных, часть — в подводных условиях. В долине р. Килькит (4 на рис. 25) среди вулканитов находится горизонт известняков с многочисленными аммонитами синемюра—плинсбаха [Bergougnan, 1976]. Формирование вулканитов может быть связано с раскрытием мезозойского Тетиса.

Фауна аммонитов лейаса в Западном и Восточном Понте относится к европейскому типу [Epaу, 1974; Bassolet et al., 1975]. Она описана во многих пунктах (см. рис. 2). Аммониты поздней юры Понтид также принадлежат северотетической биогеографической провинции [Epaу, 1976].

В Артвино-Болнисской зоне отложения лейаса залегают на метаморфических породах Локского и Храмского массивов (рис. 28). Нижняя часть Локского разреза (до 400 м) сложена песчаниками с линзами углей и растительными остатками, а также аммонитами синемюра—плинсбаха. Выше лежит толща (до 500 м) ритмичного чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов с аммонитами плинсбаха, тоара и аалена. Аналогичное строение имеют разрезы лейаса в Шам-

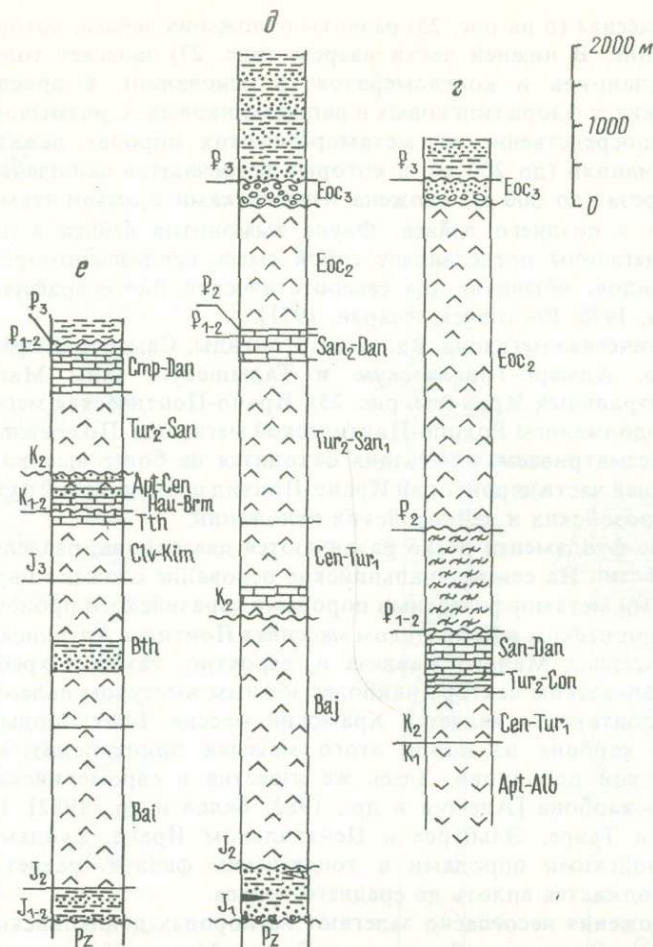


Рис. 28. Ирано-Понтическая мегазона (Кавказский сектор). Стратиграфические разрезы Аджаро-Триалетской (z), Артино-Болнисской (d) и Сомхето-Кафанской (e) тектонических зон [Азербайджанская ССР, 1972; Гамкрелидзе, 1949; Грузинская ССР, 1964; Лордкипанидзе, 1980; Сатян, 1979; Соколов, 1977]

Условные обозначения см. на рис. 26

хорском антиклинории Сомхето-Кафанской тектонической зоны [Гасанов, 1967; Панов, 1978].

В Иранском Талыше, Эльбурсе и Центральном Иране рэт, лейас и отчасти доггер представлены мощной терригенной угленосной толщей, известной как формация Шемшак. Строение формации крупноритмичное, в разрезе чередуются континентальные (аллювиальные, озерные и болотные) и прибрежно-морские отложения. В Иранском Талыше (15 на рис. 25) эта толща (около 1000 м) сложена аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями конгломератов и известняков. Отложения формировались в условиях речной дельты. В них содержатся флора раннего лейаса и моллюски (аммониты и пелециподы), имеющие возраст от синемюра до байоса [Davies et al., 1972]. Флора формации Шемшак принадлежит евразийской биогеографической провинции.

В Эльбурсе разрез лейаса (до 4000 м) подобен Талышскому разрезу. В Центральном Эльбурсе среди отложений присутствуют угленосные горизонты, которые содержат продуктивные пласты углей. Количество угленосных горизонтов и про-

слоев морских известняков уменьшается в северо-восточном направлении. В нижней части формации содержится флора раннего лейаса, в средней — аммониты тоара—аалена, в верхней — флора средней юры. Формация Шемшак перекрыта известняками, которые содержат вблизи подошвы морскую фауну позднего байоса [Полянский, 1980; Davoudzadeh, Schmidt, 1981]. Палеогеографическая обстановка формирования формации Шемшак в Северном Эльбурсе была континентальной. Осадки принесены реками, которые текли с севера на юг. Территория Южного Эльбурса представляла собой область формирования аллювиально-дельтовых и лагунно-дельтовых отложений [Брагин и др., 1981; Перфильев и др., 1973; Полянский, 1980].

На запад от Эльбурса формация Шемшак распространена вплоть до оз. Урмия. В районе г. Мераге (14 на рис. 25) мощность этой формации более 500 м. На юг от Эльбурса рассматриваемые отложения распространены в Центральном Иране до главного надвига Загроса. Северо-западнее г. Исфахана (17 на рис. 25) мощность этих отложений достигает 2000 м [Брагин и др., 1981; Полянский, 1980].

В Северо-Восточном Иране (Хорасане) в горах Биналуд (21 на рис. 25) обломочные континентально-прибрежные отложения рэта—лейаса распространены как севернее, так и южнее Мешхедского разлома, который является сутурой палеозойского Тетиса. В Иранском Копетдаге эти отложения (формация Кашафруд) с угловым несогласием залегают на терригенно-вулканогенных отложениях с фауной позднего триаса [Штеклин, 1979; Alavi, 1979]. В Восточном Копетдаге в горах Моздуран (22 на рис. 25) мощность угленосных отложений рэта, лейаса и части доггера достигает 2000 м [Вальбе, 1967]. Далее на восток угленосный лейас развит в северных предгорьях Гиндукуша, в Афгано-Таджикской депрессии, в Центральном и Северном Памире [Андросов и др., 1977; Браташ и др., 1970]. Севернее этих районов угленосная юра распространена на территории Туранской платформы и в Тянь-Шане. Вообще выделение Ирано-Понтической мегазоны восточнее Каспийского моря теряет смысл: здесь нет ни офиолитовых, ни флишевых альпийских зон, которые бы отделяли Ирано-Понтиды от Турана и Тянь-Шаня.

Формирование флишевых отложений в Ирано-Понтической мегазоне происходило лишь в частных прогибах, имеющих короткую геологическую историю. Примером может служить боржомский карбонатный флиш палеогенового возраста в Аджаро-Триалетской зоне (см. рис. 28). В Понтидах флишевые или флишеподобные толщи описаны на двух стратиграфических уровнях — в эоцене и позднем мелу [Sengor, Yilmaz, 1981]. Позднемеловой флиш содержит вулканиты и является аналогом флишевых отложений Среднегорской зоны Болгарии.

Граница Ирано-Понтической и Риони-Ширванской мегазон проведена по структурному признаку: позднеальпийские структуры Риони-Ширванской мегазоны имеют северо-западное (большекавказское) простирание, в то время как складки Ирано-Понтид образуют Малокавказскую структурную дугу, которая обращена вершиной к северу. Упомянутая граница имеет для нас важное значение, так как это — северная граница формирования больших структурных дуг Альпийского пояса в рассматриваемом регионе. Строение этой границы будет рассмотрено далее.

Офиолитовые зоны и сутуры мезо-Тетиса

Домены евразийского и аравийского происхождения разделены офиолитовыми сутурными зонами. В их состав включены офиолитовые аллохтоны, для которых можно предполагать непосредственную связь с корневой зоной или ее близость. Изолированные безкорневые офиолитовые аллохтоны показаны на рис. 25 особым знаком вне офиолитовых зон. Сутурные офиолитовые зоны объединены в мегазону, в пределах которой расположена мезозойская сатура океана Тетис (сутура мезо-Тетиса) и находятся срединные массивы с доальпийским континентальным

основанием, которые были микроконтинентами в этом океане. На западе рассматриваемая мегазона является непосредственным продолжением Панноно-Анатолийской мегазоны. Рассмотрим строение этой мегазоны (с запада на восток) и положение сутуры мезо-Тетиса.

На территории Малой Азии находится Анатолийская офиолитовая зона. Она представляет собой сложное образование, состоящее из меланжей разного типа и разного возраста, ультрабазитов, а также массивов с доальпийской континентальной корой. Кроме офиолитов юры и мела, здесь распространены породы доюрской офиолитовой ассоциации, которые рассматриваются как реликты океана палео-Тетис [Sengor et al., 1980; Tekeli, 1981; и др.].

Меланж с серпентинитовой матрицей содержит блоки пород офиолитовой ассоциации и осадочных пород. В блоках базальтов имеются прослой иши и известняков с фауной всех отделов юры и нижнего мела вплоть до аптского яруса [Bortolitti, Saggi, 1968]. Другой тип меланжа имеет матрицу в виде терригенного флиша с прослоями конгломератов, радиоляритов и пелагических известняков. Описана также "базальтовая" матрица, вероятно, сложенная обломками основных лав. В матрице заключены блоки мелководных известняков, имеющие разные размеры и местами достигающие нескольких километров в поперечнике. В восточной части Анатолийской зоны в районе г. Амасья (3 на рис. 25) в глыбах известняков содержится фауна перми, среднего и позднего триаса, однако на других участках фауна в глыбах не поднимается выше нижнего триаса. Судя по описанию, этот тип меланжа представляет собой тектонизированную олистостромовую толщу. В западной части зоны на олистостроме несогласно лежат обломочные отложения позднего триаса—лейаса, а восточнее Анкары (2 на рис. 25) подошва перекрывающих отложений имеет раннеюрский возраст [Tekeli, 1981].

Западнее Анкары (около г. Михалыччик) олистострома тектонически налегает на метаморфизованные офиолиты: серпентинизированные ультрабазиты, основные лавы с глаукофаном, радиоляриты, кремнистые известняки. Предполагают, что эти офиолиты и олистостромовая толща являются реликтами палеозойского Тетиса [Tekeli, 1981]. Крупные массивы ультрабазитов (Михалыччик, Эрзинджан и др.) сложены серпентинизированными дунитами, перидотитами, пироксенитами, гарцбургитами, а также габбро. Эти породы имеют тектонические контакты с вмещающими породами. Радиометрические определения (K—Ar) по диалагу из пироксенитов указывают на каменноугольный возраст: 306 ± 40 млн лет [Tekeli, 1981]. К югу от Эрзинджана на ультрабазиты налегают конгломераты (с глыбами серпентинитов) и флишевые отложения позднего мела [Кетин, 1965].

Наиболее северные выходы офиолитов на п-ове Малая Азия находятся западнее г. Синопа в хребте Кюре (1 на рис. 25). Здесь развиты ультрабазиты, габбро и основные вулканиты. Шаровые лавы перекрыты флишем и граувакками с фауной среднего и позднего триаса и ранней юры. Несогласно на этих породах залегают отложения верхней юры, базальные конгломераты которых содержат гальку всех пород офиолитовой ассоциации [Sengor et al., 1980]. Офиолиты хребта Кюре залегают в виде шарьяжа. Шарьяж был сформирован в юрское время до накопления позднеюрской молассы, которая несогласно его перекрывает [Yilmaz, Sengor, 1985].

В Восточном Понте граница мегазоны отмечена офиолитами в долине р. Килькит (4 на рис. 25). Породы офиолитовой ассоциации развиты в горах Агванис и Бердига около Анатолийского разлома. Это — гипербазиты, габбро и метаморфизованные вулканиты, которые перекрыты слабометаморфизованными юрскими терригенными отложениями. В этом же районе распространена офиолитовая ассоциация мелового возраста [Sengor et al., 1980].

На востоке офиолитовая зона Анатолии разветвляется. Наибольший интерес представляет северная (Малокавказская) зона развития офиолитов. Породы, разделенные Малокавказской офиолитовой зоной, принадлежали в палеозое

Гондване и Лавразии, а в юрское время находились на разных краях океана Тетис.

Из долины р. Килькит офиолитовая зона протягивается на северо-восток в бассейн р. Чорох. В верховьях рек Килькит и Чорох и в долине р. Карасу (евфратской) развит серпентинитовый меланж с глыбами базальтов, радиоляритов и осадочных пород. В междуречье Чороха и Карасу (5 на рис. 25) на меланже несогласно залегают рудистовые известняки сенона. В среднем течении р. Чорох (6 на рис. 25) обнажен разрез офиолитовой ассоциации, включающий серпентинизированные ультрабазиты, габбро, амфиболиты, шаровые лавы толеитового состава и кремнистые сланцы. Верхняя часть разреза сложена сланцами и песчаниками с фауной лейаса. Выше с несогласием и конгломератами в основании лежат мелководные отложения верхней юры—нижнего мела [Ломизе, 1970; Sengor et al., 1980].

Далее на восток рассматриваемая зона продолжается на территории Советской Армении. В Амасийском районе (8 на рис. 25) офиолиты распространены в Мумуханских горах. Они обнажены в полосе 12×4 км. Это — серпентинитовый меланж, среди которого залегают крупные тела серпентинизированных гипербазитов (перидотитов, дунитов, пироксенитов), габбро, габбро-норитов, троктолитов. Упомянутые тела имеют вытянутую форму и достигают 6—7 км в длину при ширине до 1 км. Другие глыбы в меланже сложены основными лавами, радиоляритами, метаморфическими породами, а также осадочными породами верхнего мела и палеогена. Офиолитовый меланж перекрыт плащом мраморизованных известняков верхнего мела, которые имеют тектоническую подошву. В этом районе удалось наблюдать несогласное стратиграфическое залегание базальных конгломератов сенона на меланже [Соколов, 1974].

Амасийская офиолитовая зона имеет чешуйчатое строение. Тектонические чешуи залегают круто. Как чешуи, так и включения в серпентинитовом меланже ориентированы вдоль офиолитовой зоны. Широко развиты милониты. Внутреннее строение Амасийской зоны соответствует ее положению на месте океанической сутуры.

Восточное продолжение рассматриваемой офиолитовой зоны находится в Ширакском и Базумском хребтах (9 на рис. 25), где известно много обнажений гипербазитов главным образом среди меловых пород. Рассмотрим некоторые из обнажений. На южном склоне Ширакского хребта (около пос. Кармракар) из-под чехла позднесенонских карбонатных отложений обнажены перидотиты и габбро. Эти породы занимают площадь 0,5×2 км. Их граница с меловыми отложениями тектоническая. Тектонический контакт залегает параллельно слоистости в породах верхнего сенона.

Восточнее, в Базумском хребте в междуречье Гергер—Черная распространены серпентинизированные пироксениты, оливиновые габбро, базальты, радиоляриты, которые находятся в тектонических соотношениях с карбонатно-терригенными отложениями альба и вулканитами палеогена. Восточнее офиолиты выходят на дневную поверхность в бассейне р. Дзкнагет и вскрыты скважинами у северо-западного окончания оз. Севан и на его южном берегу у с. Карчакпюр (11 на рис. 25). Карчакпюрская скважина вскрыла пироксениты, габбро и диабазы [Сатян, 1979, 1984].

От оз. Севан Малокавказская офиолитовая зона продолжается под чехлом молодых отложений в Зангезурский хребет, где офиолитовая ассоциация образует тектонический меланж, развитый в зоне Зангезурского разлома (рис. 29). Здесь встречены перидотиты, серпентиниты, оливиновые габбро, троктолиты, листвиниты, спилиты, андезиты и трахиандезиты, радиоляриты и другие кремнистые породы. Верхний возрастной предел ассоциации определяется находками гальки офиолитовых пород в конгломератах сенонского возраста [Сатян, 1979, 1984]. Юго-восточнее Зангезурского хребта в горах Карадаг в Иране (12 на рис. 25) описаны офиолиты, перекрытые пелагическими известняками верхнего мела.

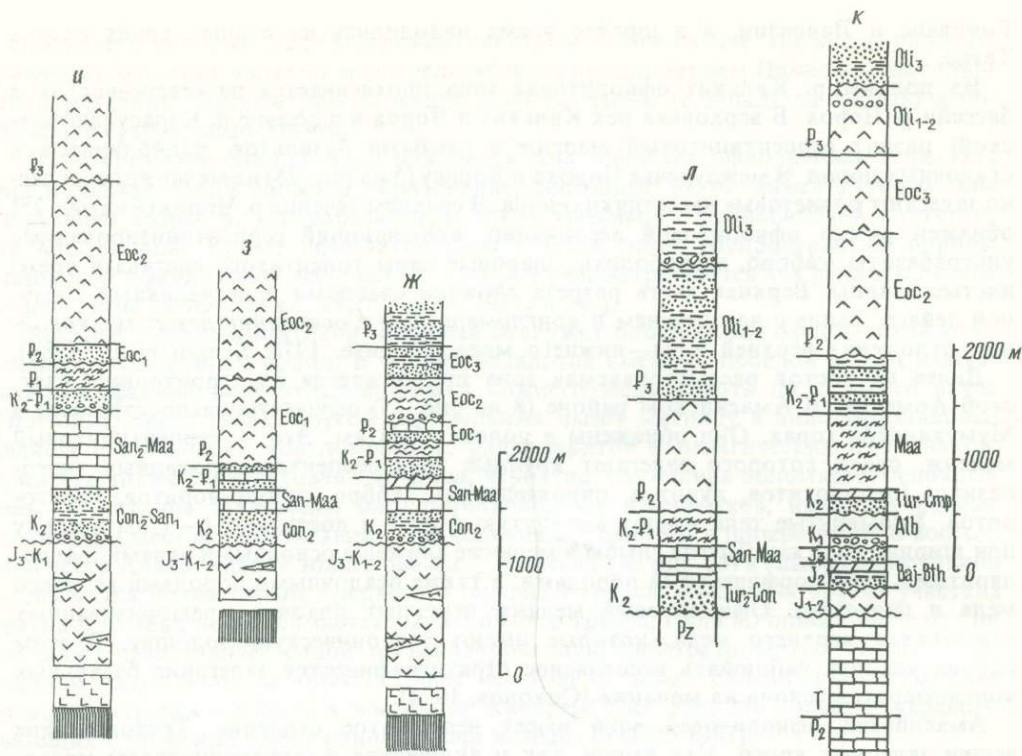


Рис. 29. Афгано-Анатолийская мегазона (Кавказский сектор). Стратиграфические колонки Амасия-Зангезурской тектонической зоны (з) и офиолитовых аллохтонов — Севанского (u) и Вединского (ж) [Геология Армянской ССР, 1964; Милановский, Хайн, 1963; Сатиан, 1979; Соколов, 1977]

Условные обозначения см. на рис. 26

Рис. 30. Армянский срединный массив. Стратиграфические разрезы Джульфинской (к) и Анкаван-Мегринской (л) тектонических зон [Азизбеков, 1961; Геология Армянской ССР, 1964; Ростовцев, Азарян, 1971; Сатиан, 1979]

Условные обозначения см. на рис. 26

Офиолиты слагают тектонические покровы, обдукция произошла в позднем мелу [Berberian, 1983].

Северо-восточнее Малокавказской зоны расположены офиолиты Севанской зоны (u на рис. 25, 29). Они образуют систему шарьяжей, оторванных от своих корней. Шарьяжи лежат на породах Ирано-Понтической мегазоны. Эффузивно-кремнистая часть офиолитовой ассоциации содержит фауну средней и верхней юры, нижнего мела и нижней части верхнего мела. Шарьирование офиолитов происходило в сеномане—коньяке [Книппер, 1975; Сатиан, 1979; Соколов, 1977; Книппер, Хайн, 1980]. В Севанской зоне среди офиолитового меланжа обнаружены также габбро-диабазы, диабазы, и андезитовые порфириты, радиометрический (K—Ar) возраст которых 291 ± 3 млн лет [Гасанов, 1985].

Юго-западнее Малокавказской зоны расположена Вединская зона аллохтонных офиолитов (ж на рис. 25, 29), которые лежат в виде шарьяжа на породах Армянского срединного массива [Ломизе, 1970; Соколов, 1977]. Вполне вероятно, что Малокавказская зона является корневой зоной Севано-Акеринского и Вединского офиолитовых аллохтонов [Книппер, Хайн, 1980].

В Северо-Восточном Иране находится интересный тектонический узел, о геологии

которого, к сожалению, немного сведений. Северо-западнее указанного района Малокавказская мегазона содержит сuture двух океанов (палео-Тетиса и мезо-Тетиса), а восточнее и южнее — эти сuture далеко расходятся. Во всяком случае в Западном Эльбурсе евразийская угленосная формация лейаса стратиграфически залегает на карбонатных породах триаса, типичных для гондванского разреза [Davies et al., 1972].

На северо-западном окончании Эльбурса в Иранском Талыше (Богровдаге) известны пород офиолитовой ассоциации, которые обнажены западнее г. Решта (15 на рис. 25). Сведений об этих офиолитах немного. Упомянут о перидотитах и габбро, описывают протрузии серпентинитов среди пород лейаса. Серпентиниты находятся в ассоциации с родингитами и зелеными сланцами. Галька ультрабазитов обнаружена в юрских конгломератах. В стратиграфическом разрезе Иранского Талыша содержатся базальты, андезиты и туфы силурийского и девонского возраста. Среди девонских вулканитов отмечены щелочные породы [Штеклин, 1979; Berberian, King, 1981; Davies et al., 1972]. Составить определенное мнение о возрасте офиолитовой ассоциации Решта по имеющимся литературным данным не представляется возможным.

Севернее Иранского Талыша и Эльбурса нет гондванских фаций верхнего палеозоя и триаса. Поэтому резонно проводить сuture палео-Тетиса через северную часть Иранского Талыша и Каспийское море на территорию Хорасана (см. рис. 25). Некоторые исследователи считают офиолиты Решта свидетелями этой океанической сuture [Berberian, King, 1981; и др.]. В Закаспийском регионе породы палео-Тетиса приобретают для нас важное значение. Но вернемся пока к сuture мезо-Тетиса и ее положению на территории Ирана.

Южнее Зангезура и Иранского Карадага следы сuture мезо-Тетиса теряются вследствие скудности сведений о регионе. Выше мы убедились, что в Восточной Европе, Малой Азии и на Кавказе эта сutura служит южной границей распространения терригенных и прибрежных угленосных отложений лейаса. Используя это обстоятельство, можно определить положение искомой сuture в Иране. Мы видели, что угленосный лейас развит севернее и северо-восточнее Малокавказской офиолитовой зоны. Эти отложения распространены также юго-восточнее Армянского нагорья — в Иранском Талыше. Южнее Армянского нагорья угленосный лейас развит в Центральном Иране, занимая его территорию вплоть до оз. Урмия на западе. Таким образом, область развития континентальных и параллических фаций лейаса окружает Армянское нагорье с севера, востока и юга. Юго-западной границей области развития рассматриваемых фаций служит главный надвиг Загроста. За этой границей в Высоком Загросте лейас и догер представлены морскими преимущественно карбонатными отложениями. Можно сделать вывод о том, что сutura мезо-Тетиса проходит южнее Армянского срединного массива: от офиолитов Зангезурского хребта и Иранского Карадага к оз. Урмия и далее к Сенендедж-Сиржанской зоне. Скорее всего, эта сutura следует через офиолиты Хой, которые находятся у северного окончания оз. Урмия.

Офиолиты Хой (13 на рис. 25) представляют собой меланж, состоящий из ультрабазитов, радиоларитов, диабазов, туфов, пелагических известняков, глинистых сланцев. Указанные породы содержат фауну позднего мела. Меланж перекрыт эоценовым флишем [Штеклин, 1979]. Офиолиты Хой, вероятно, служат соединительным звеном между северной (Малокавказской) и южной ветвями офиолитовой мегазоны. Южная ветвь протягивается от Анатолийской зоны к офиолитам Каракёсе (10 на рис. 25) и далее следует в юго-восточном направлении между озерами Ван и Урмия к Загросту. Офиолитовые зоны, по-видимому, со всех сторон окаймляют Армянское нагорье, территория которого в раннем мезозое представляла собой микроконтинент, а ныне является срединным массивом в Альпийском складчатом поясе.

Армянский массив (А на рис. 25) включает Анкаван-Мегринскую (Еревано-Орду-

бадскую, Мисханскую) и Джульфинскую тектонические зоны. Его доальпийский фундамент сложен платформенными отложениями гондванского типа (палеозой и триас) и метаморфическими породами предполагаемого докембрия. Метаморфические породы обнажены в Анкаван-Мегринской тектонической зоне, а палеозой и триас — в Джульфинской зоне (рис. 30). Лейас на Армянском массиве представлен толщей базальтов и туфов (до 300 м). Вулканы имеют слабощелочной толеитовый состав с высоким содержанием титана, они близки к базальтам внутриконтинентальных рифтов [Карякин, 1985]. На территории Даралагезского хребта в прослое известняков среди вулканитов Е. А. Успенской были найдены белемниты ранней юры. На вулканитах лежит толща (до 200 м) глин, песчаников и известняков с аммонитами байоса и бата. Фауна аммонитов указывает на принадлежность отложений к южнотетической биогеографической провинции [Ростовцев, 1978; Ростовцев, Азарян, 1971]. Следовательно, Армянский микроконтинент относится к африкано-аравийскому ряду и в юрское время был отделен от Евразии глубоководной зоной Тетиса.

Сутура мезо-Тетиса огибает с севера, востока и юга Армянский срединный массив и южнее оз. Урмия подходит к сuture нео-Тетиса. Последняя возникла в кайнозое вследствие коллизии Аравийского континента с Евразией. Она огибает северный выступ Аравийской платформы, следует на юго-восток вдоль границы Сириндедж-Сиржанской зоны и Высокого Загроса, откуда через Макран и Белуджистан продолжается в Гималаи.

Около сuture нео-Тетиса развиты шарьяжи мезозойских офиолитов, которые были обдущированы на Аравийскую плиту в конце мелового периода. Они представляют собой остатки океанического бассейна, возникшего в триасе вследствие раскола окраины Аравийской плиты. Верхние шарьяжи содержат также карбонатные породы северного борта океанического бассейна [Казьмин и др., 1987]. Фрагменты океанической коры указанного бассейна распространены по всей периферии Аравийской платформы от Омана на юго-востоке до Сирии и, возможно, Кипра. В Загросе офиолиты этого Периаравийского мезозойского океанического бассейна сохранились в районе г. Керманшах, а также около оз. Нейриз.

В районе г. Керманшах (16 на рис. 25) залегают плиоценовые шарьяжи, сложенные радиоляритами и известняками мезозойского возраста, серпентинитами, габбро, комплексом диабазовых даек и серпентинитовым меланжем, на котором трансгрессивно лежат отложения олигоцена. Известны радиометрические (K—Ar) определения возраста диабазов из комплекса параллельных даек (81 ± 4 млн лет) и диоритов из дайки среди серпентинитов (86 ± 8 млн лет), которые указывают на позднемеловой возраст пород [Книппер, 1975; Delalove, Desmons, 1980]. В районе оз. Нейриз (19 на рис. 25) находится крупный тектонический покров серпентинитов, содержащих блоки перидотитов и родинитов. Его подстилает пластина серпентинитового меланжа, под которым (также в аллохтонном залегании) находятся радиоляриты юры—неокома. Серпентиниты офиолитового покрова и серпентинитовый меланж трансгрессивно перекрыты мелководными известняками верхнего сенона. Пелагическое осадконакопление продолжалось в этом районе с конца триаса до позднего мела [Книппер, 1975; Bergberian, King, 1981]. Можно сделать вывод о том, что в этом районе около сuture нео-Тетиса сохранился фрагмент сuture мезо-Тетиса — следы бассейна с океанической корой, закрытого в позднемеловое время.

Мезозойские офиолиты развиты на границах Лутского срединного массива (Л на рис. 25). Его восточная половина представляет собой выступ метаморфических пород палеозойского или допалеозойского возраста, на котором залегают чехол мезозойских и кайнозойских отложений. Западная часть массива состоит из чередующихся грабенов и горстов. Грабены выполнены мощными интенсивно дислоцированными отложениями юры и мела. Разломы и оси прогибов имеют форму

дуг, выпуклых к западу. Они конформны с границей срединного массива [Штеклин, 1979].

Лейас на Лутском срединном массиве представлен угленосной формацией Шемшак (до 4000 м), в нижней части разреза содержится флора позднего триаса и лейаса [Полянский, 1980]. В северной части срединного массива в горах Шотори (24 на рис. 25) среди терригенных пород есть прослои известняков с морской фауной синемюрского возраста. Верхняя граница этой формации на Лутском массиве, вероятно, не выходит за пределы лейаса, так как перекрывающие известняки содержат гониатиты позднего тоара, аалена и байоса. Эта фауна, найденная в южной части Лутского массива около горы Керман (25 на рис. 25), свидетельствует о принадлежности региона к северотетической биогеографической провинции [Hallam, 1975; Seyed, 1971].

На западной границе Лутского массива расположена офиолитовая зона Наин-Бафт (18, 26 на рис. 25), на северной границе — зона Доруне-Джагатай (20, 23 на рис. 25), на юге — зона Джаз-Муриан (27 на рис. 25), на востоке — зона Забол-Балух (28 на рис. 25). В перечисленных зонах развит меланж, который содержит ультрабазиты, основные лавы, пелагические осадочные породы и метаморфические породы. Возраст осадочных пород в обломках от позднего турона до маастрихта. Радиометрические (K—Ar) определения по основным вулканитам и габбро также свидетельствуют о меловом возрасте этих пород [Berberian, King, 1981; Delaloye, Desmons, 1980].

У северной границы Лутского массива залегает мощный офиолитовый меланж (23 на рис. 25). Севернее, в районе г. Сабзеvara, офиолиты образуют несколько массивов в полосе длиной более 300 км, вытянутой вдоль хребта Джагатай (20 на рис. 25). Здесь, кроме офиолитового меланжа, можно видеть полный разрез офиолитовой ассоциации. В его нижней части лежат гарцбургиты и дуниты, пронизанные дайками габбро. В краевой части массива гарцбургитов описаны лерцолиты, кумулятивные перидотиты, габбро-нориты и трактолиты. Выше залегает ассоциация параллельных даек диабазового состава и на них — вулканогенно-осадочная толща, состоящая из основных лав с подушечной отдельностью (20%), пирокластитов (70%), радиоляритов и пелагических известняков с глоботрунканами кампана—маастрихта. Эффузивы имеют низкотитанистый состав. В районе г. Сабзеvara распространены амфиболиты, глаукофановые и зеленые сланцы, а также грубообломочные отложения с обломками офиолитовой ассоциации. Они перекрыты нуммулитовыми известняками палеоцена. Здесь же описаны протрузии офиолитового меланжа среди известняков верхнего мела [Книппер, 1975; Desmons, Vaccalova, 1983; Lensch et al., 1977; Lensch, Davaudzadeh, 1982].

Существует тенденция соединять офиолитовую зону хребта Джагатай океанской сутурой с офиолитами Карадага и Зангезура, проводя эту сутуру вдоль Эльбурса [Berberian, 1983; Berberian, King, 1981]. В связи с этим упоминают о присутствии в Эльбурсе основных вулканитов мелового возраста, которые имеют толеитовый и щелочной состав. Все же главной основой таких построений служит позднесальпийская складчатая структура региона. В целом аргументов для проведения мезозойской океанической сутуры в Эльбурсе немного. Веским доводом против ее существования служат угленосные отложения лейаса, которые развиты как севернее, так и южнее этой предполагаемой сутуры. Если она все же существовала, то Западный Иран представлял собой микроконтинент в мезозойском Тетисе, расположенный около Евразийской плиты.

Зона Забол-Балух, расположенная на восточной границе Лутского массива, имеет ширину от 100 до 200 км и протяженность более 500 км. Ультраосновные породы представлены гарцбургитами (преобладают), дунитами, лерцолитами. Они образуют офиолитовый меланж, в котором присутствуют также габбро. На меланже лежат шаровые базальты с горизонтами гиалокластитов, радиоляритов и пелагических известняков с микрофауной турона—маастрихта. Вулканиты вверх по

разрезу сменяются турбидитами, которые формировались от маастрихта до эоцена. Петрохимия базальтов указывает на их близость к толеитам срединно-океанических хребтов. В такой же тектонической обстановке формировались офиолиты, развитые у южного края Лутского срединного массива [Desmons, Veccaluva, 1983; Turgul et al., 1983].

Зоны развития мезозойской океанической коры соединялись одна с другой, почти окаймляя Лутский массив. Сутура океанического бассейна ныне представлена разломами, вдоль которых "сочатся" офиолиты. Такие разломы соединяют офиолитовую зону Доруне-Джагатай с зоной Наин-Бафт, зоны Наин-Бафт, Джаз-Муриан и Забол-Балух. Позднеальпийские разломы и складки зоны Забол-Балух имеют структурный рисунок правого сдвига. Нет данных о том, что эта зона продолжается на север и соединяется с офиолитами зоны Доруне-Джагатай. Можно сделать вывод о том, что Лутский блок был окружен мезозойскими рифтогенными океаническими структурами почти со всех сторон, но, возможно, не был полностью отделен ими от Евразийской плиты.

В зоне Забол-Балух офиолиты находятся в ассоциации с мощной толщей верхнемелового флиша, содержащего радиоляриты и другие глубоководные отложения [Сборщиков, 1979]. Эти отложения резко отличаются от разновозрастных карбонатных отложений, развитых во внутренней части Лутского массива. Сутура океанического бассейна, отмеченная офиолитами Забол-Балух, переходит на территорию Южного Афганистана. Континентальные и паралические угленосные фации лейаса широко представлены в Северном Афганистане (севернее Герируд-Гиндукушского разлома) и известны непосредственно к югу от этого разлома — в районе Руде-Кафган [Геология..., 1980]. Сутуру мезозойского океанического бассейна следует искать далее к югу в тектонической зоне Фарахруд (29 на рис. 25). В этой зоне распространены флишевые отложения поздней юры—неокома. На северном и юго-восточном краях зоны Фарахруд и в ее центральной части развиты породы офиолитовой ассоциации. Наиболее крупные тела гипербазитов (до 18 км в длину) расположены около Хашрудского и Гильмендского разломов на юго-восточной границе зоны. Гипербазиты (серпентиниты, серпентинитизированные перидотиты и дуниты) находятся среди мощных (более 2000 м) отложений поздней юры—раннего мела, которые представлены лавами основного и среднего состава с пластами и линзами алевролитов, филлитов, кремней и известняков [Геология..., 1980; Хаин, 1984; Blaise et al., 1978].

В северо-восточном направлении зона Фарахруд выклинивается, будучи срезанной разломами Гиндукуша. Герируд-Гиндукушский разлом и его западное продолжение — Зебак-Мунджанский разлом — являются правыми сдвигами. Продолжение рассматриваемой сутуры, смещенное по сдвигу, находится на территории Афганского Бадахшана. Далее эта сутура проходит в Рушанско-Ишартскую зону разломов, которая разделяет Центральный и Южный Памир. В Афганском Бадахшане к северу от сутуры мезо-Тетиса, в хребте Лаль и в долине р. Шива развиты континентальные угленосные отложения (5000 м) с флорой позднего триаса, лейаса и доггера [Геология..., 1980]. Эти отложения продолжаются на территорию Центрального Памира, где известны как вамарская и кокуйбельская свиты [Расчленение..., 1976]. К востоку от Памира сутура мезо-Тетиса проходит в Центральный Тибет.

В целом сутура мезо-Тетиса может быть непрерывно прослежена от Карпат до Тибета. Трудности в определении этой сутуры возникают в Загросе, где две мезозойские океанические сутуры (Периаравийская и рассматриваемая) сближены с сутурой нео-Тетиса. Не исключено, что в Загросе существовал бассейн, имевший сквозное развитие — от мезозойского Тетиса к нео-Тетису. Учитывая такую возможность, лучше говорить о двух сутурах мезо-Тетиса — Карпато-Малокавказской и Афгано-Тибетской. Это — сутуры океанических бассейнов, которые были северными ветвями мезозойского океана Тетис.

Аравийский синтаксис можно определить как область сужения складчатого пояса, которое вызвано внедрением Аравийской плиты. В структурно-геологическом отношении — это область развития структурных дуг, расположенных к северу от Аравии. При таком понимании синтаксиса его южной границей будет край Аравийской плиты, восточной — Лутский блок. На западе синтаксис резонно ограничить меридианом, проходящим через вершину Кипрской дуги.

Северная граница синтаксиса разделяет область развития структурных дуг и районы, где нет крупных структур этого типа. На Кавказе такая граница отделяет Малокавказскую структурную дугу от Риони-Ширванской микроплиты и прямолинейной складчатой системы Большого Кавказа. Это — Понто-Каспийский тектонический шов. Его обнаженная часть известна как Сурами-Гокишурский надвиг [Гамкрелидзе, 1949]. Он служит границей Аджаро-Триалетской зоны Малого Кавказа с Грузинской глыбой, являющейся частью Риони-Ширванской микроплиты. Б.Ф. Мефферт [1932] считал упомянутый надвиг фронтом шарьяжа. Позднее этот разлом рассматривали как взброс, который является поверхностным выражением крутого глубинного разлома [Чиковани, 1959; и др.].

Полевые исследования [Башейлишвили и др., 1982] показали, что Сурами-Гокишурский разлом представляет собой сочетание тектонических нарушений разного типа. В восточной части (от Сурами до Хидари) линия разрыва имеет извилистое очертание в плане (*cd* на рис. 31). Она простирается субширотно и в целом совпадает с простираемостью слоев верхнего мела и эоцена, слагающих северную периферию Аджаро-Триалетской зоны. Такое же простираемостью имеют меловые, палеогеновые и миоценовые отложения на южной периферии Дзирульского массива, развитые непосредственно к северу от Сурами-Гокишурского разлома. Сместитель разлома падает к югу под углом 30—60°. Он залегает круче слоистости в породах южного крыла разлома и несогласно со слоями северного крыла разлома. В долинах рек Гокишура и Боримела в породах южного крыла разрыва развиты складки волочения, которые указывают на северное направление движения этого крыла. Амплитуда таких складок обычно около 1 м. Таким образом, на восточном отрезке Сурами-Гокишурский разрыв представляет собой надвиг. Этот надвиг осложнен небольшими сдвигами.

На среднем участке (от Хидари до Пирвели-Свири) рассматриваемый разрыв имеет северо-западное направление (*bc* на рис. 31). Он ориентирован косо по отношению к общему простираемостью вулканогенных толщ Аджаро-Триалетской зоны. Линия разлома относительно прямолинейна. Сместитель разрыва падает к юго-западу под углом 45—75°. Он залегает круче слоистости и сечет слои пород, слагающих оба крыла разлома. В юго-западном крыле разлома хорошо видно, что при приближении к нему слои вулканогенных пород и оси складок изменяют свое широтное простираемостью на юго-восточное. Происходит их "приспособление" к простираемостью разрыва. Такие структурные соотношения свидетельствуют о праводсдвиговом характере движений на среднем отрезке Сурами-Гокишурского разрыва. Кроме сдвиговой, этот разрыв имеет здесь также взбросовую составляющую перемещения. Юго-восточное продолжение описанного Хидарского взбросо-сдвига (*bc* на рис. 31) видно в истоках р. Буримелы среди вулканитов Аджаро-Триалетской зоны.

Западнее Сурами-Гокишурский разрыв вновь становится широтным и извилистым в плане (*ab* на рис. 31). Сместитель разлома падает к югу под углом 20—50° и залегает почти согласно со слоями пород южного крыла разлома. В долине р. Сакраулы непосредственно выше поверхности разлома хорошо видна лежащая складка волочения, которая имеет северную вергентность и амплитуду около 5 м.

На большей части Аджаро-Триалетской зоны складчатость напряженная, складки сжатые. Между тем на северной периферии этой зоны, прилегающей к за-

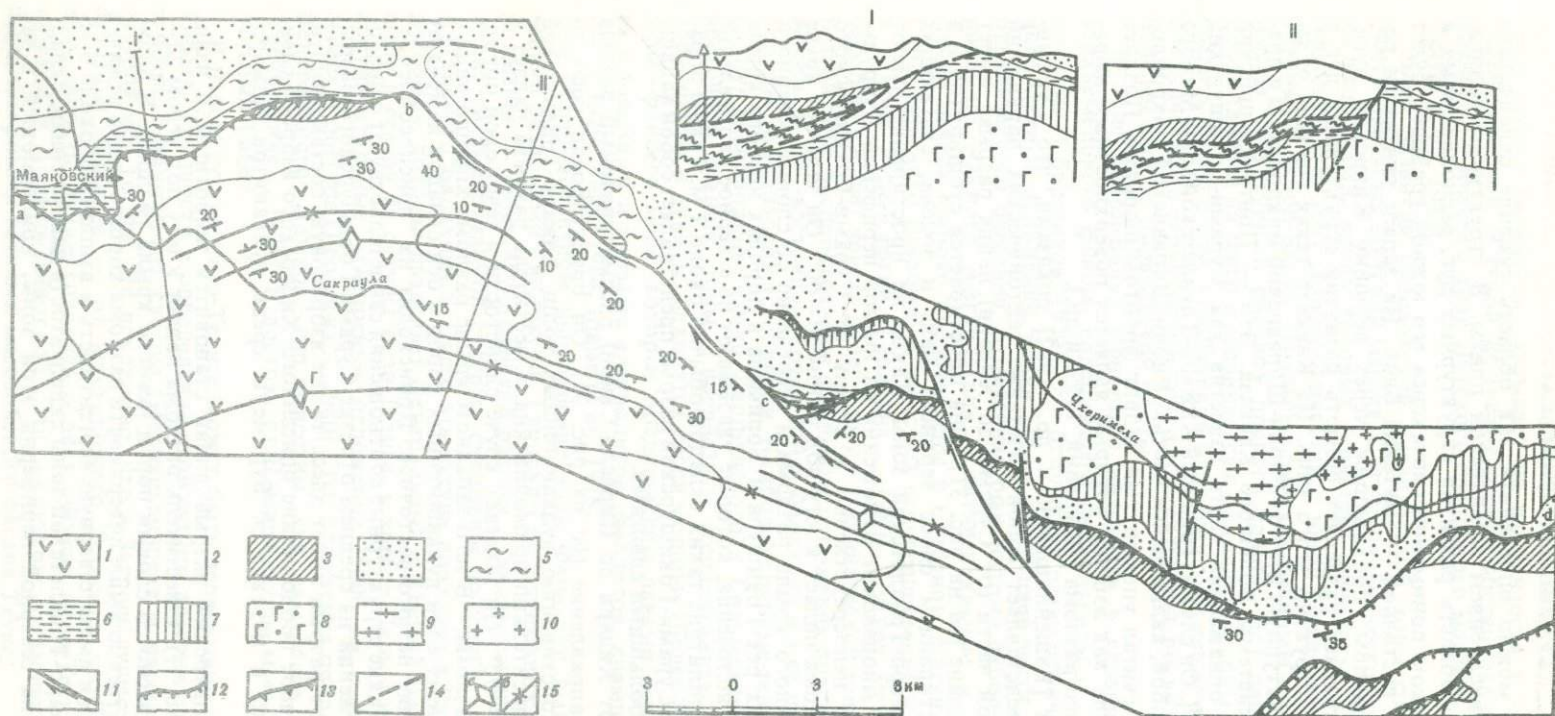


Рис. 31. Северная граница Аравийского синтаксиса: геологическая схема района сочленения Аджаро-Триалетской зоны и Дзирульского выступа Грузинской зоны [Башелейшвили и др., 1982]

1—3 — Аджаро-Триалетская зона: 1,2 — средний эоцен (1 — массивные туфы и туфобрекчии верхней толщи, 2 — слоистые туфы и туфобрекчии нижней толщи), 3 — нижний эоцен, палеоцен и верхний мел (известняки и мергели); 4—10 — Грузинская зона: 4 — средний—верхний миоцен (песчаники, конгломераты, глины), 5 — олигоцен—нижний миоцен (майкопская серия: глины, песчаники), 6 — верхний эоцен (мергели, алевролиты), 7 — палеоцен и мел (известняки, мергели, песчаники), 8 — средняя и нижняя юра (порфириды, известняки, песчаники, конгломераты), 9 — нижний кембрий—докембрий (кристаллические сланцы), 10 — гранитоиды палеозойские; 11 — сблвиги; 12 — надвиги; 13 — фронт шарьяжа; 14 — прочие разломы на схеме и разломы на профилях; 15 — оси складок в Аджаро-Триалетской зоне: *a* — антиклинали, *b* — синклинали; *abcd* — Сурами-Гокншурская система нарушений

падному участку Сурами-Гокишурского разрыва, за пределами узкой полосы приразломных деформаций развиты лишь открытые складки с пологими крыльями. Полоса развития аномально пологих структур распространяется на юг до пос. Зекари и имеет ширину 13—15 км. Этот комплекс структурных данных позволяет поддерживать выводы Б.Ф. Мефферта [1932] о том, что Сурами-Гокишурский разрыв на рассматриваемом западном участке представляет собой тектонический покров, возникший до формирования складчатой структуры Аджаро-Триалетской зоны. Естественно предположение, что во время складкообразования на широте Зекари был расположен упор, который препятствовал смятию аллохтона севернее этой широты. Широта Зекари соответствует южной границе Дзирульского массива в бассейне р. Чхеримелы. Весь комплекс фактов свидетельствует о том, что под тектоническим покровом, сложенным толщами Аджаро-Триалетской зоны, залегают породы Грузинской глыбы. Восточным ограничением этого тектонического покрова является Хидарский взбросо-сдвиг.

Интересные результаты получены при бурении скважины на Гуртинской антиклинали (Г на рис. 31) в 12 км к югу от фронта шарьяжа. Скважина прошла среднеэоценовую вулканогенную толщу (1400 м), пачку мергелей нижнего эоцена — палеоэоцена (30 м), известняки верхнего мела (410 м) и затем вскрыла известняки, мергели и аргеллиты альба—сеномана мощностью более 1500 м. Установлены резкие изменения углов падения слоев: в породах эоцена — 40°, сенона — 25°, турона — 45°, в верхней части толщи альба—сеномана — 40—70°, в нижней части этой толщи — 20°. Такая картина, вероятно, объясняется существованием нескольких тектонических поверхностей смещения. Обращает внимание большая мощность в скважине пород альба—сеномана. В известных разрезах эти породы имеют мощность лишь несколько десятков метров. Многократное увеличение мощности альба—сеномана, по-видимому, является следствием формирования тектонических чешуй и смятия пород у подошвы шарьяжа.

Сакраульский шарьяж прослежен Л.В. Башейлейшвили [1986] в западном направлении вдоль Гурийского хребта. В Гурии фронтальный надвиг Аджаро-Триалетской зоны вскрыт скважинами на глубинах до 3 км. По буровым данным, породы нижнего миоцена налегают на понтические и меотические отложения. Величина горизонтального перекрытия по данным бурения превышает 10 км. Фронт этого шарьяжа имеет в Гурии чешуйчатое строение. Среди фронтальных чешуй присутствуют и меловые отложения, которые надвинуты на неогеновые породы Рионской депрессии. В районе пос. Дихашхо такая фронтальная чешуя разбурена. Скважина, расположенная в 2 км от ее фронта, вскрыла под верхнемеловыми известняками породы сармата на глубине 800 м.

Таким образом, Сурамо-Гокишурский разрыв представляет собой систему дислокаций, имеющих разную кинематическую природу. При общем движении Аджаро-Триалетской зоны к северу происходило огибание ею относительно приподнятого Дзирульского выступа доальпийского основания Риони-Ширванской зоны. Это определило разный характер перемещения по Сурами-Гокишурской системе разрывов: на южной периферии выступа возник надвиг, вдоль юго-западного края — взбросо-сдвиг. Западнее препятствие было меньшим и образовался шарьяж с амплитудой более 15 км. Возраст наиболее молодых отложений, перекрытых фронтальных надвигом Аджаро-Триалетской зоны, поздний сармат.

Восточнее Дзирульского массива фронтальный надвиг Аджаро-Триалетской зоны скрывается под четвертичными отложениями Картлийской депрессии. Далее к востоку северная часть Аджаро-Триалетской зоны перекрыта южновергентными шарьяжами большекавказской системы, которые развиты в восточной части Картлийской депрессии и в Гаре-Кახетии.

В пределах Аравийского синтаксиса нами были предприняты исследования пород мела и палеогена в Кавказском и Туркменском регионах. На Кавказе объектом изучения была Малокавказская структурная дуга. Кроме того, были проведены работы в Известняковом Дагестане для получения реперных палеомагнитных данных, с которыми можно сравнить результаты исследований на Малом Кавказе. В Туркмении на территории хребта Копетдаг изучены Западно-Копетдагская структурная дуга и внешняя зона Хорасанской дуги.

МЕЛ

Малый Кавказ. Объекты наших исследований расположены в вершине структурной дуги Малого Кавказа и на восточном крыле этой дуги. Изучены породы сантона—маастрихта, которые в виде неавтохтона перекрывают шарьяжи, обдуцированные при закрытии Малокавказского океанического бассейна. В вершине Малокавказской структурной дуги палеомагнитные работы проведены на уч. 41—44 (рис. 32), уч. 42—44 находятся в Ширакском хребте.

41*. В верховьях р. Ахурян у пос. Ени-ёл среди неогеновых лав обнажены конгломераты и известняки сенона. Исследовано 11 штуфов известняков.

42. Севернее пос. Овуни изучены породы двух антиклинальных складок, оси которых имеют широтное простирание. Складки образованы известняками верхнего сенона. В южной из исследованных складок образцы взяты на западной периклинали (обн. 42а) и на южном крыле антиклинали (обн. 42б). Наклон слоев от 5 до 60°. В северной антиклинали (обн. 42в) изучены породы в осевой части и на западной периклинали складки. Наклон слоев от 5 до 25°.

43*. Севернее пос. Кармакар исследованы 15 штуфов известняков и песчаников верхнего сенона.

44. Обширное поле выходов известняков верхнего мела находится в районе пос. Мец-Сариар и Крашен. В целом слои образуют пологую моноклиаль, падение которой меняется от северо-западного на западе до северо-восточного на востоке. Севернее пос. Мец-Сариар моноклиаль осложнена небольшими складками, на крыльях и в осевых частях которых проведены исследования (обн. 44а). Падение слоев в пределах обнажения изменяется от 30 к северу до 70° к югу. Восточнее, в карьере Крашен (обн. 44б), изучены породы пологой моноклинали.

На восточном крыле Малокавказской структурной дуги породы верхнего мела исследованы на уч. 45—49 (см. рис. 32).

45. На южном склоне Севанского хребта в верховьях р. Памбак видимый разрез верхнего сенона начинается гравелитами и пуддинггами, выше которых расположен горизонт красноцветных песчанистых известняков мощностью 5 м. Из этого горизонта исследованы 17 штуфов, взятые в слоях разного залегания (обн. 45*). На красноцветных породах лежит толща серых известняков и мергелей (обн. 45б) с фауной позднего сенона.

46. Участок находится в водораздельной части Севанского хребта. На южном и западном склонах горы Агехуш (обн. 46а*) изучено 27 штуфов красноцветных алевролитов из нижней (терригенной) части разреза сенона. У подножия западного склона горы Бугдодаг на крыльях антиклинальной складки (обн. 46б, в) изучены серые известняки и мергели из верхней части отложений сенона.

47*. Восточнее оз. Севан у пос. Зод в горах Возмунк-Шишгюней исследовано 12 штуфов красноцветных мергелей, которые залегают в основании разреза известняков сенона, и 24 штупа серых известняков и мергелей.

48. В низовьях р. Тутхун серые и красные известняки верхнего мела слагают сопряженные антиклинальную и синклиналию складки. Обнажения 48а, б находятся на крыльях антиклинали, 48в — в мульдe синклиналию складки, 48г — на ее юго-западном крыле.

49. В Карабахском хребте около горы Юртыях на северном (обн. 49а) и южном (обн. 49б) крыльях складки изучены известняки сенона.

50. На северном борту долины р. Акера в районе кишлака Моллалар на юго-западном (обн. 50а) и северо-восточном (обн. 50б) крыльях Гочазского синклиналию изучены верхи сенонской вулканогенной толщи и перекрывающие их осадочные породы того же возраста.

Дагестан. Дагестан расположен у северной границы Альпийского складчатого пояса вдали от структурных дуг Аравийского синтаксиса. Известняковый Дагестан

*Здесь и далее звездочкой отмечены участки и обнажения, на которых не удалось выделить древнюю компоненту намагниченности.

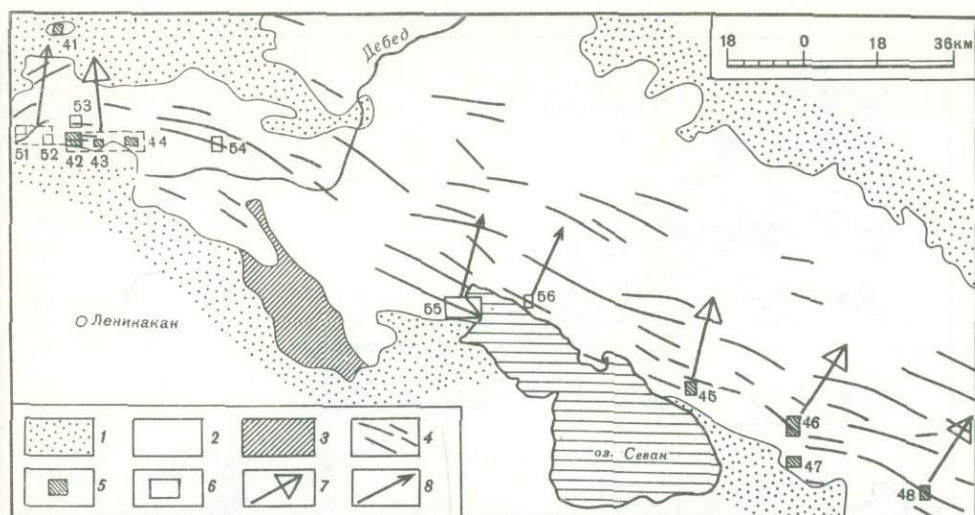


Рис. 32. Участки палеомагнитных исследований пород верхнего мела (41—48) и палеогена (51—56) в Ширакском, Базумском, Памбакском и Севанском хребтах

1 — неоген и квартер; 2 — мезозой и палеоген; 3 — палеозой и протерозой Мисханского массива; 4 — оси альпийских складок; 5, 6 — участки палеомагнитных исследований в породах: 5 — верхнего мела, 6 — эоцена; 7, 8 — палеомагнитные направления: 7 — для верхнего мела, 8 — для эоцена

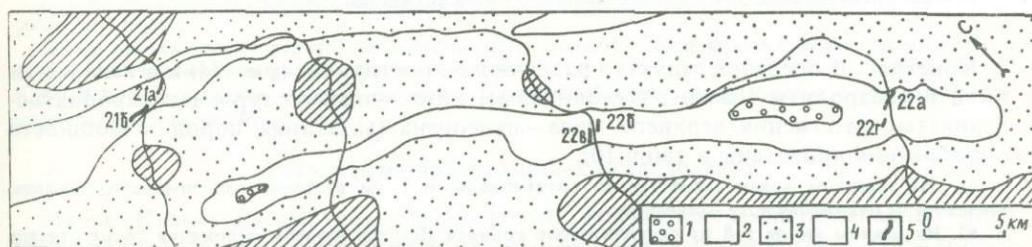


Рис. 33. Участки палеомагнитных исследований пород верхнего мела в Известняковом Дагестане

1 — миоцен; 2 — верхний мел; 3 — нижний мел; 4 — юра; 5 — исследованные разрезы

представляет собой приподнятый и смятый в складки край Скифской платформы. В этом районе изучены породы верхнего мела, которые слагают крылья Буцринской и Акушинской синклиналей (21, 22 на рис. 33). Отложения содержат богатую фауну [Москвин, 1959; и др.]. В Дагестане не было мелового шарьирования, поэтому возрастной интервал опробования был расширен и охватил весь верхний мел.

21. В долине р. Аварское Койсу на северном крыле Буцринской синклинали (обн. 21а, см. рис. 33) изучены известняки турона—маастрихта, на южном крыле синклинали (обн. 21б) — известняки сеномана—сантона. Ось синклинали простирается на СЗ 290° , слои на северном крыле наклонены от 20 до 60° , на южном — 35 — 50° .

22. Северо-восточное крыло Акушинской синклинали исследовано в долине р. Акуша (обн. 22а, см. рис. 33), где отобраны мелкозернистые песчаники, алевролиты и известняки турона—кампана. На том же крыле складки в долине р. Казикумухское Койсу (обн. 22б) изучены известняки верхнего мела. На юго-западном крыле синклинали у пос. Цудахар исследованы известняки сеномана—сантона (обн. 22в), а в долине р. Акуша — мелкозернистые песчаники кампана—маастрихта (обн. 22г*). Ось Акушинской синклинали имеет простирание СЗ 315° , на северо-восточном крыле слои наклонены от 20 до 60° , на юго-западном — 25 — 30° .

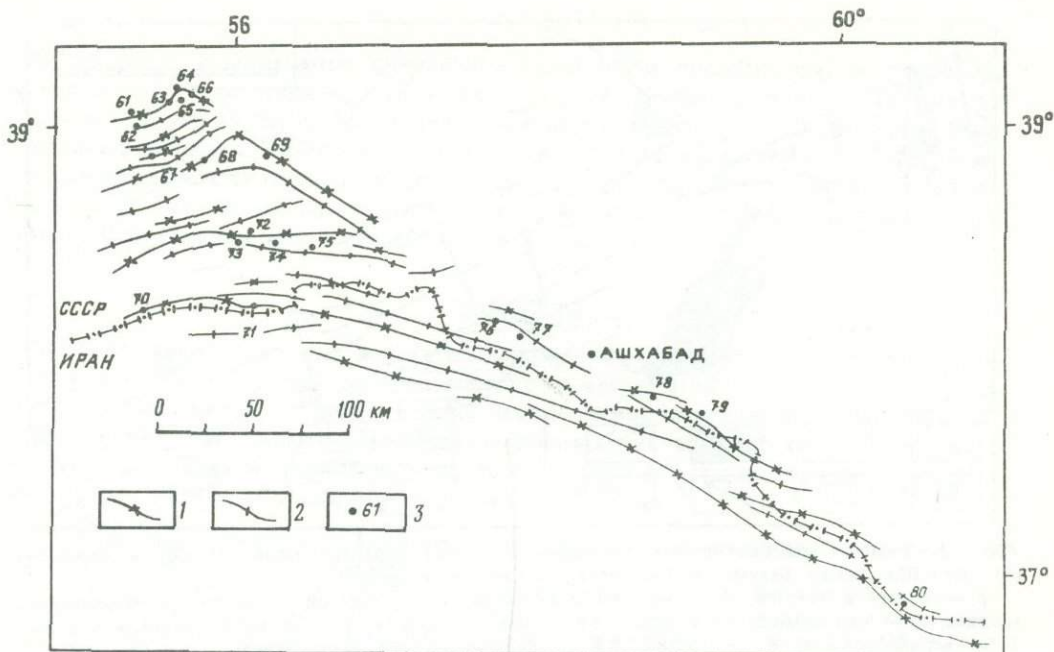


Рис. 34. Простираения складок Копетдага [Расцветаев, 1972, с упрощениями] и положение участков палеомагнитных исследований

1 — оси антиклиналей; 2 — оси синклиналей; 3 — опробованные участки

Копетдаг. В пределах структур различного простираения (рис. 34) изучены песчаники и алевролиты (часто глауконитовые) апта—нижнего турона и карбонатно-глинистые отложения верхнего мела—палеоцена (залегания пород и мощности опробования приведены в табл. 10).

61. На северном крыле Данатинской антиклинали, в 2 км восточнее одноименного поселка, исследованы отложения апта—сеномана.

62. На южном крыле той же складки около родника Депекуи изучены отложения обоих отделов мела.

63. Участок охватывает приосевую часть (обн. 63а) и северо-западное крыло (обн. 63б) Обойской антиклинали в 3 км юго-западнее гор Казанджик, исследован альб.

64. Участок расположен в 1,5 км западнее уч. 63 на северо-западном крыле той же складки, исследована толща верхнего мела—палеоцена.

65. Эта же толща изучена на юго-восточном крыле той же складки, в 2 км западнее родника Кызыл-Чешме.

66. На южном крыле Казанджикской антиклинали около родника Кызыл-Чешме опробованы терригенные породы сеномана—нижнего турона и полный разрез карбонатно-глинистой толщи верхнего мела—палеоцена.

68. На юго-восточном (обн. 68а) и северо-западном (обн. 68б) крыльях Эйшемской антиклинали изучены породы сантона—кампана.

69. Участок протягивается на несколько километров вдоль долины р. Адждере на южном крыле Передовой антиклинали Западного Копетдага, изучены отложения от апта до нижнего маастрихта включительно.

70. На северном крыле Сангудагской антиклинали в окрестностях перевала Каракаджак изучены породы альба—сеномана.

71. На северном крыле Палызанской антиклинали в окрестностях родника Мели (обн. 71а) и в 3 км к востоку (обн. 71в) изучены породы альба—сеномана, в окрестности того же родника—альбские песчаники с падением слоев к югу (обн. 71б).

72. В долине р. Терсака на северном крыле одноименной складки исследованы кампан-палеоценовые отложения.

73. На южном крыле той же складки в той же долине изучены породы кампана—палеоцена.

74. На южных склонах горы Исак в пределах Исак-Дойрунской антиклинальной зоны исследованы породы альба—маастрихта.

Таблица 10. Условия опробования мел-палеоценовых пород Копетдага

Участок обнажение	Азимут	Угол	H, м	n	Участок обнажение	Азимут	Угол	H, м	n
61	357	30	250	13	71б	187	27	40	11
62	165	75	900	25	71в	346	55	250	25
63а	153	12	100	8	72	335	30	300	18
63б	308	41	300	15	73	190	40	400	20
64	317	57	800	39	74	174	36	900	30
65	135	38	1000	46	75а	165	37	130	11
66	190	45	>1000	53	75б	5	40	100	9
68а	145	66	300	11	76а	359	42	600	14
68б	319	27	200	9	76б	165	10	700	17
69	215	47*	>1000	70	77	V	V	200	13
70	358	38	200	18	78	196	36**	>1000	28
71а	345	70	200	13	80	58	44	120	40

*Падение относится к верхнемеловой части разреза, в раннем мелу угол 29°.

**Падение постепенно становится круче от раннего мела (25°) к палеоцену (45—50°).

Примечание. Азимут и угол — средние азимут и угол падения слоев, полученные осреднением замеров по отдельным образцам (V — залегания сильно варьируют); H — изученная мощность, n — количество штуфов.

75. В долине р. Сумбар на южном (обн. 75а) и северном (обн. 75б) крыльях небольшой антиклинали, которой в рельефе соответствует гора Караджикдаг, изучены песчаники альба.

76. Вблизи западного замыкания Скобелевской синклинали, на северном (обн. 76а) и южном (обн. 76б) ее крыльях, опробованы породы альб-кампанского возраста.

77. Смятые в мелкие складки отложения альба изучены в восточной части Скобелевской синклинали около пос. Чули.

78. На протяжении нескольких километров вдоль долины р. Шерлоук на южном крыле Гяурской антиклинали исследованы породы альба—палеоцена.

80. В долине р. Чаача на северном крыле Ишляирской антиклинали изучены пограничные слои позднего мела—палеоцена.

Результаты лабораторных исследований

Малый Кавказ. Рассмотрим сначала результаты исследований по западной части Малокавказской структурной дуги (уч. 41—44). Часть штуфов была забракована из-за высокого внутриштуфового разброса, но в большей части коллекции сходимость палеомагнитных направлений на этом уровне хорошая. На межпластовом уровне и между обнажениями разброс палеомагнитных направлений в обеих системах координат был также очень велик, но ему удалось найти вполне достоверную интерпретацию.

Было замечено, что до введения поправок за наклоны большинство средних по штуфам уч. 41 группируется вблизи направления, противоположного современному полю. Так как верхний мел здесь выходит в эрозионном окне среди горизонтально залегающих неогеновых базальтов, кажется правдоподобным предположить послескладчатое перемагничивание меловых известняков во время магматической активности и забраковать данную коллекцию. Для остальных трех участков рассмотрены порознь результаты по сероцветным и красноцветным породам.

В древней системе координат сероцветы дали две тесные группы векторов разной полярности (см. рис. 75), средние для которых ($D = 353^\circ$, $I = 42^\circ$ и $D = 176^\circ$, $I = -44^\circ$) с запасом проходят тест обращения. Так как разброс залеганий в пределах отдельных обнажений и(или) участков велик, были использованы корреляционный тест и тест групп. Во всех случаях результаты тестирования указывают на то, что выделенная после термочистки намагниченность сероцветов чисто доскладчатая (табл. 11, 12). В пользу первичности можно привести веский аргу-

Таблица 11. Палеомагнитные результаты по верхнемеловым породам Малого Кавказа

Участок, обнажение	Азимут	Угол	H^* , м	n^*/n	D^0	I^0	K	α_{95}^0
42а	V	V	20	5/3	9	44	14,5	21,4
42б	V	V	15	9/9	350	42,5	55	6,3
42в	V	V	25	9/6	355	38	67	7,0
44а	V	V	20	11/11	354	43	46	6,2
44б	30	20		12/9	352	43	51	6,5
Среднее по уч. 42, 44				38	354	43	46	3,3
Разрезы				(5)	356	42	184	4,6
Группы				(8)	354	43	335	2,7
Группы				(4)	354	42,5	625	2,8
45б***	V	V	130	28/12	13	43	189	2,9
45б****	V	V	130	28/13	24	44	37	6,4
46в	175	85	50	10/8	35	41	19	11,5
48а	35	50	75	12/10	40	45	55	6,0
48б	30	60	150	10/6	40	44	39	9,2
48в	135	11	50	7/7	30	48	69	6,4
48г	180	30	40	9/8	37	44	39	8,0
Среднее по уч. 48				31	37	45	50	3,6
				(4)	37	45	460	3,3
49а	200	32	70	16/13**	32	35	—	15,2
49б	25	35	60	12/7**	53	37	—	18,0
Среднее по уч. 49				20**	38	37	—	11,5
50а	30	45	>200	11/8	65	42	11	14,7
50б	210	50	>400 м	11/8	48	30	8	17,7
Среднее по уч. 50				16	56	36	8,5	11,8

*Только для сероцветных известняков и вулканитов.

**Количество единичных кругов перемагничивания.

***Доскладчатая компонента ЕОН в ДСК.

****Послескладчатая компонента ЕОН в ССК.

Примечание. n^*/n — число отобранных/использованных штуфов (в скобках — обнажений или групп). Остальные обозначения см. в табл. 2, 10.

Таблица 12. Результаты применения различных модификаций теста складки к коллекциям меловых пород Кавказа

Участок	T	n	ДСК	ССК	КЗ
21+22	C	6;122	1,74	100	2,1
42—44*	K	38	0,20	0,96	0,30
42—44**	G	4;38	4,3	6,3	2,8
45***	K	12	0,55	0,94	0,58
45****	K	13	0,84	0,33	0,56
48	C	6;54	0,74	82	2,2
48, 46	C	8;68	0,60	100	2,0
50	C	2;30	0,12	2,74	0,24

*Сероцветные породы.

**Красноцветы.

***Намагниченность, измеренная после термочистки.

****Разностный вектор.

Примечание. T — использованная модификация, тесты: C — средних, G — групп, K — корреляционный [Баженов, Шипунов, 1988]; ДСК, ССК — значения статистик в соответствующих системах координат; n — для G и C — число степеней свободы, для K — число единичных значений; КЗ — критическое значение на уровне вероятности 95%.

мент — наличие в разрезах обеих полярностей, с идеальной антипараллельностью средних R - и N -направлений.

В красноцветах тест складки отрицательный (см. табл. 12), что говорит о наличии в них и доскладчатых и послескладчатых компонент ЕОН. Для части красноцветов средние векторы в древней системе координат близки к результату по сероцветам, например для обн. 44а: $D = 342^\circ$, $I = 50^\circ$, $\alpha_{95} = 7,5$. В других случаях такое согласие отсутствует: $D = 30^\circ$, $I = 38^\circ$, $\alpha_{95} = 8,2$ (обн. 42б) или $D = 31^\circ$, $I = 5^\circ$, $\alpha_{95} = 9,0$ (уч. 43). Значимые различия в наклонениях и переслаивание серо- и красноцветных пород в разрезе не позволяют объяснить подобную картину локальными тектоническими движениями. Мы предполагаем, что формирование красной окраски и перемагничивание (полное или частичное) этих пород происходили в течение продолжительного отрезка времени, захватывавшего и эпоху основных складчатых деформаций в этом районе.

В восточной части Малокавказской дуги в основном были опробованы серые и красные известняки в пределах Севано-Акеринской зоны. Несмотря на литологическое сходство, результаты лабораторных исследований меняются от участка к участку. Величина намагниченности серых известняков обычно не превышала $1 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, нередко в ходе чистки падая ниже уровня помех приборов, что и было основной причиной браковки в этих коллекциях (уч. 47, обн. 46б).

В известняках уч. 45 величина намагниченности в интервале от 200 до 250° возросла в среднем вдвое, после чего начался ее медленный спад. Изменения направлений также пришлись на этот же интервал. С помощью метода разностных векторов была выделена нестабильная компонента ЕОН обратной полярности; оставшиеся после чистки направления прямой полярности образуют компактную группу. Правда, такая четкая картина была получена только для половины коллекции, а в другой половине — разброс на внутриштуфовом уровне был очень высок. Для выяснения природы описанных выше двух компонент разного знака были использованы корреляционный тест и тест групп, так как породы смяты в мелкие нерегулярные пологие складки и опробовать моноклинали не удалось. Оба теста однозначно положительны для компоненты прямой полярности в ДСК, что свидетельствует о ее доскладчатом возрасте; столь же однозначно R -компонента имеет послескладчатую природу (см. табл. 12). Однако датировать ее точнее не удастся, в силу чего из анализа последний результат исключен.

Серые известняки всех разрезов уч. 48 дали хорошо сгруппированные на всех уровнях палеомагнитные направления явно доскладчатой природы (см. табл. 11, 12). В коллекции есть обе полярности, и, согласно тесту обращения, средние векторы разного знака ($D = 36^\circ$, $I = 45^\circ$, $K = 38$, $\alpha_{95} = 4,0$ и $D = 221^\circ$, $I = -47^\circ$, $K = 56$, $\alpha_{95} = 7,6$) можно считать антипараллельными. Эти данные свидетельствуют о точно доскладчатом и возможно первичном происхождении стабильной намагниченности. К данным по этому участку близок средний вектор по одному из крыльев складки обн. 46в — тест складки положителен и при добавлении его к средним направлениям уч. 48 (см. табл. 11, 12), несмотря на то, что между этими двумя участками расстояние около 50 км вдоль интенсивно деформированной Севано-Акеринской зоны.

Коллекция по уч. 49 весьма своеобразна. Во-первых, известняки здесь в десятки раз магнитнее пород, изученных на уч. 45—48. Во-вторых, при малой внутриштуфовой дисперсии палеомагнитных направлений разброс на межпластовом уровне очень велик: в каждом из обнажений в обеих системах координат кучность порядка 3. В-третьих, в ходе чисток направления ЕОН большинства образцов заметно меняются, причем менее чем для трети случаев результаты термочистки и чистки переменным полем согласуются. Нами были отобраны только те образцы, в которых при прогревах направление намагниченности систематически смещалось вдоль дуг большого круга. При применении МПКП [Halls, 1976] три единичных круга перемагничивания были признаны аномальными, а нормали к

остальным 20, полученные по 10 штуфам из обеих крыльев складки, образуют отчетливое планарное определение (см. рис. 75), что позволило определить здесь направление доскладчатой компоненты ЕОН (см. табл. 11). Из-за высокой степени отбраковки и малой статистики результат по уч. 49 отнесен к классу В.

До сих пор обсуждались только данные по сероцветным породам, где, судя по термомагнитным исследованиям, основным ферромагнетиком является магнетит. Красноцветные породы, в которых остаточная намагниченность связана с гематитом, также были опробованы в большинстве обнажений. Для них характерен очень высокий разброс палеомагнитных направлений и на внутри-, и на межпластовом уровне. В одних случаях намагниченность почти полностью стабильна по направлению, в других происходят значительные векторные изменения, вплоть до смены полярности ЕОН. Для части коллекций направления намагниченности очень близки к результатам по сероцветам, тогда как в ряде штуфов вектор намагниченности хорошо согласуется с направлением современного поля. Эти данные указывают на образование намагниченности красноцветов в течение длительных интервалов времени, включающих и эпохи смены знака поля, и эпохи складчатости. Учитывая также то, что красноцветные горизонты во всех обнажениях имеют малую мощность (первые метры), что не позволило бы достичь хорошего осреднения вековых вариаций даже в случае чисто первичной намагниченности, мы предпочли исключить данные по этим породам из дальнейшего рассмотрения.

Участок 50 расположен вне пределов Севано-Акеринской зоны, на обеих крыльях Гочазского синклиория. За исключением нескольких штуфов осадочных пород, большая часть коллекции характеризуется очень низкой дисперсией векторов на внутрипластовом уровне и почти полной стабильностью ЕОН к нагревам. Зато на межпластовом уровне разброс очень велик: векторы с отрицательными наклонениями бессистемно рассеяны по всей верхней полусфере, направления с положительными наклонениями сгруппированы несколько лучше: за одним исключением, все они приурочены к северо-восточному квадранту нижней полусферы. Как это ни странно, тест складки в ДСК для этого участка положительный (см. табл. 11, 12), отчасти за счет невысокой точности определения средних векторов по каждому из крыльев. Это, а также полная хаотичность "отрицательных" направлений заставляют нас относиться к результату по уч. 50 без большого доверия (класс В).

Подведем итоги — определим надежность верхнемеловых результатов по Малому Кавказу. Чисто доскладчатая природа намагниченности надежно обоснована для данных по уч. 42—44 и 48. С обоснованием первичности ЕОН дело обстоит хуже, но, с другой стороны, нет никаких указаний на ее метакронность. Как нам кажется, для этой совокупности данных вполне правомерна интерпретация и склонений, и наклонений (класс А). Доскладчатость доказана также и на уч. 45, но малая статистика не позволяет считать этот результат очень надежным (класс Б). Результаты по уч. 46а, 49, 50 имеют по целому ряду причин невысокую надежность (класс В).

Дагестан. Все 15 штуфов терригенных пород (уч. 21) были забракованы из-за хаотичного разброса на внутриштуфовом уровне. В карбонатных отложениях в 65 штуфах из 78 внутриштуфовый разброс после нагрева до 200° очень мал. Направления намагниченности в этих породах в ходе общей чистки до 400° и выборочной — до 500° или неизменны в пределах точности измерений, или смещаются в пределах 5—10° дуги большого круга. Средние по отдельным крыльям складок очень тесно сгруппированы (табл. 13) и безусловно проходят тест складки (см. табл. 12). В коллекциях встречены обе полярности намагниченности, причем в нижней части излученного разреза все штуфы намагничены прямо, а начиная примерно с верхов сантона отмечаются оба знака ЕОН. Тест обращения также положителен, например для обн. 21а средние: $D = 15^\circ$, $I = 57^\circ$ и $D = 197^\circ$, $I = -53^\circ$ (см. рис. 75).

Таблица 13. Палеомагнитные результаты по Дагестану (уч. 21, 22)

Обнажение	Азимут	Угол	H, м	n_c/n	D°	I°	K	α_{95}°
21а	195	45	150	21/19	16	56	84	3,5
21б	20	40	100	17/17	21	52	103	3,3
Среднее по уч. 21				36	18	54	87	2,5
22 а, Б	230	30	250	27/21	19	58	97	3,1
22 в	30	30	120	13/8	22	55	33	8,6
Среднее по уч. 22				29	20	57	66	3,2
Среднее по уч. 21 + 22				65 (4)	19 20	56 56	75 712	2,0 2,6
Сильномагнитные породы				23	18	56	63	3,7
Слабомагнитные породы				42	20	56	82	2,4
Средние по возрастам:								
сеноман				12	19	53	58	5,3
турон—сантон				43	20	56	75	2,5
компан				10	13	58	154	3,6

Примечание. Обозначения см. в табл. 2, 10.

Величины остаточной намагниченности известняков после термочистки варьируют широко. Распределение этого параметра отчетливо бимодально (рис. 35) с модами, различающимися примерно на порядок. Сильномагнитные породы как серые, так и розовые приурочены к турону—сантону, тогда как слабомагнитные разности распределены примерно равномерно по всему изученному разрезу. Средние векторы для этих двух групп в ДСК различаются статистически неизвестно (см. табл. 10). Надо также отметить, что почти без исключений внутрипластовый разброс значительно меньше межпластового. Такое соотношение выдерживается для обеих только что описанных групп, но четче выражено для первой: погрешности измерений в первую очередь сказываются на разбросе для слабомагнитных пород.

Два вывода можно сделать совершенно уверенно. Во-первых, намагниченность верхнемеловых известняков древнее основных складчатых деформаций, которые здесь произошли в плиоцене. Во-вторых, ее образование было растянуто во времени и охватывало не менее трех эпох разной полярности. Ряд факторов указывает на первичность этой доскладчатой намагниченности: 1) палеомагнитные направления разного знака антипараллельны; 2) распределение зон разной полярности в общем согласуется с магнитохронологической шкалой [Lowrie, Alvarez, 1981]; 3) направления намагниченности не зависят от ее величины; 4) соотношение внутри- и межпластового разброса указывает на послыйный контроль приобретения намагниченности, а не на вторичное гомогенное перемагничивание всей толщи; 5) очень тесное группирование средних векторов указывает на намагничивание пород в строго горизонтальном положении, ранее любых наклонов слоев. На наш взгляд, все это доказывает первичность намагниченности, которая образовалась в течение нескольких палеомагнитных эпох, причем межпластовый разброс в основном обусловлен вековыми геомагнитными вариациями. Данные по Дагестану по всем параметрам должны быть отнесены к классу надежности А.

Копетдаг. Терригенные отложения апта—сеномана, в основном песчаники, характеризуются начальными величинами ЕОН порядка первых единиц на 10^{-6} ед. СГС. В них преобладает мягкий ферромагнетик с температурой Кюри в интервале 500—600°, скорее всего магнетит, хотя изредка в небольшом количестве при-

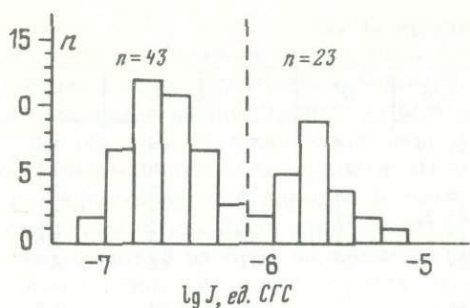


Рис. 35. Распределение величины намагниченности (J) верхнемеловых пород Дагестана (участки 21, 22)

сутствует гематит. При нагревах до 200° величина ЕОН, как правило, падает в 3—5 раз, и тогда же происходят основные изменения в направлениях намагниченности. При дальнейших прогревах величины падают намного медленнее, а направления или стабильны, или меняются незначительно. Следует отметить, что разрушаемая в интервале температур 0 — 200° компонента в современной системе координат близка к направлению современного поля в районе работ, несмотря на то, что образцы в течение многих месяцев от отбора их в поле до первого измерения на магнитометре имели произвольную ориентацию относительно внешнего поля. Круги перемагничивания, построенные для средних по отдельным разрезам для различных температур чистки и первоначального измерения ЕОН, в ССК пересекаются также вблизи направления современного поля: $D = 357^{\circ}$, $I = 61^{\circ}$ и $D = 0^{\circ}$, $I = 58^{\circ}$ соответственно. Ясно, что эта компонента имеет послескладчатый возраст.

Для направлений намагниченности после термочистки внутриштуфовый разброс варьирует в очень широких пределах: соответствующие кучности меняются от значений меньших 1 до 1000 и более. Те штуфы, где, по критерию Релея [Mardia, 1972; Irving, 1964], внутриштуфовый разброс хаотичен, были забракованы; отметим, что это основная причина выбраковки из этой коллекции. В ряде случаев высокий разброс был частично обусловлен величинами ЕОН, близкими к уровню чувствительности приборов; по этой же причине нагрев зачастую приходилось прекращать ранее, чем позволяло оборудование. Тем не менее хаотичный внутриштуфовый разброс в основном имеет иное происхождение, так как он был отмечен и во многих уверенно измеряемых штуфах. Предположительно его можно объяснить плохой ориентацией магнитных зерен при образовании осадка, но такая гипотеза подразумевает первичность намагниченности, в чем нет уверенности. Почти все терригенные породы намагничены прямо (см. рис. 75); несколько штуфов с обратной намагниченностью были отобраны в разных разрезах с различными залеганиями, поэтому тест обращения применить не удалось.

Рассмотрим данные по отдельным участкам. На уч. 63 тест средних положителен в ДСК, но разброс единичных направлений ЕОН здесь очень велик (табл. 14), и сам по себе этот результат ненадежен. На уч. 77 с помощью корреляционного теста был доказан доскладчатый возраст намагниченности. Для уч. 75 тест средних дал отрицательный результат в обеих системах координат, указав на присутствие здесь и доскладчатой, и послескладчатой компоненты ЕОН. На уч. 71 в обн. 71б, в единичные направления намагниченности тесно сгруппированны, но средние векторы различаются значимо и в ДСК, и в ССК. В обн. 71а единичные направления ЕОН образуют узкое планарное распределение, причем направление современного поля в ДСК лежит далеко в стороне (см. рис. 75).

На следующем шаге анализа на локальном уровне был использован МПКП. В обн. 71а в качестве "круга перемагничивания" была использована планарность распределения, в остальных случаях он был проведен через средний вектор и направление современного поля в ДСК (см. выше). Для уч. 75 таких кругов пере-

Таблица 14. Палеомагнитные результаты по апт-сеноманским породам Конетдага

Участок, обнажение	n/n	D°	I°	K	α_{95} °	D _n °	I _n °	Δ °
61	13/10	30	54	24	9,1	252	28	2,7
62	9/6	34	60	42	8,1	266	20	2,2
63	23/18(54)	15	54	4	10,4	110** (230)	3 (31)	1,3 2,9
66*	14/8(24)	330	65	4	14,6	81	9	23,0
69	19/15	19	57	33	6,3	137	17	0,2
70	18/14	21	49	24	7,7	269	17	4,2
71a	—	—	—	—	—	290	2	2,6
71б	12/11	40	66	31	7,6	142	6	12,4
71в	24/15	18	51	29	6,7	262	19	0,6
74***	11/5	65	58	21	13,8	—	—	—
75***	[2]	76	67	—	—	—	—	—
76б	10/4	10	64	43	10,7	118	9	0,8
77	13/11	5	58	20	9,4	—	—	—
78	15/12	6	54	38	7,1	108	8	7,1
Региональное среднее								
N = 10		19	58	105	4,3			
N = 7		17	55	194	3,8			
[N = 10]		19	52	—	5,1			

* Аномальный результат, исключен из анализа.

** Первое значение относится к обн. 63а, в скобках — к обн. 63б.

*** При вычислении регионального среднего исключены.

Примечание. n/n — число изученных/использованных штуфов (в скобках — образцов); D_n — склонение и наклонение нормали к кругу перемангничивания; Δ — отклонение нормали от ап-проксимирующей плоскости. В квадратных скобках — результаты, полученные с помощью МПКП. Остальные обозначения см. в табл. 2.

магничивания всего два, и оценить достоверность полученного результата на локальном уровне невозможно. Для уч. 71 три круга не пересекаются в компактной области сферы, т.е. метод не дал результата на уровне участка.

На рис. 36 нанесены все результаты, полученные после анализа на локальном уровне. Видно, что большинство векторов образует компактную группу, от которой заметно отличаются только данные по уч. 66, 74, 75. Последние два "аномальных" результата, неплохо согласующиеся между собой, отставим до обсуждения данных по верхнему мелу и рассмотрим подробнее остальные. Для основной группы ранее утверждалось [Vazhenov, 1987], что, после некоторой селекции данных, тест складки для них доказывает доскладчатость ЕОН. Более строгий анализ показал, что это не так: тест средних дает значение, безусловно значимое в ССК, но все же значимое и в ДСК (табл. 15). Даже если отбросить средний вектор по уч. 71б (обоснование этого дано ниже), тест все равно отрицателен в обеих системах координат. Как было показано [Баженов, Шипунов, 1988], отрицательный результат теста не обязательно означает присутствие в коллекции и до-, и послескладчатой компонент; это может быть и следствием, например, относительных вращений разрезов или плохого осреднения вековых вариаций. Последнее, несомненно, играет некоторую роль в нашем случае: когда были отброшены средние векторы, полученные менее чем по 10 штуфам (уч. 62, обн. 76б), тест складки в ДСК стал положительным, правда маргинально. Это, разумеется, не исключает и некоторого послескладчатого подмагничивания хотя бы в части коллекций. В этом тестировании не использованы средние по уч. 63 и 66 ввиду резкого различия в кучностях [Mc Fadden, Jones, 1981]. Но на качественном уровне по сравнению кругов доверия видно (см. рис. 36), что среднее по уч. 63 попадает в середину основной группы результатов, своим кругом доверия охваты-

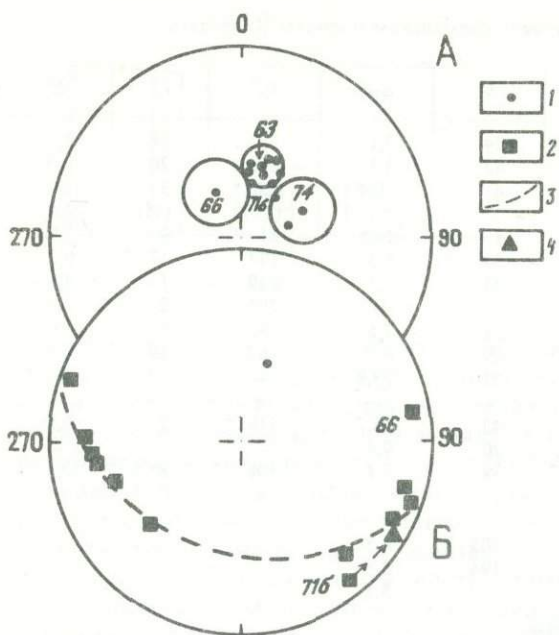


Рис. 36. Палеомагнитные результаты по апт-сеноманским породам Копетдага

А — средние направления намагниченности после термочистки для участков и обнажений с кругами доверия для участков 63, 66, 74; Б — нормали к кругам перемагничивания и направление доскладчатой компоненты ЕОН. 1 — средние векторы по участкам и обнажениям (А) и региону (Б); 2 — нормали к кругам перемагничивания; 3 — аппроксимирующая плоскость; 4 — направление перемещения нормали и конечное ее положение при повороте обн. 716. Все — проекция на нижнюю полусферу ДСК

вая почти все из них. Можно считать, что данное среднее статистически не отличается от остальных, и использовать его для вычисления регионального среднего. Наоборот, средний вектор по уч. 66 явно аномален и его круг доверия, причем весьма большой (см. табл. 14), не захватывает результатов основной группы.

На следующем шаге анализа МПКП был использован на региональном уровне. Только две нормали к кругам перемагничивания, для уч. 66 и обн. 716, отклоняются от аппроксимирующей плоскости более чем на 10° дуги большого круга (см. рис. 36). Отбросив их, получим очень узкое распределение, нормаль к которому соответствует направлению доскладчатой компоненты ЕОН (см. табл. 14). Различие между ним и результатом осреднения статистически незначимо. Их случайное совпадение кажется маловероятным.

Аномальный результат по обн. 716 вполне поддается объяснению. В этом обнажении слои имеют не только необычные для этой части Копетдага южные падения, но и заметно, на $20-25^\circ$, отличающиеся простирания. Само обнажение представляет собой изолированный выход среди задернованной площади. Можно предположить, что опробованный блок является оползнем. Первоначально наклоненные к северу слои после отрыва приобрели падение к югу и дополнительно повернулись на $20-25^\circ$ по часовой стрелке. Во всяком случае, введение поправки за это вращение приводит нормаль к кругу перемагничивания в почти идеальное согласие с аппроксимирующей плоскостью (см. рис. 36).

Для сеноманских пород уч. 66 и средний вектор, и положение круга перемагничивания аномальны. Восемь штуфов, использованных для осреднения, распределены примерно равномерно на 300-метровом стратиграфическом интервале, так что аномалия геомагнитного поля (например, экскурс) здесь совершенно невероятна. Опробованием охвачена большая часть сеноманского яруса, так что столь плохое осреднение вековых вариаций здесь также неправдоподобно. Сеноманские песчаники перекрыты без следов углового несогласия отложениями последующих ярусов верхнего мела, для которых, как будет показано ниже, палеомагнитные направления лишены признаков "аномальности". Это позволяет исключить и текто-

Таблица 15. Результаты применения теста складки (тест средних) на Копетдаге

Участок	<i>N</i>	Возраст	СС	ДСК	ССК	КЗ
61, 62, 69, 70, 71б, 71в, 76б, 77, 78	9	Apt-Cen	16; 178	2,89	72*	1,7
61, 69, 70, 71в, 77, 78	6	Apt-Cen	10, 142	1,86	84*	1,9
64—66, 69	6	Tur-Pal	10; 312	0,59	94	1,8

*При вычислении этой статистики среднее по уч. 77 не учитывалось, так как здесь элементы залега-ния сильно варьируют.

Примечание. *N* — число средних векторов; СС — число степеней свободы; ДСК, ССК — рас-считанные значения статистики в соответствующих системах координат; КЗ — критическое значение статистики *F* при указанном числе степеней свободы на уровне вероятности 95%.

нику из списка объяснений. В итоге мы не смогли дать сколь-нибудь приемлемого объяснения данным по сеноману этого участка и их пришлось исключить из дальнейшего анализа просто потому, что они аномальны.

Суммируем результаты изучения терригенных отложений апта—сеномана. Можно обоснованно считать, что в этих породах нами выделена доскладчатая однокомпонентная намагниченность, направление которой определено без систе-матической ошибки. Ряд свидетельств можно привести в пользу ее первичности. Почти исключительно прямая полярность этих отложений соответствует апт-сеноманскому отрезку шкалы магнитной полярности. Магнетит (судя по шлифам, обломочного генезиса) является основным носителем намагниченности. Направ-ление доскладчатой компонентой одинаково для пород с сильно различающимися значениями внутрипластового разброса. Разумеется, это не доказательства, а только доводы. Но, с другой стороны, полностью отсутствуют какие-либо сви-детельства перемагничивания этих толщ. Кроме аномального результата по обн. 71а, не обнаружено также признаков занижения наклонов: разброс зна-чений этого параметра или статистически незначим, или обусловлен не удаленной полностью в ходе чисток постскладчатой компонентой ЕОН. Не замечено также признаков корреляции наклонов с литологическими и минералогическими па-раметрами. Все это позволяет нам считать и склонения, и наклоны в породах этого возраста пригодными для тектонической интерпретации и отнести резуль-таты к классу А.

В карбонатно-глинистых отложениях верхнего турона—палеоцена начальные значения ЕОН варьируют от $10—30 \cdot 10^{-6}$ еми в зеленовато-серых коньяк-сантонских мергелях и красноцветах до $0,2—0,4 \times 10^6$ еми в светлых мергелях и известняках маастрихта и палеоцена. Магнетоминералогические исследования показали, что магнетит и гематит в меняющейся от штуфа к штуфу пропорции являются основ-ными ферромагнетиками. Часть коллекции, в основном белые известняки, об-ладает стабильной по направлению намагниченностью при нагревах выше 200° .

Однако в большинстве штуфов происходят систематические изменения векторов ЕОН во всем диапазоне температур, указывая на мультикомпонентность намаг-ниченности. В отложениях верхнего турона—сантона преобладает прямая поляр-ность ЕОН; только по одному обратномагнитному штуфу было найдено в коньякских породах уч. 69, 74. Начиная с верхов сантона—низов кампана обе полярности встречаются в примерно равной пропорции. Несмотря на незавершен-ность чистки, средние по группам штуфов разной полярности для хорошо опро-бованных участков почти антипараллельны — различия между этими векторами больше 150° . Также отметим, что в таких коллекциях внутриштуфовый разброс, как правило, намного меньше межпластового.

Рассмотрим средние по участкам, которые основаны на сравнительно больших коллекциях. Во всех случаях был применен метод обращения. Полученные средние

Таблица 16. Палеомагнитные результаты по верхнетуронским—палеоценовым породам Копетдага

Участок	n_0/n	D_0	I_0	K	α_{95}°	Φ°	Λ°
64	38/26	15	45	29	5,1		
65	46/35	8	47	20	5,4		
66	39/31	8	45	23	5,2		
69	43/36	10	45	13	6,5		
72*	18/11	36	41	61	5,2		
73*	20/14	57	51	43	5,7		
74*	17/15	54	46	54	5,2		
78	13/8	18	43	12	14,4		
80	40/26	16	46	14	7,4		
Региональное сред- нее	$N = 6$	12,5	45	582	2,4	74	193
Только известняки	$N = 4$	12	51	350	4,0	$K = 460$	$A_{95} = 2,8$
						78	179
						$K = 250$	$A_{95} = 4,5$

*Из региональной статистики исключены.

Примечание. Φ , Λ — широта и долгота полюса; A_{95} — радиус круга доверия вокруг среднего полюса; N — число средних векторов. Остальные обозначения см. в табл. 2.

направления ЕОН по участкам распадаются на две группы (табл. 16). В одну попадают 6 средних по уч. 64—66, 69, 78, 80 из разных частей Копетдага, для которых характерны значения D в интервале 0—20°. Тест складки (тест средних) для них положителен в древней системе координат (см. табл. 15). Учитывая большие расстояния между соответствующими участками и очень хорошую сходимость результатов, они были использованы для вычисления регионального среднего. Вторая группа объединяет уч. 72—74 с северо-восточными склонениями средних векторов; все они расположены в пределах небольшого района на юго-западе Копетдага. Вспомним, что схожие результаты получены и по терригенным отложениям альба—сеномана. Значение этих "аномальных" палеомагнитных направлений будет обсуждено ниже. Кроме того, небольшие коллекции верхнемеловых пород были изучены на уч. 62, 68, 76. Средние направления, вычисленные по 3—6 штуфам одной полярности, имеют погрешность до 20°, а тест складки для них отрицателен. Было решено исключить эти малонадежные результаты из дальнейшего анализа.

Ряд фактов говорит в пользу первичности ЕОН в рассматриваемых породах. Во-первых, само наличие почти антипараллельных направлений прямой и обратной полярности. Во-вторых, плотность отбора и точность стратиграфической привязки штуфов недостаточны для однозначного прослеживания палеомагнитных зон по латерали, но это можно сделать для отдельных маркирующих горизонтов: например, нижнекампанские белые известняки намагничены обратно на уч. 64, 74, 78, расположенных на расстоянии более 200 км. В-третьих, внутривштуфовый разброс много меньше межпластового — иными словами, направления намагниченности каждого слоя различаются статистически значимо. Такое соотношение может в принципе возникать при резко меняющемся от слоя к слою отношении величин двух компонент ЕОН резко различного направления. Но это привело бы к планарности распределений единичных векторов, чего не наблюдается. Полное вторичное перемагничивание, скорее, вызвало бы однородное намагничение больших участков разреза, а не наблюдаемую картину. Наиболее правдоподобным кажется допущение о синхронности биполярной компоненты, когда каждый слой был намагничен вдоль мгновенного направления внешнего поля, разброс которых обусловлен вековыми вариациями.

Вернемся к анализу палеомагнитных направлений. На первый взгляд палео-

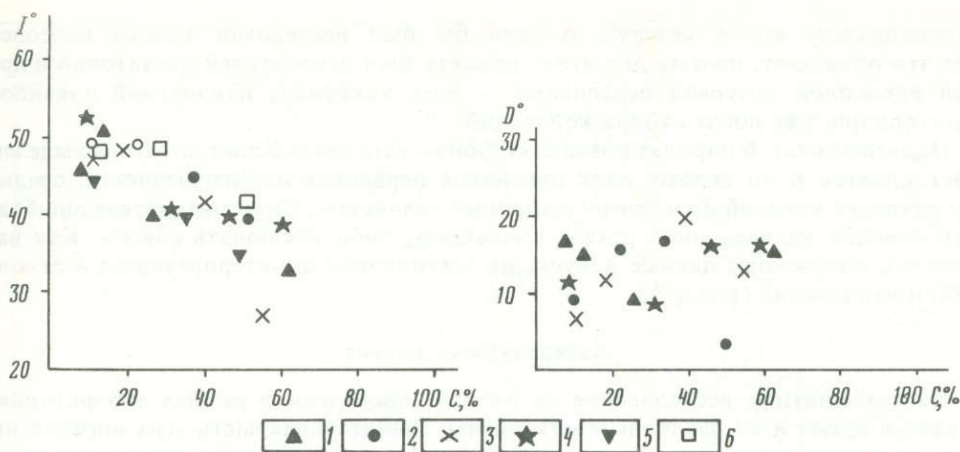


Рис. 37. Зависимость палеомагнитного наклоения I и склонения D от количества нерастворимого остатка C в карбонатно-глинистых отложениях Западного Копетдага
Участки: 1 — 64, 2 — 65, 3 — 66, 4 — 69, 5 — 72, 6 — 73

наклоения определены без заметных ошибок, так как все средние значения в табл. 16 различаются статистически незначимо. Но такая согласованность обманчива. Для всех штуфов по уч. 64—66, 69, 72, 73 определено процентное содержание нерастворимого остатка по стандартной методике. По величине этого параметра (C) каждая коллекция была разбита на 3—4 группы таким образом, чтобы в каждой группе были штуфы с разной полярностью намагниченности; каждое среднее по группе палеомагнитное направление вычислялось с помощью метода обращения. Группирование оказалось необходимым ввиду неполного удаления вторичной компоненты ЕОН в большинстве штуфов, в силу чего использовать для анализа единичные направления намагниченности было невозможно.

На рис. 37 показаны зависимости склонений и наклоений после завершения термочистки как функции параметра C , где отдельный значок обозначает одно групповое среднее. Сразу же заметна сильная зависимость наклоения от литологии (коэффициент корреляции $r = -0,83$). В то же время склонение некоррелировано с параметром C ($r = 0,10$); здесь не учтены данные по уч. 72, 73, где склонения "аномальны". Добавим также, что породы разного состава переслаиваются в разрезе, а латеральные изменения в литологии также отражаются в значениях наклоений. Например, турон-сантонские отложения на уч. 69 существенно более глинистые по сравнению с уч. 64—66, а наклоения $34 \pm 5^\circ$ и $49 \pm 3^\circ$ соответственно.

Анализу вышеописанных результатов была посвящена отдельная работа [Баженов, 1983], и здесь мы повторим только основные ее выводы: 1) зависимость наклоения от литологии является следствием дифференцированного уплотнения осадков при диагенезе; 2) так как уплотнение происходит в основном на ранних стадиях диагенеза, намагниченность в изученной коллекции возникла до этого и с достаточной для наших целей точностью ее можно считать первичной; 3) так как возникающая при этом ошибка наклоения имеет всегда один знак, ее нельзя уничтожить осреднением любого числа данных; 4) для тектонической интерпретации следует использовать только максимальные значения I ; в нашем случае это среднее по известнякам уч. 64—66, 69 (см. табл. 16).

Рассмотрим гипотетическую ситуацию: на севере Западного Копетдага изучены только мергели палеоцена, а южнее — известняки сантона—кампана. Значения наклоений, оцененные по графику (см. рис. 37), различались бы на $15\text{--}20^\circ$, что даже при умеренной статистике было бы вполне значимо. И появилось бы "резкое смещение Копетдага к югу в начале кайнозоя с последующим значительным

перемещением его к северу". А если бы был исследован только палеоцен? Все это объясняет, почему для этого объекта был использован достаточно широкий временной интервал осреднения — ведь искажение наклонов появилось апостериори, уже после отбора коллекций.

Подведем итог. В породах позднего турона—палеоцена Копетдага была выделена доскладчатая и по целому ряду признаков первичная намагниченность, среднее направление которой определено с хорошей точностью. Систематические ошибки в наклонениях удалось либо резко уменьшить, либо исключить совсем. Как нам кажется, полученные данные допускают тектоническую интерпретацию и склонений, и наклонений (класс А).

Литературные данные

Палеомагнитные исследования на Кавказе проведены в разных лабораториях, в разное время и по различным методикам. Значительная часть этих определений описана только в комментариях к сводным палеомагнитным каталогам, и оценить надежность результатов часто невозможно. Ниже рассмотрены результаты (главным образом по верхнему мелу), которые отвечают критериям пригодности, сформулированным в главе 1, а также некоторые особые случаи.

На Большом Кавказе нет палеомагнитных данных по верхнему мелу. Наиболее надежен результат (табл. 17, уч. 119), полученный по трем разновозрастным свитам нижнего мела [Палеомагнитные..., 1984], в которых присутствуют обе полярности намагниченности (данные по четвертой свите, где все породы намагничены прямо, были исключены). Этот результат мы относим к классу А.

На Малом Кавказе (рис. 38) надежные следующие результаты, полученные по породам верхнего мела (см. табл. 17).

120. В Болнисской зоне Малого Кавказа изучено шесть разрезов турона—сантона [Адамия и др., 1979]. Один разрез со средним вектором с резко аномальным склонением был исключен из

Таблица 17. Сводная таблица палеомагнитных данных по мелу Аравийского синтаксиса

Участок	Возраст	n(N)	D°	I°	K	α_{95}°	ΔD°	Надежность
21 + 22	K ₂	(4)	20	56	712	2,6	4,6	А
42—44	K ₂	38	354	43	46	3,3	4,5	А
45	K ₂	12	13	43	189	2,9	4,1	Б
46	K ₂	8	35	41	19	11,5	15,3	В
48	K ₂	(4)	37	45	460	3,3	4,7	А
49*	K ₂	20	38	37	—	11,3	14,2	В
50	K ₂	16	56	36	8,5	11,8	14,7	В
К-I	K ₁	(7)	17	55	194	3,8	6,6	А
К-II	K ₂ —P ₁	(6)	12	45	582	2,4	3,4	Б
И	K ₂	(4)	12	51	350	4,0	6,4	А
116	K ₂	(7)	347	50	31	9,6	15,0	В
117	K ₂ —P ₂	(6)	350	40	88	6,1	8,0	Б
118	K	(6)	333	37	35	9,7	12,2	Б
119**	K ₁	(3)	18	55	177	6,1	10,7	А
120	K ₂	(5)	31	38	144	5,2	6,6	А
121	K ₂	(6)	—	46	—	3	—	А
122	K ₂	14	32	46	38	6,1	8,7	Б
123	K ₂	(4)	50	47	31	12,6	15,3	В
131	K ₁₋₂	(14)	25	50	39	6,0	9,4	А
134	K ₁	(10)	354	39	22	9,6	12,4	В

*Статистика на уровне кругов перемагничивания отдельных образцов.

**Статистика на уровне средних векторов намагниченности трех разновозрастных свит.

Примечание. К-I — среднее по уч. 61, 63, 69—71, 77, 78; К-II — среднее по уч. 64—66, 69, 78, 80; И — среднее по известнякам уч. 64—66, 69. Остальные обозначения см. в табл. 6.

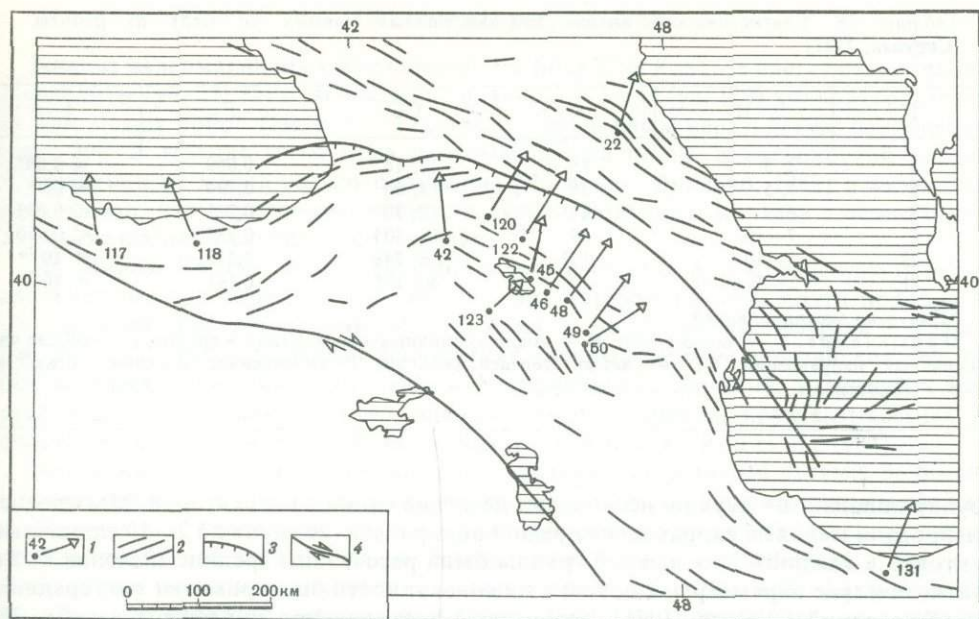


Рис. 38. Результаты палеомагнитного изучения пород верхнего мела Кавказа

1 — исследованные участки и палеомагнитные склонения; 2 — оси альпийских складок; 3 — Понто-Каспийский разлом; 4 — Анатолийский сдвиг

анализа. Для остальных разрезов тест складки (тест средних), проведенный нами по данным из работы Б.З. Асанидзе [1980], положителен в ДСК и отрицателен в ССК. По всей совокупности экспериментальных данных результат может быть отнесен к классу А.

121. Средние направления по шести разрезам коньяк-сантонских пород Иджеван-Таузского прогиба [Печерский, Нгуен, 1978] в ДСК показывают прекрасную сходимость наклоний при значительном разбросе склонений; для пяти из них тест обращения положителен. Разброс склонений вполне логично объяснить локальными вращениями (Д.М. Печерский, устное сообщение). Вычислять и использовать среднее склонение нам кажется некорректным — неизвестно, насколько симметричными были эти вращения, но среднее наклонение интерпретировать возможно (класс А).

122. В том же районе получен надежный результат (класс Б) по группе обожженных контактов и лавовых потоков [Большаков, Солодовников, 1981]. Отметим, что в этом же прогибе по тем же породам получены дополнительные данные [Исмаиладзе и др., 1985], однако невысокая точность результатов ($\alpha_{95} = 16^\circ$) и неинформативный характер публикации не позволяют использовать это определение для анализа.

123. Средние векторы по четырем разрезам сантонских осадочных пород Вединского прогиба на Малом Кавказе [Печерский, Нгуен, 1978] в ДСК различаются статистически значимо (о сходимости данных в ССК нет информации), причем в основном за счет наклоний. В то же время при объединении всех единичных направлений в одну совокупность тест обращения положителен, хотя за счет различий в залеганиях его применение здесь не вполне корректно. Результат отнесен к классу В.

Данные по вулканитам Севанского офиолитового пояса и Вединского прогиба [Печерский, Нгуен, 1978] не были использованы, так как возраст этих пород колеблется от поздней юры до позднего мела, а датировок конкретных разрезов нет. Единственное определение по мелу Аджаро-Триалетской зоны [Адамия и др., 1979] пришлось забраковать: оно получено с помощью кругов перемагничивания, проведенных через направления современного поля в ДСК (без обоснования такого выбора) и вдобавок один из кругов длиннее 180° . Данные по дат-палеоценовым породам двух районов Армении [Минасян, Караханян, 1986] не удается использовать ввиду неясностей с введением поправок за наклон слоев.

Особо надо остановиться на материалах Т.А. Сируняна [1981]. В этой монографии приведены единичные направления намагниченности, разбитые на группы — по возрасту и литологии пород, номеру разреза и полярности ЕОН; в

Таблица 18. Статистический анализ палеомагнитных данных по мелу из работы [Сирунян, 1981]

Г	Н	С	СС	F	1-p
7	2; 3	16	12; 18	0,069	$\leq 0,005$
8	4; 5	36	14; 56	0,794	$\sim 0,75$
7	6	42	12; 70	0,211	$< 0,001$
7	7—10	59	12; 104	0,255	$< 0,010$
29	2—10	153	56; 248	0,312	$< 10^{-3}$ *
21	2—3; 6—10	117	40; 191	0,191	$< 10^{-7}$ *

*Получено экстраполяцией.

Примечание. Г — число групп; Н — число единичных направлений в группе; С — общее число единичных направлений; СС — число степеней свободы; F — вычисленное значение статистики; 1-p — вероятность.

группу попадает от двух до нескольких десятков единичных векторов. Мы проанализировали меловые направления прямой полярности (29 групп по 2—10 единичных векторов в каждой). Для каждой группы были рассчитаны средние значения D , I и статистические параметры, а потом к их совокупности был применен тест средних, т.е. F -критерий [Watson, 1966]; результаты тестирования приведены в табл. 18. Видно, что вычисленные значения статистик очень малы, и только для групп из 4—5 единичных векторов в каждой это значение достаточно велико.

Для понимания полученных результатов надо обратиться к основам статистики. Допустим, что все группы взяты случайным образом из генеральной совокупности с параметрами D_0 , I_0 , K_0 . Применив к некоторому количеству таких групп F -критерий, мы получим некоторые значения статистики, которой соответствуют две вероятности получить разброс средних больше наблюдаемого (p) и меньше наблюдаемого ($1 - p$). Иными словами, значения ($1 - p$) показывают, насколько часто можно получить разброс средних не хуже наблюдаемого при случайном отборе данного числа групп данного объема из некоторой совокупности. Обращают на себя внимание две последние строчки в табл. 18: приведенные там вероятности настолько малы, что практически исключают возможность получить подобную суперсходимость отдельных средних. Самое важное, что речь идет не о каких-то случайных ошибках — они могут только ухудшать сходимость, а о глубинном противоречии в структуре данных, поэтому мы не считаем возможным пользоваться указанными материалами.

Палеомагнитные исследования меловых пород Ирана проводились несколькими исследователями. В центральной части Эльбурса исследованы потоки базальтов: в одном участке они баррем-аптского, в другом — турон-коньякского возраста [Wensink, Varekamp, 1980]. При объединении всех данных тест складки положителен в ДСК и отрицателен в ССК. Учитывая также наличие здесь прямо и обратно намагниченных пород, данный результат (см. табл. 17, уч. 131) можно считать надежным (класс А).

Альб-сеноманские красноцветы изучены на северной окраине Лутского блока [Wensink, 1982]. Выполненный нами тест складки оказался с большим запасом, отрицательным в обеих системах координат. Результат забракован. Большой массив данных представлен в работе [Soffel, Forster, 1984], но только в одном районе с координатами около $31,7^\circ$ с.ш. и $53,9^\circ$ в.д. (см. табл. 17, уч. 134) было проведено массовое опробование нижнемеловых базальтов и песчаников. Однако и для этой коллекции тест складки (корреляционный тест) отрицателен в обеих системах координат. Только ввиду отсутствия более надежных данных мы использовали этот результат.

Обсуждение результатов

Анализ палеомагнитных наклонений. На Большом Кавказе наши поздне меловые результаты (уч. 21, 22) и определение по раннему мелу (уч. 119) хорошо согласуются как между собой (см. табл. 17), так и с эталонным евразийским наклонением (рис. 39). В течение всего мела палеомагнитный полюс в неальпийской Евразии практически не менял своего положения [Vazhenov, Burtman, 1988] и можно сделать вывод, что территория северного склона Большого Кавказа с раннего мела не перемещалась относительно Евразии.

На Малом Кавказе наклонения по данным классов А и Б формируют весьма систематическую картину (см. рис. 39). Эта картина во всем почти подобна существующей для территории Малой Азии и подробно рассмотрена в главе I (см. рис. 15). Все измеренные наклонения значимо меньше евразийских, все они статистически незначимо отличаются от африканских значений, полученных пересчетом среднего полюса, и все значимо выше значений, предсказываемых результатом по северо-западной части Аравийской плиты [Ron et al., 1984].

Описанные различия в принципе могут возникнуть разными путями. Занижение наклонений можно отбросить: одни результаты получены по изверженным породам и обожженным контактам (уч. 120—122), для которых этот эффект невозможен, другие (уч. 42—48 и результат по Аравии) получены по известнякам, а для этого типа пород занижения наклонений нехарактерны [Баженов, 1983; Laj et al., 1982]. Также мало вероятно влияние первичных наклонов, прежде всего для морских известняков (уч. 21—22, 42—48 и Аравия). Сейчас Дагестан, Севано-Акеринская зона и северо-запад Аравии удалены примерно на 1000 км и маловероятно, что на таком расстоянии возникло различие в наклонениях почти на 30° за счет недипольных составляющих. Таким образом, методом исключения мы приходим к тектонике как наиболее вероятному источнику различий в наклонениях.

Если не принимать во внимание значение наклонения для уч. 120, то для Малого Кавказа среднее значение этого параметра будет $45 \pm 2^\circ$ и тогда различие¹ в наклонениях между Малым Кавказом и Дагестаном составит $8 \pm 3^\circ$. Добавление участка 120 приводит к статистически одинаковым величинам: $9 \pm 5^\circ$. По отношению к среднему африканскому наклону смещения Малого Кавказа не было (см. рис. 39). Если же сравнивать не с Африкой, а с результатом, полученным на северо-западе Аравии [Ron et al., 1984], то получится, что сближение между северным краем Аравийской платформы и Дагестаном составило $16 \pm 4^\circ$ дуги большого круга. Примерно половина этой величины приходится на сближение между Малым Кавказом и Аравией.

Резюмируем сказанное: 1) в позднем мелу Малый Кавказ не являлся частью Евразийской плиты, находясь южнее ее на $8 \pm 3^\circ$; 2) если считать достоверным средний поздне меловой полюс Африканской плиты [Westphal et al., 1986], то Малый Кавказ в позднем мелу являлся ее частью; в этом случае общее поперечное сокращение Альпийского пояса равно вышеприведенной величине; 3) если отдать предпочтение палеомагнитным данным по Аравийской платформе, то поперечное сокращение пояса $16 \pm 4^\circ$, а территория Малого Кавказа в позднем мелу не принадлежала ни к Африкано-Аравийской, ни к Евразийской плитам и располагалась между ними.

Наклонение в меловых породах Эльбурса (уч. 131) с точностью до одного градуса совпадает с евразийским и примерно на 20° отличается от африканского: нет сомнений в принадлежности Эльбурса к Евразии. Результат по раннему мелу Центрального Ирана (уч. 134) в пределах ошибок согласуется с евразийским наклонением, но имеет малую надежность (класс В).

¹Здесь и далее: вычисление различий и соответствующих погрешностей проводились по методу, описанному в работе [Demarest, 1983].

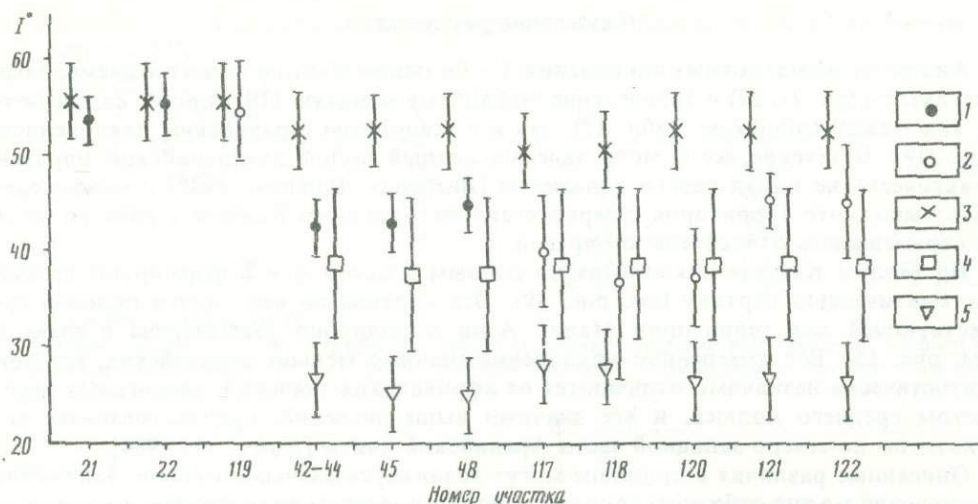


Рис. 39. Анализ данных по палеомагнитным наклонениям для Кавказского региона
 1 — наши данные; 2 — опубликованные результаты; 3—5 — эталонные значения I : 3 — евразийское, 4 — африканское, 5 — для северо-западной части Аравии. Вертикальные линии около всех знаков — погрешности определения I

Палеомагнитные данные по Копетдагу (уч. 61—80) надо рассмотреть отдельно для среднего мела (апт—сенман) и позднего мела—палеоцена. Среднемеловое наклонение практически совпадает с евразийским — 55° и 54° соответственно. Для позднего мела различие больше — $9 \pm 3^\circ$. В изученных карбонатно-глинистых толщах обнаружена отчетливая зависимость наклонений от литологии, причем наименее искаженные наклонения свойственны известнякам. Если взять данные только по ним, то различие с евразийским эталоном станет меньше ($3 \pm 4^\circ$), что статистически незначимо. Таким образом, можно сделать вывод, что Копетдаг не перемещался относительно Евразии.

Анализ палеомагнитных склонений. Начнем анализ имеющихся данных с Большого Кавказа. Различие в простираниях исследованных структур Дагестана составляет 25° , а склонения различаются на $2 \pm 6^\circ$. Вывод очевиден: изгибы структур здесь первичны.

На Малом Кавказе нами получены данные по сантон-кампанским породам Севано-Акеринской зоны. График зависимости склонения от простирания структур (линия I на рис. 40) резко отличается от теоретической зависимости (линия II) для первичной дуги. Таким образом, изгиб Севано-Акеринской зоны вторичен. Результаты исследования верхнемеловых пород Севано-Акеринской зоны подтверждают вывод о вторичном происхождении Малокавказской структурной дуги, полученный по данным из других зон Малого Кавказа [Адамия и др., 1979].

Обратим внимание на то, что разброс точек на графике (см. рис. 40) довольно велик. Возможно, что он вызван погрешностями палеомагнитных данных, но нам представляется более правдоподобным иное объяснение. Для построения графика использованы генерализованные значения простираний складок, снятые с карт. Если предположить, что мелкие, локальные повороты осей структур также вторичны, то неучет локальных простираний приведет к разбросу точек на графике. Подобный эффект был предсказан [Баженов, 1982] и детально исследован в Эллинидах Западной Греции [Horner, Freeman, 1983]. В данном случае проверить это не удастся, так как палеомагнитных определений слишком мало.

Отметим также тот факт, что реальный график несколько круче теоретической зависимости для изначально прямолинейной структуры (линия III). Возможны два

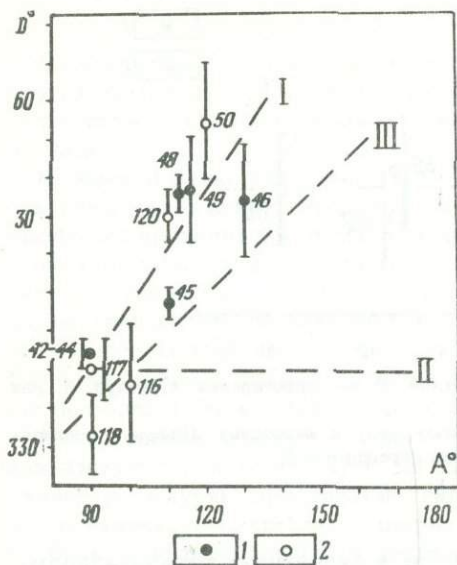


Рис. 40. Анализ зависимости палеомагнитных склонений D от простирания структур A для Малого Кавказа и Восточных Понтидов

Пунктирные линии — графики регрессии D по A по экспериментальным данным (I) и теоретические зависимости для первичной дуги (II) и изначально прямолинейной структуры (III). 1 — по Севано-Акеринской зоне; 2 — по другим тектоническим зонам. Цифры — номера участков, вертикальные линии — погрешности определения D

Рис. 41. Интерпретация палеомагнитных данных по юго-западной части Копетдага

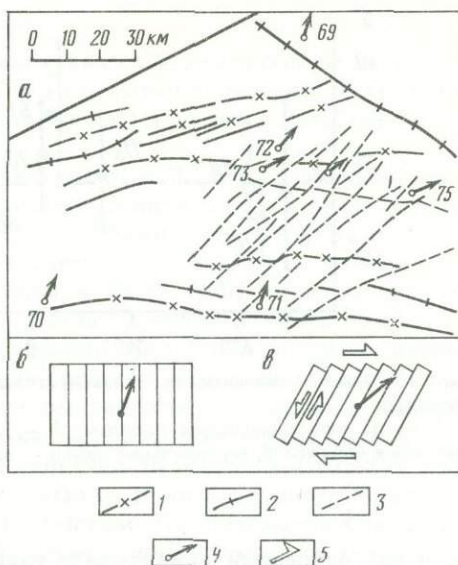
a — структурный рисунок (по Л.М. Расцветаеву [1972], с упрощениями) и палеомагнитные склонения по участкам; $b, в$ — предлагаемая модель тектонических движений. 1 — оси антиклиналей; 2 — оси синклиналей; 3 — сдвиги; 4 — опробованные участки и склонения остаточной намагниченности; 5 — направления движения масс

объяснения этого результата: Севано-Акеринская зона изначально могла иметь слабый изгиб в противоположную сторону, к югу, либо складки возникли на промежуточной стадии горизонтальной деформации зоны.

Добавление палеомагнитных результатов по другим тектоническим зонам мало что меняет. Склонение, определенное для пород Гочазского синклинория, укладывается на график. Данные по Иджеван-Таузскому прогибу (уч. 121, 122), к сожалению, нельзя использовать, так как нет информации о простираниях изученных структур. На уч. 120 простирания складок очень изменчивы, а при использовании общего простирания структур получаемая точка ложится на общий график. Это позволяет сделать вывод о том, что различия в простираниях структур на этом участке не являются следствием вращений вокруг вертикальной оси. Неплохо укладываются в общую закономерность и данные по Восточному Понту (уч. 116—118, см. рис. 40).

Единственный достоверный результат по Эльбурсу (уч. 131) в пределах ошибок неотличим от евразийского эталонного склонения ($D_{131} - D_{эп} = 5 \pm 8^\circ$). Для Центрального Ирана (уч. 134) разница между измеренным и эталонным склонением статистически значима ($25 \pm 10^\circ$) и может быть объяснена поворотом против часовой стрелки. Сам результат ненадежен (класс В).

В пределах Копетдага можно по склонениям векторов ЕОН выделить две группы. В первую попадают данные по почти всей территории Копетдага, во вторую — данные из небольшого участка на юго-западе региона (рис. 41). И палеомагнитные, и петромагнитные характеристики изученных пород в обеих группах очень близ-



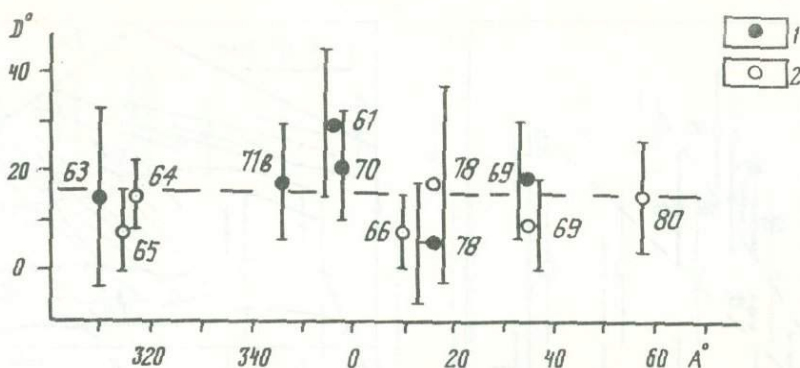


Рис. 42. Анализ зависимости палеомагнитных склонений D от простираания структур A для Копетдага

1 — по апт-сеноманским породам; 2 — по позднему мелу и палеоцену. Цифры — номера участков и обнажений, вертикальные линии — погрешности определения D

ки, и нет оснований приписывать такое различие в склонениях узлолокальному перемагничиванию. Единственно разумным кажется тектоническое происхождение этой аномалии.

Предположение о послескладчатом повороте жесткого блока размером в несколько десятков километров приводит к перекрытиям осей складок и(или) очень сложному структурному рисунку до вращения, что маловероятно. Доскладчатый поворот жесткого блока предполагает наличие на его границах соответствующих деформаций (надвигов, раздвигов), более древних, чем основная складчатость. Каких-либо геологических подтверждений этому нет, так что и такой механизм не подходит. Вторичные наклоны осей складок могут привести к значительным аномалиям в склонениях, но они будут иметь разные знаки на крыльях одной складки [Ржевский, Слауцитайс, 1976]. В нашем же случае все палеомагнитные направления повернуты по часовой стрелке даже на крыльях единой складки (уч. 72, 73).

Объяснение механизма вращения в пределах этого района заложено в системе развитых здесь субпараллельных левосторонних малоамплитудных сдвигов [Расцветаев, 1972]. Характер движений ясен из рис. 41; эти движения происходили позже складкообразования. Такой механизм обеспечивает большие углы вращения — в нашем случае примерно на 40° по часовой стрелке, не приводя в то же время к заметным искажениям общего структурного рисунка. Сходные модели уже предлагались для объяснения совокупности палеомагнитных и структурных данных в некоторых регионах [Freund, 1970; Ron et al., 1984].

Исключив палеомагнитные данные по сдвиговой зоне, мы построили зависимости палеомагнитных склонений от простирааний структур для всего Копетдага (рис. 42). Для построения графика значения A вычислялись как средние по измеренным элементам залегания, исключая периклинали. Видно, что экспериментальные данные хорошо согласуются с теоретической зависимостью (пунктирная линия) для изначально дугообразной структуры. Отметим, что разброс данных по апт-сеноманским породам выше, чем по коньяк-палеоценовым. Это не удивительно; и уровень осреднения, и надежность выделения доскладчатой компоненты ЕОН в отдельном результате во втором случае гораздо выше. Итоги анализа можно подвести следующим образом: за исключением небольших искажений за счет сдвиговых деформаций в пределах небольшого участка Юго-Западного Копетдага, современный структурный рисунок региона первичен и сформировался без относительных вращений отдельных структур.

ПАЛЕОГЕН

Палеогеновые отложения изучены в Малокавказской структурной дуге — в Ширакско-Севанской, Аджаро-Триалетской и Талышской зонах распространения палеогеновых вулканогенных отложений, а также на территории Дагестана и Копетдага.

Ширакско-Севанская зона. Эта зона сложена мощной толщей вулканогенно-осадочных отложений. Вулканыты в целом имеют средний состав и представлены дифференцированными известково-щелочными сериями [Лордкипанидзе, 1980]. Известковистые туфопесчаники и прослои известняков содержат нуммулитов раннего, среднего и позднего эоцена [Армянская ССР, 1970]. Эоценовые отложения трансгрессивно залегают на различных более древних отложениях. Трансгрессивные контакты известны также в основании среднего и позднего эоцена. Наиболее широко распространены отложения среднего эоцена. Они имеют мощность более 1500 м. Эта толща была объектом палеомагнитных исследований.

Палеогеновые отложения смяты в складки, оси которых очерчивают Малокавказскую структурную дугу. На западной оконечности Ширакского хребта и западнее р. Ахурия простираются складчатые структуры юго-западные, в средней части Ширакского хребта — широтные, в Базумском, Памбакском и Севанском хребтах — юго-восточные. В пределах этой структурной дуги породы эоцена изучены на уч. 51—56 (рис. 43).

51. В междуречье Мокюзчай—Ахурия юго-западнее пос. Амасия изучено несколько обнажений, расположенных в долинах правых притоков р. Ахурия. Отложения среднего эоцена слагают здесь моноклиналь, слои которой падают на северо-восток под углами от 30 до 65°. В пределах этой моноклинали выше пос. Магараджук (обн. 51а) и Азизбеков (обн. 51б*) изучены пелитовые и алевроитовые туффиты, туфопесчаники и порфириты.

52. На западном окончании Ширакского хребта, в долине ручья Капс, на крыльях антиклинальной складки (обн. 52а, б*), изучены мелкозернистые туфопесчаники, туфоалевролиты и пелитовые туффиты.

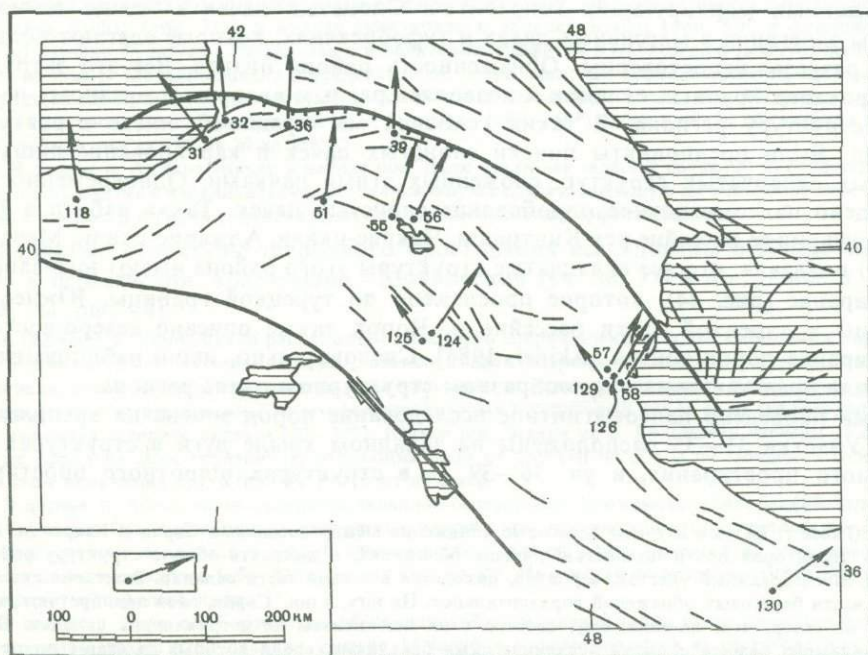


Рис. 43. Результаты палеомагнитного изучения палеогена Кавказа
1 — исследованные участки и палеомагнитные склонения. Остальные условные обозначения см. на рис. 38

53*. В центральной части Ширакского хребта простираются структуры становятся широтным. На северном склоне горы Чаталсар в пределах центриклинального замыкания большой синклинали складки изучены 10 штурфов пелитовых и алевроитовых туффов и известняков.

54*. Севернее пос. Спитак, у подножия южного склона Базумского хребта и в истоках р. Оцидзор, изучено 26 штурфов вулканогенно-осадочных пород, взятых на крыльях синклинали складки.

55. В восточной части Памбакского хребта у его северного подножия (в долине р. Дззнагет) и на западном берегу оз. Севан исследованы вулканогенно-осадочные породы из нескольких обнажений на крыльях складок.

56. В хребте Арегуни (Севанском) эоценовые отложения образуют пологую синклиналь юго-восточного простирания. Южнее пос. Амирхер на крыльях синклинали (обн. 56а, б) исследованы мелкозернистые туфопесчаники, порфириты, пелитовые и алевроитовые туффы.

Аджаро-Триалетская зона. Аджаро-Триалетская складчатая система сложена мощной (более 5 км) толщей вулканогенных пород субщелочного и известково-щелочного состава. Эта толща имеет эоценовый возраст, который обоснован фауной фораминифер и нуммулитов и подтвержден радиометрическими определениями [Адамия и др., 1974; Грузинская ССР, 1970; Мревлишвили, 1974]. В ядрах антиклиналей местами обнажены подстилающие палеоценовые и меловые отложения. В восточной части зоны складки имеют широтное простирание, которое в западной части зоны изменяется на юго-западное. Эта дугообразная складчатая система была изображена уже на картах 30-х годов [Кузнецов, 1937] и детально описана П.Д. Гамкрелидзе [1949]. В последнее время появилась тенденция к выпрямлению Аджаро-Триалетской структурной дуги. На картах и схемах показано, что в Западной Аджарии оси складок вновь приобретают широтное или даже северо-западное простирание [Адамия, Закариадзе и др., 1974; и др.]. Эта тенденция, вероятно, связана с представлениями о продолжении Аджаро-Триалетского палеогенового рифта в центральную часть Черного моря [Адамия и др., 1974]. Между тем складчатая структура зоны была сформирована значительно позднее и не соответствует фациальной зональности палеогеновых отложений.

Эоценовые вулканы Аджарии имеют изменчивое строение и не содержат выдержанных маркирующих гоирзонтов. Слоистых пачек в толще немного, а замеры залегания в массивных лавах и туфобрекчиях, которые слагают большую часть разреза, недостоверны. Обнаженность района низкая. Все это затрудняет картирование крупных складок и позволяет разным авторам по-разному изображать структуру региона. В таких условиях мы предпочли чисто структурный подход. Были предприняты поиски слоистых пачек и картирование лишь конкретных складчатых структур, сложенных этими пачками. Одновременно было проведено палеомагнитное опробование слоистых пачек. Такая работа в Западной Аджарии (в бассейне рек Кинтраши, Чаквис-цкали, Аджарис-цкали, Мачахли-цкали) показала, что все складчатые структуры этого района имеют юго-западное простирание (рис. 44), которое прослежено до турецкой границы. Южнее этой границы в турецкой части бассейна р. Чорох также описано северо-восточное простирание пород эоцена [Akinei, 1984]. Следовательно, наши наблюдения подтвердили представления о дугообразном структурном плане региона.

Нами проведено палеомагнитное исследование пород эоцена на крыльях этой дуги. Участки 31—35 расположены на западном крыле дуги в структурах юго-западного простирания, а уч. 36—39 — в структурах широтного простирания (см. рис. 44).

31. Южнее г. Батуми изучены береговые обнажения между поселками Сарпи и Квариати. Прилегающая территория почти полностью лишена обнажений, и выяснить общую структуру района не удастся. Исследованный участок, вероятно, находится в осевой части складки. Залегание слоев в северной части береговых обнажений горизонтальное. На юге, в пос. Сарпи, слои приобретают пологий наклон на север, что, по-видимому, связано с их положением на центриклинали складки. Нижняя часть видимого разреза сложена вулканическими брекчиями, среди которых залегают покровы базальтов (обн. 31а). Более высокое положение в разрезе занимает толща туфоагломератов, среди которых встречаются прослойки туфогенных песчаников и алевролитов (обн. 31б). На этом участке изучены базальты, песчаники и алевролиты.

32. Западный склон Кабулетского хребта сложен мощной туфогенной толщей, слои которой па-

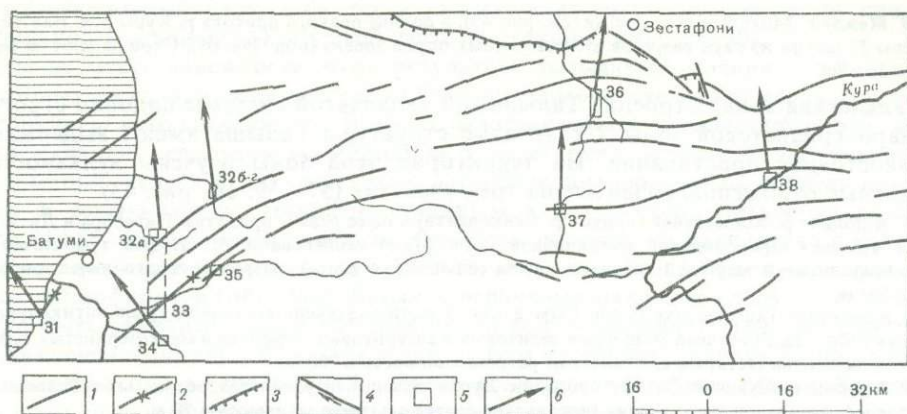


Рис. 44. Участки палеомагнитных исследований пород палеогена в западной и центральной частях Аджаро-Триалетской зоны

1, 2 — оси складок [Гамкрелидзе, 1976; Терехов, 1979; с изменениями]: 1 — антиклинали, 2 — некоторые синклинали; 3 — надвиг; 4 — сдвиг; 5 — участки палеомагнитных исследований; 6 — палеомагнитные направления для эпохи

дают на северо-запад под углами от 30 до 80°. Эта моноклираль представляет собой крыло антиклинальной складки, ось которой имеет юго-западное простирание. В пределах моноклинали изучены мелкозернистые туфопесчаники, алевролитовые и пелитовые туффиты из слоистых пачек на р. Чаквис-цкали (обн. 32а) и в долине р. Кинтраши (обн. 32б), а также складка, которая осложняет моноклираль (обн. 32в, г).

33. Ось крупной синклиальной складки, имеющая юго-западное простирание, пересекает р. Аджарис-цкали у пос. Кведа-Махунцети и продолжается по южному берегу долины реки. Северо-западное крыло складки имеет наклон 60—70°, юго-восточное крыло более пологое. На северо-западном крыле складки в долинах Зундага (обн. 33а) и Аджарис-цкали (обн. 33б*), на юго-восточном крыле складки в долине Бзубзу (обн. 33в), в мульде синклинали в долинах Бзубзу (обн. 33г) и Аджарис-цкали (обн. 33д) изучено 85 штудов алевролитовых и пелитовых туффитов и мелкозернистых туфопесчаников.

34. В долине р. Мачахлис-цкали исследованы две пачки слоистых туфоалевролитов, которые залегают среди массивных грубообломочных вулканогенных отложений. Вблизи пос. Чкунцети (обн. 34а) изучено 18 штудов, у пос. Зеда-Чхугунети — 6 штудов (обн. 34б*). Слои в обоих обнажениях падают на северо-запад под углом от 20 до 45°.

35*. В долине р. Аджарис-цкали в районе пос. Зваре среди лав залегают пачка (20 м) слоистых туфогенных пород, смятая в изоклинальную антиклинальную складку, имеющую юго-западное простирание оси. Здесь изучено 6 штудов туфоалевролитов и мелкозернистых туфопесчаников.

Складчатые структуры широтного простирания исследованы в Имеретинском хребте в пересечении Абастумани—Маяковский (уч. 36, 37) и по долине р. Куры (уч. 38, см. рис. 44).

36. В бассейне р. Ханис-цкали расположено несколько сопряженных складок, сложенных породами среднего эоцена. Были изучены образцы, взятые в двух разрезах на северном крыле Саирмской антиклинали, которое осложнено несколькими пологими складками. В долине р. Ханис-цкали севернее пос. Хани (обн. 36а) исследованы 12 штудов алевролитовых и пелитовых туфов из пачки пестроцветных пород, имеющих северное падение (20—30°). Южнее пос. Зекари на р. Кершавети изучены 13 штудов таких же пород из двух горизонтов, отстоящих один от другого на 500 м по мощности (обн. 36б). Слои в этом обнажении круто (65—85°) падают на север.

37. В долине р. Абастумани находится западная переклираль Боржомско-Абастуманской антиклинальной складки. Ось этой складки имеет здесь широтное простирание и проходит севернее пос. Зекари. Изученный участок находится в осевой зоне складки. Падение слоев меняется от северо-западного (обн. 37а) до юго-западного (обн. 37б) при наклоне до 30°. На участке исследованы туфоалевролиты и мелкозернистые туфопесчаники.

38. В долине р. Куры ось Боржомско-Абастуманской антиклинали также имеет широтное простирание. На южном крыле этой складки изучено 14 штудов туфоалевролитов из пестроцветной толщи, которая залегают в нижней части разреза вулканогенных пород среднего эоцена. Пачка (35 м) сложена ритмично чередующимися песчаниками и алевролитами. Обнажение 38а находится на правом берегу р. Куры, около пос. Лареби. На этом же крыле складки около г. Боржомы изучены 6 штудов песчаников и алевролитов из боржомского флиша палеоцен-эоценового возраста (обн. 38б).

39. Между г. Мухета и пос. Дзегви (см. рис. 43), в долине правого притока р. Куры руч. Навтсадени, изучены 33 штуфа из двух разрезов вулканогенных пород эоцена (обн. 39а, б*). Слои падают на юг под углом 50—80°.

Талышская зона. Строение Талышской складчатой системы подобно строению Аджаро-Триалетской зоны. Складчатые структуры Талыша имеют выдержанное юго-восточное простирание. На территории этой зоны изучены вулканогенно-осадочные отложения, развитые на трех участках (57—59, см. рис. 43).

57. В долине р. Конжавучай (приток р. Ленкоранка) и по ее левым притокам Пирасора и Дивагач на обоих крыльях Брибандской антиклинали (обн. 57а-г) исследовано 70 штуфов туфопесчаников, туфоалевролитов и мергелей среднего эоцена (нислинская свита), разрез которого имеет мощность более 300 м.

58. В долине р. Тангерю, около пос. Сым, в осевой части и на северо-восточном крыле антиклинальной складки (обн. 58а, б) изучено 30 штуфов пелитовых и алевритовых туффитов и мелкозернистых туфопесчаников палеоцена (астаринская свита) из разреза мощностью 300 м.

59. В долине р. Шувичай (Сихару) около пос. Дурия изучено 6 штуфов мелкозернистых туфопесчаников и туфоалевролитов среднего эоцена (нислинская свита) в разрезе мощностью 20 м.

Дагестан. Нами была предпринята попытка получить палеомагнитные направления для палеогеновых (палеоцен—эоцен) пород Дагестана. Образцы отобраны на трех участках.

23*. В междуречье Андийского и Аварского Койсу юго-западнее пос. Унцукуль на крыльях синклинальной складки изучено 20 штуфов глинистых известняков из толщи мощностью 25 м.

24*. В долине р. Халагорк севернее пос. Леваша изучено 18 штуфов глинистых известняков из толщи мощностью 50 м.

25*. На левом берегу р. Рубас, севернее пос. Хучни, изучено 20 штуфов мергелей и песчаников из толщи мощностью 100 м.

Копетдаг. Глинистые отложения эоцена—олигоцена изучены на следующих участках (см. рис. 34).

67*. На южном склоне хр. Карагез, в урочище Аннамазар на обоих крыльях антиклинали, относящейся к Эзет-Карагезской зоне складок, в двух обнажениях изучено по 300 м пород эоцена—олигоцена: в обн. 67а породы падают к северу (9 штуфов), в обн. 67б — к югу (12 штуфов).

79*. На северном крыле Зиракевской антиклинали к югу-западу от пос. Баба-Дурмаз изучена падающая к северо-востоку пачка эоценовых пород мощностью 40 м (14 штуфов).

Кроме того, небольшие коллекции эоцен-олигоценовых пород, по 3—6 штуфов в каждой, отобраны на уч. 64*, 66*, 68*.

Результаты лабораторных исследований

Ширакско-Севанская зона. В западной части зоны (уч. 51—53) большинство полученных данных было забраковано из-за большого и несистематического разброса единичных векторов и на внутри-, и на межпластовом уровне. Только по обн. 51а, 52а получены результаты, стоящие рассмотрения.

При анализе результатов термочистки коллекции из обн. 51а выяснилось, что ее можно разделить на две более или менее четкие группы, граница между которыми проходит по значению параметра $J_0/J_{250} = 2,5$. При значениях менее 2,5 (группа I, 20 штуфов) внутриштуфовая кучность высокая, палеомагнитные направления при термочистке стабильны или меняются на 10—15°, все штуфы намагничены прямо. При значениях выше 2,5 внутрислоевая кучность сильно меняется от штуфа к штуфу, и при чистке палеомагнитные направления меняются значительно и обычно нерегулярно; из 15 штуфов группы II 8 штуфов имеют прямую, 3 — обратную полярность ЕОН, в двух направлениях ЕОН аномальны и в двух — внутриштуфовая кучность очень мала. Сходная картина получена и для обн. 52а. Здесь из 7 штуфов группы I 5 прямой и 1 обратной полярности; один штуф забракован из-за высокого внутриштуфового разброса. Из 8 штуфов группы II в 7 внутриштуфовый разброс очень велик. Мы предпочли забраковать все штуфы, попавшие в группу II; для остальной части коллекции были выполнены тест групп

и корреляционный тест. Оба теста свидетельствуют о доскладчатой природе стабильной компоненты ЕОН этой части коллекции (табл. 19, 20).

Тем не менее надежность этого результата вызывает сомнения. Стабильность векторных и скалярных параметров ЕОН при термочистке может характеризовать и вторичную намагниченность. В обоих разрезах элементы залегания схожи, и для теста складки использованы вариации в залеганиях за счет более локальных деформаций; нельзя быть уверенным, что последние синхронны общему наклону слоев к северо-западу. Наконец, странным кажется очень низкое наклонение, всего $31 \pm 5^\circ$. Такие значения нельзя объяснить занижением наклонения в вулканогенно-осадочных породах, так как сходные величины (16 и 36°) получены для двух потоков порфиритов (обн. 51а). Влияние первичных наклонов слоев также вряд ли могло быть заметным для изученных пород водно-осадочного генезиса. Заметим, что наклонение останется низким и при любом частичном распрямлении складки; максимально оно в современной системе координат (45°). Нет причин браковать результат, но высказанные выше соображения заставляют нас относиться к нему с осторожностью.

Коллекция по уч. 54 была полностью забракована из-за высокого разброса палеомагнитных направлений на всех уровнях анализа. Сложная картина получена и для уч. 55. Для четырех штуфов с помощью МПКП были определены направления менее рассеянной компоненты ЕОН: круги перемагничивания для трех образцов из каждого штуфа пересекаются в ограниченной области сферы. Полученные таким образом четыре вектора тесно сгруппированы в ДСК и сильно рассеяны в ССК: K равно 42 и около 3 соответственно. Еще 3 образца из других штуфов также дали круги перемагничивания, и вся совокупность нормалей к кругам перемагничивания образует в ДСК компактное планарное распределение (см. рис. 75). Из таких данных вытекает, что малорассеянная компонента ЕОН доскладчатой природы (см. табл. 20).

Большая часть коллекции по уч. 55 имеет обратную полярность ЕОН после термочистки; несколько штуфов с положительными наклонениями были забракованы из-за высокого внутриштуфового разброса. Распределения единичных векторов обратномагнитных пород отчетливо планарны (см. рис. 75), но соответствующие им круги перемагничивания почти параллельны, что не позволяет определить направления отдельных компонент. Однако оба круга проходят в непосредственной близости от полюса стереопроекции, а в таком случае неопределенным является только наклонение, а склонение можно получить достаточно точно. Для рассматриваемой коллекции $D = 22^\circ$. Погрешность этого результата оценить строго не удастся, но вряд ли ошибка превышает $\pm 10^\circ$. Хорошее согласие результатов, полученных различными методами, позволяет отнести эти данные к классу Б. Добавим, что анализ полюсовых распределений показывает, что и доскладчатая, и послескладчатая компоненты ЕОН в этих породах имеют обратную полярность. Отсюда следует, что при таком же компонентном составе ЕОН в случае горизонтального залегания было бы получено единое распределение единичных направлений, в котором было бы очень сложно установить двукомпонентность намагниченности. Для получения надежных результатов здесь необходимо изучать деформированные толщи, по которым и были получены все наши результаты.

Породы уч. 56, за исключением единичных случаев высокого внутриштуфового разброса, характеризуются хорошей сходимостью данных на внутрипластовом уровне и высокой стабильностью ЕОН в температурном интервале $200-400^\circ$; выборочный прогрев до 550° также мало сказался на направлениях намагниченности. Большая часть единичных направлений сконцентрирована в третьем квадранте проекции, несколько направлений попадает в первый; все без исключения наклонения отрицательные (см. рис. 75). Чистка в переменном поле до 700Э показала, что меньшая группа является следствием мультикомпонентности ЕОН: в ряде штуфов высококоэрцитивная компонента также дает векторы в третьем

Таблица 19. Определенные направлений компонент ЕОН в эоеновых породах Аджарии по полосовым распределениям

Участок, обнажение	H, м	n	ССК		ДСК	
			D_p°	I_p°	D_p°	I_p°
33а	200	16	82	-37	32	-33
33в	20	16	121	-2	298	-28
33г	70	7	68	-9	70	-10
32а	1000	21	44	-28	78	-12
Компоненты	N = 4		(35)	(61)	(355)	(49)

Примечание. H — опробованная мощность; n — число штуфов; N — число кругов перемативания; D_p , I_p — склонение и наклонение нормалей к кругам перемативания (в скобках — к аппроксимирующей плоскости).

Таблица 20. Палеомагнитные результаты по палеогену Ширакско-Саванской зоны

Участок, обнажение	H, м	n_0/n	D°	I°	K	α_{95}°
51а	1000	35/20	7	30	28	5,5
52а	1000	15/6	14	34	60	7,4
Среднее по уч. 51, 52		26	9	31	31	4,9
55*	500	29/(15)	15	52	—	10,2
56а	250	26/21	27	46	20	6,8
56б	350	22/15	23	58	19	8,3
Среднее по уч. 56		36	26	51	18	5,5

*Результат получен с помощью МПКП по 15 образцам.

Примечание. Независимо от знака намагниченности в коллекциях, все средние даны для нормальной полярности; H — опробованная мощность. Остальные обозначения см. в табл. 2.

Таблица 21. Результаты применения различных модификаций теста складки к коллекциям палеогеновых пород Кавказа

Участок, обнажение	T	n	ДСК	ССК	KЗ
32б—г	C	4; 30	0,95	15,5	2,69
31, 34	C	2; 46	1,59	8,64	3,2
36—39	C	10; 100	1,17	67	1,94
51—52	K	26	0,294	0,600	0,389
59	C	2; 70	3,44	22,7	3,15(3,9)

Примечание. KЗ — критическое значение на уровне вероятности 95% (в скобках — на уровне 97,5%). Остальные обозначения см. в табл. 12.

квадранте. При проведении теста складки меньшая группа была отброшена, но, несмотря на близость средних векторов для каждого крыла структуры, тест в ДСК все же маргинально отрицательный (табл. 21). Количество штуфов здесь достаточно велико, структура простая — так что результат теста свидетельствует о наличии в породах на фоне преобладающей доскладчатой также и после-складчатой компоненты. В силу высокой стабильности ЕОН данной коллекции

Таблица 22. Палеомагнитные результаты по эоцену Аджаро-Триалетской зоны

Участок, обнажение	H , м	n_0/n	D°	I°	K	α_{95}°
32б-г	150	35/18	352	44	23	7,0
32а+33а, в, г*	200	—	355	49	—	—
Среднее для уч. 32, 33а-г			354	48	—	2,9
36а	30	12/8	11	40	18	11,8
36б	500	13/9	1	48	19	10,7
37а	40	11/7	355	39	22	11,3
37б	40	12/11	6	46	29	7,9
38а	35	14/10	352	43	36	7,4
39а	250	19/11	2	48	18	10,0
Среднее для уч. 36—39			1	44	158	4,6
33д	50	15/14	20	59	122	3,3
31	30	18/9	317	47	26	9,1
34а	100	18/15	324	41	37	5,9
Среднее для уч. 31,34		24	322	43	31	5,1

*Результат получен с помощью МПКП.

Примечание. Обозначения см. в табл. 20

применить МПКП единичных векторов не удалось. Таким образом, результат по уч. 5б признан пригодным только для качественной интерпретации (класс В).

Аджаро-Триалетская зона. В породах этой зоны исходные величины ЕОН варьируют более чем на три порядка, от долей единицы до $1000 \cdot 10^6$ СГСМ, достигающая величины порядка 10^{-1} ед. СГСМ в базальтах (уч. 31). Наряду с термочисткой всей коллекции до 400° , выборочно проводилась H -чистка до 700Э . Основные изменения величины и направления векторов намагниченности происходят при прогреве до 200° и в полях до $200\text{—}250\text{Э}$, но и в дальнейшем изменения этих параметров для большинства образцов значительны. В коллекции из уч. 32 в, г в температурном интервале $200\text{—}250^\circ$ величины ЕОН выросли в $5\text{—}10$ раз, что сопровождалось сильным лабораторным подмагничиванием. Очевидно, при прогреве произошли минералогические изменения, в силу чего для дальнейшего анализа были использованы результаты, полученные при прогреве до 200° . Примерно в 15% штuffов разброс на внутриштuffовом уровне хаотичен и они были забракованы.

При анализе результатов чисток были применены различные модификации полевых тестов и методов. Несмотря на изменения векторов в ходе чистки, удалось построить круги перемгничивания только для 10 штuffов, но нормали к этим кругам сильно рассеяны, в силу чего МПКП на этом уровне анализа результатов не дал. Подавляющая часть коллекции после чисток показала обратную полярность ЕОН, поэтому тест и метод обращения удалось применить только в одном случае: для 13 штuffов разреза 32б (6N, 7R) средние по группам разной полярности ($D = 359^\circ$, $I = 36^\circ$, $\alpha_{95} = 10,5^\circ$ и $D = 169^\circ$, $I = -50^\circ$, $\alpha_{95} = 12^\circ$ соответственно) различаются статистически незначимо. Средние направления ЕОН для соседних обн. 32в и 32г с другими залегами пород, хотя и определенные по небольшому числу штuffов, в ДСК отличаются статистически незначимо от результатов по разрезу 32б (табл. 21, 22). Таким образом, можно считать, что в данных трех разрезах нами выделена биполярная доскладчатая намагниченность.

Для обн. 34б и отдельных моноклинальных пачек в пределах других обнажений полностью отсутствует какая-либо сходимость палеомагнитных направлений, в силу чего они были исключены из рассмотрения. Для коллекций из обн. 32а и 33а-в

распределения единичных векторов отчетливо планарны (см. рис. 75) и вычислять для них средние направления для использования в тесте складки некорректно. Но это не дает нам возможность применить здесь МПКП: сначала для проведения кругов перемагничивания для каждого распределения, а потом для нахождения их пересечения на сфере. Оказалось, что область пересечения этих кругов (рис. 45) в ДСК очень компактна как при использовании данных только по уч. 33, так и при добавлении к ним результата по обн. 32а (см. табл. 19). Интересно, что использование модификации МПКП, в которой круг перемагничивания проводится через пересчитанное в ДСК направление современного магнитного поля и средний вектор коллекции, дает заметно худшую сходимость результатов. В то же время направление послескладчатой компоненты в ССК для этих же коллекций достаточно близко к направлению современного дипольного поля в этом районе: $D = 35^\circ$, $I = 61^\circ$ и $D = 0^\circ$, $I = 60^\circ$ соответственно. Этот случай показывает, что положение круга перемагничивания при использовании классической модификации МПКП сильно зависит от выбора направления перемагничивания.

Для обнажений и участков, где распределения единичных палеомагнитных направлений имеют приблизительно круговую симметрию, были вычислены средние направления ЕОН, которые были использованы в тесте складки. Оказалось, что этот тест в ДСК положителен для коллекций из различных частей Аджаро-Триалетской зоны (обн. 32б, в на западе, уч. 36—38 в ее центральной части, обн. 39а на востоке), а соответствующие средние тесно сгруппированы (см. табл. 21, 22). В эту же группу попадает и результат, полученный с помощью МПКП и описанный выше. Заметно отклоняется от нее только средний вектор по обн. 39б, где по ряду признаков можно предположить частичное послескладчатое перемагничивание пород в поле, близком к современному; этот результат был отброшен. Таким образом, тест складки положителен в региональном масштабе, что свидетельствует о доскладчатом возрасте намагниченности и ее однородности по направлению для большей части Аджаро-Триалетской зоны.

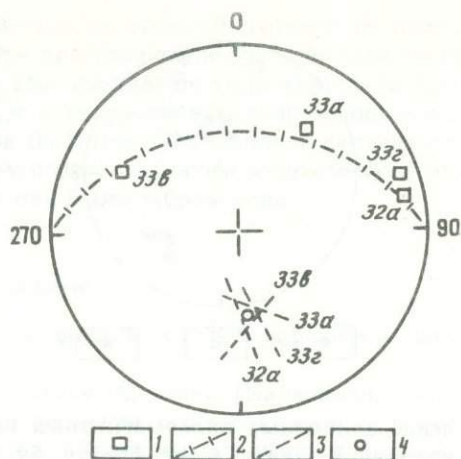
Все штуфы из обн. 33д несут стабильную к нагревам намагниченность, единичные векторы тесно сгруппированы, однако среднее направление для этой коллекции значительно отличается и по наклонению, и по склонению от основной группы направлений для Аджаро-Триалетской зоны (см. табл. 22). Различие в наклонениях не позволяет объяснить эту аномалию какими-либо локальными деформациями, так как при этом наклонение в пределах погрешностей должно быть постоянным [Баженов, 1979]. Крайне маловероятно, что для одного этого разреза наклонение соответствует направлению древнего поля, а во всех остальных случаях, в породах сходного состава и гранулометрии, оно занижено; кроме того, таким образом не объяснить различие в склонениях. Также маловероятно предположение о плохом осреднении здесь вековых вариаций: интервал опробования здесь больше, чем для многих других обнажений. Учитывая незначимое отличие среднего вектора коллекции в современной системе координат от направления современного дипольного поля, но обратной полярности ($D=184^\circ$, $I=-62^\circ$ и $D=180^\circ$, $I=-60^\circ$), кажется наиболее правдоподобным предположить здесь полное послескладчатое перемагничивание пород в течение одной из недавних эпох обратной полярности и исключить данный результат из тектонической интерпретации.

Средние векторы по уч. 31 и обн. 34а по наклонению согласуются с остальными данными, но заметно отличаются от них по склонению (см. табл. 22); тест складки для этих двух результатов положителен в ДСК и отрицателен в ССК (см. табл. 21). Можно сделать вывод о доскладчатом возрасте ЕОН в этих разрезах (класс Б).

Рассмотрим надежность полученных в Аджаро-Триалетской зоне результатов. Доскладчатый возраст намагниченности, подтвержденный тестами обращения и складки и выделенный с помощью МПКП, здесь не вызывает сомнений. Магни-

Рис. 45. Выделение доскладчатой компоненты намагниченности в эоценовых породах Аджаро-Триалетской зоны

1 — нормали к кругам перемагничивания, проведенным по полосовым распределениям палеомагнитных векторов (с номерами обнажений); 2 — аппроксимирующая плоскость; 3 — круги перемагничивания; 4 — направление доскладчатой намагниченности. Все — проекция на верхнюю полусферу, ДСК



томинералогические исследования не дали сколь-нибудь полезной информации; более того, для обн. 33в, где распределение единичных векторов планарно, также исследования были проведены для всех штуфов и не было найдено никакой связи между компонентным составом ЕОН и магнитоминералогическими параметрами. Хотя в коллекциях резко преобладает обратная полярность намагниченности, присутствие прямонамагнитных образцов и положительный тест обращения, скорее, указывают на синхронность седиментации и образования ЕОН. Сходимость результатов по разрезам, удаленным на десятки и сотни километров, интервалы опробования во многие десятки и сотни метров свидетельствуют об исключении или значительном подавлении таких влияющих на надежность палеомагнитных результатов источников погрешностей, как вековые вариации, изначально ненулевые углы наклона слоев, постскладчатые компоненты ЕОН. Все это позволяет отнести полученные результаты к классам А и Б. К сожалению, нет данных для оценки занижения наклонов в этих осадочных породах.

Талышская зона. Вулканогенно-осадочные породы Талыша характеризуются начальными значениями ЕОН, различающимися более чем на три порядка: от 10^{-5} до 10^{-3} ед. СГС. В ходе прогресса величина в одних штуфах изменяется незначительно, особенно выше 200° , а в других она уменьшается в несколько раз. Не было обнаружено никакой корреляции между величиной ЕОН и ее стабильностью к нагревам. Столь же вариабельно поведение векторных характеристик. Наряду со стабильными во всем интервале температур образцами много и таких, в которых направления меняются на многие десятки градусов. Компактное распре-

Таблица 23. Палеомагнитные результаты по Талышской зоне, полученные по кругам перемагничивания для отдельных образцов

Участок, обнажение	r	ССК		ДСК	
		D°	Γ°	D°	Γ°
57а	19	14	47	23	0
57г	17	2	60	353	65
58б	13	5	56	29	-7
59	4	0	57	30	16
Среднее для уч. 57—59		6	55	23	18
		K=146	$\alpha_{95}=3,8$	K=5,3	$\alpha_{95}=29,7$

Примечание. r — число единичных кругов перемагничивания. Остальные обозначения см. в табл. 2.

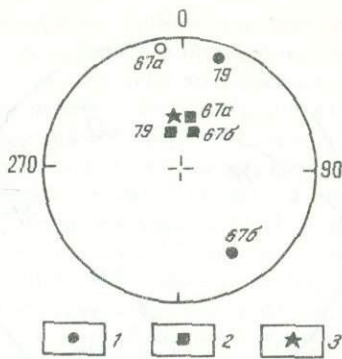


Рис. 46. Палеомагнитные результаты по эоцено-олигоценным отложениям Копетдага

1,2 — средние направления ЕОН по участкам и обнажениям в ДСК (1) и в ССК (2); 3 — современное дипольное поле в этом регионе. Незалитый знак — проекция на верхнюю полушару, остальные — на нижнюю полушару

ление единичных палеомагнитных направлений не было получено ни для одной коллекции, кроме 6 штучек уч. 59, однако в них средний вектор лежит близко к направлению современного поля в древней системе координат, что заставляет относиться к этому результату с осторожностью. Здесь же добавим, что в значительной части талышской коллекции внутриштучовый разброс очень велик и соответствующие штучки были забракованы.

Для выделения отдельных компонент ЕОН были использованы различные модификации МПКП. Для трех разрезов (57б, 57в, 58а) интерпретируемых результатов получить не удалось: межпластовый и нередко внутриштучовый разброс очень велик, смещения единичных направлений в ходе чистки зачастую нерегулярны или образцы полностью стабильны и, наконец, круги перемагничивания для остальных образцов не пересекаются в сколь-нибудь компактной части сферы (распределения нормалей к кругам перемагничивания имеют очень высокую дисперсию).

Для многих образцов из разрезов 57а, 57г, 58б, 59 удалось построить круги перемагничивания, нормали к которым распределены на сфере закономерно. Надо подчеркнуть, что для моноклинально залегающей толщи МПКП в обеих системах координат поможет найти направление одной и той же компоненты намагниченности, а именно той, которая имеет меньшую дисперсию. Определить природу этой компоненты будет возможно только при наличии нескольких разрезов с различными элементами залегания. Для перечисленных четырех разрезов направления менее рассеянной компоненты были определены в обеих системах координат. Из табл. 23 видно, что полученные данные согласуются в ССК и хаотичны в ДСК. До введения поправок за наклоны эта компонента очень хорошо согласуется с современным дипольным полем. Таким образом, нам удалось выделить послескладчатую намагниченность очень молодого возраста.

Для двух разрезов (57г, 58б) распределения единичных векторов отчетливо планарны (см. рис. 75), но определенные по планарности круги перемагничивания почти совпадают и определить точку их пересечения надежно не удастся. Однако положение этих кругов на сфере таково, что неопределенным является только наклонение, а склонение определяется достаточно точно, так как сами круги определены по достаточно большим коллекциям. Авторам не известно математически строгого подхода, позволяющего количественно оценить погрешность определения склонения для данных такого типа. Мы полагаем, что ошибка не превышает $\pm 10^\circ$ и полученный результат ($D=35 \pm 10^\circ$) пригоден для тектонической интерпретации (класс Б).

Дагестан. В породах из трех участков (23—25) большая часть штучек уже после нагрева до 200° оказалась слишком слабромагнитной для уверенного их измерения, а в остальных разброс векторов на внутриштучовом уровне хаотичен. Вся коллекция была забракована.

Копетдаг. Начальные значения намагниченности эоцен-олигоценовых пород обычно низкие, порядка $1 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС, а при прогреве выше 300° образцы часто становятся неизмеряемы. После прогрева до 250° средние по коллекциям 67а, 67б, 79 практически совпадают друг с другом и с направлением современного дипольного поля в ССК и резко различаются в ДСК (рис. 46). Сходная картина получена и для других участков. Нет сомнений в послескладчатом возрасте намагниченности в этих коллекциях, вследствие чего они были забракованы.

Литературные данные

Начнем обзор с Кавказа и рассмотрим материалы, в которых достаточно данных для оценки их надежности.

Большой массив данных имеется по палеогеону Армении [Караханян, 1981; Минасян, Караханян, 1986]. Он обладает следующими особенностями: 1) в тех случаях, когда в коллекциях имелись прямо- и обратномагнитные породы, последние не учитывались в расчетах; 2) из анализа стереограмм и данных таблиц следует, что различия между средними *N*- и *R*-направлениями обычно велики и первые, как правило, имеют значительно более крутые наклоны, чем вторые; 3) неясно, в какой системе координат приведены данные. Все это, не препятствуя стратиграфической интерпретации результатов, не позволяет использовать их в тектонике. Не удастся также использовать и палеомагнитные данные по интрузиям Аджаро-Триалетской зоне [Гогуй, Асанидзе, 1985], так как для них невозможно внести поправки за наклон при деформации.

Данные по Талышу и Нахичевани [Гасанов, 1975] имеют различную надежность. Наиболее надежен результат по палеоценовым породам уч. 129 (табл. 24): средние *R*- и *N*-векторы в каждом из двух изученных разрезов практически антипараллельны, а средние по разрезу с весьма различными залеганиями статистически одинаковы (класс А). Результаты по нижнему (уч. 128) и среднему (уч. 127) эоцену намного менее надежны: первые имеют исключительно обратную, вторые — прямую полярность; нижний эоцен отобран из слоев с южными и юго-западными падениями, средний — северо-восточными. Таким образом, оба эти результата не подтверждены полевыми методами (класс В). Впрочем, надежность раннеэоценового результата субъективно кажется выше, так как он статистически совпадает с палеоценовыми данными. Верхнеэоценовые породы (уч. 126) имеют близкие залегания во всех разрезах; средние *R*- и *N*-векторы различаются весьма значительно. Окончательный результат, полученный по методу обращения, мы отнесли к классу Б. Нахичеванские данные тоже различны по качеству: тогда как палеоцено-раннеэоценовый результат (уч. 125) получен по почти антипараллельным *R*- и *N*-векторам и подтвержден тестом складки (класс А), результат по позднему эоцену (уч. 124), скорее, относится к классу Б, так как средние *R*- и *N*-векторы здесь заметно различаются.

В восточной части Турции (в Восточном Понте) получен палеомагнитный результат по двум эоценовым дайкам неясного структурного положения [Orbay, Yuuburdi, 1979]. Он не может быть использован для тектонической интерпретации.

В Иране исследования палеогеонозных пород проведены рядом авторов. Самый представительный по объему коллекций материал содержится в работе [Soffel, Forster, 1984] — опробование проведено в 38 пунктах. В ней сообщены только оптимальные, по мнению авторов, значения переменных полей и температур чисток, 8 пунктов забраковано, а средние векторы по 30 пунктам пересчитаны в координаты палеомагнитных полюсов. Даже после авторской отбраковки кучность полюсов всего 14, что мы считаем слишком низким значением для надежного результата. Нами вся коллекция была разбита на группы близких друг от друга пунктов опробования. Всего в четыре такие группы попало 27 пунктов. Даже после такого разде-

Таблица 24. Сводная таблица палеомагнитных данных по палеогену Аравийского синтаксиса

Участок, обнажение	Возраст	n(N)	D°	I°	K	α_{95}°	ΔD°	Надежность
32а, 33	Eoc	(5)*1	354	48	—	2,9	4,3	Б
31, 34	Eoc	24	322	43	31	5,1	7,1	Б
36—39	Eoc	(6)	1	44	158	4,6	6,4	А
51, 52	Eoc ₂	26	9	31	31	4,9	5,7	В
55**	Eoc ₂	15	15	52	—	10,0	16,4	Б
56	Eoc ₂	36	26	51	18	5,5	8,7	В
57***	Eoc ₂	22	33	—	—	—	10	Б
58***	Pal	24	37	—	—	—	10	Б
124	Eoc ₃	36	37	57	8	9	17	Б
125	Pal	157	326	48	16	3	4,5	А
126	Eoc ₃	133	35	51	11	4	6	Б
127	Eoc ₂	124	352	58	6	6	11	В
128	Eoc ₁	156	331	45	8	4	6	В
129	Pal	94	324	45	11	4	6	А
130****	Oli	(2)	57	58	—	—	—	В
132	Eoc	(10)	55	42	20	9,9	13,4	В
134	Eoc	(10)	331	39	41	6,9	8,9	В
135	Pal	(5)	346	54	78	7,1	12,1	В

*В статистике четыре круга перемагничивания и один средний вектор.

**Статистика по единичным кругам перемагничивания.

***Значения склонения оценены по полосовым распределениям.

****Результат получен по пересечению двух кругов перемагничивания.

Примечание. Обозначения см. в табл. 6.

ления разброс, причем на уровне средних по пунктам, в двух группах слишком велик, и эти результаты были забракованы. В третьей группе кучность значительно выше, но все эти коллекции отобраны из лав при неизвестном числе опробованных потоков. Тест складки отрицателен в обеих системах координат, но нельзя сказать почему — из-за мультикомпонентности КОН или плохого осреднения вековых вариаций. В трех пунктах этой группы обратномагнитные породы падают под углом 22° на ЮВ 120°, а в двух других прямомагнитные породы падают на север под углом 40°, так что тест обращения применить нельзя. И этот результат пришлось забраковать. Наконец, для самой представительной группы есть основание надеяться на приемлемое осреднение вековых вариаций — в восьми пунктах опробованы лавы, в двух — туфы и туфопесчаники. Все модификации теста складки не дают определенных результатов — слишком мала разница в залеганиях. Кажется, что этот результат (уч. 134, рис. 47) тектонически значим, но надежность его невысока (класс В).

В северной части Лутского массива (уч. 135, см. рис. 47) было изучено пять потоков лав и слоев туфа в моноклинали [Vina et al., 1986] — нет ни датировки намагниченности, ни уверенности в осреднении вариаций: вероятно, также класс В. В той же работе приведено еще несколько результатов. На одной площади изучены лишь два потока лавы, на другой, где исследованы красноцветные осадки, средний вектор в ССК лежит в 4° от направления современного дипольного поля и использовать его также нельзя. Результат по южной части Лутского блока [Congrad et al., 1982], полученный по 8 штуфам из 8 пунктов, ни по степени разброса, ни по точности определения среднего не может считаться пригодным для тектонической интерпретации.

В Центральном Иране (уч. 132, см. рис. 47) на двух близлежащих площадях были опробованы лавы и туфы из 11 стратиграфических уровней [Vina et al., 1986]. Средние направления по двум площадям различаются, как и кучности, за счет боль-

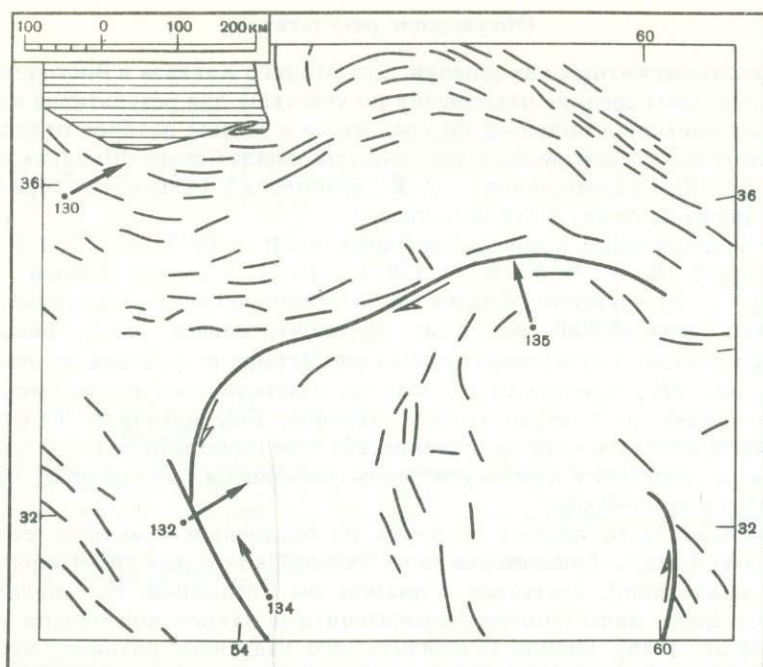


Рис. 47. Результаты палеомагнитного изучения палеогена в Иране
Условные обозначения см. на рис. 43

шой погрешности одного из средних, круги доверия слегка перекрываются. Надежность результатов полевыми тестами не подтверждена. Кажется оптимальным объединить данные по двум площадям (улучшится осреднение вариаций) и отнести суммарный вектор к классу В. Известен также результат по эоценовым породам из района г. Кум [Vina, 1979]. Он резко аномален ($D=246, I=71$), а оценить его надежность по опубликованным материалам невозможно.

В хребте Эльбурс в районе г. Каредж (уч. 130, см. рис. 47) изучены мощный силл на двух крыльях складки и туфы на его контакте [Vina et al., 1986]. Результат получен по пересечению двух кругов переманичивания, определенном по полосовым распределениям для каждого крыла. Это явно направление доскладчатой компоненты, но неясно, насколько осреднены вековые вариации (класс В).

Подведем итог. Все данные по палеогену Ирана мало надежны и часть из них непригодна. С малой надежностью результатов согласны и авторы работы [Vina et al., 1986], в которой наиболее полно описан первичный материал. Эти авторы говорят о сильных вторичных изменениях пород, невозможности полностью разделить компоненты ЕОН и т.д., что связывается ими с полифазной магматической деятельностью. На наш взгляд, имеется и другая причина низкого качества результатов. Отбор велся малыми коллекциями в удаленных друг от друга районах, причем каждой коллекции в отдельности недостаточно для получения надежного результата. Такая стратегия оправдала бы себя в случае хорошей сходимости данных на региональном уровне. В рассматриваемом случае такой сходимости нет (из-за мультикомпонентности ЕОН, тектонических движений или еще почему-либо), и надежные данные получить не удалось.

Палеомагнитные данные по палеогену Копетдага немногочисленны [Палеомагнитные..., 1984: определения 03002, 03007, 03008]. Единственное обоснование их надежности — H -чистка до 100Э, максимум до 200Э (03007). Результаты непригодны для тектонической интерпретации.

Обсуждение результатов

Анализ палеомагнитных наклонений. Для Малого Кавказа и Восточных Понтидов на рис. 48 показаны средние наклонения по участкам для результатов классов А и Б. Обращает внимание больший по сравнению с мелом разброс отдельных значений: минимальное значение получено нами на западе Севано-Ширакского синклинория (уч. 51, 52), максимальное — А.З. Гасановым в Талышских горах (уч. 124), остальные значения лежат в узкой полосе.

Средние палеогеновые полюсы Евразийской ($\Phi = 76^\circ \text{N}$, $\Lambda = 161^\circ \text{E}$, $A_{95} = 3^\circ$) и Африканской ($\Phi = 78^\circ \text{N}$, $\text{K} = 178^\circ \text{E}$, $A_{95} = 7^\circ$) плит близки [Westphal et al., 1986]; естественно близки и соответствующие эталонные наклонения. Однако евразийский результат предпочтительнее ввиду большей точности, и далее будет использован только он. Четыре результата из девяти, показанных на рис. 48, отличаются от эталона статистически незначимо, а остальные статистически достоверно меньше эталона. Еще нагляднее будет картина, если отбросить максимальное наклонение, которое имеет малую точность. В любом случае можно говорить о систематическом уменьшении измеренных наклонений по сравнению с эталонными.

подавляющая часть данных получена по осадочным и вулканогенно-осадочным породам (Аджаро-Триалетская зона, Талыш), в которых возможно небольшое занижение наклонений, связанное с диагенезом отложений. Во многих районах Альпийского пояса палеогеновые палеомагнитные наклонения меньше эталонных [Westphal et al., 1986]. Нельзя исключить, что указанное различие имеет тектоническую природу, отражая смещение Малого Кавказа к северу, но по имеющимся данным количественно оценивать это смещение нецелесообразно. В целом количество и структура данных не позволяют дать однозначную интерпретацию заниженным наклонениям в палеогене Малого Кавказа.

Данные по палеогену Ирана мало надежны, точности отдельных определений невысоки, а различия между измеренными и эталонными наклонениями несистематичны и статистически незначимы (рис. 49).

Анализ палеомагнитных склонений. Наибольшее число данных имеется для Аджаро-Триалетской зоны (рис. 50), однако единый график проводить не корректно — слишком велик будет разброс. Если не учитывать данные по юго-западным уч. 31, 34, то график D от A (линия I на рис. 50) будет почти параллелен оси абсцисс, т.е. простираение тектонических структур близко к первичному. Если же отбросить данные по уч. 32, 33, то график (линия II на рис. 50) будет иметь наклон около 45° , указывая на вторичное изгибание ранее прямолинейной структуры. К сожалению, полученные нами данные не позволяют дать однозначную тектоническую интерпретацию палеомагнитных склонений в западной части Аджаро-Триалетской зоны.

Наши данные по Талышу (уч. 57, 58, см. табл. 24) хорошо согласуются с линией II на рис. 50. Это свидетельствует о том, что различие в простираении между Аджаро-Триалетской (широтной) и Талышской (юго-восточной) зонами вторично: оно является следствием вращения одной зоны относительно другой в интервале олигоцен — квартал. Сравнение полученных данных с эталонным эоценовым палеомагнитным направлением на евразийский полюс (СВ 15°) позволяет делать вывод о том, что вращения испытали обе зоны: Аджаро-Триалетская зона была повернута на $14 \pm 6^\circ$ против часовой стрелки, Талышская — на $18 \pm 13^\circ$ по часовой стрелке.

Наши результаты по палеоцену (уч. 58) и эоцену (уч. 57) Талышской зоны хорошо согласуются между собой. В то же время по Талышу опубликованы данные (уч. 126—129), судя по которым палеомагнитные склонения в породах палеогена изменяются почти на 70° , и эти изменения коррелируются с возрастом пород (см. табл. 24). Примерно такая же зависимость склонений от возраста описана и для

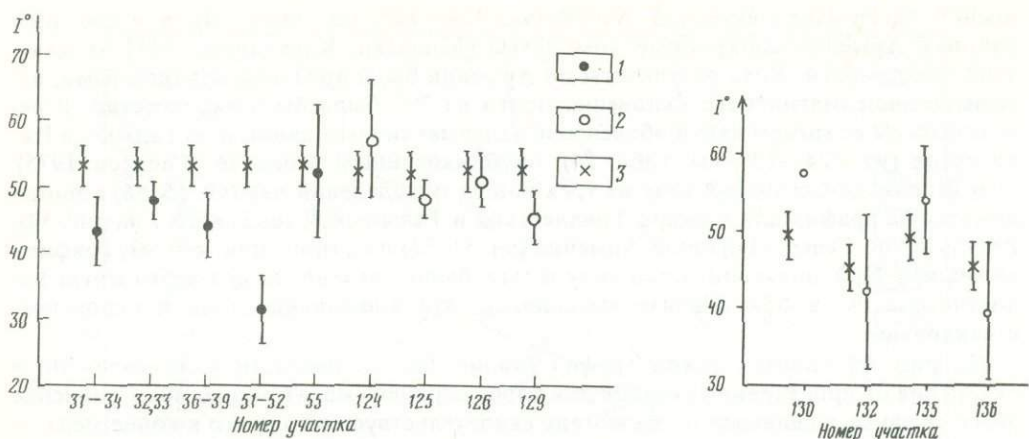


Рис. 48. Анализ палеомагнитных наклонений I по палеогену Малого Кавказа

1, 2 — экспериментальные результаты: 1 — наши, 2 — литературные; 3 — эталонное евразийское значение [Westphal et al., 1986]. Вертикальные линии — погрешности определения I

Рис. 49. Анализ палеомагнитных наклонений I по палеогену Ирана

Условные обозначения см. на рис. 48

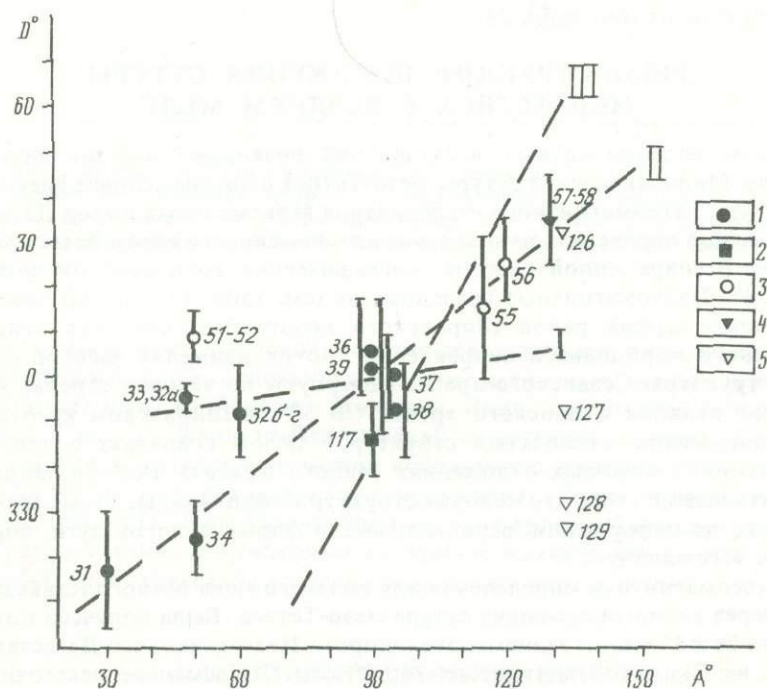


Рис. 50. Анализ зависимости палеомагнитных склонений D по палеогену Малого Кавказа и Восточного Понта от простираций структур A

1—5 — данные по палеогену: 1 — Аджаро-Триалетской зоны, 2 — Восточного Понта, 3 — Севано-Ширакской зоны, 4, 5 — Талышской зоны (4 — наши, 5 — литературные). Вертикальные линии — погрешности определения D

южной части Нахичеванской АССР (уч. 124—125, см. табл. 24), а в соседних районах Армении синхронные комплексы [Минасян, Караханян, 1981] не дают этой зависимости. Хотя результаты по Армении были признаны ненадежными, изменение палеомагнитного склонения почти на 70° было бы в них заметно. В результате мы не можем найти объяснение палеомагнитным данным по Талышу и Нахичевани (уч. 124—129, см. табл. 24), опубликованным в работе [Гасанов, 1975].

В Ширакско-Севанской зоне из трех наших определений два (уч. 55, 56) хорошо ложатся на график для Аджаро-Триалетской и Талышской зон (линия I на рис. 50). Результат по Северо-Западной Армении (уч. 51, 52) по отношению к этому графику аномален. При описании этого результата было указано на его возможную недостоверность, а при анализе выяснилось, что аномальны здесь и склонение, и наклонение.

На рис. 50 показан также график (линия III) зависимости палеомагнитного склонения от простирания складок для пород верхнего мела (см. рис. 40). Сравнение этого графика с данными по палеогену свидетельствует о том, что в конце мела — палеоцене произошла деформация (в плане) тектонических зон Малого Кавказа. Палеомагнитные данные по палеогену Ирана (см. рис. 47) позволяют сделать следующие выводы: 1) северо-западное простирание тектонических структур Центрального Ирана и Западного Эльбурса вторично: в интервале от олигоцена до квартера они были повернуты примерно на $40 \pm 15^\circ$ по часовой стрелке; 2) Лутский массив был повернут примерно на $35 \pm 15^\circ$ против часовой стрелки. Необходимо, конечно, помнить, что надежность сделанных выводов соответствует надежности палеомагнитных результатов (см. табл. 24).

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОЛОЖЕНИЯ СУТУРЫ МЕЗО-ТЕТИСА В ПОЗДНЕМ МЕЛУ

Результаты палеомагнитных исследований позволяют восстановить положение Карпато-Малокавказской сутуры мезо-Тетиса в поздне меловое время. Используя результаты палеомагнитного исследования верхнемеловых пород Дагестана как реперные, можно определить направление поздне мелового евразийского меридиана на Кавказе. В современной системе географических координат он простирается на СВ $20 \pm 4^\circ$. Палеомагнитные исследования (см. табл. 17, рис. 38) показали, что в послемеловое время район Ширакского хребта был повернут относительно поздне мелового меридиана в направлении против движения часовой стрелки на $26 \pm 5^\circ$, а структуры Севанского хребта повернуты по часовой стрелке на $17 \pm 5^\circ$. Простирание складок Севанского хребта СВ 30° , в Ширакском хребте оно широтное. Направление складчатых структур в целом совпадает с простиранием фациальных зон в меловых отложениях Малого Кавказа. Все эти данные позволяют сделать вывод о том, что меловые структурно-фациальные зоны рассматриваемого региона до деформации, вероятно, имели форму пологой дуги, обращенной вершиной к юго-западу.

Наши палеомагнитные определения для позднего мела Малого Кавказа сделаны в районе, через который проходит сатура мезо-Тетиса. Была получена поздне меловая широта: $26 \pm 3^\circ$ с.ш. Поздне меловая широта Известнякового Дагестана, расположенного на Скифской платформе: $36 \pm 2^\circ$ с.ш. Современное расстояние между этими районами 2° . Следовательно, в послемеловое время сатура мезо-Тетиса была перемещена в сторону Скифской платформы на расстояние $8 \pm 3^\circ$ или 900 ± 350 км.

На рис. 51 этот результат представлен в графическом виде. Пункт х, для которого получены палеомагнитные данные на Малом Кавказе, в позднем мелу находился в интервале широт, отмеченном линией $x' - x''$ (но не обязательно на этой линии!). Следовательно, сатура мезо-Тетиса в позднем мелу должна была пересекать линию $x' - x''$. Можно примерно определить место такого пересечения. Обратимся к

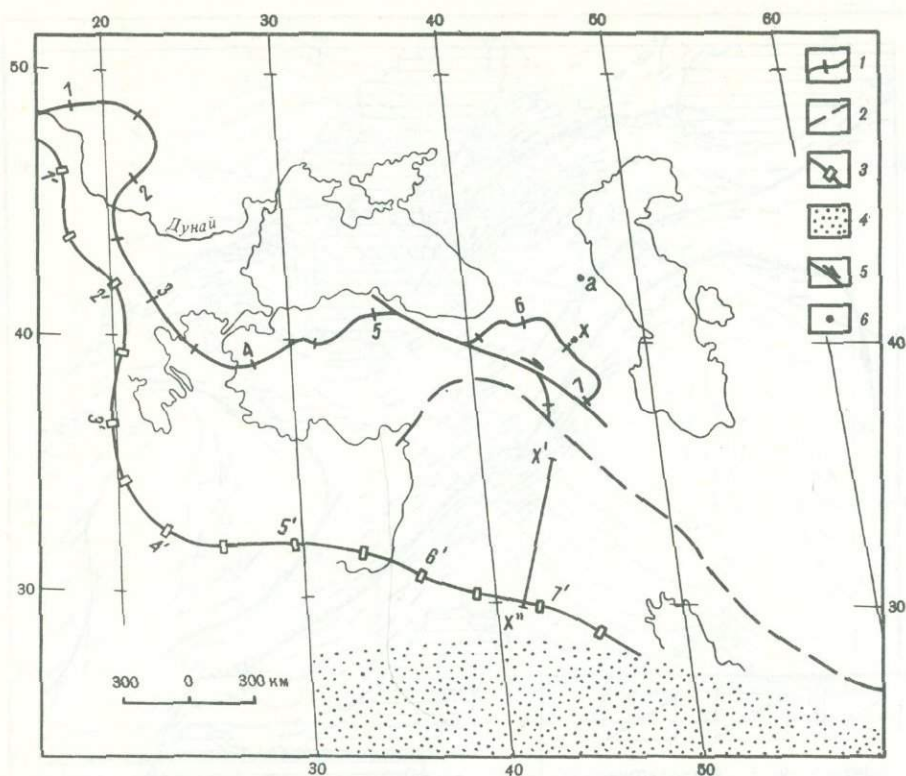


Рис. 51. Положение сутуры мезо-Тетиса в конце мелового периода

1, 2 — современное положение сатур: 1 — мезо-Тетиса, 2 — нео-Тетиса; 3, 4 — реконструкции для позднего мела: 3 — сатуры мезо-Тетиса, 4 — Тетиса; 5 — Анатолийский сдвиг; 6 — пункты определений позднемеловой палеошироты в Известняковом Дагестане (а) и на Малом Кавказе (х)

рис. 17, на котором показана позднемеловая реконструкция Карпато-Понтической ветви Альпийского пояса, основанная на палеомагнитных данных. Сутура мезо-Тетиса проходит ныне из Карпат в Понтиды. Лишь на Балканах сатурная линия отклоняется к югу от Карпато-Понтической складчатой системы. Поэтому при соответствующей корректировке можно использовать палеомагнитные данные по Карпато-Понтидам для реконструкции положения сатуры мезо-Тетиса в этом регионе (см. рис. 51). При увязке данных по Карпато-Понтидам с палеомагнитными результатами, полученными на Малом Кавказе, становится ясным, что сутура мезо-Тетиса пересекала южную часть линии $x' - x''$.

АЛЬПИЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ

СТРУКТУРНЫЕ ДУГИ

Обратимся к структурному плану Аравийского синтаксиса (рис. 52, 53). Оси альпийских складок очерчивают структурные дуги, главные из которых следующие. ||???

Восточно-Таврская дуга (ВТ на рис. 53) очерчена структурами Восточного Тавра, Южного Курдистана и складками, развитыми в краевой части Аравийской плиты. Дуга обращена вершиной к северу. В пределах этой дуги параллельно простираются следующие структурные элементы: складки в чехле Аравийской

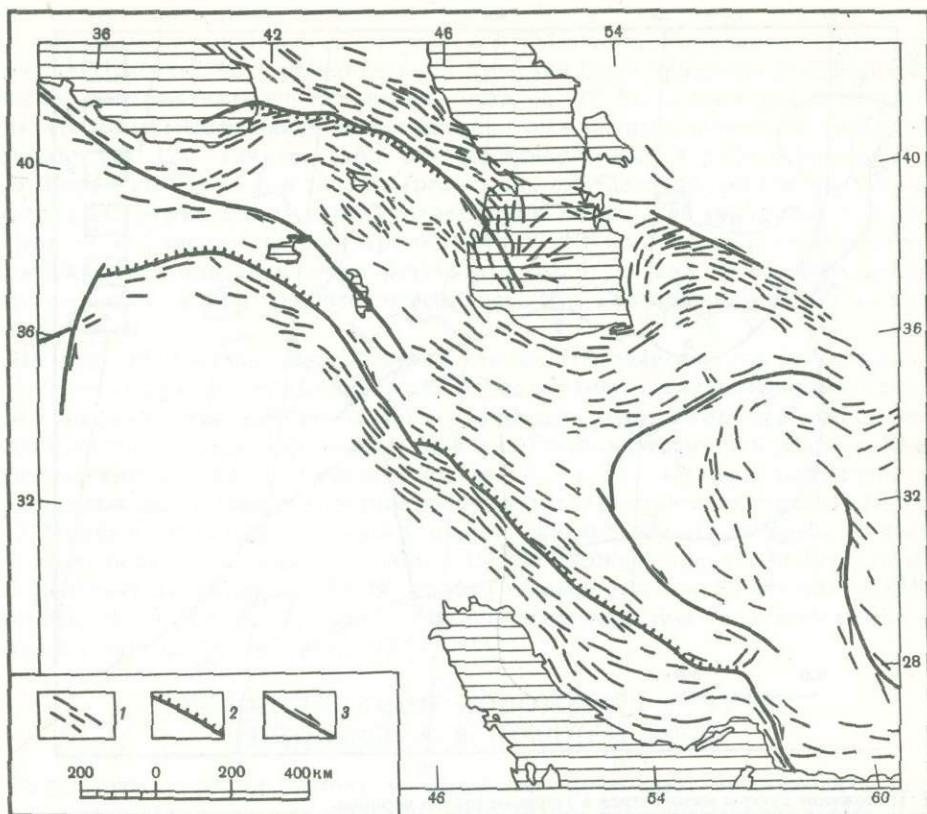


Рис. 52. Структурный план Аравийского синтаксиса

1 — оси альпийских складок (по геологическим и тектоническим картам Кавказа и Ирана);
2 — главные надвижки; 3 — главные сдвиги

платформы, край Аравийской платформы, складки Альпийского пояса у края этой платформы. Такие соотношения свидетельствуют о формировании складок структурной дуги в результате непосредственного влияния (давления) края Аравийской плиты. Наиболее вероятно, что такие складки с самого начала были ориентированы параллельно краю штампа (выступа Аравийской плиты).

К востоку и северу от Восточно-Таврской дуги расположена система сопряженных дуг, включающая Хорасанскую, Эльбурскую, Малокавказскую и Трабзонскую дуги. Хорасанская дуга (Х на рис. 53) образована структурами Туркмено-Хорасанских гор и Восточного Эльбурса, она обращена вершиной к северу. Эльбурская дуга (Э) образована структурами Эльбурса и Богровдага, обращена вершиной к югу. Малокавказская дуга (М) обращена вершиной к северу. Трабзонская дуга (Т) очерчена складками Восточного Понта и обращена вершиной к югу. Эта система сопряженных дуг (система дуг ХЭМТ) дисгармонична по отношению к Восточно-Таврской дуге и граничит с ней по сдвигу. Система дуг ХЭМТ дисгармонична также по отношению к структурам, развитым севернее этой системы.

Проведенные нами палеомагнитные исследования верхнемеловых пород показали, что угол между палеомагнитными склонениями, полученными в вершине дуги Малого Кавказа и на восточном крыле дуги, составляет $43 \pm 5^\circ$. Угол между палеомагнитными склонениями в породах эоцена на вершине дуги и в Аджаро-Триалетской зоне на ее восточном крыле в Талышской зоне равен $32 \pm 10^\circ$ (см.

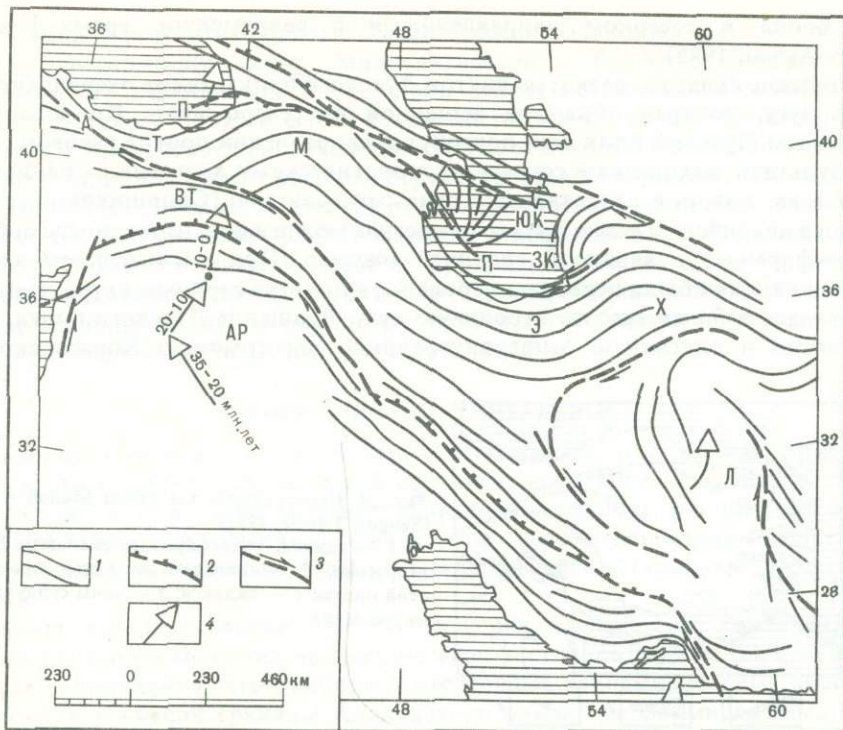


Рис. 53. Структурная схема Аравийского синтаксиса

1 — направления осей альпийских складок; 2 — главные надвижки; 3 — главные сдвиги; 4 — направления движения Аравийской плиты (АР), Лутской (Л) и Рioni-Ширванской микроплит относительно Евразии. Структурные дуги: ВТ — Восточно-Таврская, ЗК — Западно-Копетдагская, М — Малокавказская, Т — Трабзонская, Х — Хорасанская, Э — Эльбурская, ЮК — Южно-Каспийская; А — Анатолийский сдвиг; П — Понто-Каспийский тектонический шов. Направление движения Аравийской плиты определено Л.П. Зоненшайном для точки с координатами 37° с.ш., 41° в.д. по данным [Savostin et al., 1986]

табл. 24). Эти данные свидетельствуют о вторичном происхождении дуги Мало-го Кавказа в результате горизонтального смятия. Они позволяют сделать вывод о том, что это горизонтальное смятие в основном произошло после эоцена. Таким образом, палеомагнитные исследования показали, что Малокавказская дуга вторична: она возникла после формирования очерчивающих ее вертикальных складок. Эти складки при формировании дуги были переориентированы (повернуты). Эльбурская и Трабзонская дуги, сопряженные с Малокавказской дугой, вероятно, также имеют вторичное происхождение. Палеомагнитные исследования в Восточных Понтидах [Van der Wou, 1968] свидетельствуют в пользу такого происхождения Трабзонской структурной дуги.

Альпийские структуры Туркмено-Хорасанских гор возникли, вероятно, в результате продвижения к северу Лутской микроплиты. Исследования, проведенные в Копетдаге на восточном крыле и в вершине Хорасанской дуги, показали, что палеомагнитные векторы сохраняют здесь свое положение с мелового времени. Таким образом, система дуг ХЭМТ оказывается как бы закрепленной своим восточным окончанием. Из области сближения Лутской микроплиты с Евразией происходил отток масс в западном направлении. Результаты этого тектонического течения отражены во внутреннем строении Хорасанской дуги, внешняя часть которой оказалась более крутой, чем внутренняя (см. рис. 52, 53). Решения фокальных механизмов землетрясений свидетельствуют о вероятном перемещении Лут-

скового блока в северном направлении и в современное время [Nowroozi, Mohajer-Ashjai, 1985].

Альпийские складки, развитые внутри Лутского блока, также очерчивают структурную дугу, которая обращена вершиной на северо-запад. По палеомагнитным данным Лутский блок был повернут в направлении против часовой стрелки. Эти результаты находятся в согласии с геологическими данными о границах Лутского блока, которые представлены правыми сдвигами [Сборщиков и др., 1981]. Складки в альпийском чехле Лутского массива могли иметь первично дугообразные оси, конформные с западной границей массива. При последующем вращении блока эти складки были переориентированы, и пологая первичная структурная дуга превратилась в более крутую вторичную дугу. Вращение Лутского блока, вероятно, вызвало и описанную выше внутреннюю дисгармонию Хорасанской дуги.

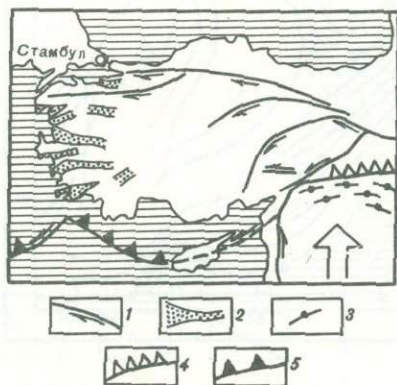


Рис. 54. Неотектоническая схема Малой Азии [Sengor, Yilmaz, 1981].

1 — сдвиги, трансформные разломы; 2 — депрессии; 3 — складки на краю Аравийской плиты; 4 — надвижки; 5 — зоны субдукции на дне моря

На северо-востоке с системой дуг ХЭМТ граничат Западно-Копетдагская и Южно-Каспийская структурные дуги. Западно-Копетдагская дуга (ЗК на рис. 53) очерчена осями складок, образованных меловыми, третичными и четвертичными отложениями. Дуга обращена вершиной к западу. Она дисгармонична по отношению к Хорасанской и Эльбурской дугам, с которыми, вероятно, граничит по сдвигу. Южно-Каспийская структурная дуга очерчена осями складок, развитых в плиоцен-четвертичных отложениях на дне Каспийского моря. Дуга обращена вершиной к востоку. Она дисгармонична по отношению к Малокавказской и Эльбурской дугам, с которыми, вероятно, также граничит по сдвигу. Западно-Копетдагская и Южно-Каспийская дуги зеркально-подобны и находятся в одинаковых структурных соотношениях с системой дуг ХЭМТ.

Палеомагнитное исследование, проведенное на северном крыле Западно-Копетдагской дуги, показало, что складки имеют здесь неизменное простирание. Следовательно, поперечное положение Южно-Каспийской дуги по отношению к Хорасанской дуге является первичным. Вероятны такие же соотношения между Южно-Каспийской и Малокавказской дугами. Кроме перечисленных, в регионе находится большое число небольших структурных дуг, которые обычно сочетаются со сдвигами.

Итак, в пределах Аравийского синтаксиса развиты структурные дуги трех типов: 1) Восточно-Таврская и Хорасанская, облегающие Аравийскую плиту и Лутскую микроплиту; 2) Трабзонская, Малокавказская, Эльбурская и Лутская, дисгармоничные по отношению к краю Аравийской плиты и к Восточно-Таврской дуге; 3) Западно-Копетдагская и Южно-Каспийская, дисгармоничные по отношению к системе дуг ХЭМТ.

Складки Восточно-Таврской дуги формировались под непосредственным воздействием края Аравийской плиты. Дисгармоничные вторичные дуги могли воз-

никнуть лишь в результате пластического течения масс вдоль Альпийского пояса. Характер дисгармонии между Малокавказской и Восточно-Таврской дугами свидетельствует о потоке масс от вершины синтаксиса в восточном направлении. Вращение Лутского блока и его продвижение к северу вызвали встречный поток. Из вершины Аравийского синтаксиса материал отжимался и в западном направлении, о чем свидетельствует новейшая структура Малой Азии (рис. 54).

Западно-Копетдагская и Южно-Каспийская дуги являются производными по отношению к дугам системы ХЭМТ. Складки в пределах этих первичных дуг возникли в результате отжимания масс от продвигавшихся на север вершин Малокавказской и Хорасанской структурных дуг. Происхождение Западно-Копетдагской и Южно-Каспийской дуг в результате процесса горизонтального выдавливания было аргументировано М.Л. Коппом [1979, 1982].

ФОРМИРОВАНИЕ СИНТАКСИСА

Начало орогенеза в области будущего синтаксиса относится к раннему олигоцену. К этому времени Аравийский континент сблизился с Евразией и начиная с 35 млн лет двигался в северо-западном направлении вдоль ее границы [Savostin et al., 1986]. При таком направлении относительного перемещения взаимодействие континентов было минимальным и деформации пиренейской (триалетской) фазы были слабыми.

В раннем миоцене направление перемещения Аравийского континента относительно Евразии изменилось на северо-северо-восточное (см. рис. 53) и началась их коллизия. Естественно, что наиболее интенсивные раннемиоценовые деформации происходили у южной границы Альпийского пояса, где формировались складки и обширные шарьяжи Восточного Тавра и Загроса. При продвижении Аравийской плиты к северу возникла Восточно-Таврская структурная дуга. Формирование складок в пределах этой дуги продолжалось и позднее; в краевых складках Аравийской платформы участвуют и плиоценовые отложения [Кетин, 1965].

В миоцене возникли вертикальные складки Малого Кавказа и Ирана, которые позднее были деформированы в структурные дуги системы ХЭМТ. Начало складкообразования в Куринской впадине относят к позднему миоцену [Миляновский, Хаин, 1963]. Такой же возраст (поздний сармат) имеют наиболее молодые отложения, перекрытые фронтальным надвигом Аджаро-Триалетской зоны. Видимо, в позднем миоцене уже происходило надвигание Малого Кавказа на Риони-Ширванскую микроплиту. Продвижение Малого Кавказа к северу, в свою очередь, связано с формированием Малокавказской структурной дуги. Это позволяет отнести начало формирования дуг систем ХЭМТ к миоцену, хотя главный этап их развития более поздний.

В восточной части Аджаро-Триалетской зоны можно видеть резкое угловое несогласие между ниже- и верхнеплиоценовыми отложениями (перед ачкагылом). К позднему плиоцену были сформированы складчатые структуры Аджаро-Триалетской зоны [Башейлишвили и др., 1982]. К этому же времени была создана шарьированная структура южного склона Большого Кавказа [Гамкрелидзе, 1977; Копп, Щерба, 1985]. К плиоцену, вероятно, относится главный этап сближения тектонических зон Малого и Большого Кавказа за счет их надвигания на Риони-Ширванскую микроплиту. В конце этого процесса надвиги Большекавказской и Малокавказской систем встретились против вершины дуги (в Гаре-Кахетии) и первая система частично перекрыла вторую.

Южно-Каспийская и Западно-Копетдагская дуги возникли на позднем этапе развития системы дуг ХЭМТ. Формирование складок в Южно-Каспийской и Западно-Копетдагской дугах происходило в четвертичное время.

Проблема пространства

Палеомагнитные данные, полученные в Дагестане (см. табл. 17) и на Аравийской плите [Ron et al., 1984], позволяют оценить величину послемелового поперечного сокращения Альпийского пояса. Различие в позднемеловых палеоширотах между северной границей Аравийской плиты и Дагестаном составляет $22 \pm 4^\circ$, а в настоящее время широты этих районов отличаются на 6° . По этим данным, в области Аравийского синтаксиса в послемеловое время произошло сужение Альпийского пояса на 1800 ± 450 км.

Малокавказская ветвь мезозойского Тетиса была закрыта в середине мелового периода. Этот процесс сопровождается обдукцией севанских офиолитов на северный борт бывшего океанического бассейна и вединских офиолитов — на его южный борт. На Малом Кавказе обдукция офиолитов происходила в сеномане — коньяке, в Малой Азии — вплоть до кампана [Книппер, 1975; Rosou et al., 1986]. Начиная с позднего мела в Кавказском регионе нет реликтов океанической коры и признаков ее существования. Все последующие деформации отражены в современной структуре региона, так как с этого времени тектонические процессы происходили в пределах коры континентального типа (континентальной, субконтинентальной, утоненной континентальной). В связи с этим следует обсудить вопрос о том, каким путем произошло столь значительное сокращение ширины Альпийского пояса и, в частности, сокращение земной коры Кавказского региона.

Палеомагнитные данные свидетельствуют о послемеловом сближении Малого Кавказа и Скифской плиты на расстоянии 900 ± 350 км. В компенсации этого поперечного сокращения региона большая роль принадлежит складкам и шарьяжам Большого Кавказа. Сокращение ширины Большого Кавказа в результате образования альпийских складок оценивается в $80—120$ км [Дотдугев, 1986]. Наиболее крупные надвиговые структуры Большого Кавказа — Главный надвиг и шарьяжи южного склона (рис. 55). Главный надвиг прослежен вдоль всего Кавказского хребта. На Западном Кавказе по этому надвигу метаморфические породы Главного Кавказского хребта шарьированы на флишевую зону южного склона. Видимая амплитуда шарьяжей до 20 км. Истинная величина надвигания много больше, так как надвигом перекрыта значительная часть флишевой мегазоны: флишевые тектонические зоны подходят к линии надвига под углом и уходят под него [Дотдугев, 1986; Хаин, 1984].

Шарьяжи южного склона развиты в фронтальной части Кавказской флишевой мегазоны. Пакет тектонических пластин, сложенный породами этой мегазоны, надвинут на край Риони-Ширванской микроплиты. Суммарная амплитуда шарьяжей в Горной Кахетии 60 км. Считается, что в западном направлении величина аллохтонного перемещения убывает и достигает нуля к западу от Риони [Гамкрелидзе, 1977]. С последним выводом трудно согласиться. По правым притокам р. Риони (Лухуни-цкали, Сакаура) можно видеть, как в непосредственной близости друг от друга развиты резко различные фации среднеюрских отложений. В южной фации байос представлен 2-километровой толщей туфобрекчий, туфов, лавобрекчий с горизонтами базальтов. В северной фации синхронные отложения представлены глинистыми сланцами с прослоями мергелей и песчаников, среди которых лишь некоторые прослои имеют туффитовый генезис. В современной структуре эти фации расположены на расстоянии лишь $2—6$ км друг от друга, что позволяет предполагать их значительное тектоническое сближение. Кажется вероятным, что тектонические покровы и чешуи южного склона, развитые в Горной Кахетии и Юго-осетии, в западном направлении замещаются одной тектонической поверхностью (или узкой тектонической зоной), по которой флишевая мегазона надвинута на Риони-Ширванскую микроплиту. Амплитуда перемещения, вероятно, соизмерима с суммарной амплитудой шарьяжей Кахетии. К востоку от р. Риони этот тектонический шов может быть намечен вдоль линии, следующей в северо-западном направ-

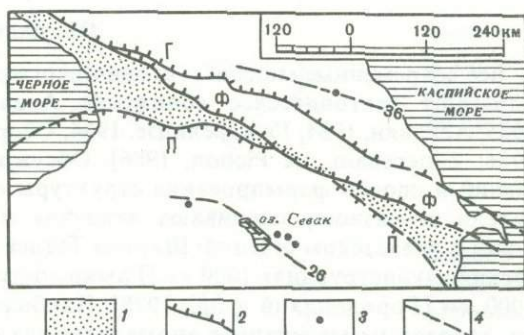
лени через район Уцеры в долину р. Сакаура и верховья р. Лухини-цкали. Далее эта тектоническая линия, вероятно, проходит вдоль или вблизи южной границы диз-ской серии и западнее р. Ингури объединяется с Главным надвигом.

Суммарная амплитуда поперечного сокращения тектонических зон Большого Кавказа за счет формирования видимых на поверхности структур примерно 200 км. Резонным является предположение о том, что Главный надвиг и шарьяжи южного склона являются поверхностным выражением глубинного шарьяжа, по которому Большой Кавказ целиком надвинут на Риони-Ширванскую мегазону [Дотдугев, 1986; Ренгартен, 1926; Хаин, 1984]. Принятие этой гипотезы увеличивает величину поперечного сокращения тектонических зон Большого Кавказа до 250—300 км.

Изложенные выше материалы и соображения позволяют сделать вывод о том, что альпийские деформации Большого Кавказа не компенсируют всей величины

Рис. 55. Позднеальпийские надвиги Кавказа

1 — Риони-Ширванская микроплита; 2 — позднеальпийские тектонические швы; П — Понто-Каспийский, Ф — фронт шарьяжей Большого Кавказа, Г — Главный надвиг Большого Кавказа; 3 — пункты палеомагнитных определений; 4 — поздне меловые палеомагнитные широты



сближения Малого Кавказа и Скифской плиты, определенной палеомагнитным методом. В решении этой проблемы пространства большая роль, вероятно, принадлежит Понто-Каспийскому тектоническому шву. В отличие от всех других разломов Кавказа этот тектонический шов разделяет область с резко различными структурными рисунками: севернее шва альпийские складки имеют северо-западное направление, а южнее — очерчивают Малокавказскую структурную дугу. Можно думать, что, подобно Карпатам, породы Малокавказской структурной дуги залегают в виде аллохтона, перекрывающего значительную часть Риони-Ширванской тектонической мегазоны. В этом случае надвиги и шарьяжи, развитые на северной границе Аджаро-Триалетской зоны, являются поверхностным выражением глубинного шарьяжа.

В 10—15 км южнее фронтальных надвигов Аджаро-Триалетской зоны по геофизическим данным проводят Супса-Сагараджийский разлом [Башейлишвили, 1986]. Этот разлом протягивается вдоль всей зоны. На земной поверхности он не выражен. В Имеретии положение разлома соответствует корневой зоне описанного выше Сакраульского тектонического покрова. Можно предположить, что Супса-Сагараджийский геофизический линеймент отмечает ступень, по которой фронтальные шарьяжи Аджаро-Триалетской зоны переходят на более глубокий уровень. С этим глубинным шарьяжем могут быть связаны очаги кайнозойского вулканизма Малого Кавказа.

Тектонические последствия сближения Аравийской плиты с Евразией распространяются далеко на север, охватывая Большой Кавказ, альпийские деформации которого обусловлены сближением Риони-Ширванской микроплиты с Евразией. Указанная микроплита благодаря краевым надвигом сыграла роль своеобразного буфера, предотвратившего формирование крупных структурных дуг на территории Большого Кавказа.

Подобно Карпатской структурной петле, Малокавказская дуга обращена фронтом в сторону Восточно-Европейской платформы. В обоих регионах этот фронт

образован шарьяжами. Вместе с тем формирование структурных дуг в этих регионах происходило в разных условиях. В Карпато-Балканском регионе горизонтальные деформации, сопровождаемые скучиванием тектонических структур и шарьированием, охватили складчатый пояс полностью, и его краевые части "выплеснулись" на платформу. В результате возникли бескорневая складчатая система и глубокий предгорный прогиб, наложенный на структуры платформы. На Кавказе деформации, приведшие к формированию структурных дуг, не вышли за пределы Альпийского пояса, не достигли его северной границы. Карпатский регион находится в области нагнетания коровых масс, а Аравийский синтаксис — это область оттока (отжимания) коровых масс. Указанные различия в условиях деформации привели к различиям в форме и размерах структурных дуг Карпато-Балканского и Понто-Малокавказского регионов.

Обсуждение

Все современные модели тектонического развития Аравийского синтаксиса предполагают тектоническое сближение Аравийской плиты с Евразией [Адамия, 1985; Асланян, 1984; Гамкрелидзе, 1984; Сборщиков, 1985; Хаин, 1984; Dercourt et al., 1986; Zonenshain, Le Pichon, 1986]. Обсуждаются масштаб и время этих перемещений и способ формирования структуры синтаксиса. При этом разные исследователи по-разному оценивают величину поперечного сокращения Альпийского пояса в кавказском сечении. Ширина Тетиса в позднем мелу на одних палинотических реконструкциях 1000 км [Гамкрелидзе, 1984; Adamia et al., 1981], на других — 4000 км [Городницкий и др., 1978]. Наиболее интересны определения, полученные по полосовым магнитным аномалиям дна Атлантического океана. Анализ перемещений Африкано-Аравийской и Евразийской плит при раскрытии Атлантического океана позволил определить и размеры Тетиса [Dercourt et al., 1986; Savostin et al., 1986; Smith, 1971]. По этим данным расстояние между Аравийской плитой и Скифской платформой было около 2000 км, что находится в согласии с нашим определением по палеомагнитным широтам.

Рассматривая тектоническое развитие региона в кайнозое, многие исследователи выделяют систему микроплит, взаимодействием которых объясняют особенности структуры синтаксиса [Вардапетян, 1979; Зоненшайн, Савостин, 1979; Караханян, 1987; Ушаков и др., 1984; McKenzie, 1974; и др.]. Границы микроплит установлены по сейсмическим данным. Регион характеризуется рассеянной сейсмичностью, и поэтому определение таких границ неоднозначно. Наименее обоснованы границы, имеющие антикавказское (северо-восточное) простирание. Нередко такие границы не несут следов тектонических деформаций, компенсирующих взаимные перемещения предлагаемых микроплит.

Наша модель основана на анализе структурного рисунка региона. Такой анализ показал большую роль пластического течения масс, которое происходило вдоль Альпийского пояса. Подобная тектоническая модель была предложена М.Л. Коппом [1981] для Южно-Каспийского района.

Анализ структурного рисунка дает надежные данные о направлениях течения масс земной коры и смещений по надвигам и сдвигам. Вместе с тем необходимо отметить случаи неоправданного использования данных о современной структуре региона при составлении палеореконовструкций. Например, на юрских и меловых палеореконовструкциях [Dercourt et al., 1986] в области будущего Аравийского синтаксиса изображены дугообразные тектонические швы и вулканические дуги, обращенные выпуклостью к северу. Палеомагнитные исследования показали, что такая ориентировка структур возникла лишь после эоцена. Судя по тем же реконструкциям [Dercourt et al., 1986], глубокий "залив" океанической коры вдавался в Евразийскую плиту в области будущего синтаксиса уже в юрское время. Около 150 млн лет ожидал этот залив момента, когда в него будет вдвинута аравийская конти-

ментальная кора. Полученные нами данные о простирации структур в меловое время и о большой величине сокращения евразийской коры в области синтаксиса находятся в противоречии с такой моделью. Эти данные и интенсивные складчато-надвиговые деформации свидетельствуют не о конформном вхождении аравийского выступа в готовый "залив", а о резко дисконформном внедрении аравийского клина континентальной коры в тело Евразии.

Глава 3

ПЕНДЖАБСКИЙ СИНТАКСИС

Пенджабский синтаксис — гигантское сучивание тектонических зон Альпийского пояса. На территории Памира этот пояс глубоко вдается в область более древних структур. В пределах синтаксиса интенсивной альпийской складчатости были подвергнуты тектонические зоны разного возраста, в том числе — варисциды Северного Памира.

ТЕКТОНИКА

Тектоническая зональность области Пенджабского синтаксиса хорошо разработана и рассмотрена во многих работах [Бархатов, 1963; Захаров, 1979; Руженцев и др., 1983; и др.]. При этом границы и содержание тектонических мегазон (Северного Памира, Центрального Памира и др.) большинство исследователей понимают одинаково, что позволяет не приводить описание этих мегазон.

Пенджабский синтаксис образован породами, которые слагали кору нескольких океанических сутур и их континентальные окраины. Сутура океана палео-Тетис (IV на рис. 56) возникла в карбоне. Она проходит по территории Северного Памира, Западного и Центрального Куньлуна.

Южнее расположена сутура Афгано-Тибетской ветви мезо-Тетиса (III на рис. 56). Западная часть этой сутуры была описана в предыдущей главе. На Памире эта сутура проходит по Рушано-Пшартской тектонической зоне, которая разделяет Центральный и Южный Памир. В Рушано-Пшартской зоне и южнее сохранились отложения континентальных склонов обеих окраин мезо-Тетиса. Породы океанической коры мезо-Тетиса обнажены в Южно-Аличурском хребте в Башгумбезском тектоническом окне [Швольман, 1980]. Они представлены ультрабазитами и толщей (более 1000 м) толеитовых и щелочных оливиновых базальтов. В прослоях туффигов содержится микрофитопланктон мезозойского возраста. В Северо-Аличурском хребте залегают останцы шарьяжа, сложенного базальтами, пикритами, туфами и известняками с кораллами и аммонитами ладинского и карнийского ярусов. Ископаемая фауна относится к южноальпийскому типу [Дронов, 1988].

Восточное продолжение сутуры мезо-Тетиса смещено Памиро-Каракорумским сдвигом и находится в Центральном Тибете, где известно как сутура Бангонг-Нуцзян [Чанг, Пап, 1984; Chang et al., 1986]. Она прослежена через весь Тибет (рис. 57), откуда уходит в Юго-Восточную Азию. Офиолитовый разрез зоны Бангонг включает ультрабазиты, габбро, комплекс параллельных даек, базальтовые пиллоулавы и лежащие на них глубоководные отложения мальма. Офиолиты несогласно перекрыты породами апта—альба. Геохимические особенности базальтов свидетельствуют в пользу их формирования в малом океаническом бассейне, в тылу островной дуги. Сутура Бангонг-Нуцзян разделяет массивы Лхаса и Джангтанг. В юрское время Джангтанг представлял собой край Евразийского материка, а массив Лхаса был частью обширного микроконтинента, в состав которого

Вначале же — Панджабский и Кашмирский синтаксисы на одной широте!!!

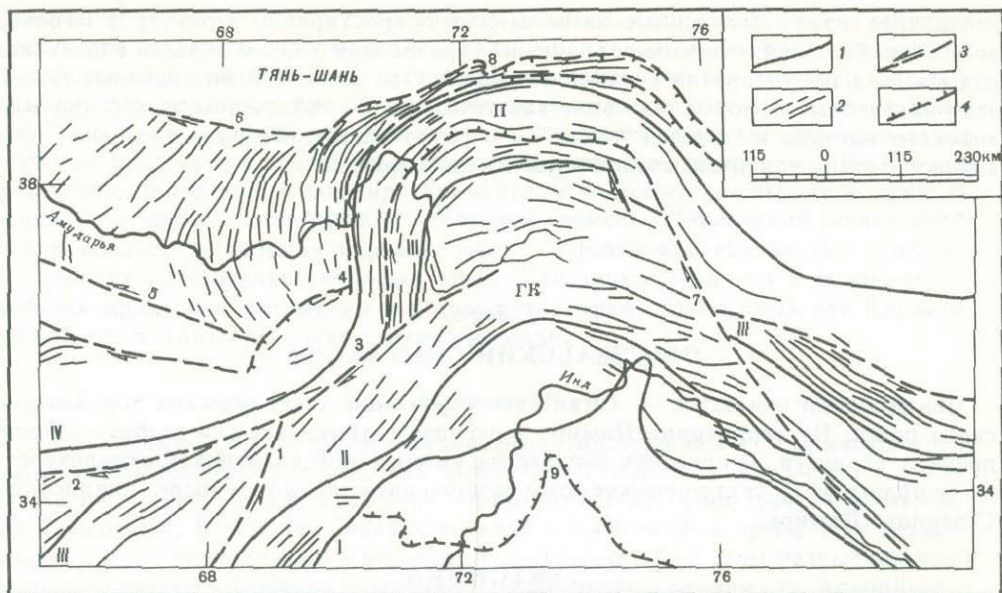


Рис. 56. Структурная схема Пенджабского синтаксиса. Составлена по работам [Афанасьева, Фарраджев, 1978; Браташ и др., 1970; Desio, 1965, 1976], тектоническим и геологическим картам Таджикистана и Китая

1 — океанические сутуры; 2 — оси альпийских складок; 3 — сдвиги (1 — Макуро-Чаманский, 2 — Гиндукуш-Герирудский, 3 — Зebak-Мунджанский, 4 — Дарвазский, 5 — Альбурз-Мормульский, 6 — Южно-Гиссарский, 7 — Памиро-Каракорумский); 4 — надвиги (8 — Вахшский, 9 — главный пограничный Гималайский). Структурные дуги: П — Памирская, ГК — Гиндукуш-Каракорумская

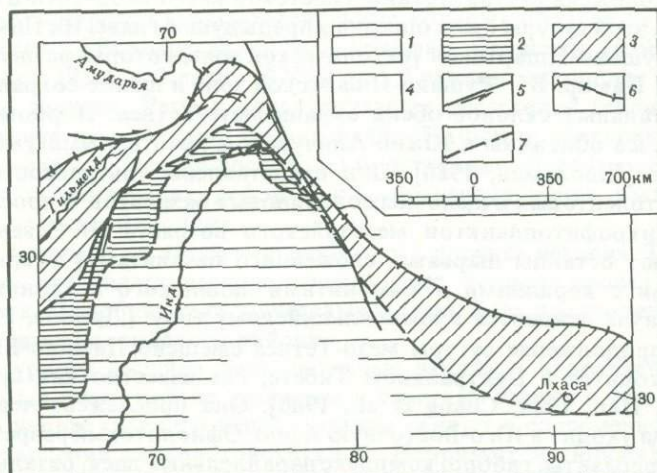


Рис. 57. Мезозойские и кайнозойские сутуры Тетиса

1 — Индостанский континент; 2 — породы островных дуг и краевых морей нео-Тетиса; 3 — породы Гильменд-Лхасского микроконтинента мезозойского Тетиса; 4 — Евразийский континент; 5 — сдвиги; 6, 7 — сутуры: 6 — мезо-Тетиса, 7 — нео-Тетиса

входили и Южный Памир, и Южный Афганистан (см. рис. 57). Фауна из юрских известняков Юго-Восточного Памира, которые отлагались на южной окраине Афгано-Тибетского бассейна, принадлежит северотетической биогеографической провинции [Дронов, Андреева, 1962]. Следовательно, указанный микроконтинент в юрское время должен был находиться вблизи Евразии.

У края Индийской плиты расположены сутуры главной ветви океана Тетис, которая была закрыта в палеогене. Это — сутуры нео-Тетиса. Одна из них (I на рис. 56) возникла в результате схождения Индийской плиты и островной дуги, возникшей у окраины Евразийской плиты. Эта сutura разделяет Тибет и Гималаи, затем через зону Инда она проходит в Кохистан и далее в Белуджистан (см. рис. 57). В Кохистане положение сутуры отмечено офиолитами Шангла [Gansser, 1979; Tahir-Kheli et al., 1979]. Из Белуджистана эта сutura продолжается в Макран и далее в Загрос. Другая сutura нео-Тетиса (II на рис. 56) отмечает столкновение упомянутой островной дуги с Евразийским континентом.

Пенджабский синтаксис образован структурными дугами, которые обращены выпуклостью к северу. Западнее и восточнее синтаксиса находятся обширные дуговые складчатые системы, которые обращены выпуклостью к югу: Дарваз-Копетдагская и Белуджистанская дуги на западе, Куньлуньская и Гималайская дуги на востоке. Складчатые структуры, развитые в вершине синтаксиса, очерчивают две дуговые системы — Гиндукуш-Каракорумскую и Памирскую, которые дисгармоничны одна по отношению к другой (см. рис. 56). Вершина Гиндукуш-Каракорумской дуги находится на 73-м меридиане, радиус ее кривизны 200 км. Ось смятия имеет северо-северо-западное простираение.

Памирская дуга очерчена структурами Памира, Западного Куньлуна и Бадахшана. Западное крыло дуги осложнено системой левых сдвигов (Дарвазский и др.). Имеющиеся материалы о строении этого района позволяют думать, что сдвиги не нарушили общей картины пластической деформации. По-видимому, амплитуда сдвигов была относительно невелика¹ и разрыва тектонических зон не произошло.

Восточное крыло Памирской дуги нарушено Памиро-Каракорумским правым сдвигом [Буртман и др., 1963]. Этот сдвиг (7 на рис. 56) имеет северо-западное простираение, близкое к направлению относительного движения Индийской и Евразийской плит. Амплитуда сдвига в направлении на северо-запад уменьшается, будучи компенсированной системой надвигов Памира. Скучные сведения о Куньлуне не позволяют определить место затухания сдвига, но, вероятно, сutura палео-Тетиса переходит в Западный Куньлунь без смещения. Структуры Западного Куньлуна простираются вдоль сдвига и поворачивают на восток в Центральном Куньлуне. В целом структуры Северного Памира, Западного и Центрального Куньлуна очерчивают правую горизонтальную флексуру, сопряженную с Памиро-Каракорумским сдвигом.

Ось Памирской дуги проходит в северо-западном направлении через хребт Академии наук. Описанные особенности строения крыльев дуги имеют следствием то, что радиусы кривизны разных частей дуги различны. Вершина дуги — отрезок, который находится вне зоны фланговых флексур и сдвигов, имеет на Северном Памире радиус кривизны более 250 км. То есть эта часть Памирской дуги положе Гиндукуш-Каракорумской дуги. Однако в целом Памирская дуга является более сжатой по сравнению с Гиндукуш-Каракорумской. Резкая дисгармония между этими дугами возникла на западном крыле синтаксиса в результате смещения по Зебак-Мунджанскому правому сдвигу (3 на рис. 56). Этот сдвиг

¹ С.А. Захаров [1964, 1970] определял амплитуду Дарвазского сдвига в 150—200 км на основании предположения, что морской триас хребта Васикух является смещенным по сдвигу продолжением аналогичных отложений, развитых в предгорьях Гиндукуша. В.А. Бельский [1978] предложил более простое объяснение феномена хребта Васикух. Величину смещения по Дарвазскому сдвигу этот исследователь оценивает в несколько десятков километров.

описан А. Дезио [Desio, 1976] как продолжение Гиндукуш-Герирудского сдвига (2 на рис. 56).

В генетическом аспекте наиболее важными являются следующие особенности геометрии Пенджабского синтаксиса.

1. Внешняя и внутренняя дуговые системы синтаксиса дисгармоничны между собой, и внешняя дуговая система более сжата по сравнению с внутренней. При этом внешняя (Памирская) дуга асимметрична: ее западное крыло значительно круче восточного.

2. На флангах синтаксиса развиты сдвиги, амплитуда которых увеличивается в южном направлении. Такое изменение амплитуды было отмечено для Памиро-Каракорумского сдвига [Буртман и др., 1963]. Аналогичная закономерность вытекает из сравнения амплитуд Дарваз-Бадахшанских сдвигов с величиной перемещения по Макуро-Чаманскому сдвигу.

3. Внутренняя структура синтаксиса отличается высокой степенью тектонического сучивания, и земная кора в его пределах значительно толще нормальной континентальной коры [Кулагина и др., 1974].

ГРАНИЦЫ СИНТАКСИСА

К северу от синтаксиса находятся область палеозойской складчатости Тянь-Шаня и Таримская платформа. Альпийские деформации в варисцидах Тянь-Шаня значительно менее интенсивны и развивались по иному структурному плану по сравнению с Памиром. Альпийские структуры Тянь-Шаня не участвуют в дугообразной структуре Памиро-Пенджабского синтаксиса.

Между варисцидами Северного Памира и Тянь-Шаня расположен Таджикско-Алайский мезозойско-кайнозойский седиментационный бассейн. В неогене этот бассейн был раздавлен при формировании Памир-Пенджабского синтаксиса. Северной границей синтаксиса является Вахшский надвиг (8 на рис. 56), который имеет пологий сместитель [Буланже и др., 1979], амплитуду перекрытия не менее 50 км и, вероятно, более 100 км [Суворов, 1968].

Северо-западную границу синтаксиса обычно проводят вдоль внешнего края пучка складок, выходящего из Памиро-Алайского сближения, т.е. по границе внешней зоны Северного Памира со структурами центральной части Таджикской депрессии. Такая граница синтаксиса представляется искусственной, так как структура мезозойско-кайнозойских отложений депрессии обусловлена формированием Памир-Пенджабского синтаксиса. Складки центральной и западной части депрессии и Юго-Западного Гиссара очерчивают Таджикскую структурную дугу, вершина которой обращена на запад. Поперечное сокращение, обусловленное складчатостью и надвигами в Таджикской депрессии и Байсунском антиклинории, составляет примерно 100 км [Васильчиков, 1972; Захаров, 1964; Леглер, Пржицкая, 1979]. Эти деформации все вместе замещают Вахшский надвиг. Поэтому Таджикскую дугу следует включить в состав Пенджабского синтаксиса и проводить его границу вдоль Южно-Гиссарской системы сдвигов (6 на рис. 56).

На границе синтаксиса с Таримским блоком в предгорьях Западного Куньлуня обнаружены надвиги [Афанасьева, Фараджев, 1978]. Амплитуда и, следовательно, значение этого явления пока неясны. Это может быть локальный надвиг, обычный на границе хребта и впадины, либо свидетельство надвигания Памира на западную часть Таримского блока не только на северном, но и в северо-восточном направлении. В последнем случае возникает интересная ситуация, когда Памир оказывается надвинут в трех направлениях — на север, запад и восток.

Южная граница синтаксиса — Главный пограничный надвиг Гималаев (9 на рис. 56).

Многие исследователи обсуждали условия формирования синтаксиса, были предложены разные модели развития дуги Памира. Все эти модели основаны на анализе современной структуры региона, т.е. конечного результата деформаций. Мы про-

вели палеомагнитные исследования на Памире для определения простирания и формы тектонических зон до возникновения синтаксиса. С этой целью во внешней зоне Северного Памира нами были исследованы породы нажного мела и палеогена. Для тектонической интерпретации палеомагнитных данных необходимо сравнить их с эталоном. В качестве репера, расположенного в пределах Альпийского складчатого пояса, будут использованы наши палеомагнитные результаты по меловым породам Копетдага. Сравнение палеомагнитных данных по разновозрастным породам Северного Памира и Копетдага в сочетании с данными о структуре западного фланга синтаксиса позволяют сделать интересные тектонические выводы. Для успеха этой работы необходимо знание структурных соотношений между этими двумя регионами.

СООТНОШЕНИЕ СЕВЕРНОГО ПАМИРА И КОПЕТДАГА

Поставленную задачу можно решить, проследив узкие протяженные фациальные зоны. Такими зонами оказались поясы вулканических пород каменноугольного и триасового возраста, которые можно надежно идентифицировать по геологическим описаниям разных районов различными исследователями.

Варисциды Северного Памира в западном направлении продолжают в Северный Афганистан и далее в Северный Хорасан. Для наших целей достаточно различать в пределах этой тектонической мегазоны следующие подразделения: зону развития пород океанической коры палео-Тетиса и зону кислых и средних вулканитов (рис. 58).

Зона океанической коры палео-Тетиса. В этой зоне развиты породы среднепалеозойской океанической коры, которые отмечают океаническую сутуру. На них стратиграфически залегают верхнепалеозойские молассы и мощный комплекс мезозойско-кайнозойских отложений. Рассматриваемая зона охватывает Дарвазский, Заалайский и Каракульский районы Северного Памира. Ее западное продолжение находится в Сурхабском районе Северного Афганистана.

В основании стратиграфического разреза (е на рис. 59) Дарвазского и Заалайского районов залегает серпентинитовый меланж. Выше лежит мощная толща шаровых лав основного состава, в том числе — толеитовых базальтов. Среди лав находятся прослойки кремнистых аргиллитов, алевролитов и известняков с гониатитами позднего визе и раннего намюра. Строение верхней части намюрского яруса разнообразное. Известны разрезы, сложенные вулканогенными породами островодужного комплекса и олистостромовыми отложениями с олистолитами вулканитов и среднепалеозойских известняков. На этих породах трансгрессивно залегают известняки с фораминиферами и брахиоподами московского яруса, позднего карбона и ранней перми.

В Каракульском районе в нижней части видимого разреза (з на рис. 58, 59) залегает мощная толща зеленокаменных основных вулканитов с прослоями терригенных пород и известняков с визейскими кораллами. С вулканитами ассоциируют гипербазиты и габброиды. Вверх по разрезу вулканогенные породы согласуются сменяются толщей сланцев с прослоями известняков, в которых содержатся намюрские кораллы, а также другие органические остатки раннекаменноугольного возраста. Метаморфизованные вулканиты основного состава залегают также в расположенной южнее Акджилгинской тектонической чешуе, которая может быть тектонически перемещенным фрагментом океанической коры палео-Тетиса.

Из Дарваз-Заалайского района Северного Памира зона развития пород океанической коры продолжается на территорию Афганистана. Океанические вулканиты нижнего карбона распространены в северо-западной части Афганского Бадахшана (на продолжении аналогичных вулканитов Дарвазского хребта) и в северных предгорьях Западного Гиндукуша — в бассейне р. Сурхаб. В Сурхабском

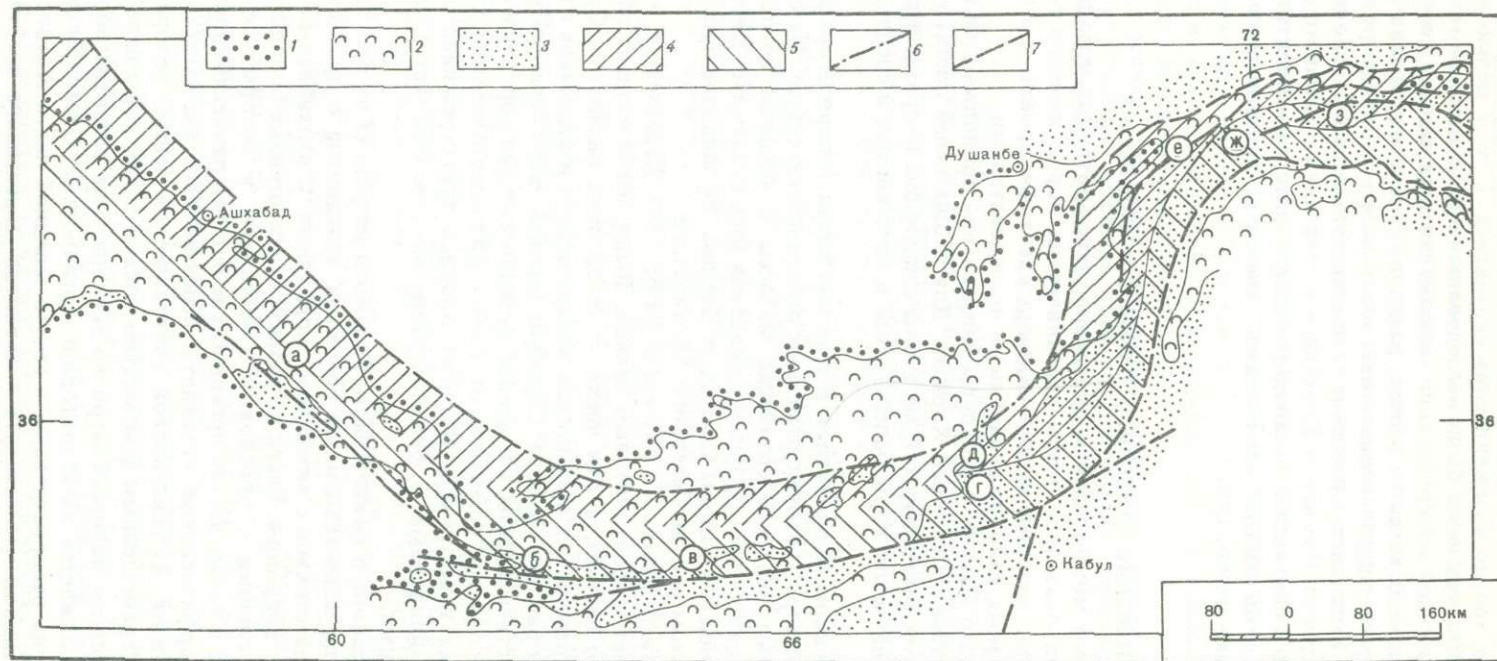


Рис. 58. Палеотектонические зоны Средней Азии

1 — антропоген и неоген; 2 — палеоген и мезозой; 3 — палеозой и допалеозой; 4, 5 — палеотектонические зоны: 4 — пород океанической коры, 5 — кислых и средних вулканитов; 6 — границы зон, скрытые молодыми отложениями; 7 — разломы

районе (д на рис. 58, 59) развита мощная толща вулканогенных пород нижнего карбона. Нижняя часть толщи сложена миндалекаменными лавами основного состава с шаровой отдельностью. В более верхней части разреза присутствуют андезиты и туфы. Среди каменноугольных отложений описаны тела гипербазитов [Колчанов, 1969]. На вулканиках залегают известняки с фораминиферами башкирского, московского и позднекарбонного возраста.

Зона кислых и средних вулкаников палео-Тетиса. Эта зона расположена южнее предыдущей. На Северном Памире находятся две полосы вулкаников, которые обрамляют Курговатский массив и продолжают к востоку от него. Вдоль северного края этого массива протягивается Висхарвская полоса, вдоль южного края — Ванчская полоса.

В Ванчской полосе развита толща кислых и средних эффузивов, туфов и туфобрекчий (техарвская свита), которая, возможно, имеет каменноугольный возраст. К рассматриваемой зоне отнесены также вулканогенно-терригенные отложения ванчдаринской свиты, сарыгунской и джингаджирской толщ [Расчленение..., 1976; Романько, Чернер, 1970; Руженцев и др., 1983]. На востоке, в Ранкульском районе, развиты вулканики контрастной серии, которые перекрыты песчаниками и известняками с фораминиферами позднего турне [Пашков и др., 1984]. Южнее, в Центральном Памире, карбон представлен шельфовыми карбонатными фациями.

В Висхарвской полосе на девонских известняках трансгрессивно лежит толща туфов и лав дацит-липаритового состава с прослоями щелочных базальтов, песчаников и известняков, в которых содержатся кораллы и фораминиферы турне и визе (ж на рис. 58, 59). Висхарвская полоса продолжается на территории Афганского Бадахшана до бассейна р. Дарай-Рагх, где она срезана Ларонским и Хеджванским разломами [Пыжьянов и др., 1978]. В Афганском Бадахшане в бассейне рек Джавай и Санглич рассматриваемая вулканогенная толща сложена кварцевыми порфирами, андезитовыми и дацитовыми порфиритами мощностью 2,5 км [Геология..., 1980]. Далее к югу расположен Файзабадский массив, за которым находится область развития каменноугольных отложений Западного Гиндукуша.

В Западном Гиндукуше по р. Сурхаб (з на рис. 58, 59) на девонских известняках залегают мощная толща метаморфизованных вулканогенных пород, преимущественно кислого и среднего состава, которые чередуются с кварцитами, песчаниками, мраморами. Более высокое стратиграфическое положение занимают карбонатно-терригенные отложения с кораллами и фораминиферами визе, намюра и низов башкирского яруса.

Из Западного Гиндукуша область развития каменноугольных вулкаников протягивается на запад в хребет Ферозкох. На девонских известняках здесь с угловым несогласием залегают кварцевые порфиры, дацитовые и андезитовые порфириты, туфы кислого и среднего состава, туфогенные песчаники и сланцы с прослоями известняков и терригенных пород. Выше расположена пестроцветная толща терригенных обломочных пород, в нижней части которой в прослое известняков содержатся фораминиферы и кораллы позднего турне, а выше по разрезу — визейского, намюрского и московского ярусов (в на рис. 58, 59).

Далее на запад вулканики известны в районе г. Герата. В основании видимого разреза (б на рис. 58, 59) залегают толща эффузивов и туфов кислого, среднего и основного состава с девонскими кораллами в прослоях известняков. На вулканиках несогласно залегают аргиллиты, алевролиты и песчаники с прослоями кислых и основных эффузивов, углистых сланцев и известняков с кораллами, брахиоподами и криноидеями позднего турне, визе и намюра.

В районе г. Герата структуры Паропамиза изменяют свое широтное простираание на северо-западное и продолжают на территорию Хорасана в хребет Биналуд. На южном склоне Биналуда средний палеозой представлен карбонатными

нием Гиндукуш-Герирудского тектонического шва. Независимо от точности определения границы Иранского блока, очевидно, что расположенная севернее зона палео-Тетиса продолжается в Туркмено-Хорасанских горах, где палеозойские породы перекрыты мощными мезозойско-кайнозойскими отложениями.

Петрохимическая характеристика вулканогенных пород рассмотренной зоны позволяет отнести их к контрастно дифференцированной базальт-липаритовой серии, которая формировалась на коре континентального типа [Пашков и др., 1984; Поспелов, 1984]. Такие вулканы могли накапливаться на микроконтинентах в пределах океана. Другая точка зрения рассматривает их в качестве свидетелей континентального рифтогенеза, происходившего при зарождении океанической структуры палео-Тетиса [Поспелов, 1984]. В ее пользу свидетельствуют возрастные соотношения между вулканами рассмотренных выше зон: в контрастно-дифференцированной серии известна фауна начиная с турне (возможно с девона), а в океанических базальтах — с позднего визе или раннего намюра.

В Туркмено-Хорасанском районе сутура палео-Тетиса расщепляется на две ветви. Южная из них под водами Каспийского моря проходит в район Талыша и далее на Малый Кавказ. Эта ветвь палео-Тетиса была рассмотрена ранее. Северная ветвь продолжается на Северный Кавказ [Белов, 1981].

Вдоль Копетдага и далее к Красноводску и зал. Карабогазгол протягивается полоса интенсивных магнитных аномалий, которые, вероятно, обусловлены присутствием магматических пород палеозоя и триаса под осадочными отложениями мезозоя—кайнозоя. В Красноводском районе на земную поверхность выведены зеленокаменные порфиры, их туфы и туфобрекчи, а также спилиты, кварцевые порфиры и их туфы. Вулканы, вероятно, имеют каменноугольный возраст [Худобина, 1972]. Северо-восточнее, на территории Туаркырского поднятия, в обнажениях и скважинах известны спилиты и диабазовые порфиры, ультрабазиты и габброиды, амфиболиты, а также песчано-глинистые, кремнистые и карбонатные отложения с фораминиферами и остракодами раннего карбона [Князев и др., 1970 а,б; Кузнецов, Прусов, 1962; Попков и др., 1985].

Триасовый вулканический пояс. Этот пояс также можно проследить от Северного Памира до Копетдага. Вулканогенные породы появляются в отложениях раннего триаса, присутствуют в среднем триасе и широко развиты в позднем триасе. Они распространены во внешней зоне Северного Памира, в Северном Афганистане и Северо-Восточном Иране.

На Северном Памире отложения его внешней зоны с угловым несогласием залегают на пермских породах. Эта граница на значительном протяжении осложнена молодым разломом, который имеет характер крутого надвига¹. Однако стратиграфические соотношения между палеозойскими и мезозойскими отложениями сохранились на отдельных участках в Заалайском и Дарвазском хребтах [Кафарский Пыжьянов, 1963; Лучников, Полянский, 1974].

Нижняя часть разреза триасовых отложений (е на рис. 60), развитых в хребтах Заалайском, Петра Первого и Дарвазском, сложена конгломератами и туфопесчаниками с горизонтами базальтов, андезито-базальтов, андезитов, туфов и углистых сланцев с флорой среднего—верхнего триаса. Верхняя часть разреза сложена базальтами, андезито-базальтами, андезитами, туфами, туфопесчаниками, туфо-конгломератами с прослоями песчаников, алевролитов и пластов углей с отпечатками флоры позднего триаса. С угловым несогласием на породах триаса залегают угленосная толща с флорой лейаса, аалена и байоса. Батский ярус и верхняя юра

¹ И.Е. Губин [1940] назвал этот разлом Каракульским и считал его постседиментационным надвигом. В некоторых работах этот разлом бесосновательно рассматривали в качестве краевого глубинного разлома, который ограничивал мезозойско-кайнозойский прогиб Памиро-Алая [Бархатов, 1963; Кухтиков, Винниченко, 1977; Сиицын, 1959; и др.].

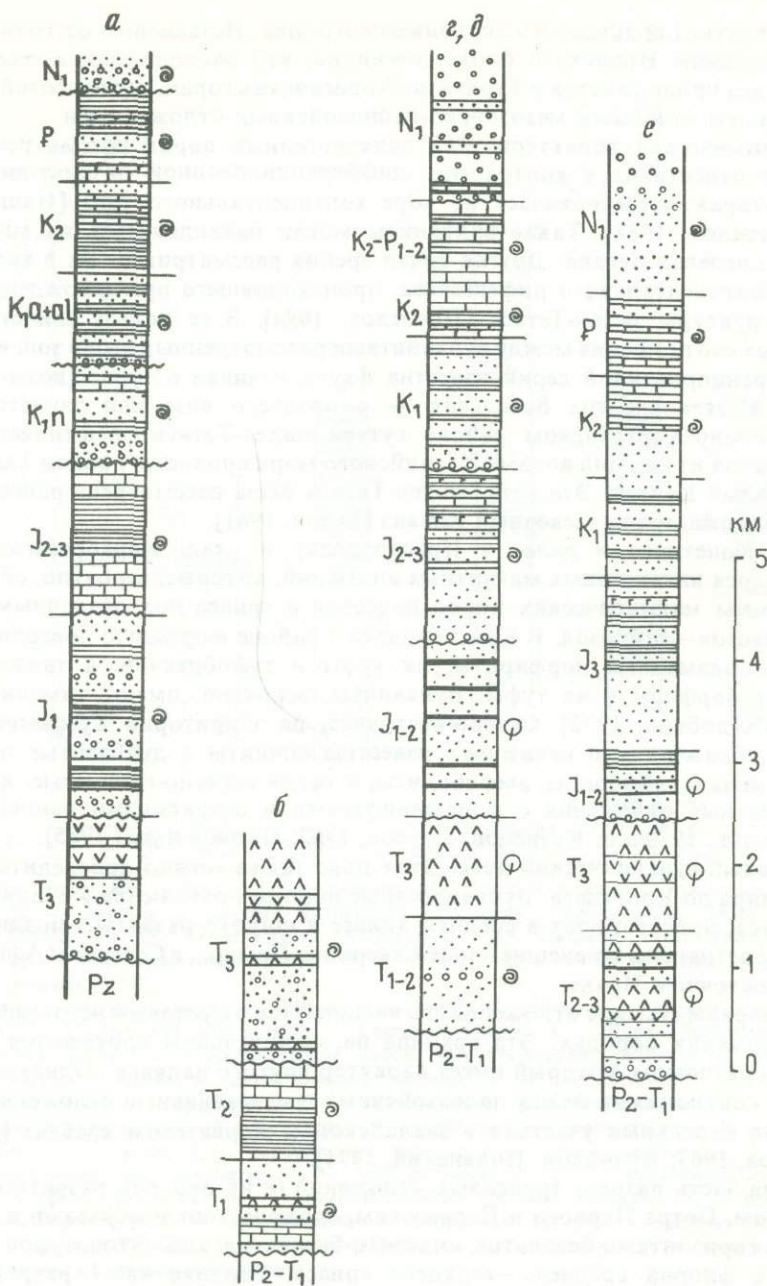


Рис. 60. Стратиграфические разрезы триасового вулканического пояса [Вальбе, 1967; Калугин и др., 1964; Колчанов, 1969; Колчанов и др., 1970; Кулаков, 1968; Кулаков и др., 1969б; Лучников, Полянский, 1974; Расчленение..., 1976; Berberian, King, 1981]

Условные обозначения см. на рис. 59

представлены пестроцветными песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями гипсов. Выше согласно залегают породы нижнего мела, которые были подвергнуты палеомагнитному исследованию.

Вулканогенные триасовые отложения распространены на северном склоне Западного Гиндукуша. В междуречье Замбурак—Намакаб—Фархар к верхнему триасу

отнесена толща (до 800 м) лав, лавобрекчий, туфолав, туфов основного, среднего и кислого состава с прослоями обомочных пород и известняков [Колчанов и др., 1970]. Эти отложения широко распространены западнее, в бассейне р. Сурхаб (д на рис. 60) На палеозойских породах здесь залегает терригенная толща с аммоноидеями и пелелиподами среднего триаса и карнийского яруса. Верхняя часть разреза триаса представлена чередованием туфопесчаников, туфов и лав андезито-базальтового и риолитового состава, алевролитов и аргиллитов с отпечатками флоры. В северных предгорьях Западного Гиндукуша мощность триасовых вулканогенно-осадочных отложений достигает 7 км [Колчанов и др., 1970].

Рассматриваемая зона протягивается на запад в пределы Парапамиза. Триасовые отложения распространены в горах Кохи-Давиндар к востоку от г. Герата. В этом разрезе (б на рис. 60) нижняя часть разреза верхнего триаса представлена пестроцветной толщей туфогенных вулканических песчаников, гравелитов и конгломератов с горизонтами лав и лавобрекчий андезито-базальтового и андезитового состава. В прослоях известняков содержатся брахиоподы рэт-лейасового облика. Верхняя часть разреза сложена мощной толщей лав, лавобрекчий и туфолав андезитового и, частично, трахитового состава.

Из района г. Герата вулканогенные отложения верхнего триаса протягиваются на северо-запад вдоль хребта Сафедкох и далее на южный склон Копетдага. В Копетдаге триасовые вулканиды залегают в одном стратиграфическом разрезе (а на рис. 60) с породами мела, которые были подвергнуты палеомагнитному исследованию.

Рассматриваемый вулканический пояс, вероятно, продолжается в районе Красноводска и Туаркыра. В скважине, пробуренной в Туаркырской антиклинали в урочище Джемал, среди красноцветных терригенных отложений залегают лавы и туфы андезитового и липарит-дацитового состава, которые могут иметь триасовый возраст. В районе г. Красноводска обнажены липаритовые и фельзитовые порфиры, дацитовые и андезит-дацитовые порфириты, их туфы, туфолавы и туфобрекчий. Радиометрический возраст (К—Аг по породе) этих вулканидов 215 млн лет [Худобина, 1972]. Далее триасовый вулканический пояс продолжается на Кавказ [Славин, Хаин, 1980; Хаин, 1979].

Триасовый вулканический пояс сложен вулканическими породами пестрого состава с преобладанием андезитов. Присутствуют среди них и щелочные разности. Формирование вулканидов, вероятно, происходило в структуре рифтогенного типа. Севернее вулканогенного пояса триас представлен терригенными обломочными отложениями [Егунов, 1966; Колчанов и др., 1970; Славин, 1976]. Положение северной границы вулканического пояса можно определить в Афганистане. Разрезы, расположенные вблизи этой границы, описаны в предгорьях Западного Гиндукуша и в хребте Банди-Туркестан. В первом районе около г. Пули-Хумри обнажена маломощная (350 м) туфогенно-осадочная толща с растительными остатками позднего триаса. Эта толща налегает непосредственно на палеозойские породы [Колчанов и др., 1970]. На западном окончании хребта Банди-Туркестан развита толща (около 1000 м) песчаников и аргиллитов с горизонтами дацитов и кварцевых порфиров и прослоями известняков с фауной карнийского яруса [Егунов, 1966]. К югу от вулканического пояса в Восточном Иране, Юго-Западном, Центральном и Юго-Восточном Афганистане и Центральном Памире развиты карбонатные и терригенно-карбонатные триасовые отложения [Бархатов, 1963; Геология..., 1980; Clapp, 1940].

На Северном Памире триасовые вулканогенные отложения залегают в одном разрезе с породами океанической коры палео-Тетиса. В Афганистане и Туркмении они надстраивают разрезы, в которых залегают океанические и островодужные вулканиды карбона. В целом на всем протяжении в пределах рассмотренного региона пояс триасовых вулканидов совпадает с зоной развития вулканических пород палео-Тетиса.

Выводы. 1. Палеозойские и триасовые фациальные зоны протягиваются из Северного Памира к Туркмено-Хорасанским горам и продолжаются под Копетдагом. Они очерчивают Дарваз-Копетдагскую структурную дугу. На территории Юго-Западной Туркмении палеозойские тектонические зоны переходят из области альпийской складчатости в пределы Туранской молодой платформы. 2. Мезозойские и кайнозойские породы Внешней зоны Памира и Копетдага занимают одинаковое положение по отношению к зоне палео-Тетиса. Эти отложения связаны стратиграфическими соотношениями с рассматриваемыми выше триасовыми и палеозойскими вулканогенными породами. 3. Палеозойские и раннемезозойские фациальные зоны надежно связывают между собой Копетдаг и Северный Памир, в которых были проведены палеомагнитные исследования меловых и палеогеновых пород.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ

В пределах Пенджабского синтаксиса нами были изучены породы нижнего мела и палеогена из Внешней зоны Северного Памира. Кроме того, изучены нижнемеловые породы, развитые в Тянь-Шане на территории Алайского хребта.

РАННИЙ МЕЛ

Во Внешней зоне Северного Памира объектами изучения были породы, распространенные в хребтах Дарвазском, Петра Первого и Заалайском. В стратиграфическом разрезе нижнего мела здесь преобладают песчаники и алевролиты, в виде прослоев залегают конгломераты и аргиллиты. Большинство пород имеет красный цвет. Отдельные прослой и пачки окрашены в фиолетовый, серый и зеленые цвета. Мощность отложений более 500 м, в Дарвазском хребте превышает 1000 м. Отложения нижнего мела на уч. 84, 86 (рис. 61) согласно лежат на породах юры, а на уч. 81, 85, 88 основание меловых отложений не вскрыто. В Дарвазском хребте в верхней части разреза рассматриваемых отложений содержится ископаемая фауна альбского яруса. На территории внешней зоны Северного Памира на породах нижнего мела согласно залегают отложения с ископаемой фауной сеномана [Расчленение..., 1976]. В пределах этой зоны изучены породы нижнего мела на восьми участках (81, 84 — 88, 90, 91 см. рис. 61).

81. На Юго-Западном Дарвазе породы нижнего мела слагают моноклираль, которая имеет меридиональное простирание. В южной части участка исследован разрез 81а вдоль р. Хирманджой. В нижней части разреза слои полого падают на запад. Выше залегание становится вертикальным, а затем опрокинутым с падением слоев на восток под углом от 40 до 70°. В долине р. Дехивайрон (обн. 81б) залегание слоев опрокинутае, с падениями на восток под углом от 45 до 80°. В северной части участка изучен разрез 81в по р. Щучпоён, правому притоку р. Обиминью. Слои здесь также запрокинуты. Севернее пос. Нимдара в пределах той же моноклинали меридионального простирания изучено обн. 81г, в котором слои имеют простирание СВ 30° и падение 40—60° при опрокинутом залегании. В долине р. Хирманджой изучены также песчаники и алевролиты верхнего мела, слои которых залегают почти вертикально (обн. 81к).

84. На северо-западном склоне Дарвазского хребта в долинах левых притоков р. Обихингоу породы нижнего мела образуют крутую моноклираль, опрокинутую к северо-западу. В долине р. Исханакадра изучены красные песчаники из верхней части разреза (обн. 84а), в долине р. Обикашкашук — фиолетовые и бурые песчаники из более низкой части разреза (обн. 84б).

85. На южном склоне хребта Петра Первого у пос. Алисурхон моноклиально падающая на север толща осложнена антиклинальной складкой. Изучены оба крыла этой складки (обн. 85а, б*).

86. На северном склоне Заалайского хребта в верховьях левого притока р. Гулома изучены слои песчаников, которые опрокинуты на юго-юго-восток.

87*. На северном склоне Заалайского хребта в правом борту долины Алтындара южнее устья р. Кызылкунгей изучены песчаники и алевролиты на крыльях нескольких складок.

88. В восточной части Заалайского хребта меловые породы слагают серию тектонических чешуй, надрывнутых в северном направлении. Обнажения 88а*, б*, в (рис. 62) находятся в верховьях левого притока р. Булакxu на крыльях синклиальной складки, имеющей широтное простирание. Обнажения 88г-ж расположены в долине р. Кызыларт. В тектонических чешуях слои слагают моноклинали широтного простирания. Падение слоев варьирует от 30° до опрокинутого.

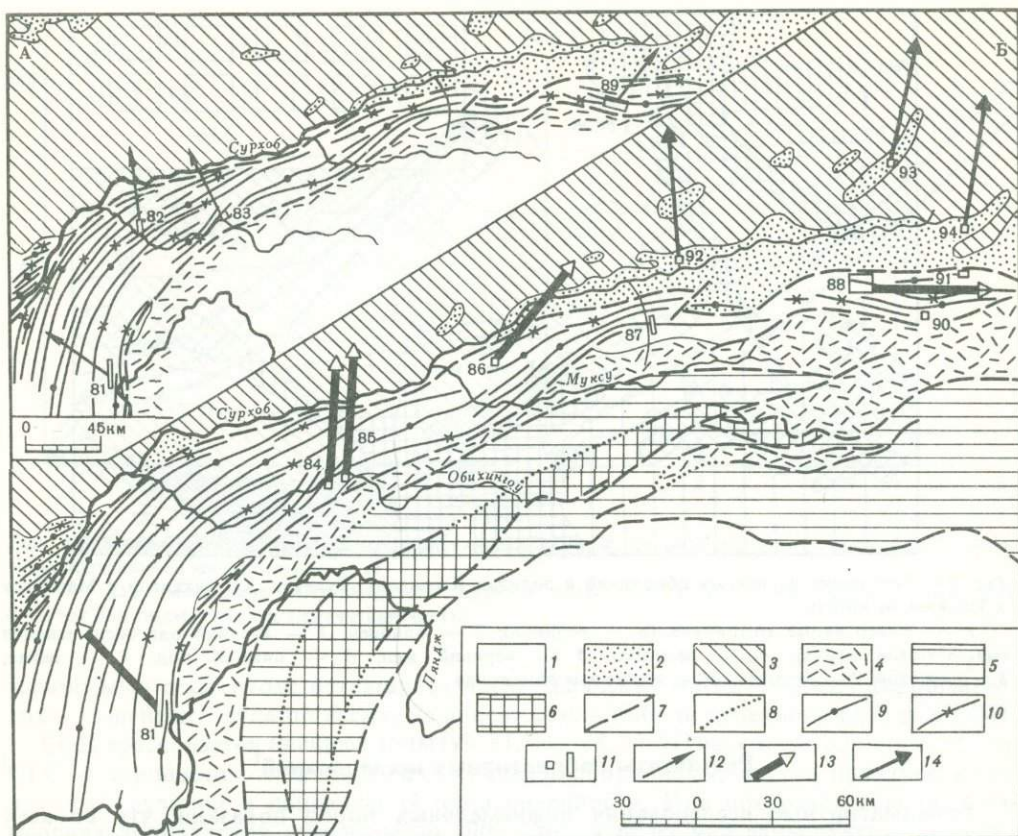


Рис. 61. Структурная схема Северного Памира и результаты палеомагнитных исследований

1,2 — мезозой и кайнозой: 1 — на северопамирском фундаменте (внешняя зона Северного Памира), 2 — на тянь-шаньском фундаменте; 3 — тянь-шаньские варисциды; 4—6 — северопамирские варисциды: 4 — зона океанической коры, 5 — зона кислых и средних вулканитов, 6 — микроконтинент; 7,8 — тектонические границы зон: 7 — обнаженные, 8 — перекрытые осадками или уничтоженные интрузиями; 9,10 — оси складок во внешней зоне Северного Памира: 9 — антиклинали, 10 — синклинали; 11 — участки палеомагнитных исследований; 12—14 — палеомагнитные склонения в породах: 12 — палеогена, 13,14 — нижнего мела (13 — во внешней зоне Северного Памира, 14 — в Алайском хребте Тянь-Шаня)

90. На южном склоне Заалайского хребта в долине р. Маркансу (см. рис. 62) изучена пологая моноклинал, падающая на север.

91. На северном склоне того же хребта в верховьях р. Нура (см. рис. 62) исследована крутая моноклинал, имеющая падение на север.

В целях сравнения нижнемеловые породы были изучены также за пределами синтаксиса — на территории Алайского хребта (уч. 92—94, см. рис. 61). Нижний мел представлен здесь толщей красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью 200—300 м. Эти отложения согласно сменяются породами с ископаемой фауной сеномана.

92. На южном склоне Алайского хребта западнее пос. Кызылэшме изучены слои, которые полого падают на юг.

93. На северном склоне Алайского хребта в бассейне р. Гульчи в долине р. Сугут исследованы породы на крыльях синклинальной складки (обн. 93а, б), которая имеет северо-восточное простирание.

94. На южном склоне того же хребта в долине р. Талдыбулак исследованы породы на крыльях синклинальной складки широтного простирания (обн. 94а, б).

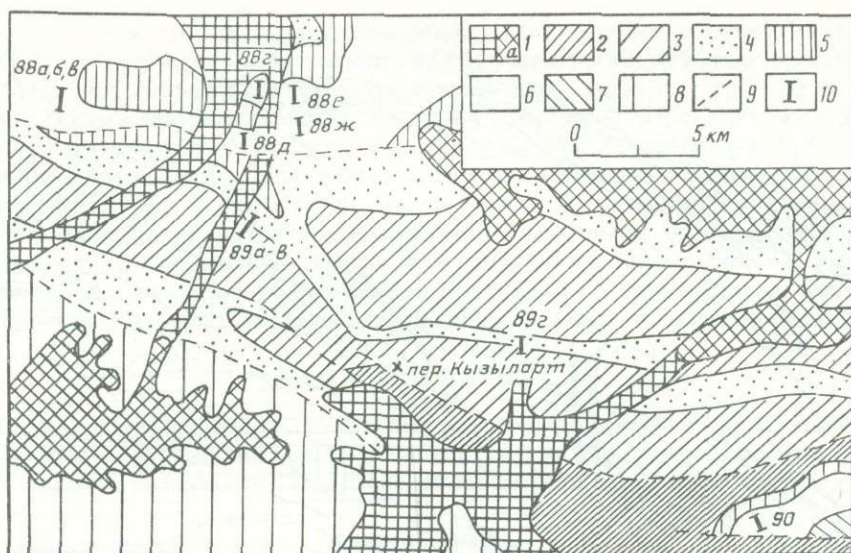


Рис. 62. Положение изученных обнажений в долинах Кызыларт, Булаксу, Хатынканыш и Маркансу в Заалайском хребте

1 — четвертичные отложения (а — ледники); 2 — плейцен; 3 — верхний олигоцен—миоцен (массагетская серия); 4 — палеоген; 5 — верхний мел; 6 — нижний мел; 7 — ляс; 8 — палеозой; 9 — разломы; 10 — изученные обнажения

Результаты лабораторных исследований¹

Термомагнитные исследования нижнемеловых пород показали, что во всех коллекциях преобладает ферромагнетик, не насыщающийся в полях до 6 кЭ и имеющий температуру точки Кюри выше 600°. Очевидно, это гематит. Магнитомягкий ферромагнетик с температурой точки Кюри в интервале 550—600°, вероятно магнетит, является основным в немногочисленных образцах сероцветов (уч. 85, 86). Вместе с тем наличие перегибов на кривых нормального намагничивания, особенно заметных для песчаников Дарваза (уч. 81), позволяет предполагать наличие в них небольших количеств мягкого ферромагнетика. Эта фаза-примесь имеет точку Кюри около 575° и, скорее всего, также является магнетитом (рис. 63).

По одному образцу из 20 штуфов красноцветных песчаников (уч. 81, 84, 85) было подвергнуто химической чистке. ЕОН измерялась несколько раз в ходе травления, вплоть до полного исчезновения красной окраски по всему объему образца, после чего был также проведен термомагнитный анализ. При травлении направление ЕОН сначала не менялось на фоне монотонного спада ее величины, но когда оставалось менее 10—15% первоначальной намагниченности, резко возрастал разброс палеомагнитных направлений. Для всех трех коллекций оставшиеся после чистки векторы распределены хаотично. На рис. 63 показаны кривые нормального намагничивания для одного из образцов: 1 — для исходного состояния, 2 — для него же по окончании травления, 3 — разность между двумя первыми, что соответствует намагничению разрушенной фазы. По этим экспериментальным данным были сделаны следующие выводы: ЕОН красноцветов связана с растворимым в соляной кислоте магнитожестким минералом, по всей видимости мелко-

¹ Использованы также данные, полученные Г.З. Гурарием в результате обработки части коллекций Юго-Западного Дарваза и восточной части Заалайского хребта [Буртман, Гурарий, 1973].

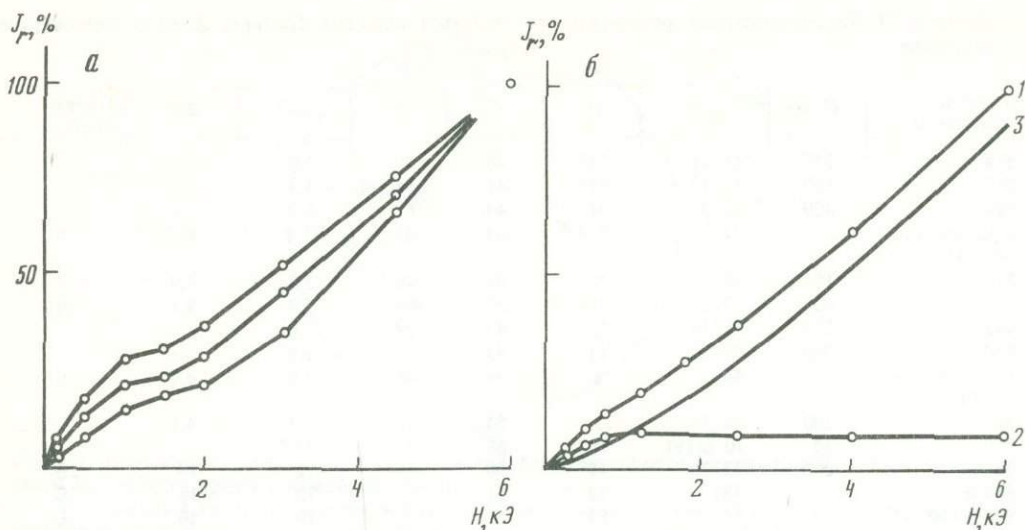


Рис. 63. Зависимость остаточной намагниченности J_r (в % от максимального значения) от величины постоянного магнитного поля H

a — для песчаников Юго-Западного Дарваза (участок 81); *б* — для образца песчаника (участок 84), подвергнутого химической чистке

зернистыми гематитом; оставшийся после травления магнитомягкий ферромагнетик — магнетит, судя по всему, не вносит сколь-нибудь заметного вклада в ЕОН.

ЕОН красноцветов Внешней зоны (уч. 81, 84—88, 90, 91) несколько единиц $\times 10^{-6}$ ед. СГС, в сероцветах — в 3—5 раз меньше. Выборочная H -чистка практически не изменяет величин и направлений намагниченности. При прогревах основные изменения направлений отмечены до 200—250°, а далее они варьируют в пределах погрешности. Однако для всей коллекции по уч. 86 и значительной части коллекции по уч. 88 стабилизация направлений ЕОН не обнаружена при нагревах вплоть до 500°. В ходе термочистки величины намагниченности падали в несколько раз, в основном после первых прогревов. По величине внутриштуфового разброса нижнемеловые породы делятся на несколько групп. Векторы по образцам-дублям различаются не более чем на 10° для коллекций по уч. 81, серофиолетовых и красно-бурых песчаников уч. 84, красноцветов уч. 85 и некоторых пород уч. 88 и 91. В то же время для сероцветов уч. 85 и значительной части коллекций по уч. 88 и 91, всей коллекции по уч. 87 он очень велик, а во многих штуфах — хаотичен. Небольшая часть пород, например кирпично-красные песчаники уч. 84, занимают промежуточное положение. Межпластовый разброс (см. рис. 75) прямо коррелирован с внутриштуфовым. Вследствие крайне высокого разброса на обоих уровнях были забракованы коллекции по уч. 87 и разрезам 88а, б. Вследствие хаотичности направлений ЕОН на внутриштуфовом уровне также велик был процент забракованных штуфов для крупнозернистых песчаников уч. 91.

Рассмотрим теперь палеомагнитные данные и результаты применения полевых тестов и методов по отдельным участкам. На Юго-Западном Дарвазе тест групп для нижнемеловых пород (обн. 81а-в) однозначно указывает на доскладчатый возраст ЕОН (табл. 25): в ДСК значение статистики 0,63, в ССК — 8,46 при критическом значении 2,56. С этим результатом согласуется средний вектор по верхнемеловым породам (уч. 81к, см. табл. 25). В большинстве штуфов коллекции ЕОН имеют прямую полярность, а три направления другого знака (1 штуф — нижний мел, 2 штуфа — верхний мел) примерно им антипараллельны (см. рис. 75). Разрез 81г, расположенный в пределах локального изгиба структур, дал средний вектор с тем же

Таблица 25. Палеомагнитные результаты по меловым породам Памира, Алая и Таджикской депрессии

Участок, обнажение	H, м	n_0/n	D°	I°	K	α_{95}°	ΔD°	Надежность
81а	250	16/11	310	46	50	6,0	—	
81б	180	14/12	317	41	55	5,5	—	
81в	400	15/9	317	44	61	6,0	—	
Среднее для обн. 81а-в		32	314	44	54	3,4	4,7	А
81г	100	21/21	3	40	70	3,7	4,9	Б
81к	40	13/5	309	37	65	7,8	9,8	В
84а	120	19/14	3	43	29	7,0	—	
84б	300	38/32	11	45	72	2,9	—	
Среднее для уч. 84		46	8	44	48	3,0	4,2	Б
85а	200	34/34	3	54	104	2,4	4,1	Б
85б	30	10/6(18)	202	-68	4	16,7	—	—
86	200	32/30	40	30	—	12	14	В
88в-ж,		[5]	92	51	—	10	16	Б
88в-ж, 90, 91		[7]	89	51	—	10	16	Б
92	100	15/10	359	51	27	8,5	—	—
93а	100	7/6	12	47	29	10,7	—	
93б	500	22/17	8	52	30	6,2	—	
Среднее для уч. 93		23	9	50	30	5,3	8,2	А
94б	250	22/19	14	45	25	6,5	—	
Среднее для уч. 92—94			8	49	226	4,7	7,2	А
T		[19]	7	60	—	4,4	8,8	Б

Примечание. 81—94 — данные авторов, T — результат обобщения данных из работ [Абдуллаев, Ржевский, 1971; Ржевский, 1986]. Все данные в ДСК. n — число использованных результатов определений (в круглых скобках — число образцов, в квадратных скобках — число кругов перемагничивания). Остальные обозначения см. в табл. 6.

наклонением и аномальным склонением. Специальный анализ [Баженов, 1979] показал, что аномалия вызвана вращением масс горных пород вокруг наклонной оси, вследствие чего этот результат был исключен из анализа склонений на региональном уровне.

На уч. 84 надежность среднего направления (см. табл. 25) подтверждена положительным тестом обращения по трем обратномагнитным штуфам (см. рис. 75). Несмотря на малые различия в залеганиях (кучность нормалей к пластам более 200), для обн. 84б корреляционный тест указывает на доскладчатую природу ЕОН: в ДСК значение статистики 0,29, в ССК — 0,48 при критическом значении 0,33.

Красноцветы обн. 85а все намагничены прямо, а сероцветы обн. 85б — обратно. В пределах ошибок соответствующие средние векторы антипараллельны, правда, при очень низкой точности среднего по сероцветам (см. табл. 25). Однако эти данные получены по весьма различным по своим магнитным и палеомагнитным характеристикам породам из слоев разного залегания и тест обращения здесь не имеет доказательной силы. Ввиду малых вариаций в залеганиях красноцветов (обн. 85а) корреляционный тест не дал однозначно интерпретируемых результатов. Надежность полученных данных подтверждается здесь косвенными свидетельствами: 1) ЕОН имеет высокую стабильность; 2) средние по обнажениям удалены от соответствующих направлений перемагничивания; 3) самое главное, по своим магнитным и палеомагнитным характеристикам красноцветы идентичны породам уч. 81 и 84, надежность результатов по которым лучше обоснована. Вследствие этого для тектонической интерпретации будет использован только средний вектор по обн. 85а.

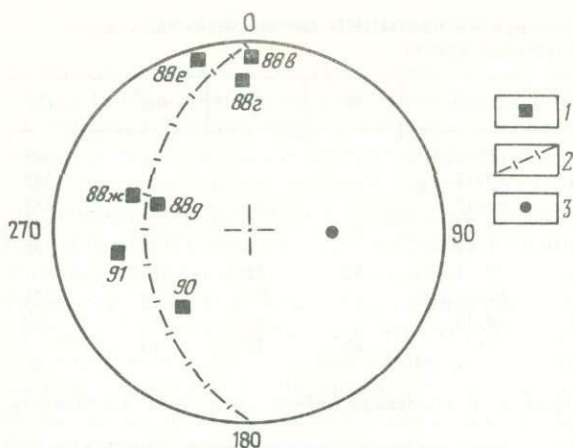


Рис. 64. Определение направления доскладчатой намагниченности нижнемеловых пород восточной части Заалайского хребта с помощью МПКП

1 — нормаль к кругу перемагничивания для соответствующего участка (обнажения); 2 — аппроксимирующая плоскость; 3 — направление доскладчатой компоненты ЕОН. Все — проекция на нижнюю полусферу, ДСК

В ходе прогревов до 500° на уч. 86 выделены группы направлений ЕОН прямой и обратной полярности, расстояние между которыми около 90° (см. рис. 75). Средний вектор был вычислен с помощью метода смещения и метода обращения (см. табл. 25), давших сходные результаты. Отметим, что весьма устойчивая к нагреву вторичная послескладчатая компонента ЕОН имеет здесь обратную полярность и в ССК она приблизительно антипараллельна современному дипольному полю.

На уч. 88 в пяти обнажениях (88в-ж) распределения единичных векторов имеют четко выраженную планарность (см. рис. 75). Ранее [Баженов, Буртман, 1982] часть данных по каждому разрезу нами отбрасывалась, а для оставшихся по обычной методике вычислялись средние направления. Сейчас представляется более обоснованным другой подход: применить для выделения доскладчатой компоненты круги перемагничивания, используя для этого планарность распределений, и далее применить МПКП. Для коллекции из обн. 88в внутриштуфовый разброс велик, поэтому круг перемагничивания был построен по векторам для отдельных образцов. В остальных коллекциях (88г-ж) внутриштуфовый разброс невелик и для построения кругов использованы средние направления по штуфам. Нормали к кругам перемагничивания образуют узкое вытянутое распределение (рис. 64), что позволило достаточно надежно определить направление доскладчатой компоненты ЕОН (табл. 26).

Для красных песчаников уч. 90 характерна очень высокая стабильность к нагревам: единичные направления почти не меняются вплоть до 550° . Распределение единичных векторов по образцам явно планарно (см. рис. 75), и направление современного поля в ДСК находится на одном из его концов. Таким образом, здесь можно только определить положение круга перемагничивания. Почти очевидно, что такая картина является следствием сильного подмагничивания современным полем.

После отбраковки штуфов с хаотичным распределением векторов ЕОН для остальных штуфов направления ЕОН по уч. 91 имеют планарное распределение (см. рис. 75). Как и в предыдущем случае, можно лишь построить круг перемагничивания. Учитывая общую выдержанность простираций структур в восточной части Заалайского хребта, где расположены уч. 88, 90, 91, кажется возможным объединить данные для них и применить МПКП. Вся совокупность нормалей к

Таблица 26. Результаты применения МПКП для нижнемеловых пород восточной части Заалайского хребта

Участок, обнажение	H, м	n/n	D°	I°	α_{95}°	D _n °	I _n °	Δ°
88в	200	(29)/(24)	—	—	—	359	5	4
88г	100	19/17	—	—	—	355	19	12
88д	50	13/10	—	—	—	287	42	4
88е	50	24/21	—	—	—	342	0	10
88ж	200	21/18	—	—	—	288	33	4
МПКП (88в-ж)		[5]	92	51	10			
90	50	(48)/(37)	—	—	—	221	43	12
91*	150	14/13	—	—	—	260	27	11
МПКП (88в-ж, 90, 91)		[7]	89	51	10			

*Остальные 16 штучков этой коллекции забракованы из-за хаотичности направлений ЕОН на внутриштучковом уровне.

Примечание. n/n — число изученных/использованных штучков (в круглых скобках — число образцов, в квадратных — число кругов перемангничивания); D_n, I_n — склонение и наклонение нормали к кругу перемангничивания; Δ — отклонение нормали от аппроксимирующей плоскости (для всех данных по уч. 88, 90, 91). Все данные в ДСК. Остальные обозначения см. в табл. 6.

кругам перемангничивания образует узкое планарное распределение (см. рис. 64), а направление доскладчатой намагниченности почти не изменилось по сравнению с результатом только для уч. 88 (см. табл. 26). Вместе с тем надо отметить, что отклонения нормалей от аппроксимирующей плоскости здесь все же достигают 10—12°. Это можно объединить локальными вращениями опробованных разрезов при формировании сложной складчато-надвиговой структуры восточной части Заалайского хребта.

Таким образом, для части результатов по нижнемеловым породам Внешней зоны Памира древность и(или) доскладчатость ЕОН доказана с помощью полевых тестов и методов, для других — можно достаточно обоснованно предполагать то же самое, опираясь на их сходство по магнитным и палеомагнитным характеристикам с лучше обоснованными определениями.

Ранее было обнаружено [Баженов, Буртман, 1981], что послескладчатая компонента ЕОН в меловых породах Заалайского хребта (уч. 86, 88) имеет обратную полярность и примерно антипараллельна современному полю. Новые результаты корректируют эти выводы. На уч. 90 послескладчатая компонента имеет прямую полярность. В остальных коллекциях эта компонента обратной полярности, но ее направления сильно различаются. Надо учесть, что эти вторичные составляющие могли возникать не только после складчатости, но и на промежуточных этапах деформаций. Поэтому сейчас можно сделать только следующий вывод: вторичные компоненты в нижнемеловых породах возникли в поле обратной полярности, следовательно, древнее эпохи Брюнес.

Меловые породы Алайского хребта (уч. 92—94) дали сходные результаты. Основные изменения направления ЕОН происходят при прогреве до 200°, а далее они почти стабильны. Часть штучков — в основном серых слабосцементированных песчаников — была забракована из-за хаотичного внутриштучкового разброса. В остальной части коллекций при весьма различных величинах внутриштучкового разброса палеомагнитные направления на межпластовом уровне тесно сгруппированы (см. рис. 75, табл. 25); все штучки намагничены нормально. Средний вектор по разрезу 94а близок к направлению современного дипольного поля, и этот результат был нами отброшен. Для уч. 93 тест складки указывает на доскладчатый возраст намагниченности: в ДСК значение статистики 0,51, в ССК — 18,8 при критическом значении 3,2. На региональном уровне при объединении всех трех участков результат тестирования тот же (значения статистик 1,54, 100 и 2,2 соответственно).

Литературные данные

Во Внешней зоне Памира имеются литературные данные для трех разрезов, расположенных на западном окончании хребта Петра Первого [Абдуллаев, Ржевский, 1971: AP-12, 14, 15]. Тест складки отрицателен для этих трех средних в обеих системах координат, в силу чего мы не смогли использовать указанные результаты.

Палеомагнитные исследования пород нижнего мела были проведены на территории Таджикской депрессии и Южного Гиссара [Абдуллаев, Ржевский, 1971; Ржевский, 1986]. Эти палеомагнитные данные получены в основном с помощью временной чистки; выборочно проведены *H*-чистки до 500 Э и *T*-чистка до 350°, для четырех разрезов [Ржевский, 1986: P-2, 3, 7, 11] коллекции были целиком прогреты до 300°. *H*-чистка красноцветов не привела к заметным смещениям направлений ЕОН, а при прогревах смещения были чаще небольшие, но отдельные образцы в ходе чистки изменили полярность. Различия средних направлений по разрезам статистически значимы, и для выделения здесь доскладчатой компоненты применялся МПКП. Для вычисления направлений перемагничивания использовано направление современного поля в районе работ, по всей вероятности дипольного. Иными словами, предположена однородность вторичной компоненты по направлению и двукомпонентность ЕОН.

Метод выделения повернутых разрезов и определения угла поворота описан в работе [Абдуллаев, Ржевский, 1971]. Рассмотрим надежность результатов, получаемых с помощью такой методики. Можно назвать несколько механизмов возникновения вторичных компонент иного направления: химическая намагниченность, возникшая в зоне гипергенеза вдоль "мгновенного" направления поля, или синскладчатая компонента, возникшая до завершения складчатости, в том числе и в поле обратной полярности. Подмагничивание могло произойти вдоль дипольного направления до вращения, например до предполагаемого указанными авторами общего поворота депрессии. Круг перемагничивания проводился через две точки (среднее направление намагниченности разреза и направление перемагничивания), каждая из которых определена с ошибкой в несколько градусов; для второй из них ошибка возникает за счет разброса единичных замеров залеганий. Наконец, чем меньше угол падения изученных пород, тем ближе на сфере расположены обе эти точки и тем менее определено будет проводиться круг перемагничивания.

Был проведен анализ устойчивости получаемых таким образом результатов. Сразу же были отброшены разрезы AP-18 и AP-19, где кучности векторов очень малы (3 и 2, наш расчет по приведенным данным). В качестве вторичной компоненты были использованы направления, отличающиеся от современного дипольного поля на угол до 10°. Круги перемагничивания строились для всех разрезов (AP-1—11, 13, 16, 17; P-2, 3, 6—8, 10, 11) при одинаковом для каждого испытании направлении этой компоненты, и далее анализировались результаты МПКП для разных испытаний. Считалось, что отклонение отдельной нормали от аппроксимирующей плоскости более чем на 10° дуги большого круга свидетельствует об ее аномальности; такой порог кажется разумным, принимая во внимание погрешности используемых данных. Оказалось, что только для разрезов P-6, 7 круги перемагничивания устойчиво аномальны. Иными словами, только для этих разрезов, расположенных в Южном Гиссаре, к северу от г. Душанбе, в качестве одного из объяснений аномальности можно предполагать тектонические движения. Для остальных 19 разрезов нормали к кругам перемагничивания образуют узкое планарное распределение (рис. 65). Еще для двух разрезов, в одном из испытаний для каждого, нормали отклонялась на 10°. В частности, для современного дипольного поля таких аномалий не было вовсе. Если же сравнить результаты разных испытаний, то лишь для одной нормали минимальное отклонение составило 7°, для остальных не превышая 5°.

Этот вывод можно обосновать иначе. На рис. 65 приведены средние векторы

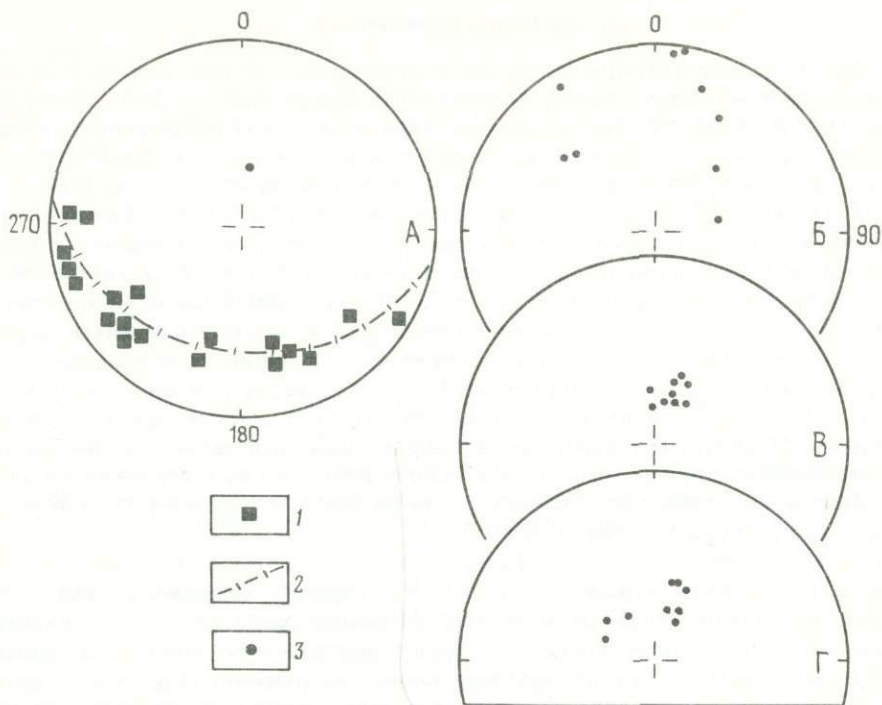


Рис. 65. Палеомагнитные результаты по нижнемеловым породам Таджикской депрессии и Южного Гиссара из работ [Абдуллаев, Ржевский, 1971; Ржевский, 1986]

А — результат использования МПКП; Б—Г — средние направления по разрезам: Б — в ССК, В — в ДСК, Г — в ДСК, повернутые в соответствии с величинами вращений, определенными авторами данных. 1 — нормаль к кругу намагничивания; 2 — аппроксимирующая плоскость; 3 — направление доскладчатой компоненты ЕОН (А) и средние направления ЕОН по разрезам (Б—Г). Все — проекция на нижнюю полушару

в древней и современной системах координат для разрезов (АР-5, 6, 10, 11, 13; Р-2, 3, 8, 9), где авторами данных предполагаются повороты на угол более 20° . В ДСК средние различаются статистически значимо, но отношение кучностей в двух системах координат около 20 (91 и 4,5). Вероятнее всего, это — следствие двухкомпонентности намагниченности при резком преобладании доскладчатой составляющей. Здесь же показаны средние по разрезам, но смещенные согласно приведенным в цитируемых работах углам поворота каждого разреза. Картина парадоксальная: вращения привели к разбросу векторов, а послескладчатое подмагничивание — при резком преобладании доскладчатой компоненты — случайно их вновь сгруппировало в ДСК. Проще и правдоподобнее объяснить расхождение этих и других средних векторов присутствием небольшой по величине послескладчатой компоненты.

При анализе результатов МПКП оказалось, что получаемое таким методом направление доскладчатой компоненты мало изменяется от испытания к испытанию: наклонение варьирует на $1,4^\circ$, склонение — на $4,7^\circ$. Для дальнейшего использования мы выбрали результат, полученный с помощью МПКП при подмагничивании современным дипольным полем (см. табл. 25). Несмотря на большую статистику и хорошую точность, этот результат имеет не высшую надежность, а класс Б, так как было принято много допущений: об однородности по направлению послескладчатой компоненты, о двухкомпонентности ЕОН, о том, что считать аномалией, а что нет.

Обсуждение результатов

Рассмотрим вначале данные о возрасте и природе ЕОН. Магнитоминералогические исследования и результаты химической чистки свидетельствуют о том, что в красноцветах — а их большинство в коллекции — ЕОН связана с тонкодисперсным гематитом и, скорее всего, имеет химическую природу. Магнетитсодержащие штуфы дают в целом согласующиеся результаты, но они слишком малочисленны или дают большое рассеяние палеомагнитных векторов (обн. 856) для более определенных выводов. О химической природе ЕОН говорит также преимущественно прямая полярность на уч. 84, где нижнемеловые породы были изучены на всю мощность — по шкалам магнитной полярности в интервале валанжин—баррем должны примерно поровну быть представлены оба знака поля. Впрочем, на уч. 86 и 88 обратномагнитических пород много больше, так что этот аргумент приложим в основном к более западным частям зоны. Отметим, что почти исключительно прямая полярность ЕОН обнаружена также на большей части Таджикской депрессии и в Южном Гиссаре [Абдуллаев, Ржевский, 1971; Ржевский, 1986].

Судя по приведенным выше данным, эта химическая намагниченность доскладчатая. По геологическим данным, деформации в этом регионе охватывают неоген и четвертичный, что указывает на донеогеновый возраст ЕОН. Интервал времени от кампана и доныне характеризуется частой сменой полярности поля. Маловероятно, чтобы все нижнемеловые толщи в западной части Внешней зоны Памира и большей части Таджикской депрессии были перемагничены в течение одной из сравнительно коротких эпох прямой полярности в послесантонское время. Более правдоподобно предположить, что такое перемагничивание имело место в течение длительной эпохи нормальной полярности от апта до верхов сантона. Более точно датировать стабильную компоненту ЕОН в нижнемеловых красноцветах пока не представляется возможным. Практически без изменений эта аргументация приложима и к данным по нижнему мелу Алайского хребта (уч. 92—94).

Анализ наклонов. Если проанализировать кривую миграции полюса в палеогеографической Северной Евразии, то окажется, что сравнительно надежно определенные средние полюсы для раннего мела и палеогена различаются статистически незначимо при малых величинах погрешности каждого. Немногочисленные позднемеловые определения также с ними согласуются [Westphal et al., 1986]. Таким образом, в качестве эталонного был использован нижнемеловый полюс Евразии: $\Phi = 73^\circ$ с.ш., $\Lambda = 154^\circ$ в.д., $A_{95} = 3,7^\circ$ [Баженов, Шипунов, 1985].

При сравнении полученных данных с евразийскими наклонами (рис. 66) видно, что для одних результатов различия значимы, для других — нет, причем среди первых и два самых надежных определения (см. табл. 25). Можно было бы, конечно, все осреднить и по генеральному среднему рассчитать величину перемещения. Однако мы считаем такой подход неверным: нет оснований считать эти различия случайными, а только в этом случае осреднение правомерно.

Как могла возникнуть такая картина? Послескладчатым подмагничиванием ничего объяснить нельзя — значимо отличаются от эталонных как раз наклоны в наиболее надежных результатах. Дифференцированные тектонические движения отпадают: между уч. 84 и 85 сейчас около 15 км вдоль простирания единой структуры и невероятно, чтобы изначально уч. 84 находился на сотни километров южнее своего соседа. Мы считаем, что различие в наклонах во многом связано с условиями формирования самих осадков и их намагниченности.

Анализ склонений. Для всех участков в пределах Внешней зоны Памира в нижнемеловых породах выделены доскладчатые направления ЕОН (см. табл. 25). Эта намагниченность древнее складок, оси которых обрисовывают Памирскую дугу.

График зависимости палеомагнитных склонений от простираний структур

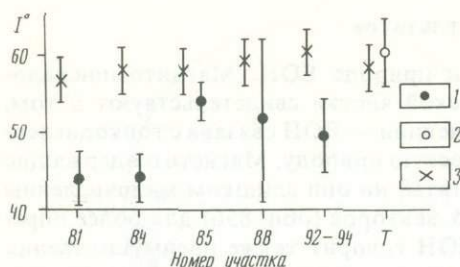
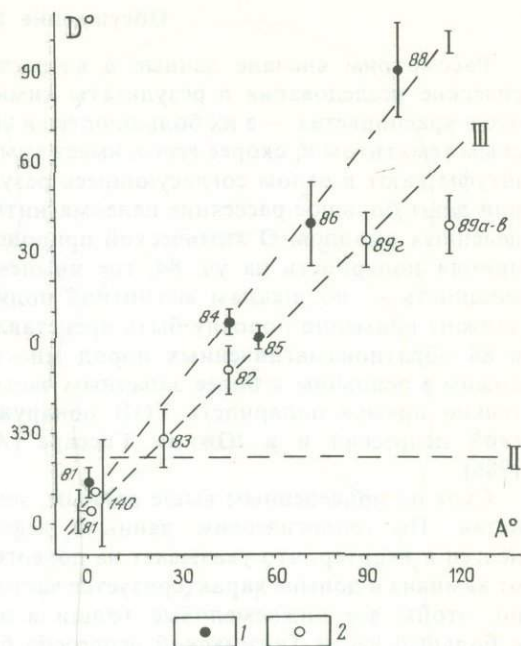


Рис. 66. Анализ палеомагнитных наклонений I по нижнемеловым породам внешней зоны Северного Памира, Алайского хребта и Таджикской депрессии

1, 2 — экспериментальные результаты; 3 — эталонные евразийские значения. Вертикальные линии — погрешности определения I

Рис. 67. Анализ зависимости палеомагнитных склонений D внешней зоны Северного Памира от простираций структур A

1, 2 — данные: 1 — по нижнему мелу, 2 — по палеогену. Вертикальные линии — погрешности определения D



круто наклонен к оси абсцисс (линия I на рис. 67). Так как первичной дуге соответствует горизонтальная линия II на рис. 67, можно уверенно сделать вывод о вторичности изгиба Внешней зоны Памира. Далее, для изначально прямолинейной зоны наклон графика к оси абсцисс равен 45° (линия III на рис. 67). В нашем случае наклон экспериментального графика статистически значительно превышает эту величину. Отсюда следует, что первоначально Внешняя зона Памира была выгнута в обратную сторону с различием в простирациях между флангами около 45° . Отдельные экспериментальные значения хорошо укладываются на прямолинейную зависимость, за исключением результата по уч. 85 (см. рис. 67). Вероятно, здесь на общее изгибание наложились деформации иного типа, что и привело к отклонению точки от общей зависимости. Ранее уже упоминалось об аномальном склонении по разрезу 81г, который был объяснен поворотом небольшого блока вокруг наклонной оси [Баженов, 1979].

В Алайском хребте простираения структур меняются от широтных (уч. 92) к восток—северо-восточным (уч. 94) и северо-восточным (уч. 93), а средние склонения различаются статистически незначимо (см. табл. 25). Следовательно, склонения здесь не зависят от простираний, и наблюдаемые простираения структур существенно не изменились в ходе альпийских деформаций.

В Таджикской депрессии по результатам изучения нижнемеловых пород [Абдуллаев, Ржевский, 1971; Ржевский, 1986] были сделаны следующие выводы: 1) вся депрессия как целое повернулась на $10-20^\circ$ против часовой стрелки, 2) на фоне общего вращения отдельные структуры испытали повороты разного знака на угол до 50° . Проведенный нами анализ показал, что среднее направление намагниченности пород (см. табл. 25) отличается от евразийского палеомеридиана на $15 \pm 8^\circ$, что статистически значимо и согласуется с первым выводом авторов этих данных. В то же время анализ показал, что второй вывод не имеет достаточных оснований.

Изученные породы принадлежат эоцену (начиная с риштанских слоев), олигоцену и, вероятно, нижнему миоцену. Разрез сложен переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинами, встречаются прослой конгломератов. Породы окрашены в коричневый, красный, серый и зеленый цвета. Палеомагнитному исследованию были подвергнуты образцы песчаников и алевролитов. Мощность отложений верхнего эоцена—олигоцена от 150 до 300 м, нижнего миоцена — более 500 м. Эоценовый возраст риштанских, исфаринских и ханабадских слоев обоснован ископаемой фауной моллюсков. В более верхней части разреза (в сумсарских и шурусайских слоях) содержатся моллюски олигоцена. Раннемиоценовый возраст верхней части толщи предполагается на основании определений ископаемой пыльцы [Расчленение..., 1976].

Породы палеогена изучены на четырех участках (81—83, 89, см. рис. 61), все они расположены в пределах Внешней зоны Северного Памира.

81. На восточном склоне хребта Хозретиши изучены породы эоцена—олигоцена и низов бальджуанской свиты (поздний олигоцен—миоцен), слагающие крутую моноклиналь выдержанного меридионального простираения. обнажения расположены в долинах правых притоков рек Пяндж и Обиминью: 81д — р. Хирманджой, 81е — р. Дехивайрон, 81ж — р. Хутхам, 81з — р. Щучпоен.

82. На западном окончании хребта Петра Первого в долинах р. Обихингоу и ее правых притоков изучены красные песчаники олигоцена и низов бальджуанской свиты: обн. 82а — юго-восточное крыло Чильдаринской антиклинали, 82б — северо-западное крыло той же складки, 82в — на северо-западном крыле Чильдаринской синклинали.

83. В южных отрогах хребта Петра Первого на юго-восточном крыле синклинали гор Сурхку около кишлака Хипшун изучены красноцветные песчаники эоцена, олигоцена и низов миоцена.

89. В приводораздельной части Заалайского хребта в западной части участка (см. рис. 62) исследованы обнажения в долине Кызыларт выше устья р. Аtdжайляу. Изученные разрезы находятся на крыльях сжатой синклинали, которая имеет юго-восточное простираение. На обоих крыльях складки изучены мелкозернистые песчаники и алевролиты позднего олигоцена — раннего миоцена (обн. 89а, б) и красноцветные аргиллиты и алевролиты из риштанских слоев эоцена (обн. 89в). В восточной части участка в верховьях р. Хатынканыш изучено обн. 89г, сложенное вертикально залегающими слоями эоцена—олигоцена.

Результаты лабораторных исследований¹

Термомагнитные исследования красных, реже серых или бурых песчаников и алевролитов палеогена и нижнего миоцена показали, что в большинстве образцов преобладает жесткий ферромагнетик с температурой точки Кюри выше 600°, по всей видимости гематит. Лишь в нескольких штуфах сероцветных пород из Южного Дарваза (уч. 81) обнаружены значительные содержания магнетита. Как и следовало ожидать, для этих красноцветных отложений выборочная чистка переменным полем вплоть до 1500 Э оказалась неэффективной для разделения компонент намагниченности. Все коллекции были прогреты до 200—240° и выборочно — до 400°, причем для коллекций по уч. 82, 83 и 89 нагревы выше 240° практически не изменяли единичных палеомагнитных направлений. Только для уч. 81 нагрев до 400° привел к заметным изменениям векторов ЕОН, в силу чего эта коллекция целиком была прогрета до этой температуры.

В каждой коллекции было обнаружено три или более зон разной полярности, что позволяет говорить об образовании остаточной намагниченности в течение длительных интервалов времени и о хорошем осреднении вековых вариаций. Для всех разрезов и участков средние направления для прямо- и обратномагнитных пород или антипараллельны, или различаются на угол более 150°, что позволило применить метод обращения для получения направлений биполярной намагниченности (см. рис. 75).

Средние векторы по обн. 82а и 82в различаются на 5° в ДСК и более чем на 50° в

¹Использованы также данные, полученные Г.З. Гурарием в результате обработки части коллекций Юго-Восточного Дарваза и восточной части Заалайского хребта [Баженов и др., 1978].

Таблица 27. Палеомагнитные результаты по палеогеновым породам Внешней зоны Памиря

Участок, обнажение	<i>H</i> , м	<i>n_с/n</i>	<i>P</i>	<i>D</i> °	<i>I</i> °	<i>K</i>	<i>a₉₅</i> °	ΔD°	Надежность
81д-з	—	15	N	303	24	14	9,7	—	
81д-з	—	24	R	307	32	11	8,6	—	
81д-з	200	54/39	NR	305	29	11	6,8	7,8	Б
82а	120	24/18	NR	354	30	19	7,6	—	
82б	100	15/14	NR	325	52	16	9,4	—	
82в	80	14/14	NR	349	30	7	14,2	—	
Среднее (82а,в)		32	NR	352	30	12	7,2	8,3	Б
83	—	21	N	332	40	14	8,4	—	
83	—	10	R	321	38	10	14,1	—	
83	200	39/31	NR	329	40	12	7,3	9,5	Б
89а	100	12/9	NR	39	32	19	10,6	—	
89б	150	12/11	NR	45	43	12	12,3	—	
89в	50	12/7	NR	30	50	9	17,8	—	
89г	70	31/27	NR	35	37	14	7,2	9,0	
Среднее (89а-в)		27	NR	40	41	12	7,8	10,3	Б
Среднее (89а-г)		54	NR	37	39	13	5,3	6,8	Б
140	—	18	NR	311	49	8	12	18,5	Б
141	—	8	N	315	34	10	16	19,4	В

Примечание. *P* — полярность ЕОН штурфов, использованных для вычисления среднего: *N* — прямая, *R* — обратная, *NR* — обе полярности использованы, результат получен по методу обращения (результаты приведены к нормальной полярности). Все данные в ДСК. Остальные обозначения см. в табл. 6.

ССК; таким образом, тест складки здесь свидетельствует о доскладчатой природе ЕОН. Однако результат по обн. 82б резко от них отличается и по склонению, и особенно по наклонению (табл. 27). Объяснить эту аномалию какой-либо одной причиной (подмагничивание, локальные движения, занижение наклонения в двух других разрезах) не представляется возможным, а в случае сочетания нескольких — слишком велик произвол. Результат по разрезу 82б был отброшен, и далее будет рассматриваться только среднее по остальной части коллекции уч. 82, полученное с помощью метода обращения и проверенное тестом складки.

На уч. 89 тест средних для четырех обнажений указывает на доскладчатую природу ЕОН: в ДСК значение статистики 1,35, в ССК — 79 при критическом значении 2,2.

Для пород палеогена в целом характерен небольшой (5—10°) разброс векторов между образцами и значительно большая — до нескольких десятков градусов — дисперсия на межпластовом уровне. Только в нескольких штурфах сероцветных песчаников из уч. 81 внутриштурфовый разброс также велик, но соответствующие средние векторы не отличаются от остальной части коллекции. Отметим также, что, хотя по своим свойствам ферромагнитные минералы заметно меняются от штурфа к штурфу, корреляции с палеомагнитными направлениями обнаружить не удалось.

Таким образом, можно сделать вывод, что в породах этого возраста резко преобладает биполярная доскладчатая намагниченность, а незначительная по величине вторичная компонента, в ряде случаев приводящая к неполной антипараллельности средних *R*- и *N*-векторов, была исключена методом обращения. Складчатые деформации в этом регионе происходили в неогене и квартере. Так как нами изучены породы от эоцена до низов миоцена, то доскладчатость ЕОН — почти синоним ее первичности. О том же свидетельствуют наличие зон разного знака в разрезах, а также значимое превышение межпластового разброса над внутриштурфовым. Все это позволяет отнести средние результаты по всем участкам к категории Б.

Литературные данные

Исследования палеогеновых и нижнемиоценовых пород западной части Внешней зоны Памира были проведены Л.Н. Гамовым [1975].

На Юго-Западном Дарвазе в районе уч. 81 исследованы отложения олигоцена и палеоцена. Первый результат (уч. 140, см. табл. 27) получен с помощью метода обращения и может быть использован для интерпретации. Единственным подтверждением надежности среднего вектора по палеоцену (уч. 141) является его качественное согласие с другими результатами в этом районе.

Северо-западнее, в центральной части Дарваза, полный разрез палеогена изучен в бассейне р. Сарыоб, левого притока р. Обихингоу [Гамов, 1975]. Все единичные векторы имеют здесь прямую полярность и группируются вокруг направления перемагничивания. Этот результат был забракован. Также забракованы данные по западному окончанию хребта Петра Первого, где разброс единичных направлений очень велик (значения кучности порядка 3 и менее). Есть еще несколько результатов в этом регионе, которые также были забракованы из-за высокого разброса единичных направлений ЕОН, низкой точности определения средних векторов и отсутствия полевых тестов.

Обсуждение результатов

Анализ наклонений. Анализ средних наклонений по участкам (см. табл. 27) показывает, что они разделяются на две группы: 1) уч. 81, 82; 2) уч. 83, 89, 140. Различия в наклонениях внутри групп незначимы, между ними — значимы. Все эти участки расположены в пределах одной фациальной зоны и нет оснований предполагать, что различие в широтах между уч. 81 и 83 в момент осадконакопления составляло около 800 км, как это вытекает из палеомагнитных данных. Необходимо сделать вывод о нетектонической природе этого расхождения палеомагнитных наклонений.

При сравнении первой группы результатов с евразийским эталонным наклонением (здесь $56-58^\circ$) выясняется, что они занижены почти на 30° . Среднее по всем участкам составляет 37° , и отличие от эталона — на 20° . Если оставить только участки с более крутыми наклонениями (83, 89, 140), то получим значения 43° и 14° соответственно. В обоих случаях различия статистически значимы. Если их интерпретировать как результат горизонтального перемещения к северу, то получим значения около 2200 и 1600 км для первого и второго вариантов соответственно.

Мы не знаем к северу от Памира компенсационных тектонических структур, адекватных такому масштабу коллизии Памира с Евразией. Далее, если сравнить палеомагнитные наклонения в породах нижнего мела и эоцена—олигоцена, то прямая интерпретация этих данных приводит к выводу о том, что в позднем мелу—палеоцене зона Северного Памира была перемещена к югу на 1000 км. Между тем геологические свидетельства такого перемещения отсутствуют. Эти обстоятельства и указанное выше внутреннее противоречие полученных данных о палеомагнитных наклонениях палеогена не позволяют использовать их для тектонической интерпретации. Скорее всего, занижение наклонения возникло при формировании ЕОН пород. Так как в основном породы палеогена представлены песчаниками, для которых большое диагенетическое уплотнение не характерно, можно сделать вывод, что занижение наклонений возникло непосредственно при образовании детритной намагниченности. Это веский дополнительный довод в пользу первичности намагниченности, но полный запрет на прямую тектоническую интерпретацию наклонений.

Очень существенно, что во всех коллекциях единичные направления намагниченности заметно сильнее разбросаны по склонению, чем по наклону, причем такое удлинение распределения наиболее четко проявлено для коллекции с минимальным значением I (уч. 81). Было показано [Баженов, 1981], что в случае равно-

мерного занижения наклонов при диагенетическом уплотнении пород или выполаживании удлинённых ферромагнитных частиц распределение единичных векторов, изначально имевшее круговую симметрию, должно приобрести именно такой вид, как в наших коллекциях пород палеогена. Путём восстановления осевой симметрии можно приближённо определить начальное наклонение. Для коллекции по уч. 81 оно заключено в интервале $50-60^\circ$, что согласуется со значением, полученным пересчётом среднего полюса по палеогену Евразии. Если такой подход верен, то после палеогена перемещение исследованного района вдоль меридиана (относительно Евразии) не превышало 10° .

Анализ склонений. Так же как и для нижнего мела, склонения в палеогеновых породах Внешней зоны Памира образуют характерный веер на карте (см. рис. 61), указывая на вторичность этой структурной дуги. На грифике (см. рис. 67) почти все результаты хорошо укладываются на прямую линию, наклонённую под углом 45° к оси абсцисс, и только данные по обн. 89а-в несколько от нее отклоняются. Первоначально прямолинейной структуре отвечает график именно с таким углом наклона, из чего можно сделать вывод о прямолинейности Внешней зоны Памира в палеогене.

Соотношения между изменением склонения остаточной намагниченности и изменением простирания складчатых структур в целом выдержаны вдоль всей зоны (см. рис. 67). Исключением является уч. 89, на котором были изучены породы палеогена. Складчатые структуры Заалайского хребта имеют широтное простирание. На крыле такой антиклинальной складки расположен разрез 89г. Западнее ось антиклинали резко отклоняется к северо-западу, а затем вновь приобретает широтное простирание (см. рис. 62). Разрезы 89а-в находятся в той части складки, где она имеет аномальное северо-западное простирание. Резкий поворот оси складки между разрезами 89а-в и 89г сопровождается поворотом вектора остаточной намагниченности лишь на очень небольшой угол, и это различие статистически незначимо. Такое несоответствие объясняется особенностью механизма формирования горизонтальной флексуры. Образование такой флексуры возможно в результате растяжения ее соединительного крыла и перемещения пород путем трансляции, т.е. без вращения. Эта горизонтальная флексура является местным усложнением структуры зоны и не охватывает ее целиком.

Углы наклона графиков для нижнемеловых и палеогеновых результатов (см. рис. 67) различаются статистически значимо, причем различие в склонениях нарастает с запада на восток, достигая максимума (50°) в восточной части Заалайского хребта, тогда как эталонные скопления мела и палеогена различаются всего на 4° . Полученные данные свидетельствуют о том, что кривизна Внешней зоны Памира изменилась между ранним мелом и эоценом.

РЕКОНСТРУКЦИИ ПОЛОЖЕНИЯ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО ПАМИРА В МЕЛУ И ПАЛЕОГЕНЕ

Палеомагнитное изучение пород мела и палеогена Северного Памира позволяет провести реконструкцию положения зоны Северного Памира до возникновения Пенджабского синтаксиса, восстановить ход деформации в плане, траекторию движения и оценить величину горизонтального перемещения Северного Памира при формировании синтаксиса.

Интенсивное складкообразование происходило во Внешней зоне Северного Памира в плиоцене. Оси главных складок очерчивают дугу, меняя простирание от широтного в Заалайском хребте до меридионального в Дарвазском хребте. Склонения остаточной намагниченности в породах нижнего мела и палеогена закономерно изменяются вдоль рассматриваемой зоны (см. рис. 61). В западной части дуги склонения северо-западные, в восточной части дуги — северо-восточные и восточные. Это свидетельствует о том, что изученная тектоническая зона приобрела совре-

Таблица 28. Реконструкция простирания Северо-Памирской зоны

Участок	D°	ΔD_{95}°	λ°	β°	$L^\circ(Q)$	L°
Ранний мел						
81	314	5	22	+68	0	68
84	8	4	22	+14	45	59
85	3	4	22	+19	60	79
86	40	14	22	-18	70	52
88	92	16	22	-70	100	30
Палеоген						
81	305	8	19	+74	0	74
82	352	8	19	+27	50	77
83	329	9	19	+50	30	80
89	37	7	19	-18	90	72

Примечание. D — палеомагнитное склонение (см. табл. 25, 27); ΔD_{95} — точность определения склонения; λ — направление палеомеридиана; β — угол поворота структурной зоны (плюс — поворот против движения часовой стрелки, минус — поворот по часовой стрелке); $L(Q)$ — современное простирание; L — реконструкция простирания структурной зоны. В колонках 2, 4—7 указаны направления (в градусах) по отношению к современному меридиану.

менную дугообразную форму после формирования намагнитченности в породах палеогена. Палеомагнитные данные позволяют определить простирание, которое имела Северо-Памирская зона примерно 20 и 100 млн лет назад (табл. 28, рис. 68). Участки современной дуги Памира при реконструкции были повернуты до совпадения средних направлений остаточной намагнитченности в породах с простиранием палеомеридиана. Направление палеомеридианов было вычислено по данным о положении палеополюсов, полученным для Евразийской литосферной плиты в районах, которые расположены за пределами области альпийской деформации. На территории Памира раннемеловой палеомеридиан ориентирован по отношению к современному меридиану на СВ 22° , а направление на палеогеновый полюс — на СВ 19° .

Большинство исследованных участков расположено вблизи южной границы Внешней зоны Северного Памира. Поэтому реконструкции положения этой границы ($a-g$ на рис. 68) являются более точными. Они показывают, что в раннем мелу Северо-Памирская зона была ориентирована в северо-восточном направлении и имела форму пологой дуги, обращенной выпуклостью на юго-восток (рис. 68, А). К концу олигоцена форма зоны стала близкой к прямолинейной (рис. 68, Б).

Широким распространением пользуется метод определения палеошироты местности по палеомагнитному наклонению в породах. Сравнение палеошироты с современной широтой позволяет определить величину перемещения района вдоль меридиана. Исследования, проведенные нами во Внешней зоне Северного Памира, показали, что такой метод не может быть применен на изученном объекте.

Для определения положения Северо-Памирской зоны в мелу и палеогене авторы применили метод разворачивания вторичной дуги. Этот метод позволяет определить амплитуды смещения участков вторичной дуги друг относительно друга. Если известно, что одно крыло дуги не испытывало смещений, то траектория движения другого крыла дуги относительно такого репера показывает направление и величину горизонтального перемещения. Этот последний вариант имеет место в Дарваз-Копетдагской дуге.

Копетдаг занимает положение на краю пояса альпийских деформаций и испытал эти деформации в относительно небольшой степени. На территории этого хребта палеозойские зоны переходят из области альпийской складчатости в пределы Туранской эпипалеозойской платформы (см. рис. 58). Палеомагнитное исследование показало, что склонение остаточной намагнитченности в меловых породах Копетдага

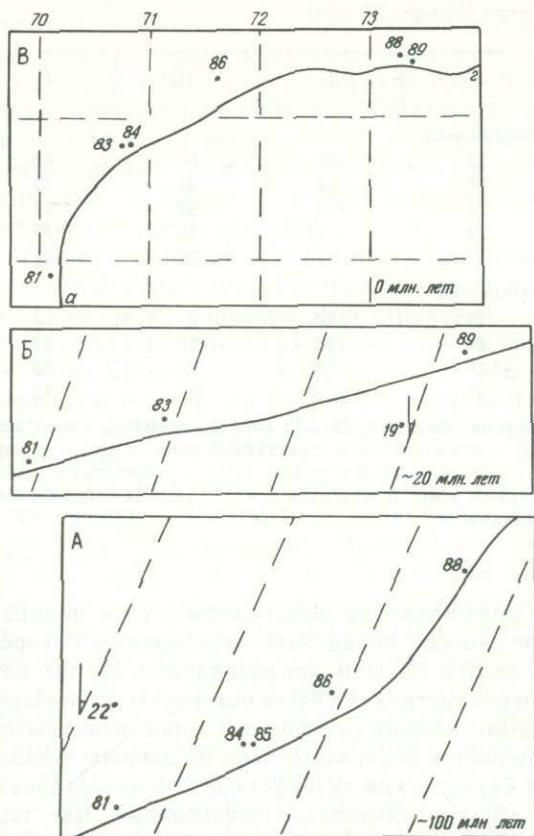


Рис. 68. Реконструкции формы Северо-Памирской зоны (А — в раннем мелу, Б — в палеогене) и современная форма дуги (В)

совпадает с направлением мелового палеомеридиана, который имеет здесь ориентировку СВ 20° (вычислено по тем же данным, по каким был определен палеомеридиан для Памира). Следовательно, копетдагское крыло Дарваз-Копетдагской дуги не испытывало вращения и может служить репером. Положение этого репера очень удачно в тектоническом отношении. Он находится на одном меридиане с Лутским блоком, который разграничивает системы деформаций Аравийского и Пенджабского синтаксисов. Как было показано выше, от Кавказа до Памира протягивается зона развития офиолитов раннего карбона. Они отмечают сутуру океана палео-Тетис. Непосредственно южнее расположена зона развития андезитов и дацитов того же возраста. Указанные зоны по обнажениям, скважинам и магнитным аномалиям прослежены через Копетдаг и Гиндукуш на Северный

Памир. Эти палеозойские зоны и зона триасового вулканизма надежно связывают между собой Копетдаг и Северный Памир — оба района, в которых была изучена меловая и палеогеновая намагниченность. Поэтому, реконструируя движения Северного Памира в альпийское время, необходимо учитывать его неразрывную связь с Копетдагом. При этом Копетдаг играет роль репера, припаянного к Евразийской плите, а Северный Памир — роль маятника, который перемещался в сторону Евразии.

Палеомагнитные склонения в породах нижнего мела Юго-Западного Дарваза ориентированы под углом 60° относительно склонения в меловых породах Копетдага (рис. 69). Это свидетельствует о том, что дарвазское крыло Дарваз-Копетдагской дуги после раннего мела было повернуто в направлении против часовой стрелки на указанный угол. Траектория движения дарвазского крыла Дарваз-Копетдагской дуги относительно Копетдага показывает направление и величину перемещения зоны Северного Памира после раннего мела.

На рис. 69 показаны положение дуги Северного Памира в настоящее время и реконструкции для палеогена и раннего мела, основанные на палеомагнитных данных об изменении формы Дарваз-Копетдагской и Памирской дуговых структур. Приведены два варианта реконструкций: а — наиболее близкое положение, которое мог занимать Северный Памир в случае его поступательного движения в послемеловое время; б — более удаленное положение. К сожалению, отсутствуют палеомагнитные данные по афганской части Дарваз-Копетдагской дуги, что снижает точность реконструкций. Известны лишь результаты палеомагнитного исследования нижнемеловых пород из Южного Афганистана [Жрумсьек, 1976]. Они свидетельствуют о том,

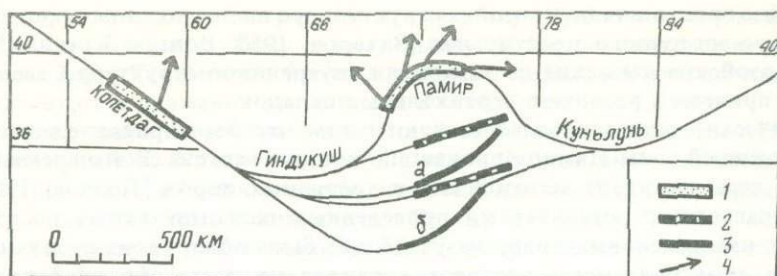


Рис. 69. Схема формирования Памирской структурной дуги

1—3 — положение зоны Северного Памира: 1 — современное, 2 — в позднем палеогене, 3 — в раннем мелу; 4 — палеомагнитные склонения в породах нижнего мела

что первичные структуры зоны Гильменд имели простирание, близкое к широтному. Если экстраполировать эти данные на более северные зоны, то реконструкция *a* (см. рис. 69) оказывается более предпочтительной. Однако правомерность такой экстраполяции вызывает большие сомнения. В то же время соотношения тектонических зон Северного Памира и Куньлуня в раннем мелу оказываются более логичными, если принять южный вариант реконструкции (*b* на рис. 69).

Реконструкция на рис. 69 проведена без учета продольного растяжения тектонических зон. Между тем это явление несомненно имело место в Дарваз-Бадахшанском районе, где происходили пластические деформации, сопровождаемые сдвигами. Величина продольного растяжения на этом участке дуги составляет десятки километров. Учитывая большую протяженность Дарваз-Копетдагской дуги (1500 км), искажения за счет продольного растяжения ее восточного крыла находятся за пределами точности реконструкции. Они не окажут значительного влияния на полученные результаты.

Предложенные выше реконструкции составлены с учетом геологических данных о том, что складчатые структуры и фациальные зоны протягиваются вдоль Памирской и Дарваз-Копетдагской дуг. Указанные дуговые структуры возникли за счет протяженных зон, имеющих единообразное строение. Это установлено для Внешней зоны Северного Памира [Кариев, 1977; Олейник, 1972; Суворов, 1968] и было показано выше для внутренних зон Северного Памира и Дарваз-Копетдагской дуги. Если не учесть этой особенности рассматриваемых дуговых структур, то можно построить по палеомагнитным данным реконструкцию, на которой каждый исследованный участок повернут вокруг своей оси вращения, расположенной на этом участке. Построенная таким способом реконструкция была предложена для территории Таджикской депрессии, Юго-Западного Дарваза и хребта Петра Первого [Ржевский, 1977; Палеомагнитология, 1982]. Внешняя зона Северного Памира оказалась при этом разорванной на части, которые повернуты и смещены друг относительно друга. Эти предполагаемые смещения участков друг относительно друга совершенно не отражены в тектонической структуре района, что подтверждает ошибочность упомянутой реконструкции.

АЛЬПИЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ

На границе раннего и позднего мела крупные тектонические перестройки происходили в южной части Памира. Они были связаны с закрытием Афгано-Тибетской ветви Тетиса. Этим перестройкам соответствует резкое угловое несогласие между отложениями неокома и кампана—маастрихта, известное в Центральном Памире [Дронов, 1988a]. Изменение ориентировки и формы изученной нами зоны, вероятно, началось в это время. Такие перемещения оказали влияние на процессы в Таджикско-Алайском седиментационном бассейне. В мелу или палеоцене в указан-

ном бассейне произошла перестройка структурного плана: возникли прогибы и поднятия северо-восточного простирания [Захаров, 1958; Вонгаз, Коган, 1964]. Эти позднемезозойские движения не затронули внутреннюю структуру Северного Памира и не привели к развитию вертикальных складок.

Геологические данные свидетельствуют о том, что формирование вертикальных складок Внешней зоны Памира произошло в конце неогена. В это время был смят в складки весь комплекс мезозойских и третичных пород [Леонов, 1961]. Этот вывод согласуется с результатами проведенных палеомагнитных исследований. В образцах нижнемеловых пород на уч. 86 и 88 была обнаружена вторичная после-складчатая намагниченность, которая возникла по полю обратной полярности. Такого поля не существовало за последние 700 000 лет. Следовательно, формирование вертикальных складок началось ранее этого срока.

Деформация зоны Северного Памира при формировании Пенджабского синтаксиса в неогене—квартере может быть прослежена на рис. 68. При формировании синтаксиса западный участок был повернут против движения часовой стрелки на 75° , средний участок — в том же направлении на 40° , а восточный участок — по направлению движения часовой стрелки на 15° .

Иная картина в Алайском хребте Тянь-Шаня. Средние палеомагнитные направления по меловым породам Алая (уч. 92—94, см. рис. 61) близки к направлению на меловой полюс Евразии и резко отличаются от определений по одновозрастным породам в Памирской дуге. Палеомагнитные направления в нижнемеловых породах Алайского хребта не зависят от простирания осей складчатых структур. Структурный рисунок здесь заложен в ходе герцинского орогенеза и, судя по палеомагнитным результатам, мало изменился при новейших деформациях.

Приведенные выше данные о кинематике Дарваз-Копетдагской дуги (см. рис. 69) говорят о том, что после раннего мела тектонические зоны Северного Памира испытали перемещение в сторону Евразии на расстояние не менее 300 км, а скорее всего — на 600—700 км. При этом большая часть перемещения и главная деформация, в результате которой возникла Памирская дуга, произошли после палеогена.

Результаты палеомагнитного исследования показывают, что тектоническая история Памирской и Дарваз-Копетдагской дуг различна. Палеозойские и раннемезозойские тектонические зоны Северного Памира, Северного Афганистана, Северного Хорасана и Копетдага уже в раннем мелу имели форму дуги, обращенной вершиной к югу. Крылья этой дуги были ориентированы под углом 90° друг к другу. Памирской дуги, выпуклой к северу, в раннем мелу и палеогене не существовало, и территория Северного Памира входила в состав восточного крыла упомянутой меловой дуги. Памирская дуга возникла позднее в результате деформации в плане восточного крыла этой меловой дуги.

Таджикская структурная дуга дисгармонична с относительно древней Дарваз-Копетдагской дугой и конформна с молодой Памирской дугой. Таджикская дуга, вероятно, возникла в результате тектонического течения масс, направленного из вершины синтаксиса на запад. В отличие от резко переориентированных складок Дарваза оси складок Таджикской дуги имели первоначальное субмеридиональное простирание.

Важным аспектом рассматриваемой проблемы является соотношение синтаксиса со сдвигами Центральной и Средней Азии. Этому вопросу посвящено значительное число исследований [Васильчиков, 1972; Захаров, 1970; Зоненшайн, Савостин, 1979; Леглер, Пржиялговская, 1979; Пейве и др., 1964; Трифонов, 1976, 1979; Desio, 1976; Molnar, Tarronnieg, 1975; и др.]. Анализ движений по сдвигам показывает, что формирование синтаксиса сопровождалось: а) смещением складок Таджикской депрессии в западном направлении вдоль правых Южно-Гиссарских сдвигов (6 на рис. 56) и левого Альбурз-Мормульского сдвига (5 на рис. 56); б) смещением Южно-Афганского блока в западном направлении по Гиндукуш-Гери-

рудскому правому сдвигу (2 на рис. 56); в) смещением Тибетского блока в восточном направлении по Алтынтагскому левому сдвигу. Молодые складчатые деформации на северном краю Таримского блока и данные о механизме очагов землетрясений свидетельствуют о движении этого блока в северном направлении.

В настоящее время полюс вращения Индийской плиты относительно Евразийской расположен в районе Красного моря. Памирский блок ныне движется совместно с Индийской плитой, и полюс его вращения относительно Евразии, вероятно, близок к полюсу вращения Индийской плиты. Вектор движения Памира относительно Евразии в этом случае имеет северо-западное направление (около 340°). Это находится в согласии с определениями направления горизонтального смещения Северного Памира, полученного геодезическим методом. Повторные исследования с помощью светодальномеров показали, что хребты Петра Первого и Гиссарский сближаются со скоростью 1,5—2 см/год. Горизонтальная проекция вектора смещения имеет северо-северо-западное направление. Повторные триангуляции дали интересный результат: пункт, расположенный в северо-восточной части Вахского хребта, перемещается со скоростью 2 см/год в юго-западном направлении вдоль простирающейся тектонической зоны и складчатых структур [Певнев и др., 1978]. Это смещение свидетельствует в пользу того, что формирование Памирской дуги продолжается в настоящее время.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СИНТАКСИСА

Проблема происхождения Пенджабского синтаксиса служит предметом длительной дискуссии. Многие исследователи считают дугообразную форму Памира первичной, обусловленной формой седиментационных бассейнов и поднятий или ограничивавших их разломов. Такая точка зрения в разных модификациях изложена в работах И.В. Архипова, Б.П. Бархатова, Н.А. Беляевского, Г.П. Винниченко, П.Д. Виноградова, В.Н. Крестникова, М.М. Кухтикова, А.П. Марковского, Б.А. Петрушевского, Д.П. Резвого, Н.М. Сеницына. Палеомагнитное исследование показало, что Памирская дуга вторична и изложенная точка зрения ошибочна.

Другие исследователи рассматривают дугообразную форму Пенджабского синтаксиса как вторичное явление — результат деформации. Таковы были представления Г.Гайдена и Д.В. Наливкина, установивших дугообразную форму синтаксиса [Наливкин, 1916; Hauden, 1915], а также Э. Аргана, Д. Вадиа, Д.И. Мушкетова и многих последующих исследователей. Палеомагнитные исследования подтверждают эту точку зрения.

Д.И. Мушкетов [1935] предполагал, что Пенджабский выступ Индостана оказывал влияние на структуру Средней Азии в течение всего фанерозоя. И.Е. Губин [1960] считает, что Памирские дуги возникли в варисцийскую эпоху. Большинство исследователей относят формирование дугообразной формы синтаксиса к альпийскому циклу и рассматривают Пенджабский синтаксис как результат взаимодействия Индийской и Евразийской литосферных плит. Палеомагнитное исследование показало, что Памирская дуга начала формироваться после палеогена. Это произошло после схождения Индийской и Евразийской литосферных плит, время которого (40—50 млн лет) определено независимыми методами — по магнитным аномалиям дна Индийского океана [McKenzie, Sclater, 1971; Molnar, Burke, 1977; Patriat, Achache, 1984] и по геологическим данным [Стояли, 1979; Гансер, 1977; Molnar, Tapponnier, 1975].

Представления о причине и способе формирования Пенджабского синтаксиса можно сгруппировать вокруг следующих идей: 1) деформация коры вследствие внедрения жесткого Пенджабского клина в жестко-пластичную Евразию; 2) деформация коры вследствие взаимного сближения Таримского и Таджикско-Каракумского жестких массивов; 3) деформация коры как реакция на течение в верхней мантии;

4) гравитационное пластическое течение коровых масс с поддвигаемого Пенджабского выступа Индостанской плиты; 5) пластическое течение коровых масс из Гималайско-Тибетской зоны конвергенции литосферных плит. Опираясь на изложенные данные, можно выбрать гипотезы для дальнейшей разработки.

1. По мнению многих исследователей, Пенджабский выступ Индостанской плиты играет роль жесткого клина, внедрение которого в жестко-пластичную Евразию обусловило возникновение Пенджабского скупивания и его дугообразную форму. Некоторые авторы считают, что взаимодействие Индийской и Евразийской плит оказало влияние на формирование новейшей структуры значительной части Евразии [Зоненшайн, Савостин, 1979; Трифионов, 1976; Molnar, Tarponnier, 1975]. В соответствии с этой точкой зрения можно различить область интенсивной переработки структур, простирающуюся до Тарима и Гиссаро-Алая, и область рассеянных деформаций, охватывающую пространство вплоть до Байкала.

При внедрении жесткого клина в пластичное тело возникает система дуговых складок, которые облекают клин. При этом степень сжатия дуг уменьшается по мере удаления от клина (рис. 70, а). Данные о геометрии Пенджабского синтаксиса находятся в противоречии с этим механизмом деформации, так как Памирская дуга более сжатая по сравнению с Гиндукуш-Каракурумской дугой.

2. Сближение Таримского и Таджикско-Каракурумского блоков [Desio, 1976; Sarwat, De Jong, 1979] может быть причиной большего сжатия Памирской дуги в рамках предыдущей гипотезы или объяснить дугообразную форму всего синтаксиса.

В случае такого сближения на границе Таджикско-Каракурумского блока с Тянь-Шанем должны были происходить левосдвиговые перемещения. Эта граница хорошо изучена, и здесь установлены правосдвиговые смещения [Захаров, 1964, 1970; и др.], которые противоречат обсуждаемой гипотезе. Кроме того, в противоречии с гипотезой находятся данные о направлении смещений по сдвигам, которые развиты на крыльях Памирской дуги. В случае формирования этой дуги под действием сжатия с флангов пластическая деформация должна сопровождаться правыми сдвигами на западном крыле и левыми сдвигами на восточном крыле дуги (см. рис. 70, б). В действительности картина обратная (см. рис. 70, в): на куньлуньском крыле дуги развиты правые сдвиги, а на бадахшанском — левые сдвиги [Буртман и др., 1963; Захаров, 1964].

3. В поисках причин возникновения синтаксиса некоторые исследователи обратились к подкоровым течениям. Р. Ритсема [Ritsema, 1966] высказал предположение о существовании течения в верхней мантии, которое вызывает сжимающие напряжения в коре и перемещения по разломам. А. Дезио [Desio, 1976], поддерживая эти взгляды, приводит аналогию со льдиной, которую течение увлекает в залив. Роль льдины играет континентальная кора, которую подкоровый поток увлекает в промежуток между Таримским и Таджикско-Каракурумским массивами.

Эта гипотеза непроверяема геологическими методами. Она возникла в результате анализа сейсмологических данных о глубокофокусных землетрясениях Гиндукуша [Ritsema, 1966]. Позднее эти данные получили иную интерпретацию [Лукк, Винник, 1975; Уломов, 1974; Billington et al., 1977].

4. Индостанский континент был поддвинут под Евразийскую континентальную кору на значительное расстояние и индостанская кора подстиляет всю Высокую Азию, включая Каракурум и Памир [Арган, 1935; Стонли, 1979; Holmes, 1965; Carey, 1955; Powell, Conaghan, 1973, 1975]. Геодинамическая модель, отражающая эту систему взглядов, выглядит следующим образом [Powell, Conaghan, 1973]. При сближении Индийской и Евразийской плит океаническая кора Тетиса поглощалась в Индской зоне субдукции, которая отмерла при столкновении плит. В дальнейшем Индийская плита поддвигалась под отслаиваемую кору Азии, а верхняя мантия Евразийской плиты опускалась вниз и поглощалась.

Поддвигание Пенджабского выступа Индостана в северном направлении могло

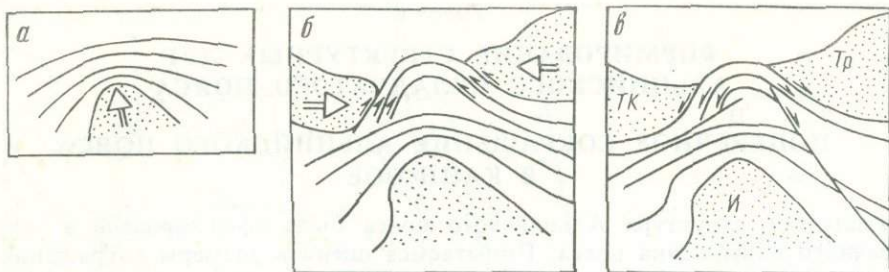


Рис. 70. Схемы формирования структурных дуг при внедрении жесткого тела (а), при сближении фланговых массивов (б) и схема Пенджабского синтаксиса (в)
И — Индостан; ТК — Таджикско-Каракумский массив; Тр — Таримский массив

вызвать гравитационное стекание масс земной коры с этого выступа. В соответствии с этой гипотезой, Пенджабский выступ играет двойную роль. На уровне нижней части коры этот выступ действует как клин и раздвигает жесткие массивы. Гравитационное пластическое стекание коровых масс с поддвигаемого выступа приводит к скупиванию тектонических зон в виде синтаксиса. Эта идея была рассмотрена С.А. Захаровым [1970] и отвергнута как не соответствовавшая его гипотезе зонного тектогенеза. Между тем фактический материал не противоречит такому способу формирования синтаксиса. Гипотеза хорошо объясняет надвиговый характер внешних границ Памира и особенности геометрии Пенджабского синтаксиса. Она находится в согласии с картиной движений по разломам Центральной и Средней Азии. Данные об очагах коровых и мантийных землетрясений [Широкова, 1974, 1979; Billington et al., 1977] также не противоречат этой гипотезе.

5. К описанным гипотезам можно добавить предположение о том, что при формировании Пенджабского синтаксиса происходило тектоническое течение вдоль складчатого пояса вследствие отжимания масс из Гималайско-Тибетской зоны коллизии литосферных плит [Буртман, 1982]. Эта гипотеза находится в согласии с данными о кинематике литосферных плит. Картина магнитных аномалий дна Индийского океана свидетельствует о том, что после столкновения с Евразией Индостанский континент испытывал вращение против часовой стрелки, а направление его относительно движения изменилось от северо-восточного до северо-северо-западного. Такая траектория движения Индостана относительно Евразии должна иметь следствием то, что напряжения в Гималайско-Тибетской зоне конвергенции возрастали в юго-восточном направлении вдоль этой зоны. Этот градиент напряжений, поддерживаемый в течение миллионов лет, должен был вызвать тектоническое течение коровых масс вдоль складчатого пояса в сторону Памир-Пенджабского синтаксиса.

Следствия из этой гипотезы не противоречат фактам. Гипотеза не претендует на объяснение происхождения всего синтаксиса, которое лучше объясняет предыдущая гипотеза. Приток коровых масс с юго-востока мог влиять на формирование внутренней структуры синтаксиса. Этим можно объяснить асимметрию его строения и дисгармонию между Памирской и Гиндукуш-Каракорумской структурными дугами.

ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРНЫХ ДУГ АЛЬПИЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

ПОПЕРЕЧНОЕ СОКРАЩЕНИЕ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА В КАЙНОЗОЕ

Складчатая структура Альпийского пояса была сформирована в условиях поперечного сокращения пояса. Попытаемся оценить размеры сокращения. Определить величину деформации складчатого объекта можно, если известно доскладчатое положение содержащихся в объекте маркирующих горизонтов или каких-либо других меток. Наша задача — исследование деформаций в плане, отражающих перемещение масс земной коры в горизонтальном направлении. Масштаб таких перемещений можно оценить, если сравнить современное положение какой-либо океанической сутуры с реконструкцией ее положения в геологическом прошлом.

В течение мезозоя и кайнозоя происходило разрастание Евразийского материка за счет последовательного причленения к нему микроконтинентов Тетиса, а затем и континентов Гондваны. В ходе этого процесса приближающиеся к Евразии микроконтиненты отшнуровывали от Тетиса окраинные бассейны с океанической корой. Столкновение микроконтинентов с Евразией привело к закрытию таких бассейнов и образованию океанических сутур. Сутуры, сформированные в пределах определенного интервала, объединяют под общим названием. Важный этап коллизии микроконтинентов с Евразией относится к меловому времени. Океанические сутуры, возникшие в это время, мы называем сутурами океана мезо-Тетис. Пользуясь этим термином следует иметь в виду, что наличие сутур мезо-Тетиса не свидетельствует о полном закрытии океана, разделявшего континенты северного и южного рядов. Эти сутуры — результат коллизии микроконтинентов Тетиса с Евразией. В рассматриваемом регионе (рис. 71) расположены две северные ветви Тетиса, которые были закрыты в меловое время — Карпато-Малокавказская и Афгано-Тибетская. Между ними на участке, занятом ныне структурами Загроса, океанический бассейн, возможно, существовал вплоть до неогена. В южной части Тетиса в мезозое находилось Периаравийское краевое море с корой океанического типа. Это море было отделено от океана карбонатной платформой. Упомянутые выше главные ветви мезозойского Тетиса имели ответвления, от которых остались сутуры малых бассейнов: Каменнопотокско-Поречская, Найн-Бафт и др.

В третичное время в результате причленения к Евразии Индостанского и Аравийского континентов была закрыта большая часть океана Тетис. При этом возникли сутуры нео-Тетиса, главные из которых показаны на рис. 71. Вследствие коллизии континентов произошли большие тектонические деформации и была создана современная структура Альпийского складчатого пояса.

Для определения величины поперечного сокращения Альпийского пояса наиболее интересны сутуры мезо-Тетиса. Они возникли в позднем мелу, т.е. до деформаций, которые служат объектом нашего исследования. Эти сутуры расположены внутри складчатого пояса, что позволит получить данные о внутренней деформации в поясе. При этом оценке величины деформации не мешают перемещения, связанные с сокращением океанических пространств, так как сутуры мезо-Тетиса находятся в области континентальной коры, существующей с позднемелового времени.

Реконструкция положения сутур мезо-Тетиса в мелу возможна по результатам палеомагнитных исследований. При чтении этой главы необходимо иметь в виду, что доказательства и доводы в пользу делаемых выводов приведены в предыдущих главах.

Карпато-Малокавказская сutura. В Западных Карпатах эта сutura перекрыта обширным аллохтоном — Гемеро-Татранским массивом. Из Западных Карпат

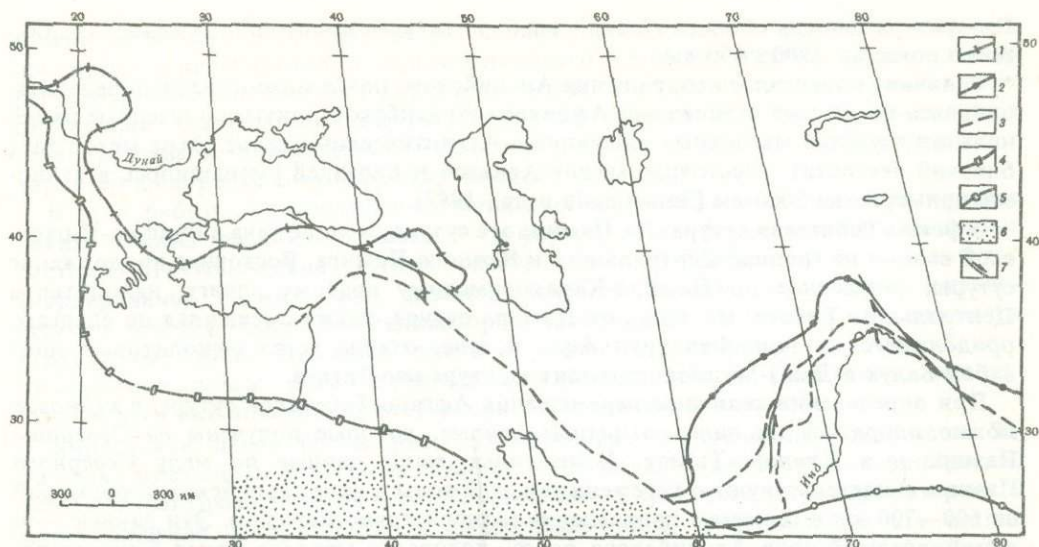


Рис. 71. Деформация сатур мезо-Тетиса в кайнозое

1—3 — современное положение сатур: 1,2 — мезо-Тетиса (1 — Карпато-Малокавказская, 2 — Афгано-Тибетская), 3 — нео-Тетиса; 4—6 — реконструкции для позднего мела: 4, 5 — сатур мезо-Тетиса (4 — Карпато-Малокавказская, 5 — Афгано-Тибетская), 6 — Тетиса; 7 — сдвиги

сутура следует через Паннонский бассейн в Вардарскую офиолитовую зону и далее — к офиолитам Анатолийской зоны. Смещенная по Анатолийскому правому сдвигу, сутура мезо-Тетиса проходит из Восточного Понта на Малый Кавказ, где отмечена офиолитами Мумуханских гор, Ширакского, Базумского и Загезурского хребтов. Затем через Иранский Карадаг она может быть прослежена до оз. Урмия и Анатолийского сдвига. Вновь смещенная по сдвигу, Карпато-Малокавказская сутура мезо-Тетиса оканчивается в Западном Загросе около сатуры нео-Тетиса (см. рис. 71).

Реконструкция положения Карпато-Малокавказской сатуры в позднем мелу основана на палеомагнитных данных. На Малом Кавказе и в Восточном Понте палеомагнитные результаты получены по породам верхнего мела, которые перекрывают офиолиты, отмечающие сутуру мезо-Тетиса. В Карпатах такие результаты получены вблизи этой сатуры. На Балканах и в Западной Анатолии сутура находится на значительном расстоянии от пунктов палеомагнитных определений. На этом участке она проведена методом интерполяции.

Сравнение положений Карпато-Малокавказской сатуры в позднем мелу и голоцене позволяет определить направление и величину перемещения сатуры в кайнозое (см. рис. 71). Эти перемещения отражают сокращения земной коры северной части Альпийского пояса при формировании его покровно-складчатой структуры. Амплитуда перемещения сатуры максимальна в вершине Аравийского синтаксиса — около 1200 км. Направление перемещения — поперек Альпийского пояса. На запад амплитуда уменьшается до 400—500 км у границы Эллинид и Динарид. Здесь направление перемещения — вдоль пояса. Далее эта амплитуда возрастает в области Карпатской петли и вновь уменьшается к Восточному Альпам.

Так как сатуры мезо-Тетиса находятся внутри Альпийского пояса, амплитуда их перемещения меньше величины поперечного сокращения всего пояса. Такое сокращение можно определить в области Аравийского синтаксиса путем сравнения палеомагнитных широт, полученных для позднего мела на Аравийской платформе [Ron et al., 1984] и в Дагестане — у северной границы Альпийского пояса.

По этим данным, в области Аравийского синтаксиса произошло сужение Альпийского пояса на 1800 ± 450 км.

Величину поперечного сокращения Альпийского пояса можно также определить, опираясь на данные о движении Африкано-Аравийской плиты, полученные на основании изучения магнитных аномалий в Атлантическом океане. Этот метод дает близкий результат: расстояние между Аравией и Евразией уменьшилось в кайнозое примерно на 2000 км [Зоненшайн и др., 1987].

Афгано-Тибетская сутура. На Памире эта сутура расположена в Рушано-Пшартской зоне — на границе Центрального и Южного Памира. Восточное продолжение сутуры, смещенное по Памиро-Каракорумскому правому сдвигу, находится в Центральном Тибете. На запад от Памира сутура, также смещенная по сдвигам, продолжается в зоне Фарахруд Афганистана, откуда через офиолитовые зоны Забол-Балух и Джаз-Муриан подходит к сутуре нео-Тетиса.

При определении величины перемещения Афгано-Тибетской сутуры в кайнозое можно опираться на палеомагнитные данные, которые получены на Северном Памире и в Южном Тибете. Изложенные выше данные по мелу Северного Памира свидетельствуют о перемещении этой зоны в ходе альпийских деформаций на 600—700 км в северном направлении (относительно Евразии). Эти данные — о самой внешней зоне Альпийского пояса, которая в меловое время была расположена далеко от сутуры мезо-Тетиса. Сближение указанных структур на Памире произошло в позднем кайнозое. Этот процесс сопровождался широким развитием шарьяжей на Центральном Памире. Палеомагнитные данные по мелу Северного Памира позволяют сделать вывод о том, что в послемеловое время произошло перемещение сутуры мезо-Тетиса в северном направлении на расстояние более 700 км, но не дают возможности определить полную амплитуду этого перемещения.

Более определенные выводы можно сделать, опираясь на палеомагнитные данные по Южному Тибету [Archache, Courtillot, 1984]. Эти результаты получены по породам апта—альба (формация Такена) и андезитам палеогена (60—48 млн лет), развитым в блоке Лхаса к югу от Афгано-Тибетской сутуры. Формация Такена сложена песчаниками и алевролитами с прослоями орбитолиновых известняков и известково-щелочных вулканитов. Эти отложения были сформированы после закрытия мезо-Тетиса и возникновения этой сутуры. Палеомагнитные исследования показали, что в течение позднего мела, палеоцена и раннего эоцена палеоширота блока Лхаса не претерпела изменений, а за последние 50 млн лет указанный блок был перемещен к северу на 2000 ± 850 км относительно Евразии.

Для определения поперечного сокращения всего Альпийского пояса к этой величине необходимо добавить поперечное сокращение пояса в области Гималаев. Реконструкция первоначальной ширины гималайских тектонических зон была проведена методом сбалансированных разрезов на территории Кохистана [Coward, 1985, 1987]. По этим данным, область, заключенная между сутурой нео-Тетиса и Главным пограничным надвигом Гималаев, испытала в результате складчато-надвиговых деформаций поперечное сокращение в 3 раза, т.е. на 470 км. Материалы по магнитным аномалиям дна Индийского океана также свидетельствуют о том, что Индостанский континент после начала коллизии сблизился с Евразией на 2000—2500 км [Molnar, Terronier, 1975].

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТЕЧЕНИЯ И ВОЗНИКНОВЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ ДУГ

Тектоническое течение — это течение горных пород в тектоническом поле напряжений. В отличие от конвективных и адвективных течений в мантии тектоническое течение — не причина, а следствие тектонических процессов. Ярким примером тектонического течения вещества, результаты которого

можно видеть на всех уровнях (от шлифа до складчатой системы), являются протрузии серпентинитов и серпентинитового меланжа. Тектоническое течение регулируется реологическими характеристиками горных пород, которые обладают свойствами вязкого (ползучесть), вязко-пластичного или упруго-пластичного тела. Течение с пластической вязкостью (наряду с ползучестью) определяют характер и скорость тектонических течений¹.

В этой работе тектонические течения рассмотрены на мегауровне. Вследствие таких течений возникают новые и деформируются более ранние складчатые системы. Тектонические потоки сочетаются с перемещениями по сдвигам. Шарьирование горных масс нередко является прямым следствием тектонического течения. Хорошим индикатором тектонического течения масс являются структурные дуги. Подведем итоги изучения структурных дуг Альпийского складчатого пояса, расположенных между Альпами и Гималаями, используя эти дуги как показатели направлений тектонических течений.

Карпатская петля (1 на рис. 72) образована складчатыми системами Западных, Восточных и Южных Карпат. Эти складчатые системы принадлежат Карпато-Понтической ветви Альпийского пояса. Карпатская петля имеет вторичное происхождение. Структурные и фациальные зоны, очерчивающие эту петлю, в позднем мелу простирались в юго-восточном направлении. Главные деформации, приведшие к формированию структурной петли, происходили в позднем олигоцене и раннем миоцене. Развитие Карпатской петли сопровождалось левосдвиговым смещением Карпато-Понтической ветви Альпийского пояса относительно Динаро-Таврской ветви этого пояса. Внутреннее пространство петли было заполнено в результате тектонического течения масс земной коры вдоль складчатого пояса.

Это течение захватило также срединные массивы с доальпийским основанием (Бахор, Мечек), которые были перемещены к северу в область Карпатской петли. Интересна судьба Гемеро-Татранского блока земной коры. Мезозойские породы Динаро-Таврской ветви Альпийского пояса формировались на африкано-аравийской окраине мезозойского Тетиса, породы Карпато-Понтической ветви — на евразийской окраине этого океана. Исключением из этого правила является Гемеро-Татранский блок, который входит в состав Карпатской складчатой системы, но сложен породами африканской окраины мезозойского Тетиса. При формировании Карпатской петли Гемеро-Татранский блок испытал вращение против движения часовой стрелки вокруг оси, расположенной у границы Западных Карпат с Восточными Альпами. В результате восточный край блока описал дугу длиной более 600 км, а сам блок был перемещен далеко на север и затем смят в складки совместно с породами евразийской окраины мезозойского Тетиса и более молодыми отложениями.

При формировании Карпатской структурной петли окраинные структуры Евразийского континента были смяты, скучены, частично раздавлены и далеко надвинуты на этот континент. Мощность аллохтона 10—15 км.

Критская структурная дуга (2 на рис. 72) образована породами Эллино-Критской складчатой системы. Это — вторичная дуга, которая возникла

¹ Используя реологические понятия в описании тектонических процессов, следует иметь в виду, что вязкость горных пород в большинстве случаев не является истинной вязкостью, а характеризует квазивязкость неоднородной среды, которая обусловлена комбинацией различных физических процессов. Среди них: перемещение дислокаций через кристаллическую решетку, межзерновое скольжение, смещение по трещинам и разломам и др. Это относится также к таким понятиям, как вязкость земной коры или пластическая вязкость тектонического потока в складчатом поясе. В тектоническом потоке движутся также тела (срединные массивы, блоки кристаллических пород), вязкость которых относительно велика и их можно рассматривать как жесткие включения, увлеченные потоком.

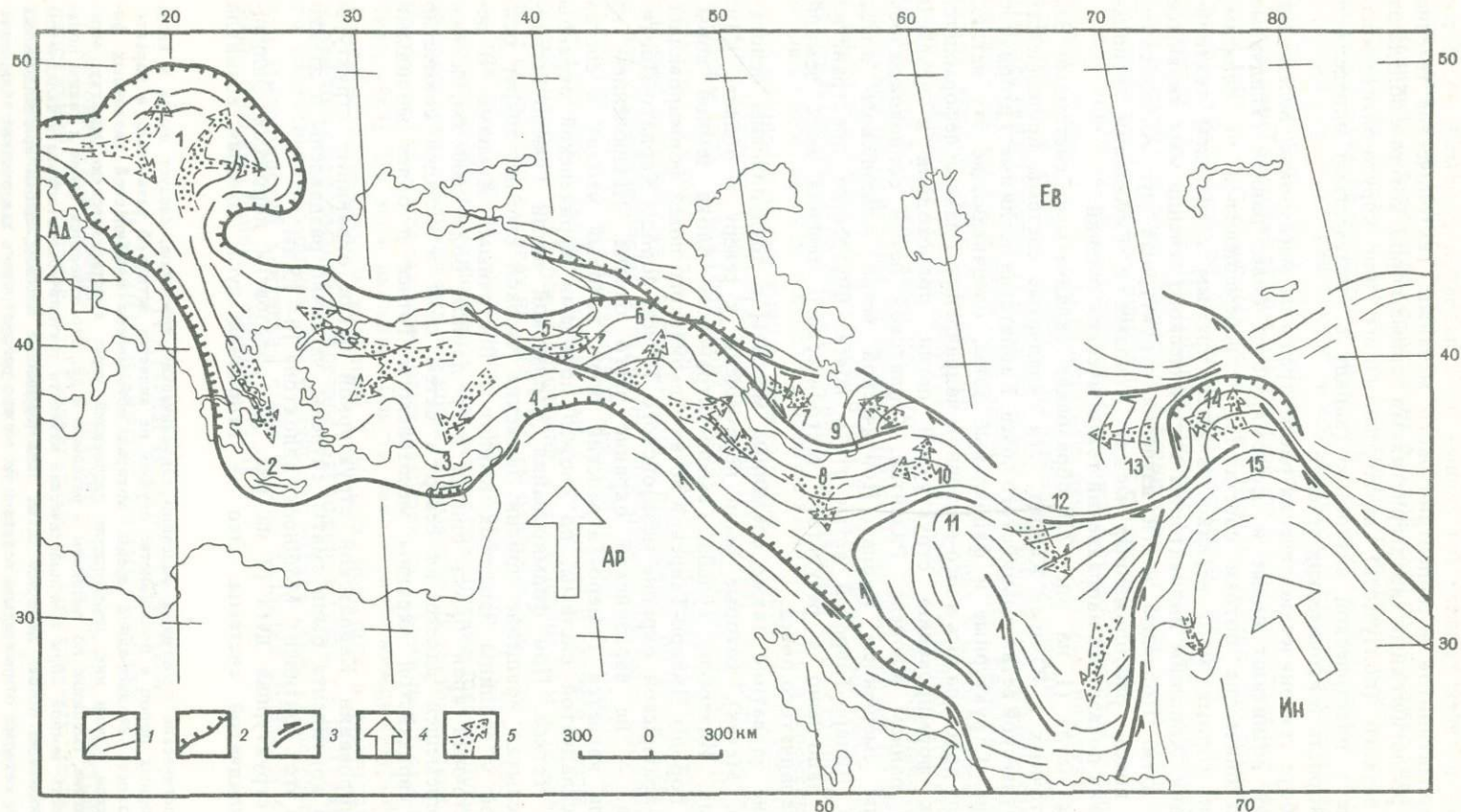


Рис. 72. Структурные дуги и тектонические течения

1 — простираение складок; 2 — надвиги, фронт шарьяжей; 3 — сдвиги; 4 — направления движения литосферных плит Евразии в новейшее время; 5 — направления главных тектонических течений в новейшее время. Структурные дуги: 1 — Карпатская петля, 2 — Критская, 3 — Кипрская, 4 — Восточ-

но-Таврская, 5 — Трабзонская, 6 — Малокавказская, 7 — Южно-Каспийская, 8 — Эльбурская, 9 — Западно-Копетдагская, 10 — Хорасанская, 11 — Лутская, 12 — Дарваз-Копетдагская, 13 — Таджикская, 14 — Памирская, 15 — Гиндукуш-Каракорумская. Литосферные плиты: Ад — Адриатическая, Ар — Аравийская, Ев — Евразийская, Ин — Индийская

позднее Карпатской петли. Критская дуга начала формироваться в миоцене и продолжала развиваться в плиоцен-четвертичное время. Формирование структурной дуги происходило одновременно с прогибанием Эгейской наложенной впадины, ее расширением к югу и углублением.

В новейшее время продолжались деформации и в пределах Карпатской петли. Происходило расширение этой петли и одновременно формировалась Паннонская наложенная впадина. Расширение Карпатской петли в северо-восточном направлении и продвижение Критской дуги к юго-западу, формирование в тылу структурных дуг Паннонской и Эгейской впадин — это взаимосвязанные процессы. Они, вероятно, обусловлены левосдвиговым смещением Карпато-Балканской и Динаро-Эллинской складчатых систем друг относительно друга, которое продолжалось в новейшее время.

Восточно-Таврская дуга (4 на рис. 72) очерчена структурами Восточного Тавра, Южного Курдистана и складками в чехле прилегающей части Аравийской платформы. Эта структурная дуга облекает северный выступ Аравийского континента. Восточно-Таврская дуга возникла в миоцене. Формирование складок в пределах дуги продолжается в четвертичное время. На западе Восточно-Таврская дуга сопряжена с Кипрской структурной дугой (3 на рис. 72). Данные по неотектонике Малой Азии свидетельствуют в пользу существования тектонического течения, направленного из вершины Аравийского синтаксиса в область Кипрской дуги.

Хорасанская (10), Эльбурская (8), Малокавказская (6) и Трабзонская (5) структурные дуги (см. рис. 72) образуют сопряженную систему дуг (ХЭМТ). Эти дуги очерчены складчатыми структурами Туркмено-Хорасанских гор, Эльбурса, Малого Кавказа и Восточного Понта. Хорасанская дуга облекает северный край Лутского срединного массива. Она была сформирована в результате продвижения этого массива к северу. При этом происходило нагнетание масс в западную часть Хорасанской дуги. В результате возникла дисгармония внутренней структуры дуги и ее внешняя часть оказалась круче внутренней части. Причиной дисгармонии может быть вращение Лутского массива в направлении против движения стрелки часов, которое сопровождало перемещение этого массива в северном направлении.

Малокавказская, Трабзонская и Эльбурская дуги — вторичные структуры, дисгармоничные по отношению к Восточно-Таврской дуге. Они возникли вследствие тектонического течения масс вдоль Альпийского пояса из областей сближения Аравийской плиты и Лутской микроплиты с Евразией. Начало формирования этих дуг относится к миоцену, главнейший этап развития — плиоцен.

Южно-Каспийская (7) и Западно-Копетдагская (9) структурные дуги (см. рис. 72) зеркально-подобны. Они дисгармоничны по отношению к дугам системы ХЭМТ. Южно-Каспийская и Западно-Копетдагская дуги формировались в четвертичное время в результате тектонического течения масс, вызванного продвижением к северу Малокавказской и Хорасанской структурных дуг.

Интересна Лутская структурная дуга (11 на рис. 72), очерченная складками, развитыми в альпийском чехле Лутского массива. Эти складки могли иметь первично дугообразные оси, конформные с западной границей массива. При последующем вращении Лутского массива (против движения часовой стрелки) указанные складки, вероятно, были переориентированы, и полая первичная структурная дуга превратилась в более крутую дугу.

Обратимся к области Пенджабского синтаксиса. В вершине синтаксиса находятся Гиндукуш-Каракорумская и Памирская структурные дуги. Гиндукуш-Каракорумская дуга (15 на рис. 72) облекает Пенджабский выступ Индостана. Палеомагнитные исследования [Klootwijk et al., 1983, 1986], проведенные в Кашмире на восточном крыле этой дуги, свидетельствуют о ее вторичном

происхождении. Эти данные говорят о том, что деформации, приведшие к формированию дуги, происходили после эоцена. Вероятно, Гиндукуш-Каракорумская дуга возникла вскоре после сближения в эоцене Индостана с Евразией.

Памирская дуга (14 на рис. 72) очерчена структурами Памира, Западного Куньлуня и Бадахшана. Это вторичная дуга. Она дисгармонична по отношению к Гиндукуш-Каракорумской дуге и более крутая по сравнению с ней. Такие соотношения между упомянутыми дугами, вероятно, являются следствием притока масс в Памирскую область из Гималайско-Тибетской зоны конвергенции литосферных плит. Формирование Памирской дуги произошло в плиоцен-четвертичное время.

На западе с Памирской дугой сопряжена обширная Дарваз-Копетдагская структурная дуга (12 на рис. 72), очерченная складками Юго-Западного Дарваза, Северного Афганистана, Северного Хорасана и Копетдага. Тектонические зоны, расположенные в пределах этой дуги, уже в раннем мелу имели дугообразную форму. При этом в состав восточного крыла меловой дуги входила и зона Северного Памира. В новейшее время восточное крыло этой дуги было изогнуто в Памирскую дугу. Дарваз-Копетдагская структурная дуга унаследовала дугообразную форму меловых структурно-фациальных зон. В процессе деформации эта дуга была продвинута к северу и стала более крутой. При этом восточное (Дарвазское) крыло дуги было переработано значительно сильнее западного крыла.

Севернее расположена Таджикская структурная дуга (13 на рис. 72), очерченная складками центральной и западной частей одноименной депрессии и Юго-Западного Гиссара. Эта дуга дисгармонична с более древней Дарваз-Копетдагской дугой и конформна с молодой Памирской дугой. Таджикская дуга, вероятно, возникла в результате тектонического течения в западном направлении, которое было следствием продвижения Памира к северу. В отличие от переориентированных складок Памирской дуги оси складок Таджикской дуги в целом сохранили первоначальное простирание. Об этом свидетельствуют и результаты анализа палеомагнитных данных по Таджикской депрессии.

СТОЛКНОВЕНИЕ КОНТИНЕНТОВ И ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА

Суммируем результаты изучения структурных дуг с известными данными о движении литосферных плит. В рассмотренной части пояса расположены три синтаксиса, возникшие в результате столкновения Индостанского, Аравийского и Адриатического континентов с Евразией. Индостанский континент сблизился с Евразией в эоцене, и началась коллизия этих континентов. Сначала направление перемещения Индостана было северо-восточным. Оно примерно соответствует направлению Чаманского сдвига. В процессе коллизии происходило вращение Индостана против движения часовой стрелки. В результате к позднему миоцену чаманское направление движения плиты сменилось на северо-северо-западное, близкое к простиранию Памир-Каракорумского сдвига. Следствием вращения Индийской плиты было то, что Ассамский выступ Индостанского континента продвинулся к северу на значительно большие расстояния по сравнению с Пенджабским выступом. Это, вероятно, вызвало тектоническое течение масс из области Гималаев в сторону Памиро-Пенджабского синтаксиса.

Вследствие продвижения Индостанского континента к северу была сформирована Гиндукуш-Каракорумская структурная дуга, которая облекает Пенджабский выступ Индостана. По мере продвижения Индостана его Пенджабский выступ поддвигался под Гиндукуш-Каракорумскую структурную дугу, которая постепенно оказалась в аллохтонном залегании. Складчатые деформации прекратились

здесь в неогене [Дезио, 1977]. Лишь фланги Гиндукуш-Каракорумской дуги были в дальнейшем переработаны присдвиговыми деформациями.

Продвигающийся к северу Пенджабский выступ раздвигал блоки земной коры, имеющие жесткое доальпийское основание. Тибетский блок двигался к востоку, Южно-Афганский к западу. С северной стороны эти блоки ограничены Алтынтагским и Гиндукуш-Герирудским сдвигами.

В вершине Пенджабского синтаксиса находится Памирская структурная дуга. Тектонические зоны Памира в палеогене имели востоко-северо-восточное простиране. Вероятно, таким же было первоначальное простиране позднеальпийских складчатых систем Памира. Формирование этих систем происходило главным образом в неогене. В Центральном Памире в это время была создана многослойная система шарьяжей и лежачих складок. Затем эти шарьяжи и лежачие складки были смяты в вертикальные складки. В то же время вертикальные складки формировались и на Юго-Восточном Памире [Руженцев, 1968]. В плиоцене возникли вертикальные складки во Внешней зоне Памира. В конце плиоцена и в квартере эти складчатые системы были деформированы в Памирскую структурную дугу. Формирование дуги, вероятно, происходило путем пластического стекания масс с поддвигающегося выступа Индийской плиты.

Перемещение памирских масс к северу сопровождалось их растеканием в стороны. На северо-востоке поток памирских масс перекрыл край Таримского массива, который имеет тонкий чехол мезозойских и кайнозойских отложений. Севернее и северо-западнее надвигавшегося Памира были развиты мощные мезозойские и третичные отложения. В процессе продвижения Памира к северу эти отложения были частично перекрыты, а в значительной мере — сорваны с доальпийского основания, выжаты в западном направлении и смяты. В результате возникли складки Таджикской структурной дуги, которые облекают с запада аллохтонную массу Памира.

Сближение Аравийского континента с Евразией произошло в раннем олигоцене. Аравийский континент в олигоцене двигался в северо-западном направлении. Он оттеснил малоазиатские массы земной коры к северо-западу и развернул их в направлении против часовой стрелки. Возникли тектонические течения, которые привели к формированию Карпатской петли. Большая часть этой структурной петли представляет собой аллохтонную массу, выдавленную на Восточно-Европейскую платформу.

В раннем миоцене направление перемещения Аравийского континента относительно Евразии изменилось на северо-северо-восточное и началось формирование Аравийского синтаксиса. В первую очередь были сформированы вертикальные складки и шарьяжи Восточного Тавра и Загроса. Эти складки облекают северный выступ Аравии и очерчивают Восточно-Таврскую дугу. Севернее, в пределах Малого Кавказа и Ирана, в миоцене формировались вертикальные складки, оси которых имели юго-восточное простиране.

При формировании синтаксиса возникли тектонические течения, направленные в стороны от вершины синтаксиса. На востоке областью разгрузки тектонического потока служит пространство между Аравийской и Индостанской платформами. Отток масс происходил и в виде смещения по Анатолийскому сдвигу, к северу от которого были сформированы сопряженные вторичные дуги: Трабзонская, Малокавказская и Эльбурская.

Формирование Малокавказской дуги сопровождалось надвиганием вершины дуги на Риони-Ширвинскую микроплиту, имеющую доальпийское основание. Затем началось поддвигание этой микроплиты под тектонические зоны Большого Кавказа и интенсивные складчатые деформации последнего. Указанные движения происходили в плиоцене и продолжались в квартере. В конце этого процесса шарьяжи обоих краев Риони-Ширванской микроплиты встретились и большекавказская система надвигов частично перекрыла малокавказскую

систему. Сближение встречных надвигов сопровождалось выдавливанием пород чехла Риони-Ширванской микроплиты в юго-восточном направлении. В результате возникла Южно-Каспийская структурная дуга.

Тектоническое течение в пределах пояса захватило и срединные массивы (микроплиты), имеющие более жесткое доальпийское основание. В некоторых случаях перемещения таких массивов создали облекающие структурные дуги и минисинтаксисы. Так случилось с Лутской микроплитой, которая находится на границе Аравийского и Пенджабского синтаксисов. В процессе формирования синтаксисов эта микроплита была продвинута в северном направлении и развернута. Следствиями такого движения были: формирование Лутской вторичной дуги, возникновение Хорасанской, а затем и Западно-Копетдагской дуги. Генезис последней подобен происхождению Южно-Каспийской дуги.

Тектонический поток, направленный от вершины Аравийского синтаксиса на запад, поддерживал левосдвиговое смещение Карпато-Балканской и Динаро-Эллинской складчатых систем друг относительно друга, которое продолжалось в миоцене и квартере. Оно привело к расширению Карпатской петли и Критской структурной дуги и сопровождалось развитием шарьяжей на их внешних краях. Такое смещение создало условия растяжения в тылу Карпатской и Критской структурных дуг, что стимулировало поднятие мантийных диапиров, формирование Эгейской и Паннонской впадин и развитие в них вулканизма.

На формирование структуры Карпато-Балканского региона оказали также влияние события в области Апулийского синтаксиса. По палеомагнитным данным [Marion, Verjovic, 1983; Vandenberg, 1983; Westphal et al., 1986], Адриатическая плита в меловое время была повернута против движения часовой стрелки. Позднее она переместилась к северу. В миоцене началась коллизия этой микроплиты с Евразией и возник Апулийский синтаксис. Тектоническое течение, направленное из вершины Апулийского синтаксиса в сторону Западных Карпат, сыграло важную роль в расширении Карпатской петли в позднем кайнозое.

ГЛУБИНА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ТЕЧЕНИЙ

Так как тектоническое течение является следствием взаимодействия литосферных плит, естественно думать, что глубина течения соизмерима с толщиной этих плит. Столь же естественным кажется вывод о том, что характер поверхностного потока и течения в глубоких частях литосферы различны. Главными факторами, которые определяют реологические свойства пород в глубоких частях литосферы, являются температура и давление. Действие этих факторов приводит к относительной унификации реологических свойств разных пород вследствие их метаморфических преобразований. Изменения P — T условий в глубинном потоке постепенны.

Поверхностный поток — это течение дискретных геологических тел, которые сохраняют свои индивидуальные реологические свойства. Для большинства пород эти свойства определяются их составом. В поверхностном потоке участвуют образования, которые нередко имеют контрастные реологические характеристики: карбонатные и терригенные толщи, эвапориты и кристаллические породы и т.д. В результате реологический градиент в поверхностном потоке значительно выше по сравнению с глубинным потоком. Вследствие таких различий поверхностный поток должен иметь иной рисунок по сравнению с глубинным течением.

Важное отличие поверхностного потока — наличие свободной (воздушной) поверхности, в результате чего перемещение масс может быть компенсировано формированием горных систем. Можно сделать вывод о том, что между поверхностным и глубинным течениями в литосфере должна существовать

дисгармония. Попробуем оценить глубину залегания этого раздела. Иными словами, попытаемся определить глубину, на которую можно экстраполировать данные о течении масс земной коры, полученные путем изучения строения складчатых систем. Такую оценку можно сделать, опираясь на результаты изучения шарьяжей, исследования землетрясений и сейсмические данные о строении земной коры.

Тектонические покровы свидетельствуют о тектонической расслоенности верхней части коры складчатых областей [Тектоническая..., 1980]. Как было показано выше, формирование шарьяжей является следствием тектонического течения масс. Следовательно, глубина распространения шарьированных структур будет соизмерима с глубиной поверхностного тектонического потока или меньше нее. Задача состоит в определении мощности аллохтонных масс. Ясно, что эту мощность нельзя вычислять путем суммирования мощностей тектонических пластин. Шарьяжи нередко прилегают друг к другу, а в акреционных признаках такое прилегание является правилом. Оценке мощности аллохтона мешают также явления тектонической эрозии и экзарации, невыдержанная мощность тектонических пластин. Вместе с тем мощность шарьяжей, обнаженных в тектоническом окне, может быть использована для минимальной оценки глубины тектонического течения.

По структурно-геологическим данным, мощность гельветских, нижних и верхних пеннинских ансамблей тектонических покровов Альп составляет 8—9 км для каждого. Однако общая мощность аллохтонных масс в Альпах 12—15 км. Близкую величину дает оценка глубины залегания подошвы аллохтона в Динаридах и Эллинидах [Белостоцкий, 1978]. Подошва шарьяжей карпатского флиша также залегает на глубине более 10 км [Birkenmajer, 1986].

В последнее десятилетие при изучении складчатых поясов нашел широкое применение метод многоканального вибросейсмического профилирования (МОВ). В Западных Карпатах этим методом определена подошва карпатских шарьяжей, надвинутых на Северо-Европейскую платформу. Кровля автохтона залегает на глубине 10—15 км и прослежена под складчатой системой на 100 км от фронта шарьяжей [Tomek, 1984]. Результаты магнитотеллурических исследований [Станика и др., 1987] позволяют сделать вывод о том, что Восточные Карпаты надвинуты на Восточно-Европейскую платформу на 60 км и подошва аллохтона залегает на глубине 10 км.

Подобную картину можно видеть и в других складчатых поясах. В Канадских Скалистых горах аллохтонная пластина, сложенная породами от докембрия до палеоцена, шарьирована на 300 км при толщине аллохтонной массы около 10 км [Price, 1981]. В Южных Аппалачах подошва аллохтона прослежена вибросейсмическим профилированием на расстоянии 250 км от фронта шарьяжей. Кровля автохтона залегает на глубине до 15 км [Cook et al., 1980; Iversen, Smithson, 1983].

Сейсмическими и сейсмологическими исследованиями на континентах во многих районах в верхней части коры был обнаружен волновод — слой, который характеризуется пониженной скоростью прохождения сейсмических волн по отношению к выше- и нижележащим слоям. На рис. 73 показано положение волноводов в рассмотренной части Альпийского пояса. Перепад скоростей продольных сейсмических волн на кровле волновода 0,2—1,0 на подошве волновода — 0,2—2,0 км/с (см. рис. 73, а, б). Мощность волноводов в коре Альпийского пояса 5—15 км, обычно они залегают в интервале глубин между 10 и 25 км и расположены между границами Форша (вверху) и Конрада [Николаевский, Шаров, 1985]. На Памире и в Тибете, где земная кора имеет аномально большую мощность (60—70 км), волновод залегает ниже 30 км [Кулагин и др., 1976; Teng et al., 1983]. В Гималаях и Каракоруме мощность коры также достигает 70 км. В разрезах этих регионов обнаружены два

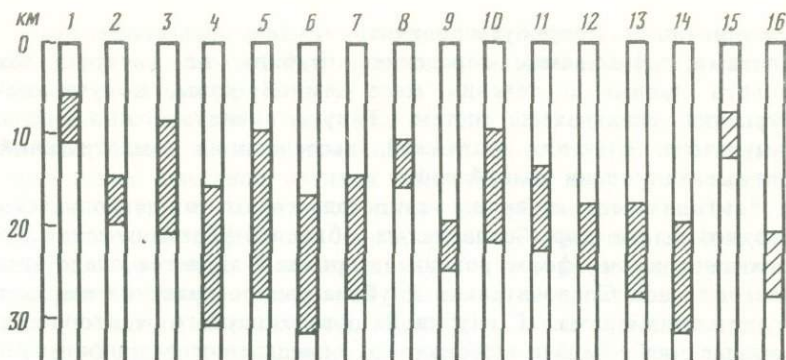


Рис. 73. Положение волновода в земной коре Альпийского пояса по данным из работы [Краснопевцева, 1978]

1—6 — Альпы; 7,8 — Карпаты; 9 — Крым; 10—12 — Большой Кавказ; 13,14 — Куринская впадина; 15—19 — Малый Кавказ; 20—22 — Памиро-Алай; 23—26 — Таджикская депрессия. Слои с пониженной скоростью сейсмических волн, выделенные по данным: 1 — сейсмическим, 2 — сейсмологическим. а, б — гистограммы, показывающие перепад скоростей сейсмических волн в кровле (а) и на подошве (б) волноводов ($n=26$)

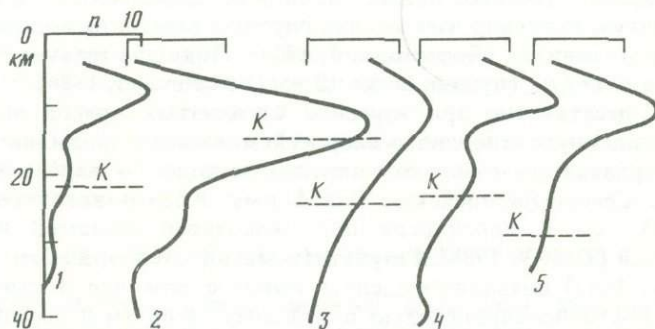


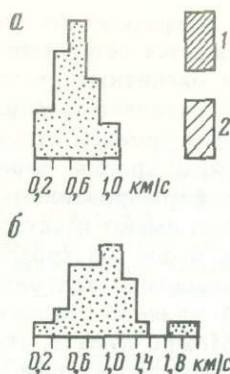
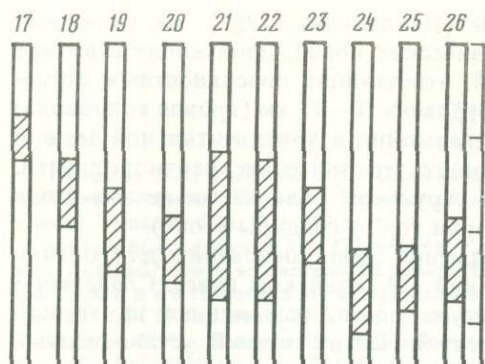
Рис. 74. Графики распределения по глубине очагов коровых землетрясений в Альпийском поясе за 100 лет наблюдений [Тектоническая..., 1982]

1 — Восточные Альпы; 2 — Динариды; 3 — Восточные Карпаты; 4 — Балканиды; 5 — Кавказ. К — граница Конрада

волновода. Один из них расположен в интервале глубин 8—22 км, другой — в нижней части коры [Hirn et al., 1984; Mishra, 1982].

Обратимся к результатам изучения положения очагов землетрясений в земной коре (рис. 74). Сравнение рис. 73 и 74 позволяет сделать вывод о том, что интервал глубин, на котором расположены коровые волноводы, характеризуется наибольшей плотностью очагов землетрясений. На Памире, где коровый волновод залегает аномально низко — в интервале 30—40 км, максимальная плотность также приурочена к этому интервалу [Тектоническая..., 1982]. Максимум выделяемой сейсмической энергии, совпадающий с положением корового волновода, вероятно, свидетельствует о повышенной скорости тектонических деформаций на уровне волновода.

Интересны результаты наблюдений слабых коровых землетрясений ($K=7\div 12$) на геофизическом полигоне, расположенном в зоне сближения Памира и Тянь-Шаня в районе Гарма [Тейтельбаум, Пономарев, 1979]. Изучение распределе-



ния слабых землетрясений на разных уровнях земной коры показало, что в верхнем 10-километровом слое изменение активности землетрясений во времени различно в разных частях изученного района, а глубже 10 км режим землетрясений однороден по всей площади. Эта закономерность, вероятно, отражает явление относительной гомогенизации свойств среды на глубинах более 10 км.

Предложено много объяснений феномена волновода. В Центральных Альпах возникновение волновода считают следствием шарьирования высокоскоростных мантийных пород на низкоскоростные образования [Тектоническая..., 1980; Angelier et al., 1972]. Волновод связывали и с наличием пластовых интрузий. Такими причинами можно объяснить появление волноводов в отдельных частных случаях. Между тем волноводы обнаружены не только в складчатых областях, но и в разрезах платформ, включая щиты [Краснопевцева, 1978]. Поэтому должна быть общезначимая причина возникновения волноводов в земной коре.

Снижение вязкости слоя может быть следствием его частичного расплавления или раздробления с заполнением трещин и пор флюидом. Условия в верхней части коры не способствуют широкому развитию процессов плавления. Более вероятен вариант водонасыщенного высокопористого и трещиноватого слоя. В модели [Николаевский, Шаров, 1985] коровый волновод — это зона развития дилатансионных (открытых) трещин. В соответствии с теорией, дилатансионное раскрытие трещин приобретает большое значение на глубинах свыше 10 км. Увеличение трещиноватости пород с глубиной обнаружено при бурении Кольской сверхглубокой скважины [Кольская..., 1984]. Интенсивное разуплотнение среды и возникновение волноводов происходят также в очаговых зонах землетрясений [Тектоническая..., 1982]. По расчетам П.Н. Кропоткина и Б.М. Валяева [1976], начиная с глубин 10—15 км, давление флюидов близко к геостатическому давлению. В результате возникают условия для гидроразрывов пластов. Широкое развитие катаклаза в сочетании с повышенным давлением порового и трещинного флюида, вероятно, является причиной пониженной вязкости, точнее псевдовязкости геоматериала волновода.

Приведенные данные позволяют говорить о том, что в земной коре в интервале глубин 10—25 км расположен горизонт, в котором вязкость геоматериала понижена, а условия течения вещества значительно отличаются от перемещения масс в поверхностном слое. Данные о мощности тектонических аллохтонов и результаты сейсмического и сейсмологического исследования строения земной коры дают согласованные результаты. Они позволяют сделать вывод о том, что на глубине 10—15 км происходит смена стиля деформаций, характерного для поверхностного слоя коры. Подтверждением служат результаты

региональных геофизических исследований [Павленкова, 1985]: на указанной глубине уменьшается гетерогенность геофизических полей, происходит стирание плотностных и магнитных неоднородностей, отвечающих поверхностным структурам. Все это позволяет предполагать, что уровень 10—15 км (кровля волновода) является главным уровнем структурной дисгармонии в континентальной земной коре. Ниже этого уровня, вероятно, исчезают тектонические неоднородности, обусловленные формированием внутренней структуры складчатых систем (хотя сами эти системы имеют изостатические "корни гор" у границы Мохо).

Изложенные выше материалы и соображения дают основания для оценки глубины поверхностных тектонических течений в Альпийском поясе. Следствием таких течений является складчатая структура пояса, выраженная на земной поверхности. Можно думать, что рисунок тектонических течений, установленный по поверхностным структурам, выдерживается до главного уровня структурной дисгармонии, который находится на глубине 10—15 км. Лишь в областях с аномально мощной корой (Памир, Тибет) этот уровень, вероятно, опускается глубже. Ниже главного уровня структурной дисгармонии сохраняется общее направление тектонического течения масс, но рисунок глубинных потоков будет иным.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Х.А., Ржевский Ю.С. Палеомагнетизм нижнемеловых отложений Таджикской депрессии. Ташкент: Фан, 1971. 104 с.

Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Гамбашидзе Р.А. и др. Палеомагнетизм верхнемеловых пород Южной Грузии и его геологическая интерпретация// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. N 5. С. 46—57.

Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря//Геотектоника. 1974. N 1. С. 78—94.

Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б., Салуквадзе Н.Ш. Геологическое строение Аджарии//Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. С. 60—69.

Азербайджанская ССР. М.: Недра, 1972. 520 с. (Геология СССР; Т. 47, ч. 1).

Азизбеков Ш.А. Геология Нахичеванской АССР. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 502 с.

Андросов Б.Н., Колчанов В.П., Кулаков В.В. Угленосность северных предгорий Гиндукуша. М.: Наука, 1977. 135 с.

Андрусов Д., Самуэл О. Мел-палеоген Западных Карпат: X конгр. КБГА. Братислава, 1973. 82 с.

Арган Э. Тектоника Азии: Докл. на XII сес. МГК в 1922 г. М.; Л.: ОНТИ, 1935. 192 с.

Архипов И.В., Леонов Ю.Г., Никонов А.А. Основные черты геологии Афганского Бадахшана//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 75, N 1. С. 46—57.

Асанидзе Б.З. Палеотектонические реконструкции отдельных районов Кавказа в палеозое и мезозое по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1980. 20 с.

Асланян А.Т. История тектонического развития Тавро-Кавказской области. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1984. 162 с.

Афанасьева Н.С., Фараджаев В.А. Сочленение Южного Тянь-Шаня, Таримской платформы и Памира по данным дешифрирования космических снимков//Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. N 10. С. 68—73.

Баженов М.Л. Исследование локальных тектонических деформаций палеомагнитным методом//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. N 11. С. 53—59.

Баженов М.Л. Исследование занижения наклона естественной остаточной намагниченности в палеогеновых песчаниках Южного Дарваза//Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, N 6. С. 1336—1339.

Баженов М.Л. Применение регрессионного анализа при палеомагнитно-тектонических исследованиях//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. N 5. С. 50—58.

Баженов М.Л. Изучение зависимости палеомагнитных направлений от литологии в меловых и палеоценовых отложениях Западного Копетдага// Там же. 1983. N 8. С. 67—76.

Баженов М.Л., Буртман В.С. О природе северной дуги Карпат//Докл. АН СССР. 1980. Т. 255, N 3. С. 681—685.

Баженов М.Л., Буртман В.С. О времени формирования складок Закавказского хребта//Постоянное геомагнитное поле, магнетизм горных пород и палеомагнетизм. Тбилиси: Изд-во Тбил. ун-та, 1981. Ч. 2. С. 153.

Баженов М.Л., Буртман В.С. Кинематика Памирской дуги//Геотектоника. 1982. N 4. С. 54—71.

Баженов М.Л., Буртман В.С. Происхождение структурной дуги Малого Кавказа//Докл. АН СССР. 1987. Т. 293, N 2. С. 416—419.

Баженов М.Л., Буртман В.С., Гурарий Г.З. Исследование кривизны Памирской дуги в палеогене палеомагнитным методом//Там же. 1978. Т. 242, N 5. С. 1137—1139.

Баженов М.Л., Буртман В.С., Карагюлева Ю. Исследование верхнемеловых пород Панагюрской полосы палеомагнитным методом//Геотектоника, тектонофизика и геодинамика. 1983. Т. 15. С. 47—52.

Баженов М.Л., Шипунов С.В. Палеомагнетизм меловых пород Северной Евразии: Новые результаты и анализ//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. N 6. С. 88—100.

Баженов М.Л., Шипунов С.В. Метод складки в палеомагнетизме//Там же. 1988. N 7. С. 89—101.

Бархатов Б.П. Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 244 с.

Башелишвили Л.Б. Тектоника полосы сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Грузинской глыбы: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1986. 26 с.

Башелишвили Л.Б., Буртман В.С., Гамкрелидзе И.П. О характере сочленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Дзирульского массива//Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, N 1. С. 196—198.

Белов А.А. Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.

Белов А.А., Моссаковский А.А., Соколов С.Д., Швольман В.А. Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-азиатской ветви Тетиса: Палинспастические реконструкции//Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 21—30.

Бельский В.А. Новейшая тектоника зоны сочленения Северного Памира и Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1978. 256 с.

Бернулли Д., Лаубшер Г., Трюмпи Р., Венк Э. Центральные Альпы и горы Юра//Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. 1. С. 111—140.

Безр М.А. Особенности геодинамики Карпато-Динарского региона//Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 146—155.

Безр М.А. Карпаты и динатиды в мезозое// Геотектоника. 1983. N 2. С. 58—70.

Безр М.А., Щерба И.Г. Позднеальпийская история развития Восточных Карпат//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59, N 4. С. 47—62.

Биркенмайер К. Карпаты//Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. 1. С. 163—199.

Большаков А.С., Солодовников Г.М. О напряженности геомагнитного поля в поздне меловое время//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. N 10. С. 58—68.

Борновас Ж. Греция//Тектоника Европы и смежных областей: Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. М.: Наука, 1978. С. 472—481.

Брагин Ю.Н., Голуб С.А., Полянский Б.В. Палеогеография основных этапов накопления нижнемезозойских угленосных отложений в Иране//Литология и полез. ископаемые. 1981. N 1. С. 69—82.

Браташ В.И., Егунов С.В., Печников В.В., Шеломенцев А.И. Геология и нефтегазоносность севера Афганистана. М.: Недра, 1970. 288 с.

Буланже Ю.Д., Гусева Т.В., Демьянова Т.Е. и др. Морфология и происхождение Вахшского надвига в Таджикистане по геодезическим и гравиметрическим данным//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. N 4. С. 16—24.

Буров В.С., Глушко В.В., Досин Г.Д. Об амплитуде горизонтального перемещения флишевого комплекса юго-восточной части Украинских Карпат//Геотектоника. 1980. N 5. С. 51—58.

Буртман В.С. О происхождении Карпатской структурной петли//Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, N 5. С. 1187—1190.

Буртман В.С. Кинематика Карпатской структурной петли//Геотектоника. 1984. N 3. С. 17—31.

Буртман В.С. Мезозойские сутуры Тетиса//Изв. вузов. Геология и разведка. 1988. N 11. С. 3—20.

Буртман В.С. Кинематика Аравийского синтаксиса//Геотектоника. 1989. N 2. С. 67—75.

Буртман В.С., Гуаррий Г.З. Исследование Внешней дуги Памира палеомагнитным методом//Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. М., 1970. Ч. 2. С. 152—153.

Буртман В.С., Гуаррий Г.З. О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня//Геотектоника. 1973. N 2. С. 190—195.

Буртман В.С., Пейве А.В., Руженцев С.В. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира//Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 152—172.

Буртман В.С., Рудаков С.Г. О структурном положении гнейсов Мармарожского массива в Чивчинских горах: Восточные Карпаты//Докл. АН СССР. 1979. Т. 245, N 5. С. 1184—1188.

Буртман В.С., Рудаков С.Г. О границе Внутренних и Внешних Карпат в Чивчинских горах//Там же. 1982. Т. 264, N 4. С. 911—915.

Бызова С.Л. Подводно-оползневые образования в нижнемеловых отложениях Чивчинских гор: Восточные Карпаты//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. Т. 40, N 1. С. 164—176.

Бызова С.Л., Горбачик Т.Н., Маслакова Н.И.

О возрасте меловых отложений Раховской зоны//Очерки по геологии Советских Карпат. М.: Изд-во МГУ, 1966. Вып. 1. С. 62—67.

Бызова С.Л., Маслакова Н.И., Рудаков С.Г. О складчатости и надвигах мелового возраста в Восточных Карпатах//Геотектоника. 1983. N 2. С. 71—77.

Бызова С.Л., Рудаков С.Г., Славин В.И., Хаин В.Е. Об основных чертах тектоники северной части Мармарожского массива//Там же. 1971. N 6. С. 79—86.

Вадас Э. Геология Венгрии. М.: Мир, 1964. 532 с.

Вальбе С.П. Стратиграфия, тектоника, перспективы нефтегазоносности Восточного Копетдага и Предкопетдагского прогиба. М.: Недра, 1967. 164 с.

Вардапетян А.Н. Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона//Океанология. 1979. Т. 19, N 6. С. 1066—1074.

Васильчиков М.В. О главных тектонических движениях, сформировавших современную структуру Афгано-Таджикской депрессии и сопредельных территорий//Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972. N 4. С. 73—81.

Вонгаз Л.Б., Коган А.Б. Некоторые особенности тектоники Таджикской депрессии в связи с нефтегазоносностью//Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1964. С. 110—124.

Вялов О.С. Основные проблемы тектоники Карпат//Геология и геохимия нефтяных и газовых месторождений. Киев: Наук. думка, 1965. Вып. 1. С. 5—35.

Вялов О.С., Гавура С.П., Даныш В.В. и др. История геологического развития Украинских Карпат. Киев: Наук. думка, 1981. 180 с.

Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976. 266 с.

Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа//Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси, 1984. С. 105—184.

Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1949. 508 с.

Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1977. 82 с.

Гамов Л.Н. Палеомагнитная характеристика мезозойских и палеогеновых нефтегазоносных и неоген-четвертичных молассовых формаций Таджикской депрессии: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Душанбе, 1975. 20 с.

Гансер А. Гималаи//Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. 1.

Гасанов А.З. Палеомагнитная корреляция палеогеновых отложений Талыша и Нахичеванской АССР: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Баку, 1975. 21 с.

Гасанов Т.А. Нижняя юра Азербайджана: Малый Кавказ. Баку: Элм, 1967. 200 с.

Гасанов Т.А. Офиолиты Малого Кавказа. М.: Недра, 1985. 240 с.

- Геологическое строение Украинских Карпат. М.: Недра, 1971. 392 с.
- Геология Армянской ССР. Ереван: Недра, 1964. Т. 2. 432 с.
- Геология и полезные ископаемые Афганистана. М.: Недра, 1980. Кн. 1. 535 с.
- Гоуа Р.А. Асанидзе Б.З. Результаты палеомагнитных исследований интрузивов Аджарии//Сообщ. АН ГССР. 1985. Т. 120, N 1. С. 81—84.
- Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г. Реконструкции положения материков в фанерозе. М.: Наука, 1978. 124 с.
- Гочев П.М. Мясото на Странджа в алпийската структура на Балканския полуостров//Спис. Бълг. геол. дружество. 1979. Т. 40, N 1. С. 27—46.
- Грузинская ССР. М.: Недра, 1964. 656 с. (Геология СССР; Т. 10, ч. 1).
- Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
- Данилович Л.Г. Фрагменты океанической коры в структуре Карпат//Геол. журн. 1981. Т. 41, N 4. С. 93—106.
- Дезюо А. Каракорум//Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. 1. С. 313—325.
- Димитрова Е., Янев Й., Бахнев Д. Размещение магматических формаций Карпато-Балканской области в связи с ее тектоническим развитием//Геотектоника. 1979. N 3. С. 59—75.
- Дотюев С.И. О покровном строении Большого Кавказа//Там же. 1986. N 5. С. 94—106.
- Дронов В.И. Внутримеловое несогласие в Язгулемском хребте (Центральный Памир)//Докл. АН СССР. 1988а. Т. 303, N 1. С. 166—169.
- Дронов В.И. Вулканогенный тип триасовых отложений Юго-Восточного Памира//Там же. 1988б. Т. 303, N 2. С. 437—440.
- Дронов В.И., Андреева Т.Ф. Стратиграфия юрских отложений Центрального и Юго-Восточного Памира//Стратиграфия юрской системы. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1962. С. 343—358.
- Егупов С.В. Триасовые отложения юго-восточной периферии Туранской плиты и ее горного обрамления//Тектоника Туркмении. М.: Наука, 1966. С. 214—223.
- Загорчев И. Роль надвигов в альпийском строении Крайштид//Geol. balcan. 1984. Vol. 14, N 4. P. 37—64.
- Захаров С.А. Стратоструктуры мезокайнозой Таджикской депрессии. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1958. 230 с.
- Захаров С.А. Кардинальный вопрос тектогенеза в связи с направлением поисков нефти и газа в Таджикской депрессии и основами сеймотектонического районирования Южного Таджикистана//Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе, 1964. С. 33—78.
- Захаров С.А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе; Дониш, 1970. 308 с.
- Захаров С.А. Памиро-Пенджабский синтаксис в системе тектонических поясов Юго-Запада Азии//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54, N 6. С. 11—23.
- Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др. Эволюция Тетиса//История океана Тетис. М., 1987. С. 104—115.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 312 с.
- Исмаил-заде Т.А., Хааффов А.А., Мамедов Н.В. Палеомагнитные исследования верхнемелового вулканогенно-осадочного комплекса Казахского прогиба Малого Кавказа. Баку, 1985. 11 с.
- Казьмин В.Г., Риху Л.Э., Сборщиков И.М. Строение и развитие пассивной окраины восточного Тетиса//История океана Тетис. М., 1987. С. 39—58.
- Калугин П.Н., Дмитриев А.В., Кожевникова Г.Е. Верхний мел и палеоген Копетдага и Бадкыза. Ашхабад: Туркмениздат, 1964. 343 с.
- Карагулева Ю., Костадинов В. Геоложский строеж на източната част от Лудокамчийската зона//Геотектоника, тектонофизика и геодинамика. 1977. Т. 7. С. 42—75.
- Карагулева Ю., Костадинов В., Цанков Ц. и др. Строеж на Панагюрската ивица, източно от р. Тополица//Изв. Геол. ин-та Бълг. АН. Сер. геотект. 1974. Т. 23. С. 231—301.
- Караханян А.К. Палеомагнитные исследования вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород палеогена АрмССР: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Ленинск, 1981. 15 с.
- Караханян А.С. Системы линейментов Анатолійско-Кавказско-Иранского региона и их геодинамическая интерпретация//Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1987. Т. 40, N 6. С. 11—22.
- Кариев А. Раннемеловое осадконакопление и геологическое развитие горного обрамления Таджикской депрессии//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. N 1. С. 115—125.
- Карякин Ю.В. Геодинамические обстановки формирования вулканогенных комплексов Малого Кавказа в альпийское время: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. М., 1985. 20 с.
- Кафарский А.Х., Пыжьянов И.В. К вопросу о расчленении отложений мынтеккинской свиты Северного Памира//Материалы по геологии Памира. Душанбе, 1963. Вып. 1. С. 53—64.
- Кетин И. Орогеническая эволюция территории Турции//Тектоника Альпийской области. М.: Мир, 1965. С. 318—327.
- Клар Э. Структурный очерк Восточных Альп//Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 256—272.
- Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.
- Книппер А.Л., Риху Л.Э., Деркур Ж. Офиолиты, как показатель геодинамической эволюции океана Тетис//История океана Тетис. М., 1987. С. 94—104.
- Князев В.С., Флоренский П.В., Чарыгин А.М., Шнип О.А. Метаморфические осадочно-вулканогенные породы складчатого фундамента Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью. М.: Недра, 1970а. С. 44—56.
- Князев В.С., Чарыгин А.М., Шнип О.А. Интрузивные породы фундамента Туранской плиты//Там же. 1970б. С. 57—65.
- Колчанов В.П. Основные черты тектоники и

истории развития северных предгорий Западного Гиндукуша: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1969. 24 с.

✓ *Колчанов В.П., Кулаков В.В., Михайлов К.Я.* К вопросу о стратиграфии триасовых отложений Западного Гиндукуша // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45, № 6. С. 81—89.

✓ *Колчанов В.П., Кулаков В.В., Михайлов К.Я., Пашков Б.Р.* Новые данные по стратиграфии докембрийских и палеозойских образований северных предгорий Западного Гиндукуша // Сов. геология. 1971. № 3. С. 130—136.

+ + *Кольская сверхглубокая скважина.* М.: Недра, 1984. 490 с.

105 W *Копп М.Л.* О происхождении поперечных складчатых зон эпигеосинклинальных орогенических поясов: На примере восточной части альпийского пояса Евразии // Геотектоника. 1979. № 2. С. 94—107.

105 W *Копп М.Л.* Некоторые вопросы позднеальпийской геодинамики Юго-Восточного Кавказа, Талыша и Нижнекуринской впадины // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 99—105.

105 W *Копп М.Л., Щерба И.Г.* История позднеальпийского развития Восточного Кавказа // Геотектоника. 1985. № 6. С. 94—108.

Красноивецева Г.В. Геолого-геофизические особенности строения слоев с пониженными скоростями в земной коре // ВИЭМС. М., 1978. 36 с. (Регион. и разведоч. геофизика).

Кропоткин П.Н., Валаев Б.М. Напряженное состояние горных пород в земной коре и давление во флюидно-газовой фазе // Геофиз. сб. 1976. Вып. 71. С. 3—17.

Круглов С.С. Некоторые общие вопросы тектоники Украинских Карпат // Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. М.: Недра, 1971. С. 228—294.

Ксеншикевич М., Самсонович Я., Рюле Э. Очерк геологии Польши. М.: Недра, 1971. 200 с.

Кузнецов С.С. Аджаро-Триалетская складчатая система М., Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 184 с. (Материалы по геологии и петрографии Грузии; Т. 4).

Кузнецов Ю.Я., Прусов В.В. О возрасте метаморфических и изверженных пород ядра Туаркырской антиклинали // Докл. АН СССР. 1962. Т. 142, № 3. С. 647—649.

Кулагин В.К., Кулагина М.В., Топор Е.Г. О глубинном строении зон сочленения Таджикской депрессии с Южным Тянь-Шанем и Памиром // Вопросы сейсмического районирования территории Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. С. 84—107.

Кулаков В.В. Тектоника и история развития Западного Афганистана и прилегающих территорий: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1968. 18 с.

✓ *Кулаков В.В., Колчанов В.П., Михайлов К.Я.* Геологическое строение бассейна р. Рудикарох в Афганистане // Изв. вузов. Геология и разведка. 1969а. № 9. С. 3—7.

✓ *Кулаков В.В., Колчанов В.П., Михайлов К.Я.* О стратиграфии триасовых отложений северо-западного Афганистана // Там же. 1969б. № 7. С. 11—16.

✓ *Кухтиков М.М., Винниченко Г.П.* Палеозойская тектоническая зональность Памира // Сов. геология. 1979. № 12. С. 56—68.

Левен Э.Я., Кафарский А.Х. О возрасте эффузивной и терригенной толщ Северного Памира // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 5. С. 115—120.

Леглер В.А., Пржицкая И.А. Взаимодействие Индийской и Азиатской литосферных плит и тектоника Таджикской депрессии // Строение литосферных плит: Взаимодействие плит и образование структур земной коры. М., 1979. С. 125—188.

✓ *Лемуан М., Трюмпи Р., Карраро Ф.* и др. Альпы // Тектоника Европы и смежных областей. М.: Наука, 1978. Ч. 2. С. 335—381.

Леонов Н.Н. Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М.: Изд-во АН СССР, 1981. 164 с.

Ломизе М.Г. Позднеюрский вулканизм Восточных Карпат // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1968. № 6. С. 42—59.

✓ *Ломизе М.Г.* О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии и Закавказья // Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 11. С. 32—41.

✓ *Ломизе М.Г.* Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 194 с.

✓ *Лордкипанидзе М.Б.* Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 160 с.

Луцк А.А., Винник Л.П. Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира // Геотектоника. 1975. № 5. С. 73—80.

Лучников В.С., Полянский Б.В. Типы разрезов триасово-юрских отложений Дарвазского хребта // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1974. № 6. С. 208—216.

Мефферт Б.Ф. Геология нефтепроявлений в Аджаро-Имеретинском хребте // Тр. Всесоюз. геол.-развед. об-ния. 1932. Вып. 180. С. 1—31.

Милановский Е.Е., Хашин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1963. 358 с.

✓ *Минасян Д.О., Караханян А.К.* Геомагнитное поле Армении в кайнозое. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1986. 172 с.

Москвин М.М. Стратиграфия верхнего мела Северного Кавказа и Крыма. Северный Кавказ // Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 22—59.

Мрелишвили Н.И. Нуммулитовые зоны в среднем эоцене Аджаро-Триалетии: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Тбилиси: Мецниереба, 1974. 184 с.

Мушкетов Д.И. Региональная геотектоника. Л.; М.: ОНТИ, 1935. 528 с.

Наливкин Д.В. Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в Горную Бухару и на Западный Памир // Изв. Рус. геогр. о-ва. 1916. Т. 52, вып. 3. С. 12—18.

✓ *Николаевский В.Н., Шаров В.И.* Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 1. С. 16—28.

Ножаров П., Долапчиева М., Петков Н. Палеомагнитные характеристики на горно-кредните ин-

- трузивни и вулканогенни формации в Бургаския синклинорий//Бълг. геофиз. спис. 1982. Т. 8, N 4. С. 84—93.
- Ножаров П., Ротер К., Фолшедт Х. Палеомагнетизъм на някои горнокредни и терциерни андезити от България//Изв. Геофиз. ин-та Бълг. АН. 1972. Т. 18. С. 117—131.
- Обуэн Ж. Геосинклинали. М.: Мир, 1967. 302 с.
- Обуэн Ж. Основные черты тектоники Динарид между Южными Альпами и Эгейской дугой//Тектоника Европы и смежных областей: Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. М.: Наука, 1978. С. 444—457.
- Оксбург Э.Р. Восточные Альпы//Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. 1. С. 141—162.
- Олейник В.В. Особенности геологического развития юго-восточных районов Средней Азии в алайское время//Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972. N 4. С. 375—387.
- Павленкова Н.И. Структура и динамика земной коры и верхней мантии континентов//Проблемы движений и структурообразования в коре и верхней мантии. М.: Наука, 1985. С. 58—72.
- Палеомагнитные направления и положения палеомагнитных полюсов: Сводный каталог. М.: МГК, 1984. 94 с.
- Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Панов Д.И. Регионально-стратиграфическое расчленение нижнеюрских и ааленских отложений Малого Кавказа//Проблемы стратиграфии и истории геологии. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 153—164.
- Пашков Б.Р. Тектоническое развитие внутреннего Афганистана в палеозое: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. Душанбе, 1973. 52 с.
- Пашков Б.Р., Пыжьмянов И.В., Ишанов М.Х. Палеозойский фундамент южного обрамления Афганско-Таджикской депрессии//Тектоника молодых платформ. М.: Наука, 1984. С. 120—134.
- Пашков Б.Р., Швольман В.А. Рифтогенные окраины Тетиса на Памире//Геотектоника. 1979. N 6. С. 42—57.
- Певнев А.К., Гусева Т.В., Одинов Н.Н., Сапрыкин Г.В. Закономерности деформаций земной коры в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня//Современные движения земной коры. Новосибирск: Наука, 1978. С. 86—92.
- Пейве А.В. Основные черты тектоники Балкано-Карпатской области//VIII Конгр. Карпато-Балкан. ассоц.: Геотектоника. Белград, 1967. С. 173—178.
- Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцев С.В., Суворов А.И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии//Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964. С. 156—172.
- Перфильев Ю.С., Борцова А.В., Веселов В.А. и др. Геология и рудные месторождения Среднего Востока. М.: Недра, 1973. 382 с.
- Печерский Д.М., Нгуен Тхи Ким Тхоа. Палеомагнетизм вулканитов офиолитовых серий и позднемеловых эффузивов Армении//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1978. N 3. С. 48—63.
- Полянский Б.В. Угленосные формации Ирана и Афганистана//Литоология и полез. ископаемые. 1980. N 2. С. 89—98.
- Попков В.И., Япаскурт О.В., Демидов А.А. Породы фундамента юго-запада Туранской плиты//Сов. геология. 1985. N 9. С. 106—113.
- Поспелов И.И. Тектоническое строение и история развития Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира: Автореф. дис. ...канд. геол.-минерал. наук. М., 1984. 24 с.
- Пыжьмянов И.В., Дронов В.И., Карпетов С.С., Сонин И.И. Стратиграфия каменноугольных отложений Афганистана//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, N 3. С. 78—91.
- Пыжьмянов И.В., Сонин И.И. Основные черты стратиграфии верхнего палеозоя и нижнего мезозоя Афганистана//Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. N 12. С. 30—39.
- Расцветаев Л.М. Основные черты новейшей тектоники Копетдага//Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1972. С. 35—70.
- Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. 268 с.
- Ренгартен В.П. Новые данные по тектонике Кавказа//Зап. Всерос. минерал. о-ва. 1926. Т. 55, вып. 2. С. 299—313.
- Ржевский Ю.С. Палеомагнитные данные о горизонтальных деформациях структур в Таджикской депрессии//Палеомагнетизм и вопросы тектоники плит. Л., 1977. С. 27—43.
- Ржевский Ю.С. Палеомагнетизм изверженных и осадочных пород Гиссарского хребта: Южный Тянь-Шань//Магнитостратиграфия и палеомагнетизм осадочных и вулканогенных формаций СССР. Л., 1986. С. 64—78.
- Ржевский Ю.С., Слауцитайс И.П. Способ учета влияния наклона складки на направление первичной намагниченности горных пород//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. N 4. С. 92—95.
- Романько Е.Ф., Кривякин Б.Б., Мельников Б.Н. О вулканизме в палеозойской истории Иранского сегмента Средиземноморского складчатого пояса//Геотектоника. 1988. N 1. С. 80—91.
- Романько Е.Ф., Чернер Э.С. К геологии метаморфических толщ средней части Памира//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. N 11. С. 34—43.
- Романько Е.Ф., Чернер Э.С., Таиров Э.З. К стратиграфии сарыкольской серии: Северный Памир//Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат., хим. и геол. наук. 1970. Вып. 2(36). С. 79—86.
- Ростовцев К.О. Палеобиогеография кавказских бассейнов в ранней и средней юре//Вопросы палеобиогеографии. Уфа, 1978. С. 97—102.
- Ростовцев К.О., Азарян Н.Р. Юрские отложения Нахичевани и юго-западной Армении//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. N 7. С. 123—127.
- Руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. 202 с.
- Руженцев С.В. Особенности структуры и механизм формирования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. 136 с.
- Руженцев С.В., Поспелов И.И., Сухов А.Н.

Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира // Геотектоника. 1977. № 4. С. 68—80.

Руженицев С.В., Швольман В.А., Пашков Б.Р., Поспелов И.И. Тектоническое развитие Памиро-Гималайского сектора Альпийского складчатого пояса // Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 167—175.

Сандулеску М. Карпаты // Тектоника Европы и смежных областей: варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды. М.: Наука, 1978. С. 382—421.

Сатиан М.А. Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1979. 168 с.

Сатиан М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1984. 196 с.

Сборщиков И.М. Глыба Лут (Восточный Иран) в системе структур Альпийского пояса // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 4. С. 941—944.

Сборщиков И.М. Тектоническая эволюция восточной части океана Тетис в мезозое и кайнозое // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1985. Т. 121. С. 54—75.

Сборщиков И.М., Савостин Л.А., Зоненшайн Л.П. Структурная эволюция восточной части Альпийского пояса Евразии: Современная кинематика // Геотектоника. 1981. № 6. С. 92—108.

Синицын Н.М. Северо-Памирский краевой разлом // Учен. зап. ЛГУ. 1959. № 268. С. 85—101.

Сирунян Т.А. Палеомагнетизм мезозоя Армянской ССР. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1981. 156 с.

Славин В.И. Тектоника Афганистана. М.: Недра, 1976. 208 с.

Славин В.И., Хаин В.Е. Раннекиммерийские геосинклинальные прогибы севера центральной части Средиземноморского пояса // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1980. № 2. С. 3—14.

Смит А.Д., Морс Э.М. Эллиниды // Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977. Т. 1. С. 200—233.

Соколов С.Д. Тектонический меланж Амасийского района: Малый Кавказ // Геотектоника. 1974. № 1. С. 69—77.

Соколов С.Д. Олистодромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977. 94 с.

Сомов В.И., Рахимова И.Ш. Современные движения земной коры Карпато-Балканского региона и сопредельных структур. Киев: Наук. думка, 1983. 144 с.

Сорокин Ю.А. О возрасте и составе сауксайской свиты // Материалы по геологии Памира. Душанбе, 1963. Вып. 1. С. 32—37.

Станике Д., Висарион М., Станике М. Структура коры и верхней мантии Румынии по магнитотеллурическим данным // Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы I, II, IV. Киев: Наук. думка, 1987. С. 131—134.

Стефанович Д., Вельович Д. Палеомагнитные характеристики некоторых верхнемеловых вулканитов эруптивного комплекса Тимок // Glas. Acad. serbe sci. et arts. Cl. sci. natur. et math. 1981. Sv. 329, N 48. S. 53—62.

Столпи Р. Развитие южной континентальной окраины древнего Тетиса // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979. Т. 3. С. 248—264.

Стратиграфия на България. С., 1968. 389 с.

Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 316 с.

Тейтельбаум Ю.М., Пономарев В.С. Вариации активности слабых коровых землетрясений с различной глубиной очагов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 12. С. 23—35.

Тектоника на Предбалкана. С., 1971. 584 с.

Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.

Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. 116 с.

Терехов А.А. Особенности строения мезозойско-кайнозойских отложений восточной части Черного моря // Геотектоника. 1979. № 2. С. 108—120.

Трифонов В.Г. Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 11. С. 54—64.

Трифонов В.Г. Взаимодействие континентальных плит в условиях сжатия // Тектоническое развитие коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 185—201.

Трюмпи Р.-В. Последовательность орогенических событий в Центральных Альпах // Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976. С. 233—256.

Уломов В.И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент: Фан, 1974. 216 с.

Ушаков С.А., Иванов О.П., Прозоров Ю.И. Малые плиты Альпийско-Гималайского пояса // Глобальная тектоника и динамика природных процессов. М.: Наука, 1984. С. 3—14.

Хаин В.Е. Северо-Кавказско-Туркмено-Северо-Афганский позднетриасовый вулканический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1190—1192.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.

Хаин В.Е., Безр М.А., Бызова С.Л. и др. Основные черты тектонической истории Карпат // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1977. № 3. С. 3—20.

Христов Р.Н. Геология на района между реките Луда-Яна и Тополница // Год. Минно-геол. ин-т. 1960. Т. 6, № 1/2. С. 181—202.

Худобина Е.А. Красноводский район и Туаркыр // Геология СССР. Т. 22. Туркменская ССР. М.: Недра, 1972. С. 445—464.

Чанг Ченфа, Пан Юшен. Предварительный синтез геологического строения Цинхай-Шицзяньского (Тибетского) плато // Тектоника Азии. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 159—176. (XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов).

Чернер Э.С. К геологии Каракульской зоны (Северный Памир) // Докл. АН ТаджССР. 1974. Т. 17, № 2. С. 53—55.

Чиковани А.А. Тектоника северной периферии Имеретинского хребта в связи с нефтегазоносностью // Материалы по геологии и нефтегазоносности Грузии. М., 1959. С. 112—142.

Швольман В.А. Мезозойский офиолитовый комплекс на Памире // Геотектоника. 1980. № 6. С. 72—82.

Широкова Е.И. Детальное изучение напряжений и разрывов в очагах землетрясений Средней Азии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. N 11. С. 22—36.

Широкова Е.И. Механизм очагов памирских землетрясений с глубиной 100—140 км // Там же. 1979. N 11. С. 60—66.

Штеклин Й. Древняя континентальная окраина в Иране // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1979. Т. 3. С. 230—247.

Achache J., Courtillot V., Xiu Z.Y. Paleogeographic and tectonic evolution of Southern Tibet since Middle Cretaceous time: New paleomagnetic data and synthesis // J. Geophys. Res. B. 1984. Vol. 89, N 12. P. 10311—10339.

Adamia Sh.A., Chkhotua T., Kekelia M. et al. Tectonics of the Caucasus and adjoining regions: implications for the evolution of the Tethys ocean // J. Struct. Geol., 1981. Vol. 3, N 4. P. 437—447.

Aiello E., Bartolini C., Boccaletti M. et al. Sedimentary features of the Srednegorie zone (Bulgaria): an Upper Cretaceous intra-arc basin // Sediment. Geol. 1977. Vol. 19, N 1. P. 36—68.

Akinci O.T. The Eastern Pontide volcano-sedimentary belt and associated massive sulphide deposits // The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Oxford: Blackwell, 1984. P. 100—110. (Geol. Soc. London. Spec. Publ.; N 17).

Alavi M. The Virani ophiolite complex and surrounded rocks // Geol. Rdsch. 1979. Bd. 68, N 1. S. 331—341.

Andro J., Kis K., Marton E., Marton P. Palaeomagnetism of the Borszony Mountains (Hungary) // Pure and Appl. Geophys. 1977. Vol. 115, N 4. P. 979—987.

Andrusov D., Bystricky J., Fusan O. Outline of structure of the West Carpathians: X Congr. CBGA guidebook. Bratislava, 1973. 44 p.

Angelier J., Lybérís N., Le Pichon X. et al. The tectonic development of the Hellenic arc and the Sea of Crete: a synthesis // Tectonophysics. 1982. Vol. 86, N 1/3. P. 159—196.

Angenheister G., Bögel H., Gernade H. et al. Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps // Geol. Rdsch. 1972. Bd. 61, N 2. S. 349—395.

Balla Z. Development of the Pannonian basin basement through the Cretaceous-Cenozoic collision: a new synthesis // Tectonophysics. 1982. Vol. 88, N 1/2. P. 61—102.

Balla Z. The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinematic analysis // Geophys. Trans. 1985. Vol. 30, N 4. P. 313—353.

Balla Z., Baksa C., Földessy I. et al. The tectonic setting of the ophiolites in the Bükk Mountains (North Hungary) // Geol. zb. 1980. Vol. 31, N 4. P. 465—493.

Balla Z., Hovorka D., Kuzmin M., Vinogradov V. Mesozoic ophiolites of the Bükk Mountains (North Hungary) // Ophioliti. 1983. Vol. 8, N 1. P. 5—46.

Balogh K. Problems of the origin of the pre-Tertiary great tectonic units of Hungary // An. Inst. geol., geofiz. 1983. Vol. 60. P. 23—29.

Bassolet J.-P., Bergougnan H., Enay R. Repartitions des faunes et facies liasiques dans l'East de la

Turquie // C.r. Acad. sci. D. 1975. Vol. 280, N 5. P. 583—586.

Bassolet J.-P., Fourcade E., Peybernes B. Paleobiogeographie des grands Foraminifères benthiques des marges neo-tethysiennes au Jurassique et au Cretace inferieur // Bull. soc. géol. France. Ser. 8. 1985. T. 1, N 5. P. 699—713.

Bazhenov M.L. Paleomagnetism of Cretaceous and Paleogene sedimentary rocks from the Kopetdagh and its tectonic implications // Tectonophysics. 1987. Vol. 136. P. 223—235.

Bazhenov M.L., Began A., Birkenmajer K., Burtman V.S. Paleomagnetic evidence of the tectonic origin of the curvature of the West Carpathian Arc // Bull. Acad. pol. sci. Sér. sci. terre. 1980. Vol. 28, N 4. P. 281—290.

Bazhenov M.L., Burtman V.S. Formation of the Pamir-Punjab syntaxis: implications from paleomagnetic investigations of Lower Cretaceous and Paleogene rocks of the Pamirs // Contemporary geoscientific research in Himalaya. Dehra Dun, 1981. Vol. 1: India. P. 71—81.

Bazhenov M.L., Burtman V.S. Tectonics and paleomagnetism of structural arcs of the Pamir-Punjab syntaxis // J. Geodyn. 1986. Vol. 5. P. 383—396.

Bezhenov M.L., Burtman V.S. Paleomagnetism of Upper Cretaceous rocks from the Caucasus and its implications for tectonics // Tectonic evolution of Tethys region. Dordrecht: Kluwer Acad. Publ., 1989. P. 217—240.

Bazhenov M.L., Burtman V.S., Sandulescu M. Paleomagnetism of Upper Cretaceous rocks and its bearing on the origin of the South-Eastern Carpathian arc (Romania) // Rev. roum. géol., géophys. et géogr. Sér. géol. 1989.

Becke M., Mauritsch H.J. Die Entwicklung der Nördlichen Kalkalpen aus paläomagnetischer Sicht // Arch. Lagerstättenforsch. Geol. Bundesanst. 1985. Bd. 6. S. 113—116.

Berberian M. The Southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped modified oceanic crust // Canad. J. Earth Sci. 1983. Vol. 20. P. 163—183.

Berberian M., King G.C.P. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran // Ibid. 1981. Vol. 18, N 2. P. 210—265.

Bérczi-Makk A. Mesozoic formation types of the Great Hungarian Plain // Acta geol. hung. 1986. Vol. 29, N 3/4. P. 261—282.

Bergougnan H. Structure de la Chaîne Pontique dans le Haut-Kelkit (NE de l'Anatolie) // Bull. Soc. géol. France. Ser. 7. 1976. N 18, N 3. P. 675—686.

Biely A., Bystricky J. Mesozoic of the Inner West Carpathians and the Klippen Belt. Prague, 1968. 44 p. (XXIII Intern. geol. congr.).

Biju-Duval B., Letouzey J., Montadert L. Structure and evolution of the Mediterranean basins // Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1978. Vol. 42, pt 1. P. 951—984.

Billington S., Isacks B.G., Barazangi M. Spatial distribution and focal mechanisms of mantle earthquakes in the Hindu Kush—Pamir region: a contorted Benioff zone // Geology. 1977. Vol. 5, N 11. P. 699—704.

- Bina M.M.* Mineralogie, magnetique et paleomagnetisme de l'Eocene du Kouchk-e-Nosrat (Iran Central) // C. r. Acad. sci. D. 1979. Vol. 288, N 12. P. 1351—1354.
- Bina M.M., Bucur J., Prevot M.* et al. Paleomagnetism, petrology and geochronology of Tertiary magmatic and sedimentary units from Iran // Tectonophysics. 1986. Vol. 121, N 1/2. P. 303—329.
- Birkenmajer K.* Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen belt, Carpathians, Poland // Stud. geol. pol. 1977. Vol. 14. P. 1—158.
- Birkenmajer K.* Major strike-slip faults of the Pieniny Klippen belt and the Tertiary rotation of the Carpathians // Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. Ser. A-16. 1985. N 175. P. 101—115.
- Birkenmajer K.* Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen belt, Carpathians // Stud. geol. pol. 1986. Vol. 88. P. 7—32.
- Birkenmajer K., Nairn A.E.M.* Studia paleomagnetyczne skal Polskich: neogenskie skaly Ogniove Pienun // Roczn. pol. tow. geol. 1968. T. 38, N 4. S. 475—489.
- Blaise J., Bordet P., Carbonnel J.P., Montenat T.C.* Flyshes et ophiolites dans la region de Panjaw; une suture neocimmerienne en Afganistan Central // Bull. Soc. géol. France. 1978. Vol. 20, N 5. P. 795—798.
- Bleahu M.* Structure geologique des Apuseni septentrionaux // Rev. roum. géol., géophys. et géogr. Sér. géol. 1976. Vol. 20, N 1. P. 27—39.
- Bleahu M., Lupu M., Patrulius D.* et al. The structure of the Apuseni Mountains: XII Congr. CBGA guidebook. Bucharest, 1981. 106 p.
- Boccaletti M., Manetti P., Peccerillo A.* Hypothesis on the plate tectonic evolution of the Carpatho-Balkan arcs // Earth and Planet. Sci. Lett. 1974. Vol. 23, N 2. P. 193—198.
- Bonneau M.* Correlation of the Hellenide nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction // Geological evolution of the Eastern Mediterranean. Oxford etc., 1984. P. 517—527.
- Bortolotti V., Sagri M.* Osservazioni sull'eta e la giacitura delle ofioliti fra Smirne ed Erzurum (Turchia) // Boll. Soc. geol. ital. 1968. Vol. 87. P. 101—110.
- Brunn J.H.* Les zones helleniques internes et leur extension. Reflexion sur l'orogenese alpine // Bull. Soc. géol. France. Sér. 7. 1960. T. 2. P. 470—486.
- Burchfiel B.C.* Eastern European Alpine system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics // Tectonophysics. 1980. Vol. 63, N 1/4. P. 31—61.
- Burtman V.S.* Origin of structural arcs of the Carpathian-Balkan region // Ibid. 1986. Vol. 127. P. 245—260.
- Burtman V.S.* Kinematics of the Carpathian-Balkan region in Cretaceous and Cenozoic // Stud. geol. pol. 1988. Vol. 91. P. 39—60.
- Carey S.W.* The orocline concept in geotectonics. Pt 1 // Roy. Soc. Tasmania Proc. 1955. Vol. 89. P. 255—288.
- Cech F., Zeman J.* Development of block structure in the crust below the Pannonian basin // Geol. Rdsch. 1982. Bd. 71, N 2. S. 641—656.
- Chang Chenfa, Chen Nansheng, Coward M.C.* et al. Preliminary conclusions of the Royal Society and Academia Sinica 1985 geotraverse of Tibet // Nature. 1986. Vol. 323, N 6088. P. 501—507.
- Channell J.E.T.* Paleomagnetism and continental collision in the Alpine belt and the formation of late tectonic extensional basins // Collision tectonics. Oxford, 1986. P. 261—284. (Geol. Soc. London. Spec. Publ.; N 19).
- Cioflica G., Savu H., Nicolae I.* et al. Alpine ophiolitic complexes in South Carpathians and South Apuseni Mountains: XII Congr. CBGA guidebook. Bucharest, 1981. 80 p.
- Clapp F.* Geology of Eastern Iran // Bull. Geol. Soc. Amer. 1940. Vol. 50, N 1. P. 1—102.
- Conrad G., Montigny R., Thuizat R., Westphal M.* Tertiary and Quaternary geodynamics of Southern Lut (Iran) as deduced from paleomagnetic, isotopic and structural data // Tectonophysics. 1981. Vol. 75. P. 11—17.
- Cook F.A., Brown L.D., Oliver J.E.* The Southern Appalachians and the growth of continents // Sci. Amer. 1980. Vol. 243, N 4. P. 156—168.
- Coward M.P.* The evolution of mountain belts: structure of the Himalayas and Tibet // Sci. Progr. 1987. Vol. 71, N 282. P. 249—273.
- Coward M.P., Butler R.W.H.* Thrust tectonics and the deep structure of the Pakistan Himalaya // Geology. 1985. Vol. 13, N 6. P. 417—420.
- Coward M.P., Butler R.W.H., Asif K.M., Knipe R.J.* The tectonic history of Kohistan and its implications for Himalayan structure // J. Geol. Soc. 1987. Vol. 144, N 3. P. 377—391.
- Dagley P., Ade-Hall J.M.* Cretaceous, Tertiary and Quaternary paleomagnetic results from Hungary // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1970. Vol. 20, N 1. P. 65—87.
- Davies R.G., Jones C.R., Hamzpour B., Clark G.C.* Geology of the Masuleh sheet (1:100000), NW Iran. Tehran, 1972. 110 p. (Geol. Surv. Iran Rep.; N 24).
- Devoudzadeh M., Schmidt K.* Contribution to the paleogeography and stratigraphy of the Upper Triassic to Middle Jurassic of Iran // Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abh. 1981. Bd. 162, H. 2. S. 137—163.
- Delaloye M., Desmons J.* Ophiolites and melange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications // Tectonophysics. 1980. Vol. 68, N 1/2. P. 83—111.
- Demarest H.H.* Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. P. 4321—4328.
- Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.-E.* et al. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since Lias // Tectonophysics. 1986. Vol. 123, N 1/4. P. 241—315.
- Desio A.* Sulla struttura tettonica dell'Asia Centrale // Accad. Naz. Lincei. Estratto dai Rend. Cl. sci. fis., mat. e natur. Ser. 8. 1965. Vol. 38, fasc. 6. P. 780—786.
- Desio A.* Some geotectonic problems of the Kashmir Himalaya—Karakorum—Hindu Kush and Pamir area // Accad. Naz. Lincei. Atti Convegna Lincei. 1976. Vol. 21. P. 115—130.
- Desmons J., Beccaluva L.* Mid-ocean ridge and island-arc affinities in ophiolites from Iran: paleogeoge-

graphic implications // Chem. Geol. 1983. Vol. 39, N 1/2. P. 39—63.

Embey-Isztin A. Major element patterns in Hungarian basaltic rocks: an approach to determine their tectonic settings // An. hist.-natur. Mus. nat. hung. 1980. Vol. 72. P. 19—31.

Enay R. Faunes du Jurassique superieur des marges meridionales de la Tethys (Turquie meridionale, Afrique du Nord) — signification paleobiogeographique // 2^e Reunion Annuelle Sci. Terre. Soc. geol. France edit. P., 1974. P. 163.

Enay R. Faunes anatoliennes (Amonitina, Jurassique) et domaines biogeographiques nord et sud tethysiens // Bull. Soc. géol. France. Sér. 7. 1976. T. 18, N 2. P. 533—541.

Freund R. Rotation of strike slip faults in Sistan, south-east Iran // J. Geol. 1970. Vol. 72, N 2. P. 188—200.

Fusan O., Andrusov D. Stratigraphical-tectonical characteristics of the geological structure of the West Carpathians Mountains: X Congr. CBGA guidebook. Bratislava, 1973, 64 p.

Gansser A. Reconnaissance visit to the ophiolites in Baluchistan and the Himalaya // Geodynamics of the Pakistan. Quetta, 1979. P. 193—213.

Geszy B. The origin of the Jurassic faunal provinces and the Mediterranean plate tectonics // Ann. Univ. Sci. Budapest. Sect. Geol. 1973. P. 99—114.

Geszy B. Provincialism of Jurassic ammonites; examples from Hungarian faunas // Acta geol. Acad. sci. hung. 1984a. Vol. 27, N 3/4. P. 379—389.

Geszy B. Jurassic ammonites provinces of Europe // Ibid. 1984b. Vol. 27, N 1/2. P. 67—71.

Gocev P., Kostadinov V., Savov S., Zagorcev J. Strednegorie // Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Bratislava, 1974. P. 322—330.

Graciansky P.C. Recherches geologiques dans le Taurus Lucien occidental: These Doct. Sci. P., 1972. 571 p.

Hallam A. Jurassic environments. Cambridge: Univ. press, 1975. 269 p.

Halls H.C. A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1976. Vol. 45. P. 297—304.

Hayden H.H. Notes of the geology of Chitral, Gilgit and the Pamirs // Rec. Geol. Surv. Ind. 1915. Pt 4. P. 1—30.

Herrero-Bervera E., Urrutia Fucugauchi J., Pozzo A.L.M. et al. Normal amplitude Brunhes paleosecular variation at low latitudes: a paleomagnetic record from the Trans-Mexican volcanic belt // Geophys. Res. Lett. 1986. Vol. 13, N 13. P. 1442—1445.

Hirn A., Lepine J.C., Jobert G. et al. Crustal structure and variability of the Himalayan border of Tibet // Nature. 1984. Vol. 307, N 5946. P. 23—25.

Holmes A. Principles of physical geology. L., 1965. 900 p.

Horner F., Freeman R. Palaeomagnetic evidence from pelagic limestones for clockwise rotation of the Ionian Zone, Western Greece // Tectonophysics. 1983. Vol. 98. P. 11—27.

Horvath F., Berckhemer H., Stegena L. Models of Mediterranean back-arc basin formation // Philos. Trans. Roy. Soc. London A. 1981. Vol. 300, N 1454. P. 383—401.

Horvath F., Voros A., Onioha K.M. Plate-tectonics of the western Carpatho-Pannonian region: a working hypothesis // Acta geol. Acad. sci. hung. 1979. Vol. 21, N 4. P. 207—221.

Hussain A.G., Aziz Y. Paleomagnetism of Mesozoic and Tertiary rocks from east El Owenat area, South-west Egypt // J. Geophys. Res. B. 1983. Vol. 88, N 4. P. 3523—3529.

Irving E. Palaeomagnetism and its application to geological and geophysical problems. N.Y.: Wiley, 1964. 399 p.

Iversen W.P., Smithson S.B. Reprocessing and reinterpretation of COCORP Southern Appalachian profiles // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 62, N 1. P. 75—90.

Juteau T. Ophiolites des Taurides: essai sur leur histoire oceanique // Rev. géol. dyn. et géogr. phys. 1979. Vol. 21, N 3. P. 191—214.

Karaguleva J., Gocev P., Pironkov P. Types and features of alpine nappes in Bulgaria // Alpine structural elements: Carpathian—Balkan—Caucasus—Pamir orogene zone. Bratislava, 1982. P. 57—74.

Karaguleva J., Kostadinov V., Boncevic E. The Carpatho-Balkan sigmoid in the context of shearing transite wrench-fault lines // Geol. Balcan. 1980. Vol. 10, N 1. P. 3—14.

Klootwijk C.T., Shah S.K., Gergan J. et al. A palaeomagnetic reconnaissance of Kashmir, north-western Himalaya, India // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 63, N 2. P. 305—324.

Klootwijk C.T., Sharma M.L., Gergan J. et al. Rotational overthrusting of the northwestern Himalaya: farther palaeomagnetic evidence from the Riasi thrust sheet // Ibid. 1986. Vol. 80, N 2. P. 375—393.

Knipper A.L., Khain E.V. Structural position of ophiolites of the Caucasus // Ofioliti. 1980. Vol. 2, spec. iss. P. 297—314.

Kober L. Der Bau der Erde. B., 1928. 200 S.

Koller F., Pahr A. The Penninic ophiolites on the eastern end of the Alps // Ofioliti. 1980. Vol. 5, N 1. P. 65—72.

Kovacs S. Problems of the "Pannonian median massif" and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic—Early Mesozoic isopic zones // Geol. Rdsch. 1982. Bd. 71, N 2. S. 617—639.

Kozur H. New biostratigraphical data from the Bükk, Uppony and Mecsek Mountains and their tectonic implications // Acta geol. Acad. sci. hung. 1984. Vol. 27, N 3/4. P. 307—319.

Kozur H., Réti Z. The first paleontological evidence of Triassic ophiolites in Hungary // Neues Jb. Geol. und Paläontol. Monatsh. 1986. N 5. S. 284—292.

Krs M., Krsova M., Roth Z. A palaeomagnetic study of Cenomanian—Lower Turonian sediments in the Moravsko-slezske Beskydy Mts. // Věstn. Ústřed. ústavu geol. 1977. Sv. 52, N 6. S. 323—332.

Krs M., Muska P., Orlicky O., Pagac P. Palaeomagnetic investigations in the West Carpathians // Geodynamic investigations in Czechoslovakia. Bratislava, 1979. P. 207—214.

Krs M., Muska P., Pagac P. Review of palaeomagnetic investigations in the West Carpathians of Czechoslovakia // Geol. pr. 1982. Sv. 78. S. 39—58.

Krs M., Smid B. Palaeomagnetism of Cretaceous rocks of the Teschinita association, Outer West

- Carpathians of Czechoslovakia // Sb. geol. ved. Urita geofiz. 1979. N 16. P. 7—25.
- Krumstiek K.* Zur bewegung der Iranish—Afganischen platte // Geol. Rdsch. 1976. Bd. 65, N 3. S. 909—929.
- Laj C., Jamet M., Sorel D., Valente J.P.* First paleomagnetic results from Mio-Pliocene series of the Hellenic sedimentary arc // Tectonophysics. 1982. Vol. 86. P. 45—67.
- Limmerer B., Langheinrich G., Manutchehr-Danal M.* Geological investigations in the Binalud Mountains (NE Iran) // Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abh. 1984. Bd. 168, H. 2. S. 269—277.
- Laubscher H.P.* Das Alpen—Dinariden Problem und die Palinspastic der sudichen Tethys // Geol. Rdsch. 1971. Bd. 60, N 3. S. 813—833.
- Lauer J.-P.* L'évolution géodynamique de la Turquie et de Chypre deduite de l'étude paleomagnetique. Strasbourg, 1981. 299 p.
- Lensch G., Davoudzadeh M.* Ophiolites in Iran // Neues Jb. Geol. und Paläontol. Monatsh. 1982. H. 5. S. 306—320.
- Lensch G., Mihm A., Alavi-Tehrani N.* Petrography and geology of the ophiolite belt north of Sabzevar, Khorassan (Iran) // Neues Jb. Miner. Abh. 1977. Bd. 131, H. 2. S. 156—178.
- Lowrie W., Alvarez W.* One hundred years of geomagnetic polarity history // Geology. 1981. Vol. 9, N 9. P. 392—397.
- Mahel M.* Some particularities of development of the European Alpides and West Carpathians, mainly from the viewpoint of new global tectonic // Geol. zb. 1978a. Vol. 29, N 1. P. 1—18.
- Mahel M.* Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. Bratislava, 1978b. 175 p. (Zapadne Karpaty. Ser. geol.; Vol. 4).
- Mardia K.V.* Statistics of directional data. L.: Acad. press, 1972. 357 p.
- Marschalko R.* Rovod a geologicky vyznam detritu Kriedoveho flusu bradloveho pasma Zapadnych Karpat // Zemska kora a jej vzťah nerastnym surovinam. Bratislava, 1984. S. 41—47.
- Marschalko R., Pagac P.* Preliminary results of palaeomagnetic study of varied Upper Cretaceous sediments of the Pienin, Malin and Central blocks of the West Carpathians // Contrib. Geophys. Inst. Slov. Acad. Sci. 1980. Vol. 10. P. 77—83.
- Marton E.* Palaeomagnetism of igneous rocks from the Velence Hills and Mecsek Mountains // Geophys. Trans. 1986. Vol. 32, N 2. P. 83—145.
- Marton E., Marton P.* A refined apparent polar wander curve for the Transdanubian Central Mountains and its bearing on the Mediterranean tectonic history // Tectonophysics. 1983. Vol. 98, N 1. P. 43—57.
- Matron E., Veljovic D.* Paleomagnetism of the Istria Peninsula, Yugoslavia // Ibid. 1983. Vol. 91, N 1/2. P. 73—87.
- McKenzie D.P.* Active tectonics of the Mediterranean region // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1974. Vol. 30, N 2. P. 109—185.
- McKenzie D.P., Sclater J.G.* The evolution of the Indian Ocean since the Late Cretaceous // Ibid. 1971. Vol. 25, N 2. P. 437—528.
- Mishra D.C.* Crustal structure and dynamics under Himalaya and Pamir ranges // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 57, N 2. P. 415—420.
- Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // Science. 1975. Vol. 186. P. 419—426.
- Nairn A.E.M.* Palaeomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: A palaeomagnetic study of the East Slovak Province // Geol. Rdsch. 1967. Bd. 56, N 2. S. 408—419.
- Nairn A.E.M., Wollstadt H.* Palaeomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks: The Tertiary volcanics of the Lausitz area, Germany // Ibid. 1968. Bd. 57, N 2. S. 385—402.
- Nastaseanu S., Bercia J., Jancu V.* et al. The structure of the South Carpathians: XII Congr. CBGA guidebook. Bucharest, 1981. 100 p.
- Neumayr M.* Über unvermittelt auftretende Caphalopodentypen im Jura Mittel-Europas // Jb. Geol. Reichsanstalt. Wien, 1878. Bd. 28, H. 1. S. 38—80.
- Nowroozi A.A., Mohajer-Ashjai A.* Fault movements and tectonics of eastern Iran: boundaries of the Lut plate // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1985. Vol. 83, N 1. P. 215—237.
- Onuoha K.M.* Tectonic significance of some geochemical data associated with the ophiolitic complexes of the Darno megatectonic line, NE Hungary // Acta geol. Acad. sci. hung. 1977. Vol. 21, N 1/3. P. 133—141.
- Orbay N., Bayburdi A.* Paleomagnetism of dykes and tuffs from the Mesudiye region and rotation of Turkey // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1979. Vol. 59. P. 437—444.
- Pagacas G.* Seismic stratigraphic features of Neogene sediments in the Pannonian basin // Eotvos Lorand Geophys. Inst. Geophys. Trans. 1985. Vol. 30, N 4. P. 373—410.
- Patrascu S.* Recherches paleomagnetiques sur des couches rouges d'age Werfenien et Neocomien en Romania // Rev. roum. géol., géophys. et géopr. Sér. geophys. 1970. Vol. 14, N 1. P. 39—45.
- Patriat P., Achache J.* India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates // Nature. 1984. Vol. 311, N 5987. P. 615—621.
- Peterson N., Soffel H., Pohl J., Helburg K.* Rock-magnetic research at the Institut für Angewandte Geophysic, Universität München // J. Geomagn. and Geoelec. 1965. Vol. 17, N 3/4. P. 363—372.
- Pohl J., Soffel H.* Palaeomagnetic and rock magnetic investigations of Tertiary volcanics in Northern Bavaria // J. Geophys. 1977. Vol. 42, N 5. P. 459—474.
- Powell C., Conaghan P.J.* Plate tectonics and the Himalaya // Earth and Planet. Sci. Lett. 1973. Vol. 20, N 1. P. 1—12.
- Powell C., Conaghan P.J.* Tectonic models of the Tibetan plateau // Geology. 1975. Vol. 3, N 12. P. 727—731.
- Price R.A.* The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains // Thrust and nappe tectonics. Oxford, 1981. P. 427—448. (Geol. Soc. London. Spec. Publ.; N 9).
- Rassios A., Bessalova L., Bortolotti V.* et al. The Vourinos ophiolitic complex // Ophioliti. 1983. Vol. 8, N 3. P. 275—291.

- Ricou L.E., Dercourt J., Geysant J. et al. Geological constraints of the Alpine evolution of the Mediterranean Tethys // *Tectonophysics*. 1986. Vol. 123, N 1/4. P. 88—122.
- Ritsema R.A. The fault-plane solutions of earthquakes of the Hindu Kuch centre // *Ibid.* 1966. Vol. 3, N 2. P. 147—163.
- Ron H., Freund R., Garfunkel Z., Nur A. Block rotation by strike-slip faulting: structural and paleomagnetic evidence // *J. Geophys. Res. B*. 1984. Vol. 89, N 7. P. 6256—6270.
- Rouden L.H., Horvath F., Burchfiel B.C. Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian—Pannonian region // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1982. Vol. 93. P. 717—725.
- Russo-Sandulescu D., Sandulescu M., Udrescu C. et al. Le magmatisme d'age mesozoique dans les Carpathians Orientales // *An. Iust. geol., geofiz.* 1984. Vol. 61. P. 245—252.
- Sandulescu M. Analyse geotectonique des chaines alpines situees autour de la Mer Noire occidentale // *An. Inst. geol., geofiz.* 1980. Vol. 56. P. 5—54.
- Sandulescu M., Krautner H.G., Balintoni I. et al. The structure of the East Carpathians: XII Congr. CBGA guidebook. Bucharest, 1981a. 92 p.
- Sandulescu M., Stefanescu M., Butac A. et al. Genetical and structural relations between flysch and molasse (the East Carpathian model): XII Congr. CBGA guidebook. Bucharest, 1981b. 96 p.
- Sarwar G., De Jong K.A. Arcs, oroclines, sintaxes: the curvatures of mountain belts, Pakistan // *Geodynamics of Pakistan*. Quetta, 1979. P. 341—350.
- Savostin L.A., Sibuet J.-C., Zonenshain L.P. et al. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic // *Tectonophysics*. 1986. Vol. 123, N 1/4. P. 1—35.
- Sengor A.M.C., Yilmaz Y. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // *Ibid.* 1981. Vol. 75, N 1. P. 181—241.
- Sengor A.M.C., Yilmaz Y., Ketin J. Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1980. Vol. 91, N 1. P. 599—609.
- Seyed E.K. The Jurassic Badami formation in the Kerman region with remarks on the Jurassic stratigraphy of Iran // *Geol. Surv. Iran. Rep.* 1971. N 19. P. 5—79.
- Slaczka A. New data on the structure of the basement of the Carpathians south of Wadowice // *Rocz. pol. tow. geol.* 1976. N. 46. S. 337—350.
- Smith A.G. Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1971. Vol. 82, N 8. P. 2039—2049.
- Soffel H.C., Förster H.G. Polar wander path of the Central-East Iran microplate including new results // *Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abh.* 1984. Bd. 168, H. 2/3. S. 165—172.
- Swidzinski H. O rozmiarach przesuniec poziomych w polnocnych Karpatach fliszowych // *Rocz. pol. tow. geol.* 1971. N 41, N 1. S. 181—219.
- Szadeczky-Kardoss E. The belts of subduction in the Carpathian—Pannonian—Dinaride area // *Tectonic problems of the Alpine system*. Bratislava, 1975. P. 69—86.
- Szepeshazy K. A Tiszantul es az Erdelyi Közephegyseg (Muntii Apuseni) nagyszerkeseti es retegtani kapcsolatai // *Altalanos földt. szemle.* 1979. N 12. P. 121—198.
- Tahirheli R.A.K., Mattauer M., Proust F., Tapponnier P. The India Eurasia suture zone in Northern Pakistan: synthesis and interpretation of recent date at plate scale // *Geodynamics of Pakistan*. Quetta, 1979. P. 124—130.
- Tekeli O. Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey // *Geology*. 1981. Vol. 9, N 2. P. 68—72.
- Teng Ji-wen, Sun Ke-zhong, Xiang Shao-bai et al. Deep seismic reflection waves and structure of the crust from Dangxung to Yadan on the Xizang Plateau (Tibet) // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1983. Vol. 31, N 4. P. 293—306.
- Tirrul R., Bell I.R., Griffis R.J., Camp V.E. The Sistan suture zone of Eastern Iran // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1983. Vol. 94, N 1. P. 134—150.
- Tomcs C. Cenozoic development of the Carpathian arc // XXVII Междунар. геол. конгр.: Тез. докл. М., 1984. Т. 3. С. 434.
- Unrug R. Tectonic rotation of flysch nappes in the Polish Outer Carpathians // *Rocz. pol. tow. geol.* 1980. T. 50, N 1. S. 27—39.
- Van der Voo R. Jurassic, Cretaceous and Eocene pole positions from northeastern Turkey // *Tectonophysics*. 1968. Vol. 6, N 3. P. 251—269.
- Van der Voo R., French R.B. Apparent polar wandering for the Atlantic-bordering continents: Late Carboniferous to Eocene // *Earth-Sci. Rev.* 1974. Vol. 10, N 2. P. 99—119.
- Voros A. Provinciality of the Mediterranean Lower Jurassic brachiopod fauna: causes and plate tectonic implications // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1977. Vol. 21, N 1. P. 1—16.
- Voros A. Comparison of Jurassic benthic mollusc and brachiopod faunas of the Transdanubian Mountains // *Acta. geol. Acad. sci. hung.* 1984. Vol. 27, N 3/4. P. 391—401.
- Wien G. A Karpat-medence alpitectogenise // *Magy allami földt. intez. evi jelent. az 1976 evrol. Bp.*, 1978. Old. 245—256.
- Wensink H. Tectonic inferences of paleomagnetic data from some Mesozoic formations in Central Iran // *J. Geophys.* 1982. Vol. 51. P. 12—23.
- Wensink H., Varekamp J.C. Paleomagnetism of basalts from Alborz: Iran part of Asia in the Cretaceous // *Tectonophysics*. 1980. Vol. 68, N 1. P. 113—129.
- Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P. et al. Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to Pamirs since Trias // *Ibid.* 1986. Vol. 123, N 1. P. 37—82.
- Yilmaz Y., Sengor A.M.C. Paleo-Tethian ophiolites in Northern Turkey: petrology and tectonic setting. Istanbul: JTU, 1985. 20 p.
- Zimmerman J. Emplacement of the Vourinos ophiolite complex, Northern Greece // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 1972. N 132. P. 225—239.
- Zonenshain L.P., Le Pichon X. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic backarc basins // *Tectonophysics*. 1986. Vol. 123, N 1/4. P. 181—211.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Карпатская петля и Критская дуга	4
Тектоника и биогеография	4
Форма альпийского складчатого пояса	14
Палеомагнетизм	14
Надежность палеомагнитных данных	14
Поздний мел	15
Реконструкция меловой складчатой системы	32
Альпийские деформации	39
Глава 2. Аравийский синтаксис	48
Тектоника	48
Границы синтаксиса	61
Палеомагнетизм	64
Мел	64
Палеоген	85
Реконструкция положения сутуры мезо-Тетиса в позднем мелу	100
Альпийские деформации	101
Структурные дуги	101
Формирование синтаксиса	105
Глава 3. Пенджабский синтаксис	109
Тектоника	109
Границы синтаксиса	112
Соотношение Северного Памира и Копетдага	113
Палеомагнетизм	120
Ранний мел	120
Палеоген	131
Реконструкция положения зоны Северного Памира в мелу и палеогене	134
Альпийские деформации	137
Происхождение синтаксиса	139
Глава 4. Формирование структурных дуг Альпийского складчатого пояса	142
Поперечное сокращение Альпийского пояса в кайнозое	142
Тектонические течения и возникновение структурных дуг	144
Столкновение континентов и формирование структуры Альпийского пояса	148
Глубина тектонических течений	150
Литература	155

CONTENTS

Introduction	3
<i>Chapter 1. The Carpathians loop and Crete arc</i>	4
Tectonics and biogeography	4
Form of the Alpine fold belt	14
Paleomagnetism	14
Reliability of paleomagnetic data	14
Late Cretaceous	15
Reconstruction of the Cretaceous fold system	32
Alpine deformations	39
<i>Chapter 2. Arabian Syntaxis</i>	48
Tectonics	48
Syntaxis boundaries	61
Paleomagnetism	64
Cretaceous	64
Paleogene	85
Late Cretaceous position of the Meso-Thetys suture: a reconstruction	100
Alpine deformations	101
Structural arcs	101
Formation of the Syntaxis	105
<i>Chapter 3. Punjab Syntaxis</i>	109
Tectonics	109
Syntaxis boundaries	112
North Pamirs — Kopetdagh relations	113
Paleomagnetism	120
Early Cretaceous	120
Paleogene	131
North Pamirs position in Cretaceous and Paleogene: a reconstruction	134
Alpine deformations	137
Origin of the Syntaxis	139
<i>Chapter 4. Formation of the structural arcs of the Alpine belt</i>	142
Transverse contraction of the Alpine belt during the Cenozoic	142
Earth crust tectonic flows and structural arc formation	144
Collision of continents and structural evolution of the Alpine belt	148
Depth of Earth crust tectonic flows	150
Bibliography	155

Научное издание

Баженов Михаил Львович,
Буртман Валентин Семенович

СТРУКТУРНЫЕ ДУГИ
АЛЬПИЙСКОГО
ПОЯСА:

КАРПАТЫ – КАВКАЗ – ПАМИР

*Утверждено к печати
советской частью Проблемной комиссии
многостороннего сотрудничества академий наук
социалистических стран "Земная кора"*

Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Л.Н. Богданова*
Корректор *Л.М. Сахарова*

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 46908

Подписано к печати 30.11.89. Т – 15239
Формат 70×100 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 13,7 + 0,3 вкл. Усл.кр.-отт. 14,3
Уч.-изд.л. 17,0. Тираж 500 экз. Тип. зак. 2196
Цена 3р. 40к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

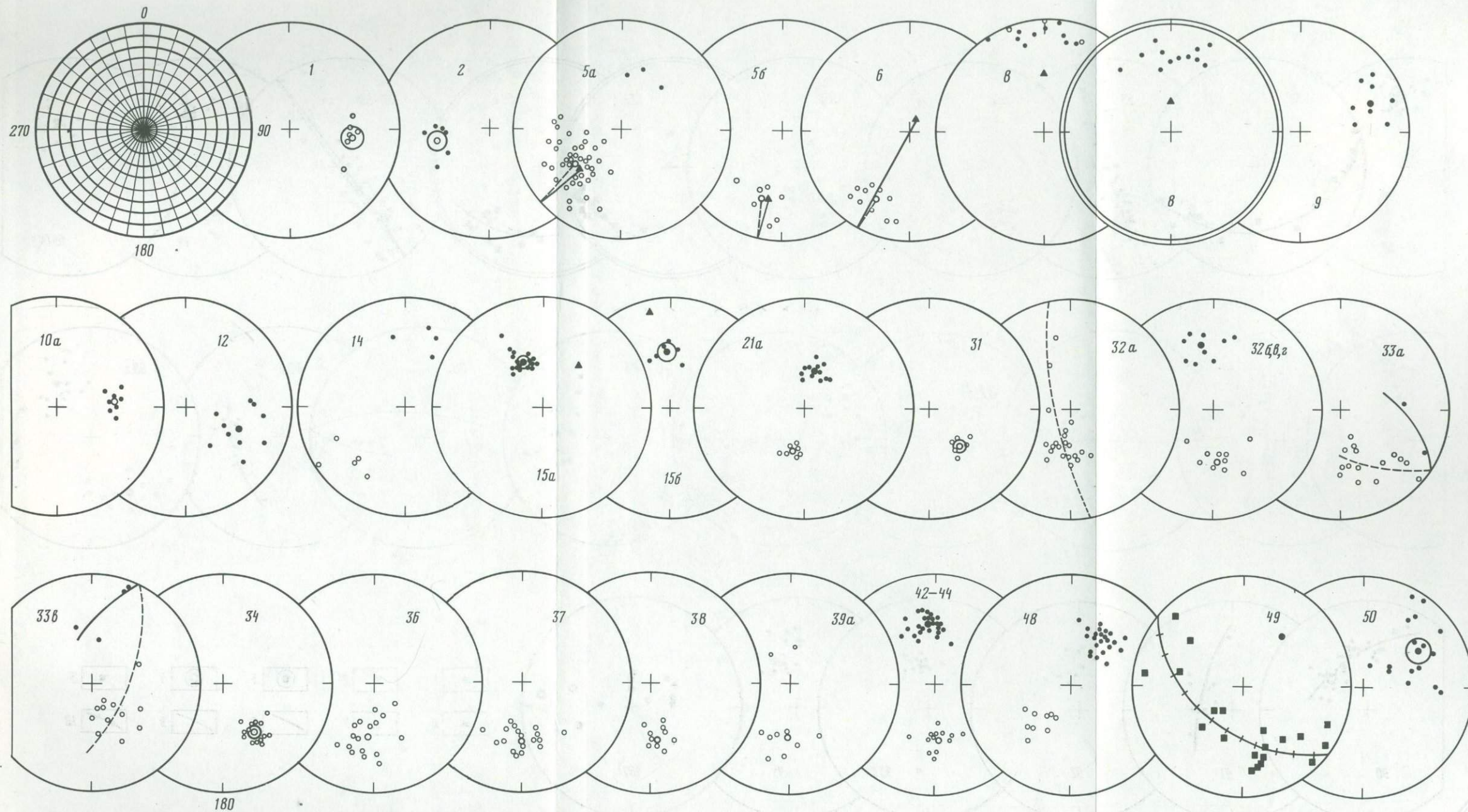


Рис. 75. Палеомагнитные результаты по изученным участкам и обнажениям

Номера на стереограммах соответствуют номерам участков и обнажений в тексте и таблицах (в скобках, где необходимо, указан возраст пород). 1, 2 — единичные направления намагниченности после завершения чистки (для участка 90 — для образцов, в остальных случаях — для штуфов); 3, 4 — средние направления намагниченности (в отдельных случаях

с кругами доверия); 5 — нормали к кругам перемагничивания; 6, 7 — направления перемагничивания; 8, 9 — круги перемагничивания; 10 — аппроксимирующие плоскости. 2, 4, 7, 9 — проекция на верхнюю полусферу, остальные — на нижнюю полусферу. Одинарная окружность стереограммы — данные в ДСК, двойная — в ССК

5202
 Геологический институт
 Академии наук СССР

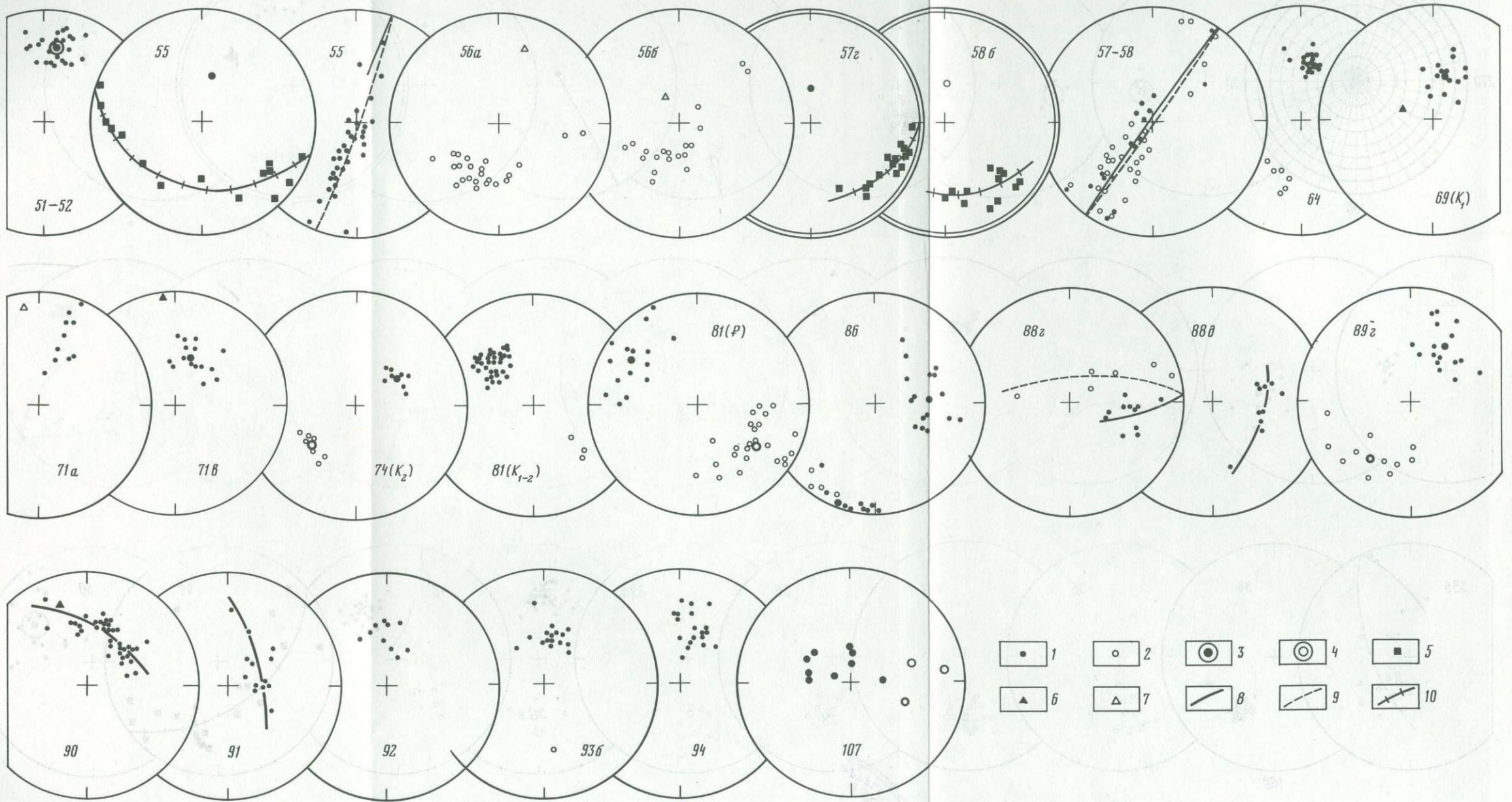


Рис. 75 (окончание)

3 р. 40 к.

5202