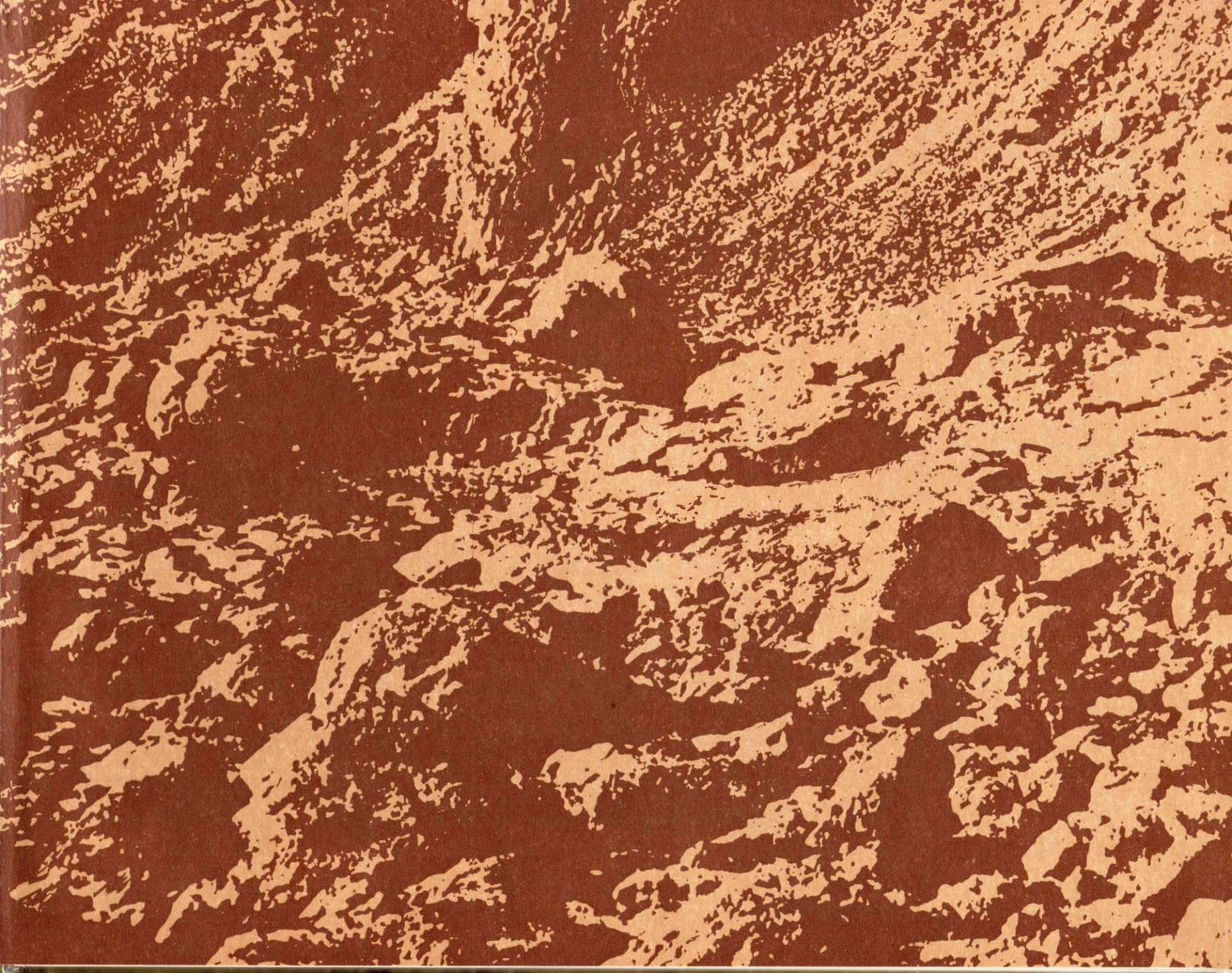


# Вулканы Карадага

Ю.М. ДОВГАЛЬ  
В.Я. РАДЗИВИЛ  
В.С. ТОКОВЕНКО  
С.В. ЧЕРНЯВСКИЙ  
Д.К. МИХАЛЕНКО

 e-copу by API

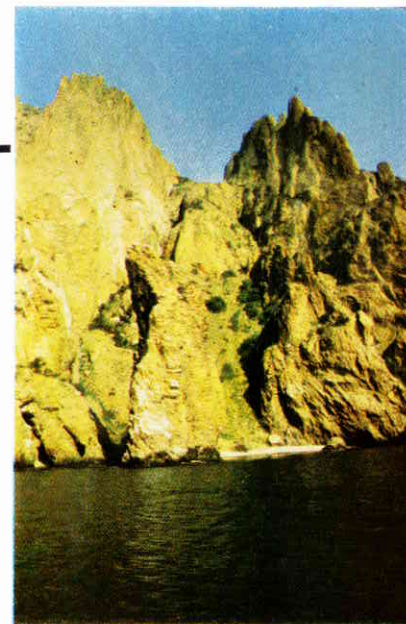
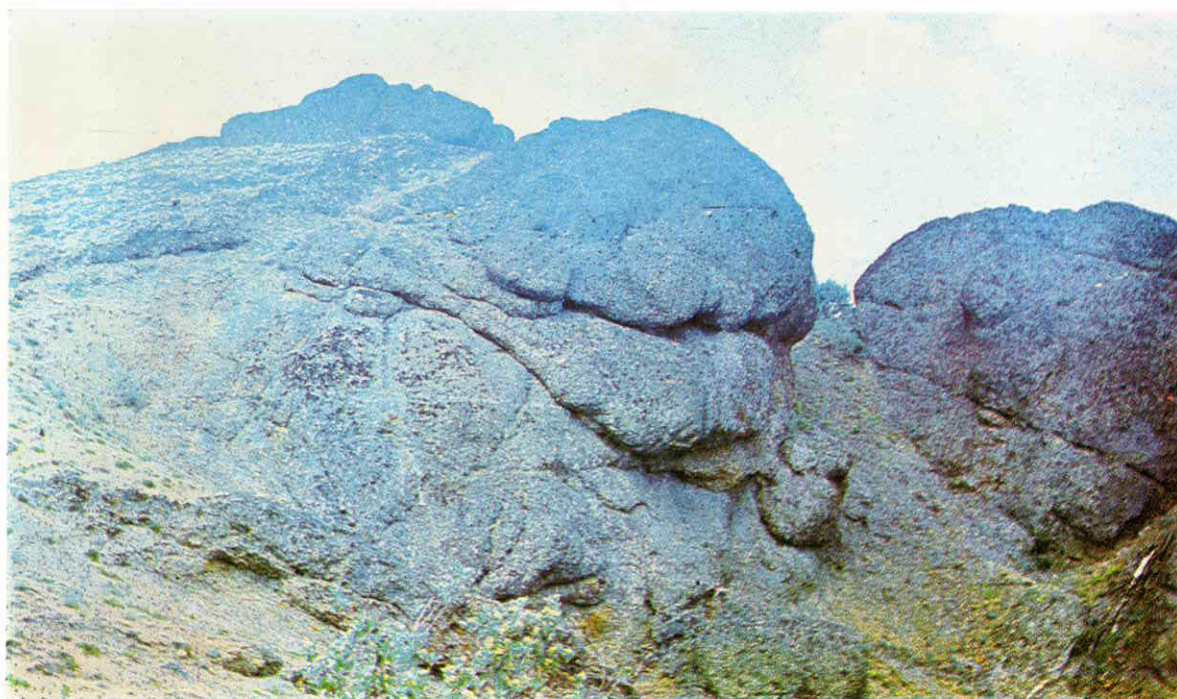




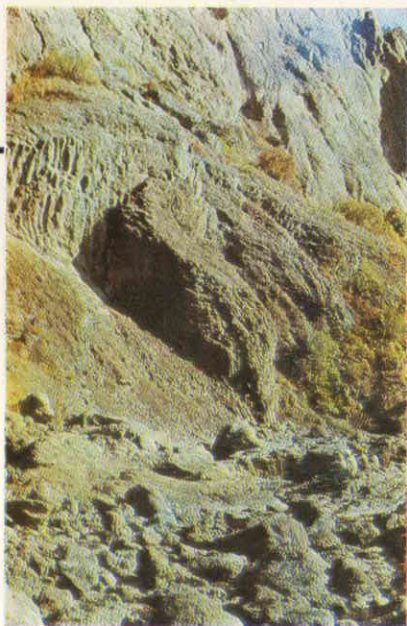
---

# Вулканы Қарадага

---

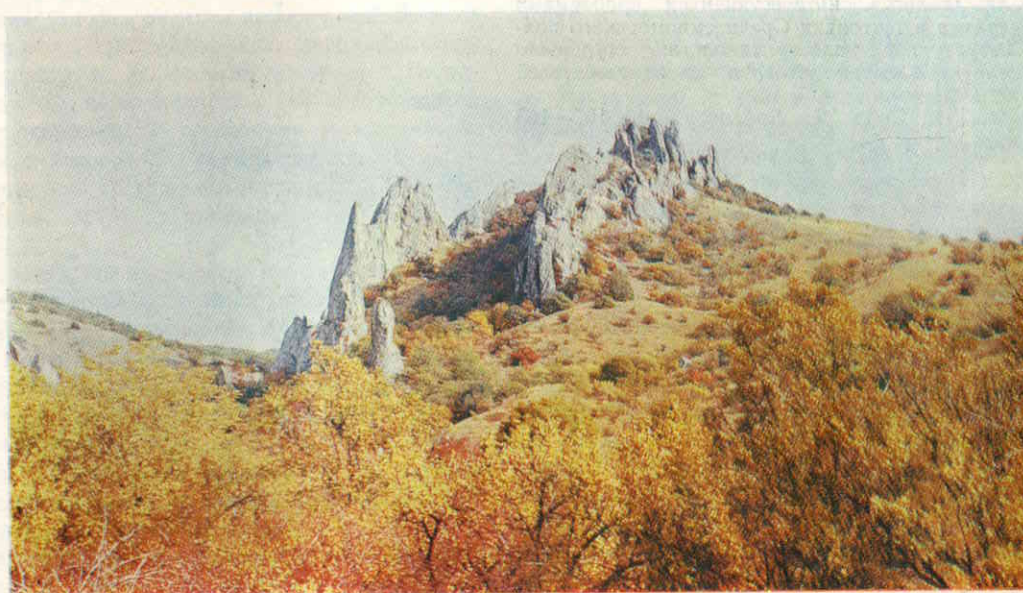
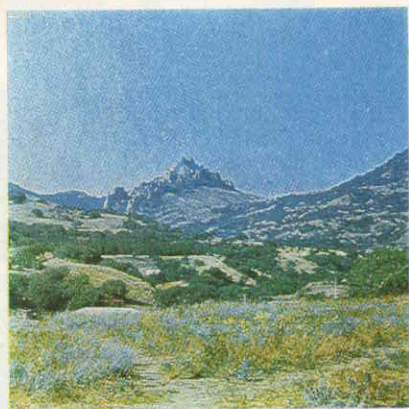


АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК



# Вулканы Карадага

Ю.М. ДОВГАЛЬ  
В.Я. РАДЗИВИЛ  
В.С. ТОКОВЕНКО  
С.В. ЧЕРНЯВСКИЙ  
Д.К. МИХАЛЕНКО



КИЕВ  
НАУКОВА ДУМКА  
1991

Авторы

Ю. М. ДОВГАЛЬ, В. Я. РАДЗИВИЛ,  
В. С. ТОКОВЕНКО, С. В. ЧЕРНЯВСКИЙ,  
Д. К. МИХАЛЕНКО

УДК 551.21(477.75)

**Вулканы Карадага / Довгаль Ю. М., Радзивил В. Я., Токовенко В. С. и др.; Отв. ред. Науменко В. В.; АН УССР. Ин-т геол. наук.— Киев: Наук. думка, 1991.— 104 с.— ISBN 5-12-001900-5.**

Монография является первым обобщением знаний по геологии карадагского вулcano-плутонического комплекса. По данным предшествующих исследователей и авторов обоснованы позднеюрский (поздний келловей — кимеридж) возраст магматических образований, последовательность формирования, принадлежность их к андезитовой формации. Описаны морфология геологических тел, сложенных магматическими породами, их соотношения друг с другом и с осадочными образованиями. Впервые приведена детальная систематическая характеристика тектоно-магматических структур, сделаны выводы о положении вулcano-плутонического комплекса в структуре Восточного Крыма.

Для геологов, интересующихся проблемами магматизма и тектоники Средиземноморского пояса, структурной палеовулканологии, студентов-геологов и геоморфологов, а также любителей природы.

Ил. 34. Табл. 2. Библиогр.: с. 102—103 (78 назв.)

Ответственный редактор *В. В. Науменко*

Утверждено к печати ученым советом Института геологических наук АН УССР

Редакция литературы о Земле

Редактор *В. Н. Завирюхина*

В 1804030000-021 277-91  
M221(04)-91

ISBN 5-12-001900-5

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

**Довгаль Юрий Михайлович**

**Радзивил Виктор Яковлевич**

**Токовенко Владимир Сергеевич**

**Чернявский Сергей Владимирович**

**Михаленок Дмитрий Константинович**

**ВУЛКАНЫ КАРАДАГА**

Художественное оформление

**В. С. ЖИБОРОВСКОГО**

Художественный редактор

**Г. А. СЕРГЕЕВ**

Технический редактор

**И. А. РАТНЕР**

Корректор **Л. Г. БУЗИАШВИЛИ,**

**П. С. БОРОДЯНСКАЯ**

ИБ № 11458

Сдано в набор 07.09.90. Подп. в печ. 25.01.91. Формат 108×84/16. Бум. мел. Усл. печ. л. 10,92. Усл. кр.-отт. 32,13. Уч.-изд. л. 13,03. Тираж 1000 экз. Заказ 0—2953. Цена 2 р. 50 к.

Издательство «Наукова думка».  
252601 Киев 4, ул. Репина, 3.

Главное предприятие республиканского производственно-го объединения «Полиграфкнига», 252057 Киев  
ул. Довженко, 3.

© Ю. М. Довгаль, В. Я. Радзивил,  
В. С. Токовенко, С. В. Чернявский,  
Д. К. Михаленок, 1991



## ПРЕДИСЛОВИЕ

История геологических исследований Карадага насчитывает более ста лет. Она связана с именами выдающихся ученых: А. Е. Лагорно, А. Ф. Слудского, П. Н. Чирвинского, Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой, Д. В. Соколова, В. И. Лучицкого, И. Н. Ремизова, М. В. Муратова, Е. А. Успенской, В. И. Лебединского и др. Особенно больших успехов достигли Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Е. Н. Дьяконова-Савельева, В. И. Лучицкий и В. И. Лебединский, петрографические работы которых стали классическими для нескольких поколений геологов.

Накопившийся за годы исследований богатый материал о возрасте осадочных пород описываемой территории, морфологии и строении магматических тел, их соотношениях как друг с другом, так и с окружающими осадочными образованиями, послужил основой для первых структурно-палеовулканических построений, выполненных В. И. Лебединским, А. И. Шалимовым и др. [6, 23, 24, 27—29].

Вместе с тем имевшиеся геологические данные были не настолько полные, чтобы однозначно судить о возрасте вулcano-плутонического комплекса Карадага, его месте в геологической структуре и истории района. Явно недостаточны сведения о морфологии, строении и соотношении геологических тел. Это не позволяло провести полноценные структурно-палеовулканические реконструкции, особенно на уровне структур высоких порядков. Последние, как известно, играют определяющую роль в оруденении вулканических областей и районов. Без правильных представлений об их строении и соотношениях невозможно достоверно судить об особенностях более крупных геологических структур. Тектоно-магматиче-

ские структуры высоких порядков составляют наименее изученную группу объектов структурной палеовулканологии. Это связано как с исторически сложившейся их недооценкой при изучении тектоники отдельных регионов, так и со значительными трудностями получения геологического материала для реконструкций. Последнее, как правило, возможно в рудных районах, хорошо изученных геологическими и геофизическими методами, или в сильно расчлененных горных областях, где имеются крупные обнажения, вскрывающие отдельные структуры или их фрагменты на большом протяжении и на значительную глубину. Во втором случае мы имеем возможность получить геологический материал несравненно большей надежности по структурной увязке и интерпретации, чем в первом, где он более фрагментарен и прерывист. В этом отношении горный массив Карадаг (особенно его береговые обрывы) представляет собой объект исключительной ценности. Здесь вулcano-плутонический комплекс вскрыт в вертикальном разрезе до 300—400 м на протяжении более 5 км в береговых обрывах. Этим созданы исключительные благоприятные условия для изучения его внутреннего строения и, в частности, отдельных тектоно-магматических структур высших порядков, их соотношений друг с другом и с более крупными структурами вулcano-плутонического комплекса, а также его основания.

В 1981—1987 гг. в соответствии с тематическим планом отдела геотектоники ИГН АН УССР авторы проводили палеовулканологические исследования на территории Крыма, детально изучая и Карадаг как наиболее важный тектоно-магматический объект этой области. Анализ новых геологических данных, а также материалов преды-

дущих исследований позволил обосновать позднеюрский возраст основного объема магматических пород, охарактеризовать соподчиненный ряд тектоно-магматических образований и их положение в структуре Восточного Крыма. Они могут быть использованы при выработке общей классификации тектоно-магматических структур, позволяют по-новому трактовать историю геологического развития региона, соотношение магматических процессов и т. д. Мы надеемся, что эти материалы будут интересны для геологов, занимающихся структурно-палеовулканологическими реконструкциями, а также геологией Кавказско-Крымско-Карпатской области.

С 1979 г. Карадаг взят под охрану государства — здесь организован заповедник, что позволило оградить этот уникальный уголок Крыма (в том числе и геологические объекты) от неорга-

низованных туристов и охотников за полудрагоценными камнями. Вместе с тем сюда закрыт доступ истинным любителям природы, студентам-геологам. Экспонаты природного геологического музея находятся как бы в запасниках.

Надеемся, что в будущем Карадаг станет доступным для организованных экскурсий и проведения практических занятий студентов естественных факультетов, и в первую очередь — геологов и геоморфологов. Целенаправленное и методически правильное знакомство с таким «наглядным пособием» могло бы дать хорошие навыки диагностики пород, геологического картирования, изучения широкого круга вопросов, связанных с палеовулканологическими реконструкциями. Предлагаемая вниманию читателей книга могла бы послужить основой для научного и методического обеспечения этой работы.

Вклад авторов в подготовку всех разделов книги примерно одинаков, за исключением главы 5, написанной В. Я. Радзивилом с использованием материалов Ю. М. Довгала, С. В. Чернявского и В. С. Токовенко. Слайды выполнены В. И. Курчиным и С. В. Чернявским.

Научными руководителями проведенных многолетних исследований являются академики АН УССР В. Г. Бондарчук и И. И. Чебаненко. Они выполнены при постоянной и всемерной поддержке директора ИГН АН УССР акад. АН УССР Е. Ф. Шнюкова. Содействие в их проведении авторам оказывали А. А. Вронский, В. А. Емельянов, М. Е. Кузнецов, Е. В. Болтрик, Л. В. Кушнир, В. В. Чернышев и многие другие.

Всем лицам, способствовавшим выполнению работ и появлению монографии, авторы выражают глубокую благодарность.

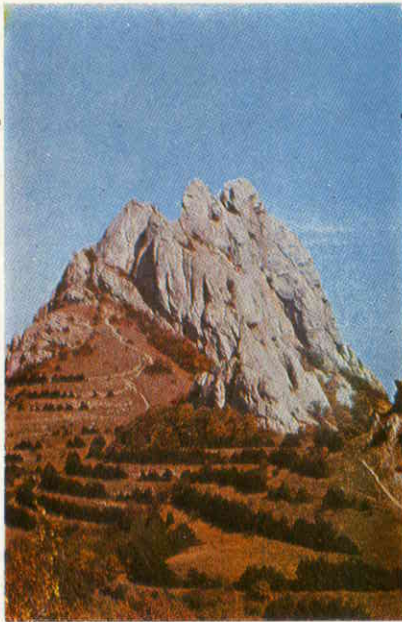
## ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

б. — балка  
бх. — бухта  
г. — гора  
гр. — гряда  
ист. — источник  
м. — мыс  
нис. — научно-исследовательское судно

род. — родник  
руч. — ручей  
ск. — скала  
ст. — стена  
ур. — урочище  
ущ. — ущелье  
хр. — хребет

## Глава 1

### КАРАДАГ — УНИКАЛЬНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПАМЯТНИК. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ



Вулканическая группа Карадаг по праву считается одним из самых уникальных геологических памятников нашей страны, своеобразным музеем под открытым небом, созданным самой природой, с необычайно интересной геологией, животным и растительным миром, где «...можно не по рисункам и схемам, а в натуре прочесть летопись Земли почти за полторы сотни миллионов лет» [11]. Многих известных писателей, поэтов и художников Карадаг вдохновлял своими скалистыми гребнями, угрюмыми ущельями, фантастическими нагромождениями скал, возвышающимися над бирюзовыми бухтами Черного моря. Еще в начале XX в. писатель С. Я. Елпатьевский [10] так говорил о Карадаге: «Карадаг красивый; он весь как сказка. С моря он мрачный, фантастический и почти недоступный. Со стороны Отуз (теперь пгт Курортное) весь Карадаг представлен как огромная раковина, верхние края которой защищают его от северных и восточных ветров... По дикой красоте — Карадагу — нет равного в Крыму. Все больше и больше всматриваешься в Карадаг, этот великолепный горный массив, с необыкновенно красивыми, изломанными линиями, суровый и величественный и в то же время ласковый, со страшными утесами, с отвесными обрывами, хаосом скал, пиков гор, оставшихся от бывшего кратера, с венцом зеленых лесов наверху...».

Само по себе название *Карадаг* в переводе с тюркских языков означает *Чер-*

*ная гора* и раньше применялось только для главной вершины (ныне г. Святая) высотой 575 м, но с течением времени Карадагом стала именоваться вся горная группа, включая примыкающие к ней известняковые хребты.

Д. В. Соколов [61] указывает, что Карадагская горная группа состоит, в сущности, из трех более или менее параллельных гряд, вытянутых с юго-запада на северо-восток, а именно (рис. 1):

1) прибрежная дуга (Карагач — Хоба-Тепе — Кок-Кая), сложенная по преимуществу вулканическими породами;

2) конгломерато-известняковая гр. Сюрю-Кая, разорванная на отдельные звенья и отклоняющаяся своим северо-восточным концом на северо-запад, огибая г. Легенер;

3) сплошная мощная гр. Балалы-Кая — Легенер, образованная песчаниками, конгломератами и известняками. Эта простая схема осложнена массивом г. Святой, внадренным между прибрежной дугой и гр. Сюрю-Кая. Между грядками залегают глинистые сланцы, легко поддающиеся размыву, что привело к образованию густой сети оврагов и балок. Одна из самых крупных балок — Карадагская — восходит своими верховьями к г. Легенер, принимая в своем низовье б. Туманова, начинающуюся с Южного перевала (между г. Святая и массивом Хоба-Тепе). Между грядками Сюрю-Кая и Балалы-Кая — г. Легенер расположена б. Беш-Таш, впадающая в р. Отузка.

Береговая линия Карадага имеет с учетом мелкой изрезанности длину около 8 км. На всем протяжении берег — абразионный. Его конфигурация зависит от геолого-структурных условий и противоденудационной стойкости горных пород [13]. Береговую линию осложняют незначительно врезанные бухты Карадагская, Ягушачья, Разбойничья, Львиная, Южная Сердоликовая, Сердоликовая (Радости), Северная Сердоликовая и др. и разделяющие их мысы Лев, Маяк, Иван Разбойник, Слон, Тупой, Плойчатый, сложенные очень устойчивыми к разрушению породами отпрепарированных интрузий. На побережье Карадага имеется также не менее 20 абразионных гротов; пляжи находятся в основном в вершинах бухт и занимают около 30 % длины береговой линии.

Постоянных водотоков на территории Карадагского горного массива нет, но по ее западной границе протекает в хорошо разработанной долине р. Отузка. Выходы грунтовых вод очень незначительны: один из самых крупных — ист. Гяур-Чешме на западном склоне г. Святая.

Внимание ученых Карадагский горный массив впервые привлек в XVIII в. О нем упоминают в своих трудах такие известные исследователи Крыма, как К. И. Габлиц [5] и П. С. Паллас [50].

В конце XIX в. начинают появляться первые сведения по геологии Карадагской вулканической группы. Предположение о том, что она является крупным размытым слоистым вулканом, высказал А. А. Прозоровский-Голицын [53]. Он также сообщил, что прибрежный гребень Кок-Кая и Кара-Агач состоит по преимуществу из вулканических брекчий и туфов, дал точное описание микроструктуры обломочных вулканических пород (среди них он различает туфы, шальштейны, вулканические конгломераты и брекчи). А. Е. Лагорио [21] считал, что Карадаг представляет собой крупный

слоистый вулкан, возникший в конце мезозоя. Им было проведено петрографическое описание вулканических пород, частично охарактеризован их химизм.

Вулканические образования Карадага изучил А. Ф. Слудский [58, 59], который первый усомнился в кажущейся простоте этого района и выдвинул следующие положения:

1) вулканическая деятельность Карадага происходила в эпоху не позднее раннего келловея;

2) вулканический очаг находился или на дне моря, или на береговой полосе на суше; во всяком случае, продукты извержения могли свободно падать в море и отлагаться на дне, поэтому часть туфов Карадага принадлежит к типичным осадочным туфам;

3) магматические породы Карадага залегают в виде даек, лавовых покровов (г. Святая, береговые хребты) и лавовых потоков (г. Шапка Мономаха), а также в виде лакколлитов;

4) после отложения сложной эруптивной серии вся местность претерпела ряд дислокаций, смявших и передвинувших вулканические и осадочные образования; горизонтальные напряжения были ориентированы по двум взаимно перпендикулярным направлениям: север — северо-запад и восток — северо-восток;

5) современный рельеф Карадага не является результатом непосредственной деятельности вулканов, он возник под действием как дислокационных процессов, так и эрозии, окончательно сформировавшей эту сложную горную группу.

П. Н. Чирвинский [74] считал, что по простиранию пластов Карагача прошел сброс, погрузивший под уровень Черного моря главную часть Карадагской вулканической области, и изгиб прибрежного гребня (хр. Кара-Агач с одной стороны и хр. Кок-Кая — с другой) явился результатом надвигания этого гребня на массив г. Святая.

Большой вклад в изучение вулканизма Карадага внесли исследования Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой [31]. Именно этими исследователями впервые было отмечено, что вулканизм Карадага не был одноактным событием, а произошел в два этапа. Ими были выделены палеотипная (спилиты, кератофиры, кератоспилиты), палеолипариты и их пирокластиты) и кайнотипная (базальты, андезиты, дациты, липарито-дациты, трассы) серии, а также установлен общий натровый характер вулканических образований. В структурном плане вся Карадагская вулканическая группа рассматривалась в виде крупной синклиналильной складки с крыльями, представленными в современном плане вулканитами г. Святая, с одной стороны, и хр. Береговой — с другой.

Заметный след в истории изучения вулканизма Карадага оставил Д. В. Соколов [61]. Во-первых, им была составлена не потерявшая и сейчас своего значения геологическая схема, возможно, более реальная, чем некоторые современные геологические карты. На схеме практически весь терригенный комплекс, обнажающийся в пределах Карадага, датирован как келловей-оксфордский. К среднеюрским отложениям отнесены узкая полоса между горами Святая и Малый Карадаг, северные склоны Карадагской вулканической группы и массивов Сюрю-Кая и Икылмак-Кая. Во-вторых, была предложена оригинальная схема последовательности магматической активности во времени. Первыми, по его мнению, в баткелловее формировались пластовые туфобрекчи и лавы; вторыми в кимеридже — раннем титоне — липариты и трассы. Указывалось еще на интрузивное приповерхностное тело Хоба-Тепе неясного возраста. У него определялась лишь нижняя возрастная граница на основании



считал, что главная вулканическая деятельность на Карадаге произошла в байосском веке. М. В. Муратов впервые датировал малые интрузивы на южных склонах г. Татар-Хабурга как келловейские.

Взгляды М. В. Муратова [40—43] на стратиграфию, тектонику и магматизм Карадага существенно повлияли на формирование представлений о геологии этого сложнейшего палеовулканического района. Под их влиянием Е. А. Успенской была составлена в 1965 г. «Геологическая карта района Планерское — Карадаг — Щebetовка». В своей работе она использовала материалы М. В. Муратова [40—42], Д. С. Кизевальтера [16] и других исследователей. Эта карта легла в основу всех издававшихся впоследствии геологических карт и тектонических схем.

Весьма существенный вклад в изучение магматизма Карадага после исследований Ф. Ю. Левинсона-Лессинга [31] внес В. И. Лебединский [23—29]. Им выполнены крупные обобщающие работы по петрографии и петрохимии магматических образований Горного Крыма вообще и Карадага в частности. Его усилиями создана цельная картина магматической эволюции и определено ее место в истории формирования Горного Крыма. Показана роль в ней Карадагской вулканической группы. В. И. Лебединским твердо отстаивается точка зрения о только позднебайосском вулканизме Карадага. Еще более определенно, чем И. Н. Ремизов [56], он оценивает структуру Карадага как покровно-складчатую. На составленных им тектонических схемах большинство главных геологических разделов между осадочными (преимущественно бат-келловейскими) породами и вулканидами интерпретируются с позиций надвиговой тектоники. В частности, вулканические образования гор Святая, Шапка Мономаха, хр. Лобовой рассматриваются этим исследователем как аллохтонные.

В 1980 г. Н. Н. Новиком и Л. С. Борисенко составлена геологическая карта Карадагской горной группы масштаба 1 : 25 000, на которой все вулканиды Карадага датированы как среднеюрские. Верхнеюрские отложения имеют с ними тектонические контакты или перекрывают их.

Детальное изучение контактов Карадагской вулканической группы с вмещающими осадочными отложениями, проведенное авторами настоящей работы, а также новые находки захоронений органических остатков послужили основанием для выдвижения идеи о проявлении карадагского вулканизма в поздней юре.

Думается, что столь краткой сводкой геологической изученности можно ограничиться и перейти к проблемам, продолжающим волновать людей, охраняющих эту заповедную землю.

Известный физиолог Т. И. Вяземский одним из первых подмечает уникальность природы Карадага и на свои средства вместе с профессором зоологии Московского университета Л. З. Мороховцом строит с 1907 по 1914 г. Карадагскую научную станцию. Наряду с этим он ставит вопрос о необходимости создания Карадагского заповедника или национального парка. Последователь Т. И. Вяземского А. А. Остроумов [47] предложил ввести в состав заповедной зоны и часть акватории Черного моря, которая непосредственно прилегает к Карадагу.

В первые годы Советской власти геолог — академик А. П. Павлов [49] и его ученик, первый заведующий Карадагской научной станцией А. Ф. Слудский [58—60] неоднократно указывали на Карадаг как на уникальный геологический памятник, имеющий огромную научную ценность. Но в условиях дореволюционной России создать заповедник не удалось, а в тяжелые годы становления социалистического государства еще не созрели условия для охраны и заповедывания

всего разнообразия природных памятников, которыми богата наша Родина.

В 1947 г. Карадаг был объявлен памятником природы, но отсутствие должной охраны не способствовало сохранению природных объектов Карадага в условиях возрастающего из года в год притока отдыхающих и туристов. В первую очередь хищнически добывались известные полудрагоценные минералы, особенно своеобразные халцедон, сердолик, агат, ониксы и яшмиды, которые всегда были предметом кустарного и любительского промысла. При этом сильно пострадали обнажения горных пород, представляющие собой как научную, так и эстетическую ценность, и восстановить их, к сожалению, уже невозможно.

И вот, наконец, в 1979 г. Совет Министров УССР, учитывая эстетическое значение и огромную научную ценность Карадага для геологов, зоологов, географов и ботаников, Постановлением № 386 объявил Карадаг и прилегающую часть Черного моря Карадагским государственным заповедником и навсегда исключил его из хозяйственного пользования.

Площадь заповедника — 30 км<sup>2</sup>, из которых 24 км<sup>2</sup> занимает суша, а 6 км<sup>2</sup> — акватория прибрежной части Черного моря. Северная граница заповедника проходит по автодороге Судак — Феодосия, с запада — по шоссе пгт Щebetовка — пгт Курортное; а с востока он граничит с пгт Планерское. Южная граница, пожалуй, самая живописная и проходит берегом заповедного участка Черного моря.

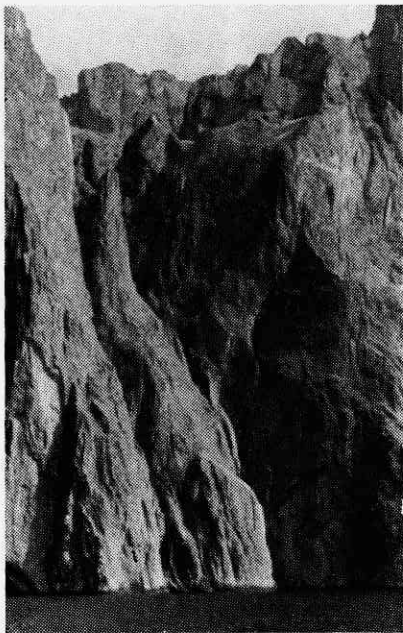
Карадагский заповедник располагается на стыке двух растительных и ландшафтных зон и представляет собой необыкновенно разительный контраст с областью пониженных пустынных предгорий и степных равнин, прилегающих к нему с севера. Нет, наверное, другого места в Крыму, где можно было бы наблюдать такую резкую смену ландшафтов на столь малом расстоянии.



Вид на г. Малый Карадаг  
и ее южные отроги

## Глава 2

### ГЕОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ КАРАДАГА И ЕГО ОКРЕСТНОСТЕЙ. ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД



Несмотря на более чем 100-летнюю историю изучения Карадагской вулканической группы, многие вопросы, касающиеся ее внутреннего строения, вещественного состава, соотношений с вмещающими породами, возраста и других особенностей, еще не получили однозначных ответов. Многочисленные изданные тектонические схемы резко различаются или противоречат друг другу. Даже небольшие, но, к сожалению, многочисленные поправки, периодически вносимые в схему стратиграфии Карадага, приводят к значительным изменениям представлений о тектонике и магматизме. При ознакомлении со всеми современными взглядами на геологию этого района невольно создается впечатление об его особой исключительности и неподчинении известным в геологической науке закономерным связям осадконакопления, тектоники и магматизма. А между тем при ближайшем рассмотрении специфический вулканизм Карадага оказался связанным с завершающей складчатостью киммерийской геосинклинальной системы пра-Крыма. Широко рекламируемые сложные пликативные дислокации Карадага, входящего в состав Судакской складчатой системы, в действительности представляют собой комплекс различно ориентированных и по-разному наклоненных моноклиналей — перекошенных блоков и брахиформных конседиментационных структур; образование первых часто оторвано во

времени от собственно геосинклинального развития пра-Крыма.

Для облегчения сопоставления упомянутые схемы изображены на рис. 2.

В строении видимой части разреза Карадага и близлежащих территорий участвуют следующие стратиграфические подразделения (снизу вверх).

**Ургулийская свита** (нижний тоар — нижний байос). Стратотип ее расположен в долине р. Бодрак у с. Трудолюбовка. По данным Ю. В. Тесленко и др., она распространена также и в северо-восточном Крыму, где согласно перекрывается карадагской свитой. Исходя из этого, можно предположить, что она развита и в окрестностях Карадагской вулканической группы, где занимает среди выходящих на поверхность толщ наиболее низкое стратиграфическое положение. Как видно на приведенной схеме (рис. 2), ее стратиграфические аналоги — возможно, неразделенные ниже — среднеюрские (?) отложения Е. А. Успенской или верхи отузской свиты Н. Н. Новика и Л. С. Борисенко.

Представлена ургулийская свита переслаивающимися аргиллитами и алевролитами с редкими прослоями песчаников. Обычно мощность ее 400 м. Эти показатели практически полностью отвечают ниже — среднеюрским (?) отложениям и отузской свите.

На геологических картах Е. А. Успенской и Н. Н. Новика наиболее крупные

Система	Отдел	Ярус	Е.А. Успенская и др. 1965 г.	Н.Н. Новик, П.С. Борисенко, 1980 г.	Ю.В. Тесленко, В.В. Пермяков и др. 1980 г.		
Ю р с к а я	Меловая	Нижний	b	$K_1V_1$	Берриасский ярус $K_1b$		Двухъякорная свита $J_3^t - k, b$
					Двухъякорная свита $J_3dj$	Тупоносский ярус	
	Верхний	Верхний	t	$J_3t$	Хуторганская свита $J_3ht$		Средний подъяр.- $J_3tt_2$
			km	$J_3ox+km$	Манджилльская свита $J_3mp$	Нижний подъяр.- $J_3tt_1$	
			o	$J_3cl_3 - ox_1$			Судакская свита $J_3sd$
				$J_3ox$		Копсельская свита $J_{2-3}kr$	
			k	$J_3cl_2 + ox_1$			Карадагская свита $J_2kd$
				$J_3cl$		Верхняя подсвита $J_2bt_2 - J_3k_1$	
			bt	$J_2bt + J_3cl_1$			Верхняя подсвита $J_2bj+bt$
			b			Нижняя подсвита $J_2bt_2 - J_3k_1$	
			a	$J_1 + J_2 ?$			Дацинты и кератофидры - $\xi J_2b_2$
			Нижний	Нижний		t	$J_1$
	p	Отузская свита $J_1$					
	s						
	h						

Рис. 2. Сопоставление стратиграфических схем среднего мезозоя Карадагской горной группы

выходы рассматриваемых отложений располагаются вдоль притальвеговой части долины Таш-Кура.

Соотношения ургулийской свиты или ее возрастных аналогов с вышележащими толщами в окрестностях Карадага не установлены.

Карадагская свита (верхний байос —

нижний бат). Стратотип ее установлен в горах Карадага. В 1937 г. выделялась М. В. Муратовым в качестве карадагской серии.

Карадагская свита, по Ю. В. Тесленко и др., подразделяется на две подсвиты — нижнюю и верхнюю. Нижняя подсвита представлена на Карадаге переслаиванием туфов, в том числе литокластических и кристалловитрокластических, туффитов, туфопесчаников, туфосланцев и лав,

андезитов, андезито-трахитов и андезито-базальтов. Встречаются слои песчаников, глин, агломератовых туфов и трассов. Мощность подсвиты достигает 200 ÷ 250 м.

Верхняя подсвита представляет собой чередование покровов дацитов, андезито-базальтов, андезитов, часто в различной мере альбитизированных с подчиненным количеством пирокластитов. Мощность ее 250 ÷ 500 м.

Судя по геологической карте Н. Н. Новика, нижняя подсвита протягивается в виде полосы северо-восточного простирания вдоль притальвеговой части Карадагской долины от приустьевой части р. Отузка до Северного перевала. Верхняя часть слагает г. Святая, Малый Карадаг, их склоны, а также полностью хр. Береговой. На карте Е. А. Успенской на всех перечисленных объектах распространения ниже- и верхнекарадагской подсвиты выделена неразделенная осадочно-вулканогенная байос-батская толща.

Карадагская свита в рассмотренном возрастном интервале полностью соответствует таковой Н. Н. Новика и Л. С. Борисенко, но значительно меньше по объему байос-батской осадочной и осадочно-вулканогенной толщ Е. А. Успенской.

По нашим представлениям, в рассматриваемом районе могут выделяться только осадочные терригенно-глинистые отложения байоса — бата, поскольку вулканы, по новым геологическим данным, имеют более молодой возраст. Выделение же карадагской свиты в том объеме, составе и стратиграфическом положении, которые были приведены выше, неправомерно.

**Копсельская свита** (средний бат — средний келловей). Стратотип выделен в районе ур. Копсель.

На геологической карте Н. Н. Новика и Л. С. Борисенко рассматриваемая свита охватывает весь юго-восточный склон хр. Беш-Таш, вершину и склоны г. Сюрю-Кая, северные скаты гор Святая и Кок-Кая. Кроме того, в виде узкой полосы, разделяющей выходы карадагской свиты, простирается вдоль притальвеговой части б. Тумановая от г. Шапка Мономаха на юго-западе до Южного перевала, где соединяется с выходами копсельской свиты на северных склонах г. Святая.

Копсельская свита делится на две

подсвиты — нижнюю и верхнюю. Нижняя представлена темно-серыми глинистыми породами с конкрециями сидеритов, прослойками песчаников и известняков. Мощность 400 ÷ 500 м. Верхняя подсвита сложена переслаиванием алевритистых глин, песчаников с тонкими слоями шамозитовых известняков и мергелей. Местами встречаются горизонты мергелистых и сидеритовых конкреций. Мощность 100 ÷ 200 м.

По стратиграфической схеме Южно-Украинской области (данные Ю. В. Тесленко, Т. В. Астаховой, С. В. Горака и др., 1981 г.), копсельская свита залегает согласно на карадагской и перекрывается несогласно судакской свитой. Однако по новым данным копсельская свита залегает согласно только на байос-батской осадочной толще (осадочной части карадагской свиты, существование которой в целом ставится под сомнение).

Возрастные аналоги копсельской свиты, выделенные на карте Е. А. Успенской (полностью батская — нижнекелловейская, низы верхнекелловейской — нижнеоксфордской и келловейской толщ), примерно входят в ореол распространения копсельской свиты. Вообще надо отметить, что стратиграфическая схема Е. А. Успенской для рассматриваемого возрастного интервала и составленная ею геологическая карта более детальна и правильнее обоснована, чем другие упоминающиеся схемы.

**Судакская свита** (верхний келловей — нижний оксфорд). Стратотип ее выделен в районе г. Судак.

Согласно геологической карте Н. Н. Новика и Л. С. Борисенко (данные 1980 г.), судакская свита слагает островерхие вершины хр. Беш-Таш, горы Чукур-Кая, Лягушка, Балалы-Кая, Легенер, Коз-Теке, Иклма-Кая, сглаженное мелкогорье к западу от пгт Планерское, небольшой притальвеговой участок в среднем течении

б. Туманова. На карте Е. А. Успенской в горах Чукур-Кая, Лягушка, Балалы-Кая, Коз-Теке и Легенер отдельно выделены верхнекелловейские и оксфордские отложения.

Судакская свита разделена на две подсвиты — нижнюю и верхнюю. Нижняя подсвита — бурые глинистые породы с прослоями песчаников и ожелезненных известняков, губковых и кораллово-водорослевых известняков; в основании — известняковые конгломераты. Мощность ее 20 ÷ 180 м. Препрежнее название подсвиты (по М. В. Муратову) — янышарский горизонт. Верхняя подсвита — глины и алевролиты с прослойками известняков, известковистых песчаников с кораллами и рифовыми кораллово-водорослевыми массивами. Мощность 600 ÷ 800 м.

Судакская свита залегает несогласно на копсельской и согласно перекрывается манджильской свитой.

**Манджильская свита** (средний оксфорд — нижний кимеридж). Стратотип — в хр. Манджильский.

На геологической карте Н. Н. Новика и Л. С. Борисенко (1980 г.) выходы манджильской свиты прослеживаются вдоль прибрежной полосы к юго-западу от пос. Крымское Приморье. Они совпадают с контурами распространения оксфорд-кимериджской толщи на карте Е. А. Успенской.

Манджильская свита делится на две подсвиты. Нижняя подсвита состоит из аргиллитов с прослоями красноватых сидеритов, песчаников и органогенных известняков. Мощность ее 300 ÷ 400 м. М. В. Муратовым и Д. С. Кизевальтером рассматриваемые отложения объединялись в козскую свиту. Верхняя подсвита представляет собой ритмичное переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников. Встречаются пачки известняков и конгломерато-брекчий. Общая мощность верхней подсвиты 400 ÷ 500 м. Подсвита ранее фигурировала в качестве туклук-

ской свиты. Манджильская свита залегает согласно на судакской и несогласно перекрывается хуторганской свитой.

**Хуторганская свита** (нижний и средний титон). Стратотип расположен в хр. Джан-Хуторган в северо-восточном Крыму.

Рассматриваемая свита, по данным Н. Н. Новика и Л. С. Борисенко, слагает небольшую возвышенность к северо-востоку от род. Лягушка и склон г. Татар-Хабурга. Е. А. Успенской здесь выделяются неразделенные титонские отложения.

Представлена свита песчаниками с прослоями известняков и песчанистых аргиллитов. Мощность 350 ÷ 400 м.

Относительно общепринятой литологической характеристики хуторганской свиты необходимо сказать, что авторы настоящей работы не согласны с ней, так как на возвышенности, что к северу от род. Лягушка и г. Татар-Хабурга, распространены галечные и валунные конгломераты, среди которых уже давно обнаружены липариты и трассы, сходные с вулканистами г. Святая. Залегает хуторганская свита несогласно на манджильской и перекрывается согласно двукорной свитой.

**Двукорная свита** (верхний титон — бериас). Стратотип находится на г. Тепе-Оба.

Выделена в непосредственной близости от рассматриваемого района. Протягивается в субширотном направлении несколько севернее г. Татар-Хабурга и пгт Планерское. Подразделяется свита на две пачки — нижнюю и верхнюю. Нижняя представлена флишоидным переслаиванием мергелей, известковистых глин с мощными прослоями известняков. Верхняя — флишоидным переслаиванием известковистых глин, светло-серых мергелей, издающих при ударе звонкий звук, с тонкими слоями брекчиевидных известняков. Общая мощность свиты 500 м.

Двукорная свита согласно залегает на хуторганской и согласно покрывается султановской свитой нижнего мела.

Из изложенного со всей очевидностью следует, что для Карадагской горной группы отсутствует общепринятая трактовка геологической ситуации как в разрезе, так и в распространении стратиграфических подразделений по латерали. Особенно ясно это стало после наших исследований, в результате которых был поставлен под сомнение возраст вулканизма Карадага в целом. Это вызвано тем, что в разрезах среднеюрских терригенных отложений, изученных непосредственно в коренном залегании, нет каких-либо серьезных аномалий — крупных несогласий, перерывов, достоверных горизонтов пирокластитов и т. п., которые свидетельствовали бы о происходящем на сопредельных площадях мощном вулканизме. Байосские терригенные отложения представлены монотонно, иногда — флишеподобно чередующимися аргиллитами, алевролитами, реже — аркозовыми песчаниками. В бате чередование приобретает еще более флишевый облик; увеличивается в разрезе роль псаммитовой составляющей, появляются гравелиты, сидеритовые конкреции. Такого же типа разрезы — в нижнем келловее, но с довольно многочисленными известковистыми и сидеритовыми конкрециями. Весь описанный разрез непрерывный, хотя некоторые исследователи отмечают в основании бата следы незначительного несогласия.

Таким образом, это нормальный, практически непрерывный разрез, в котором нет свидетельств о нарушении осадочного седиментогенеза в связи с мощным вулканизмом или об увеличении глубины бассейна осадконакопления.

Исследователи, считавшие вулканизм Карадага не относительно кратковременным (байос-батским) явлением, а «растягивавшие» его во времени на три геоло-

гических века — от байоса до келловая включительно, вольно или невольно связывали первую его фазу с собственно геосинклинальной, а вторую — с орогенной стадией развития киммерийской геосинклинальной системы пра-Крыма. Следовательно, часть рассматриваемого вулканизма являлась якобы доскладчатым (предынверсионным), а другая — после-складчатым (послединверсионным, или субсеквентным). По нашему мнению, такая точка зрения имеет право на существование.

Выяснение возраста Карадагской вулканической группы важно не только для обоснованных региональных геологических построений. Здесь, в районе Карадага, может быть решен ряд коренных вопросов важнейшей проблемы — проблемы связи в пространстве и во времени тектоники и магматизма.

Еще в конце XIX в. А. Е. Лагорио [21] опубликовал работу по геологии Карадага, в которой предположил, что вулканизм в этом районе проявился в конце мезозоя. А. Ф. Слудский [58—60], изучавший Карадаг и его вулканизм с 1911 г., пришел к выводу о длительности последнего, который начался в байосе и продолжался в бате вплоть до келловая включительно. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Е. Н. Дьяконова-Савельева [31] определенно указали на цикличность вулканизма, проявившегося в байосе — бате и келловее.

В 20—40-х годах XX ст. стратиграфией вулканистов Карадага занимался Д. В. Соколов. Им было выделено две фазы вулканической деятельности: первая, происшедшая в бате — келловее, вторая — в кимеридже — раннем титоне. Параллельно с Д. В. Соколовым геологические исследования на Карадаге начал проводить М. В. Муратов, который пришел к выводу, что основная вулканическая деятельность в этом районе произошла в байосском веке, за исключени-

ем горного массива Кок-Кая, где вулканические извержения имели место в келловее. Частично выводы М. В. Муратова поддержал В. И. Лебединский, твердо отстаивающий концепцию об исключительно позднебайосском возрасте вулканизма Карадага.

Абсолютное большинство современных исследователей придерживается концепции В. И. Лебединского. Так, в наиболее значительных геологических сводках [6, 23 и др.], вулканисты Карадага датируются как позднебайосские, позднебайосские — раннебатские, или как среднеюрские.

Детальное изучение контактов Карадагской вулканической группы с вмещающими осадочными отложениями и новые обнаруженные точки захоронений органических остатков послужили основанием для отнесения основных проявлений карадагского вулканизма к концу поздней юры, а именно — к позднему келловее — кимериджу [9, 72].

Итак, изложенный выше материал свидетельствует, что эволюция взглядов в отношении возраста Карадагской вулканической группы претерпела многие колебания. Наши представления о возрасте вулканистов Карадага характеризуются четко выраженной тенденцией к «омоложению» их возраста, приближенем к позициям А. Е. Лагорио.

Ниже излагается конкретный фактический материал, полученный нами в процессе исследований Карадагской вулканической группы, послуживший основанием для переоценки укоренившихся в последние годы представлений о ее среднеюрском возрасте.

Наиболее благоприятным участком, на котором в силу своей обнаженности и наличия органических остатков могут быть решены кардинальные вопросы стратиграфии вулканистов Карадага, является горный массив Кок-Кая.

Базальная часть разреза вулканоген-

ных образований на северном фланге хр. Кок-Кая подробно охарактеризована Ю. М. Довгалем и др. [72]. Она представлена груботерригенной толщей мощностью 80÷120 м, со структурным несогласием налегающей на песчано-глинистые образования ранне-среднеюрского возраста и сложенной неравномерно чередующимися алевролитами, аргиллитами, реже мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с тремя или четырьмя горизонтами мощностью 2÷15 м конгломератов и конгломерато-брекчий. Обломки в последних очень разнообразны: они представлены риолитами, дацитами, андезитами, алевролитами, песчаниками, известняками, роговообманковыми гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами с многочисленными переотложенными сидеритовыми и мергелистыми конкрециями и септариями. На основании анализа распределения фауны и истории геологического развития региона упомянутые авторы пришли к выводу о позднекелловейском возрасте груботерригенной толщи.

Вместе с тем нами отмечались среди алевролитов и глинистых пород миндалекаменные, с глыбовой отдельностью андезиты, трахиандезиты, андезито-базальты, которые постепенно переходят в породы с мелкоглыбовой отдельностью, напоминающие туфы. В андезитах и андезито-базальтах, слагающих тела мощностью от 0,5 до 2 м и имеющих глыбовую и шаровую отдельность, часто наблюдаются аргиллиты в виде ветвящихся жилообразных тел. В ряде случаев они, наверное, заполняют трещины в излившейся лаве и являются синхронными ей образованиями, а иногда содержатся в виде ксенолитов в субвулканических инъективных телах, наличие которых местами подтверждается сложной конфигурацией активными контактами магматических пород с аргиллитами и алевролитами.

Таким образом, выделенная Ю. М. Довгалем [72] груботерригенная толща весьма условно может сопоставляться с нижней пачкой нижней ассоциации других участков, начинающей разрез вулканистов Карадага, характеристика которых будет приведена ниже. Их сближает наличие лав среднего и основного — среднего состава и признаки существования эксплозивной вулканической деятельности. В осадочно-вулканогенной пачке нижней ассоциации хребтов Магнитный, Кара-Агач, г. Малый Карадаг она фиксируется наличием туфов и вулканомиктовых пород, а в груботерригенной толще на северных склонах хр. Кок-Кая — пластами и линзами конгломератов. Последние, как уже отмечалось выше, содержат почти весь набор галек карадагских магматических пород различного состава и глубины становления — от излившихся до гипабиссальных (гранитов, кварцевых диоритов, андезитов и др.). Появление их логичнее всего связывать с вулканическими извержениями, начало которых относится к этому времени. Отмеченные магматические породы гипабиссального облика встречаются не только в гальке описанных конгломератов, но и в более молодых пирокластических образованиях карадагского вулcano-плутонического комплекса (средняя ассоциация) близ вулканических центров и тоже, вероятнее всего, вынесены из магматического очага при извержениях.

В обнажениях северной части хр. Кок-Кая [72] детально охарактеризованы переходы от осадочных толщ к вулканистам, доказан «как минимум» позднекелловейский возраст грубообломочной толщи, залегающей в основании вулканистов. Сделан вывод о несогласном залегании вулканистов на терригенных образованиях верхнего келловоя, при этом распространенные представления о надвигании вулканистов на осадочные породы не подтвердились.

Один из ключевых разрезов для обоснования возраста вулканических образований карадагского вулкано-плутонического комплекса — разрез в верхнем течении б. Туманова, изученной авторами. Здесь в правом обрывистом борту оврага высотой до 35÷40 м, в прерывистых коренных выходах (породы наклонены по аз. 310÷320°, ∠30÷40°) вскрываются (снизу вверх):

11. Желтовато-серые, листоватые алевропелитовые сланцы, линзы известняков, андезитов. Видимая мощность 8 м.

2. Известняки с обильным раковинным детритом мощностью до 15 м.

3. Осыпь и щетки серых с желтовато-зеленоватым оттенком алевропелитовых сланцев с включением мергелистых септарий мощностью 1,1 м. Они перекрываются шамозитовыми известняками с примесью темного агрегата гидроксидов железа и хлорита, раковинным детритом, чередующимся с алевропелитовыми сланцами желтовато-бурого цвета. Препобладают известняки, на отдельных участках соотношение их с терригенными породами примерно равное. В известняках наблюдаются включения пирокластического материала — обрывков «основной массы» андезитового — трахиандезитового состава и обломков или целых призматических кристаллов плагиоклаза. Включения, как правило, окружены каемкой хорошо раскристаллизованного прозрачного кальцита; очевидно, они служили центрами осаждения и кристаллизации карбоната. Пирокластический материал интенсивно карбонатизирован; часто через карбонатную массу нечетко проступают лишь реликтовые микролитовые структуры обломков. В 1 м от подошвы этой части разреза — линзовидное тело мощностью 0,3 м, сложенное андезитом, содержащее включения зернистого карбоната и, в свою очередь, интенсивно карбонатизированное. Мощность 6,0 м.

4. Алевропелитовые и пелитовые сланцы светло-серые, чередующиеся со слюдястыми желтовато-серыми песчаниками. В глинистых породах встречаются бурые охристые стяжения до 3÷7 см в поперечнике, мергелистые септарии диаметром до 0,2÷0,3 м. Мощность 10÷12 м.

5. Алевролиты и алевропелитовые сланцы с мергелистыми септариями, линзы шамозитовых известняков, содержащих *Grossouvigia subtilis* (Neum.) позднекелловейского возраста (определения В. В. Пермякова); линзы вулканомиктовых песчаников и гравелитов мощностью до 1÷2 м, прослой слюдястых кварц-полевошпатовых песчаников с известняковым цементном базального типа.

В нижней части этого интервала — субпласто-

вое субвулканическое тело окварцованных и сильно карбонатизированных андезитов мощностью от 5÷6 м до десятых долей метра. У контакта вмещающие породы уплотнены, приобретают иногда изометричную скорлуповатую отдельность. Мощность 6÷8 м.

6. Алевролиты, серые аркозовые песчаники, линзы мощностью до 1 м сильно рассланцованных до листоватых известняков, местами зернистых, комковатых, шамозитовых, темно-серых и синевато-серых. Отдельные маломощные потоки (до 1÷1,5 м) сильно карбонатизированных андезитов; линзы мощностью до первых десятков сантиметров и протяженностью в первые сотни метров своеобразных известковистых витрокристаллокластических туфов андезита — трахиандезита, состоящих из полностью замещенных карбонатом осколков или целых кристаллов плагиоклазов и в меньшем количестве темноцветных минералов (30÷35%), изометричных обломков известняка (20÷25%), погруженных в крипнокристаллическую известково-хлоритовую массу. В алевропелитовых породах — многочисленные крупные (до 0,2÷0,4 м в поперечнике) мергелистые септарии. Мощность около 25 м.

Общая мощность вскрытой части разреза 56,5÷70,5 м.

Эта пачка прорвана дайкой дацитов.

Наличие пирокластического материала в карбонатных осадках, лавовых потоков андезитов, с одной стороны, и прорывающих осадочные образования субвулканических тел — с другой, однозначно свидетельствует о магматических процессах во время формирования этих пород, т. е. в позднекелловейское время. Эти образования сопоставимы с синхронными отложениями, обнажающимися в основании вулканического комплекса на северных обрывах хр. Кок-Кая, и, очевидно, соответствуют началу вулканического цикла.

Такой вывод о времени начала вулканизма подтверждается наблюдениями и в других местах. Так, на Северном перевале в толще, литологически сходной с описанной, в известняках, часто шамозитовых, сильно обохренных, содержащих редкие включения сильно карбонатизированного пирокластического материала андезитового и дацитового состава, местами уплотненных и метаморфизован-

ных, участками перекристаллизованных, найдена многочисленная фауна: *Nautilus calloviense* (Opp.), *Sowerbicerias titzei* (Till.), *Kosmoceras cf. castor* (Rein.), *Reineckea anceps* (Rein.), *Hecticoceras rossense* (Teiss.), *Hecticoceras cf. sivevum Bonar.*, *Hecticoceras pseudocracoviense Tsytl.*, характерная для среднего келловей, и *Hecticoceras metomphalum Bon.*, *Hecticoceras pseudopunctatum* (Lah.), характеризующая позднекелловейский возраст. В этой же пачке найдены оксфордские кораллы *Microphyllia macropora* (Orb.), *Calamophylliopsis stockesi* (E. H.), *Montlivaltia lotharinga* E. H. (определения В. В. Пермякова).

Из этой же толщи в 200÷300 м северо-западнее собраны среднепозднекелловейские *Lunuloceras* (*Lunuloceras*) *pseudopunctatum* (Lah.), *Putealicerias* (*Zietenicerias*) *kvakoviense* (Neum.), кимеридж-титонские *Chlamys cf. guenstedti* Blake, *Chlamys* sp., *Camptonectes* sp., *Lima* (*Pseudolimea*) *calvata* Zakh. (определения И. М. Ямниченко). В этих же породах Л. Ф. Плотниковой определены фораминиферы *Pseudolamarckina aff. reussi* Ant., *Triplasia* sp. (*aff. emsladensis* Bart., Br.), *Hoeglundina* sp., *Lenticulina* sp., известные с титона по ранний готерив. В образцах содержится большое количество пыльцы рода *Classopollis* Pfl., пыльцевые зерна гинговых и хвойных. Среди спор папоротникообразных найдены споры циатейных, диксониевых, а также осмундовых. Видовой состав комплекса позволяет отнести вмещающие породы, по заключению М. А. Вороновой, к верхней части верхней юры. Эта же толща, обычно относимая к (среднебатской — среднекелловейской) копсельской или судакской (верхней келловей — нижний оксфорд) свитам, на западном склоне хр. Кара-Агач отчетливо перекрывается вулканитами, слагающими эрозионный останец — г. Шапка Мономаха. Здесь в ли... и прослоях

известняков, залегающих среди терригенных пород с многочисленными септариями, также собрана богатая фауна аммонитов: *Sowerbyceras tietzei* Till., *Pseudophylloceras* cf. *kunthi* (Neum.), *Nannolytoceras ilanense* (Strem.), *Hecticoceras lunulum* (Zeit.), *H. lunuloides* (Kie.), *H. pseudocracoviense* Tsyт., *H. pseudopunctatum* Lah., *H. rossense* (Teiss.); кораллов: *Ovalastraea ornata* (Koby.), *Stephanocoenia rollieri* Koby., *Stylosmia michelini* E. H., *Heliocoenia costulata* Koby, *Calamophylliopsis radiata* E. H.; иглокожих: *Echibriscus clunicularis* (Lew.), двустворок: *Oxytoma inoequivalis* (Sow.). Комплекс аммонитов относится к среднему — позднему келловою и позднему келловою — раннему оксфорду, а кораллов — к позднему келловою — раннему оксфорду (определения В. В. Пермякова).

И. М. Ямниченко из этих сборов определил *Hecticoceras gluptum* Bueckm., *Lunuloceras* (*Lunuloceras*) *pseudopunctatum* (Lahus.), *Hecticoceras saratoviensis* Troizk, показывающие позднекелловейский возраст вмещающих пород.

Таким образом, совокупность данных о возрасте карбонатно-терригенной толщи в бассейне б. Туманова и об ее соотношении с вулканитами однозначно свидетельствует о синхронном и несколько более позднем возрасте основного объема магматических пород, который, скорее всего, соответствует позднему келловою — оксфорду.

Такие выводы подтверждаются наличием субвулканических тел с четкими рвущими контактами среди келловейских пород на южных окраинах пгт Планерское, в каменном карьере у высоты 143,8 м, у южных подножий хр. Татар-Хабурга, у фермы.

Еще одним фактором, свидетельствующим, по нашему мнению, о более молодом, чем среднеюрский, возрасте Карадагской вулканической группы, является

недавно обнаруженное нами [9] кварц-кальцитовое гидротермальное проявление, находящееся примерно в 4 км от Карадага в окрестностях пгт Щebetовка. Оно приурочено к выходам верхне-оксфордских известняков, изобилующих кораллами, среди которых В. В. Пермяковым определены *Cerieroga cumulata* Goldf., *Epistreptophyllum bonjourii* (Et.), *Montlivaltia dilatata* (Mich.), *M. rosula* Eich., *M. truncata* (Defr.), *Paramontlivaltia truncata* (Mich.), *Thecasmilia* aff. *cartieri* Koby, *Epismilia sudaghi* Miss.

Морфологически минерализация выражена в виде многочисленных непротяженных (до первых метров) и невыдержанных по простиранию и мощности четковидных жил и, на первый взгляд, не имеющими с ними связи секрциями, жеодами и натечными образованиями. В частично заполненных жеодах нередко встречаются небольшие, хорошо выраженные щетки и друзы прозрачного и полупрозрачного кварца с четко выраженными удлиненно-призматическими кристаллами. Они напоминают известные в Горном Крыму так называемые крымские диаманты. Реже встречаются замутненные разности кварца с неясным габитусом. По направлению к зальбандам прозрачный кварц довольно резко сменяется молочно-белым халцедоном. В некоторых округлых жеодах эти концентрические образования имеют явное сходство с грубополосчатыми онисами. Кроме того, нередко раздувы жил, секрции и жеоды, выполненные тонкополосчатой разновидностью халцедона — кольцевым агатом, напоминающим кольца Лизенганга.

По нашим представлениям, гидротермальная минерализация располагается в кровле еще не вскрытого эрозией субвулканического тела, подобного субвулканам г. Татар-Хабурга в районе пгт Планерское и руч. Суук-Су севернее

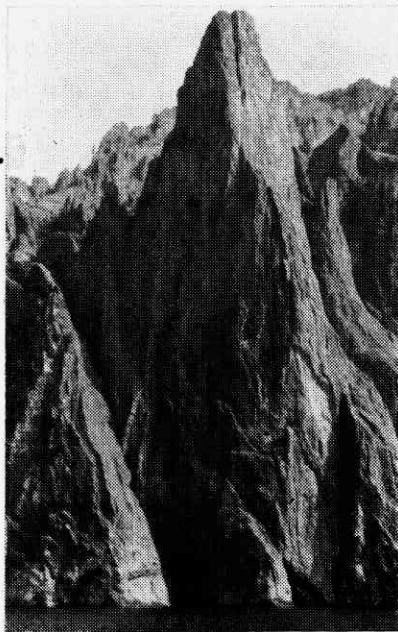
с. Дачное. Гидротермальные образования перечисленных субвулканов ни макро-, ни микроскопически не отличаются от рассматриваемой нами минерализации. Они также контролируются общей зоной разломов, протягивающейся в восток — северо-восточном направлении примерно на 25–30 км вдоль сводовых частей кулисообразно расположенных Тараштаской, Урбашской и Щebetовской антиклинальных структур.

Гидротермальная деятельность в районе пгт Щebetовка, затронувшая известняки достоверно позднеоксфордского возраста, имеет по крайней мере кимериджский возраст. Для ее датировки особенно нагляден образец, в котором виден раздув кварц-халцедоновой жилы, пересекающей и частично «разъевшей» один из позднеоксфордских кораллов. Установлено, что гидротермальная минерализация из района пгт Щebetовка имеет большое внешнее и внутреннее сходство с широко известной гидротермальной минерализацией вулканической группы Карадага, для которой нами доказан постоксфордский возраст [72]. В частности, в разных выходах известняков, непосредственно у рвущих контактов с магматическими телами нами обнаружены раннеоксфордские *Hecticoceras pseudopunctatum* Lah. и позднеоксфордские *Calamophylliopsis stockesi* (E. H.), *Montlivaltia lotharinga* E. H. (определения В. В. Пермякова).

Описанное выше новое проявление гидротермальной деятельности и данные о субвулканах у подножий хр. Татар-Хабурга и у руч. Суук-Су, а также о карадагском вулкано-плутоническом комплексе взаимодополняют друг друга и дают основание высказать мнение о генетической и временной связи перечисленных вулканических объектов между собой и с тектоно-магматической активностью, охватившей Горный Крым в келловей-кимериджское время в целом.

## Глава 3

### ОСНОВНЫЕ АССОЦИАЦИИ КАРАДАГСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА, ИХ СООТНОШЕНИЯ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ



Вся совокупность изверженных субвулканических и гипабиссальных образований района выделяется нами под названием карадагского вулкано-плутонического комплекса. Он подразделяется на ряд ассоциаций комагматичных пород, соответствующих этапам магматической деятельности.

Подробные исследования по преимуществу петрографического характера, проведенные Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой [31], В. И. Лебединским [23, 27, 28], Н. Н. Новиком, А. М. Останиным, Л. С. Борисенко и др., позволили установить большое разнообразие пород, различающихся по вещественному составу, структурным и текстурным особенностям, степени измененности и другим признакам. Однако взаимоотношения между слагающими комплекс телами, объем и строение ассоциаций вулкано-плутонических образований и последовательность их формирования до последнего времени были изучены недостаточно, а соответственно не было надежной базы для воссоздания истории его формирования.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Е. Н. Дьяконова-Савельева [31] первые ввели для Карадага двойную петрографическую номенклатуру: они различали палеотипные (порфириты, спилиты, кератоспилиты, кератофиры) и кайнотипные (андезито-базальты, андезиты, дациты, липариты и др.) породы, которым приписывался различный возраст. В. И. Лебединский [23]

установил частые взаимопереходы кайнотипных и палеотипных пород (андезитов в кератоспилиты), происходящие в пределах даже одного потока, доказав этим, что по степени измененности пород нельзя судить об их относительном возрасте. Он пришел к выводу, что Карадаг сложен часто чередующимися палеотипными и кайнотипными породами одного возраста и что для выделения фаз (этапов) вулканизма нет оснований.

Н. Н. Новик, А. М. Останин, Л. С. Борисенко в 1980 г. впервые сделали попытку количественной оценки эффузивных, пирокластических и дайковых пород различного состава в семи блоках вулканического поля на основании анализа литологических профилей и геологической карты масштаба 1 : 25 000. Несмотря на формальное (чисто географическое) разделение вулканического поля на блоки и весьма грубые количественные оценки пород различного состава и генезиса, эти подсчеты имеют определенную ценность и иллюстрируют очень сложное и неоднородное строение карадагского вулкано-плутонического комплекса. Несомненным достижением авторов являлось выделение пяти стадий магматической деятельности, объединенных в два цикла: начальный и завершающий. Первый цикл характеризуется накоплением мощной толщи лав и грубообломочных туфов андезитов, андезито-базальтов, микродиабазовых порфиритов, спилитов и порфиритов, широко представленных в хр. Кок-Кая,

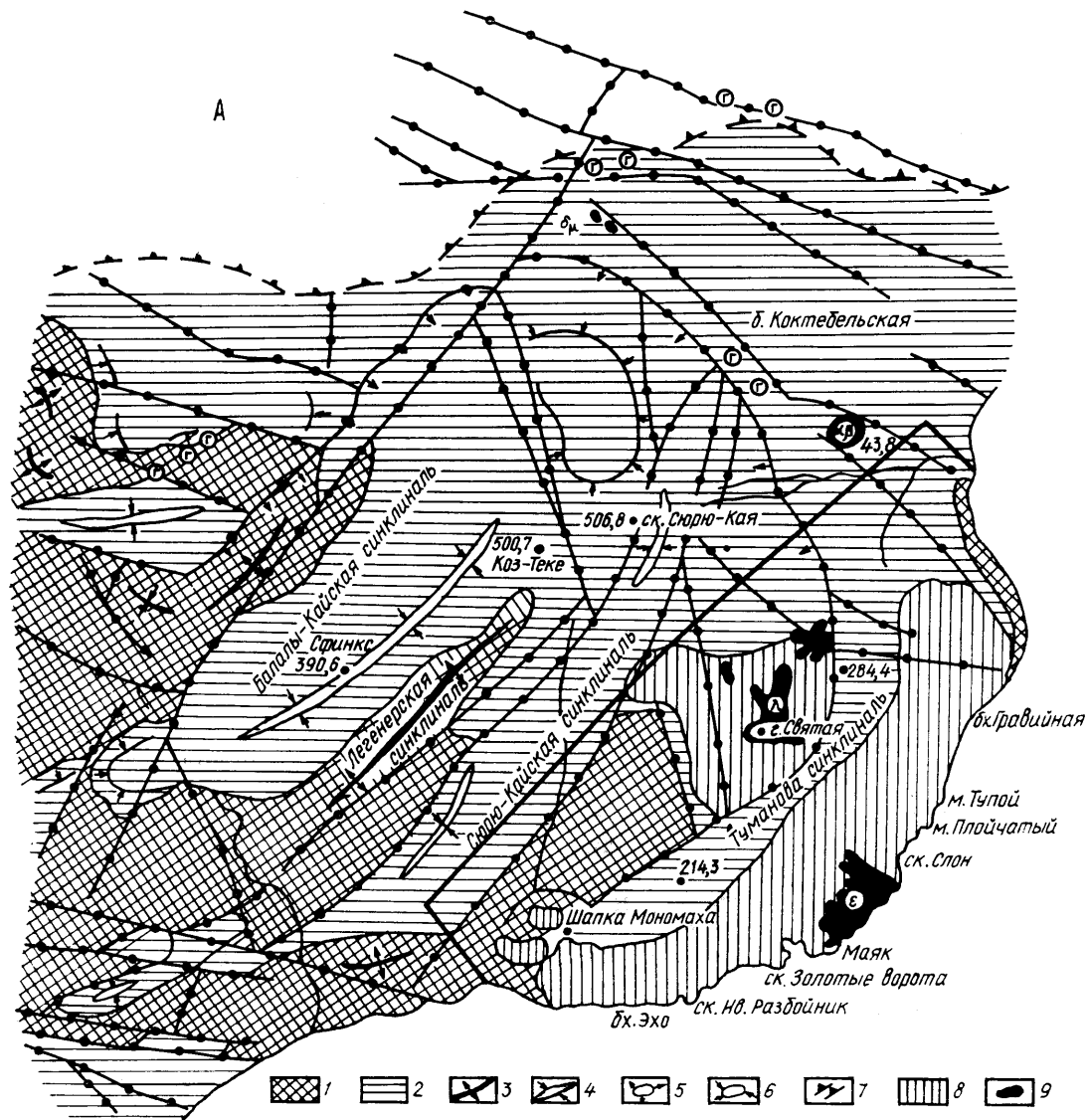


Рис. 3. Структурная схема Карадага и прилегающих территорий (составлена В. Я. Радзивилом по собственным материалам, а также соавторов с учетом работ Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, М. В. Муратова, Н. Н. Новика, Л. С. Борисенко, Е. А. Успенской и др.). (А — общая схема, Б — строение Карадагской вулкано-плутонической группы)

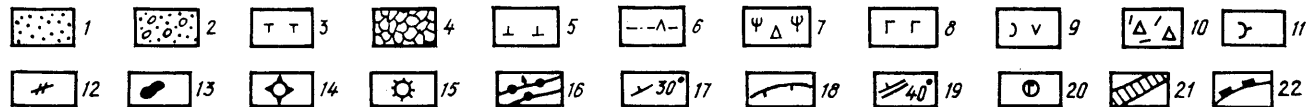
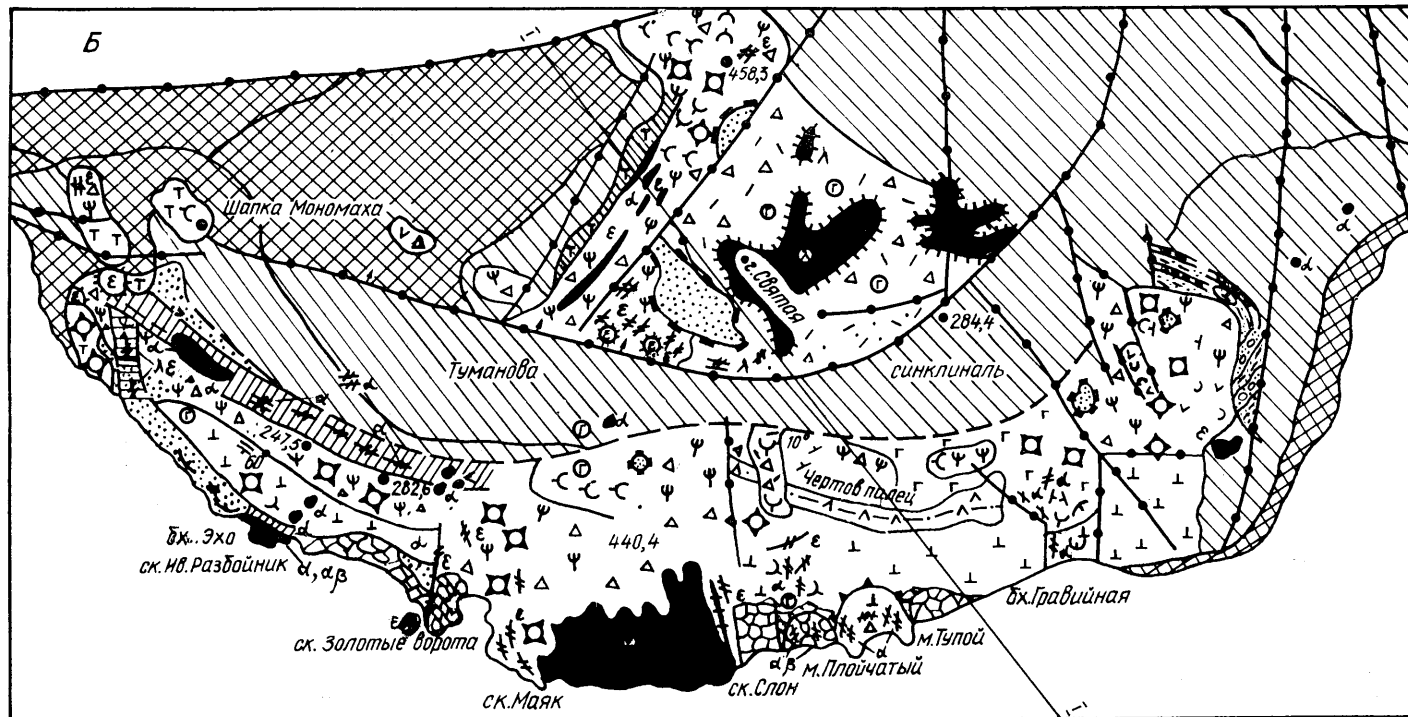
А. Общая схема: 1 — выходы ниже-среднеюрских пород; 2 — выходы средне-верхнеюрских пород (копсельская и судакская свиты); 3 — оси линейных антиклиналей; 4 — оси линейных синклиналей; 5 — брахиформные антиклинали; 6 — брахиформные синклинали; 7 — границы обширных титон-раннемеловых впадин (штрихи указывают направление погружения); 8 — карадагский вулкано-плутонический комплекс; 9 — наиболее крупные вулканические тела (остальные условные обозначения см. на рис. 3 Б).

Б. Строение Карадагской вулкано-плутонической группы (детализация юго-восточной части рис. 3 А):

Нижняя ассоциация: 1, 2 — осадочно-вулканогенные породы; 1 — вулканические песчаники, туфы; 2 — конгломераты, песчаники, алевролиты, андезито-базальты; 3 — преимущественно лавы андезитов и андезито-базальтов; 4 — линзовидные скопления лав с субвулканическими образованиями основного и среднего состава; 5 — потоки лав и агломератные туфы основного — среднего состава.

Средняя ассоциация: 6 — вулканоогенно-осадочные породы; 7 — туфы (брекчии) преимущественно трахандезитов, андезитов, дацитов; 8 — андезиты, андезито-базальты (потоки); 9 — стекловатые андезиты, трахандезиты, трахиты.

Верхняя ассоциация: 10 — риолиты, их туфы, трассы; 11 — лавовые потоки или лаво-пирокластические пачки (штрихи указывают направление их наклона); 12 — дайки: α-андезитов, ε-дацитов, λ-риолитов; 13 — субвулканические тела: αβ-андезито-базальтов, α-андезитов, ε-дацитов, λ-риолитов, бγ-диоритовых порфиритов; 14 — вулканические аппараты (некки); 15 — куполовидные структуры, купола; 16 — разломы (стрелки указывают наклон их плоскостей); 17 — наклон слоистости, потоков; 18 — наклон полосчатости; 19 — наклон трещин пластовой отдельности; 20 — гидротермальные проявления (окварцевание, цеолитизация, карбонатизация и др.); 21 — зоны интенсивных дизъюнктивных, пликативных и инъективных дислокаций; 22 — поднятия довулканического фундамента (остальные условные обозначения см. на рис. 3 А)



Магнитный и в нижней части хр. Кара-Агач. В завершающем цикле произошло формирование небольших по мощности толщ туфов и лав андезитов, порфиритов, кератофиров и риолитов, внедрение субвулканических интрузий, образование трассов г. Святая, которые считаются продуктами гидротермальной переработки риолито-дацитов и кварцевых кератофиров. Риолиты г. Святая отнесены к конечным продуктам вулканической деятельности Карадагского стратовулкана, подчеркнута их слабая гидротермальная переработка по сравнению с другими вулканическими породами.

Н. Н. Новиком и другими правильно

оценена общая последовательность формирования карадагского вулкано-плутонического комплекса. Однако выделение пяти пачек пород, соответствующих отдельным стадиям, недостаточно обосновано; не всегда они имеют четкие различия, слабо изучены взаимоотношения между ними; конкретные разрезы, послужившие основой их выделения, нередко составлены исходя из представлений об однообразном моноклиналильном залегании вулканической толщи; они, как будет показано ниже, весьма упрощены и не соответствуют действительности.

В. И. Лебединский и Л. П. Кириченко [28] на основании новых данных, полу-

ченных в результате дополнительных полевых исследований в начале 1980 г., изменили свои представления о практически одноактном формировании карадагского вулкано-плутонического комплекса [23], выделив следующие этапы:

1. Ранний — образование в подводных условиях малых, возможно, средних глубин лавовой толщи мощностью до 300 м, состоящей из многократно наложенных потоков основных и средних лав с незначительным количеством пирокластических пород.

2. Средний этап характеризовался наземными условиями вулканизма. В результате направленного взрыва сформировалась мощная (более 300 м) толща агломератовых туфов кератофиров и порфиритов. Этап завершился формированием много-

численных линейных, гребневидных и куполовидных субвулканических интрузий, имеющих аналогичный с лавами состав.

3. В поздний этап в районе г. Святая на суше формировалась ассоциация кислых пород.

Общая структура Карадагской вулканической группы представляется этими исследователями как стратовулкан с центром в районе хр. Хоба-Тепе, усложненный рядом паразитических жерловин.

В течение 1981—1987 гг. авторами настоящей работы проводилось детальное систематическое изучение локальных структур Карадага. В процессе исследований собран большой фактический материал о строении отдельных геологических тел, сложенных различными магматическими породами, а также их сочетаний; изучены соотношения между ними. Эти данные в целом подтверждают представления Н. Н. Новика, А. М. Останина, Л. С. Борисенко, В. И. Лебединского, Л. П. Кириченко о последовательности формирования вулкано-плутонических ассоциаций, а во многом их уточняют и детализируют.

В прослоях и линзах осадочных пород (туфов, вулканомиктовых песчаников), синхронных вулканическим образованиям, органических остатков, как правило, не содержится. Поэтому изложенные ниже представления о последовательности и времени проявления магматических процессов базируются в основном на взаимоотношениях соответствующих им различных типов магматических пород и их ассоциаций.

Мы, как В. И. Лебединский и Л. П. Кириченко, выделяем нижнюю, среднюю и верхнюю ассоциации вулкано-плутонических образований, соответствующие отдельным этапам магматической деятельности. Однако между нами и указанными авторами имеются значительные расхождения в представлениях о внутреннем строении этих подразделений, что не позволяет при их характерис-

тике ограничиться ссылкой на соответствующие работы.

**Нижняя ассоциация** представлена чередующимися лавами, меньше — пирокластическими породами преимущественно основного — среднего состава, терригенными вулканогенно-осадочными породами, комагматичными им субвулканическими и жерловыми образованиями соответствующего состава. Изверженные породы (поверхностные образования) этой ассоциации (рис. 3) обнажены в нижней части береговых обрывов хребтов Кара-Агач, Магнитный и южной части хр. Кок-Кая. Они слагают эрозионный останец г. Шапка Мономаха, прослеживаются в виде узкой (50 ÷ 70 м) полосы вдоль юго-западных склонов массива гор Святая — Малый Карадаг, а также слагают ряд выходов между дайкой Большая Стена и г. Малый Карадаг на западе и г. Святая на востоке, наиболее крупный из которых расположен в южной части горного массива.

Поверхностные образования ассоциации представляют толщу, имеющую двучленное строение. Нижняя пачка сложена по преимуществу вулканогенно-осадочными породами: вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, конгломератами, туфами, включающими потоки подушечных и глыбовых лав андезитов и андезито-базальтов, часто альбитизированных. Местами в строении пачки лавы играют существенную, а иногда доминирующую роль (у палеовулканических центров).

Верхняя пачка довольно однородная, существенно вулканогенная: в ее составе преобладают глыбовые, реже подушечные лавы андезитов и андезито-базальтов, чередующихся с туфами того же состава, имеющих подчиненное значение.

**Нижняя пачка** наблюдается, как правило, в виде фрагментов, но практически повсеместно в основании разреза вулкано-генного комплекса. Благодаря наличию

слоистых вулканогенно-терригенных пород, имеющих преимущественно темно-серую до черной окраску, существенно вулканомиктовый состав и отчетливо отличающихся как от вулканических образований, так и от подстилающих терригенных довулканических пород (сложенных преимущественно зернами кварца, меньше — полевого шпата, аргиллитов и др.), она является хорошим маркирующим горизонтом, имеющим первостепенное значение для расшифровки структуры карадагского вулкано-плутонического комплекса.

В обнажениях обычно вскрываются фрагменты разреза нижней пачки, но при их сопоставлении можно довольно надежно судить о ее строении и составе. Представительная часть разреза вскрыта в восточном и юго-восточном обрывах г. Шапка Мономаха. Здесь выше переслаивающихся кварц-полевошпатовых известковистых песчаников, алевролитов, аргиллитов с линзами и прослоями известняков позднекемловейского возраста (встречающихся в развалах у подножия) вскрываются в коренных обнажениях (снизу вверх):

1. Гравийные и лапиллиевые туфы среднего состава, местами тонкослоистые (слои мощностью до 3 ÷ 5 см за счет чередования пород различной зернистости), с плитчатой отдельностью. Видимая мощность 2 м.

2. Тонкослоистые светло-бурые кремнистые туфоалевролиты и вулканомиктовые песчаники, сложенные отсортированным однородным кластическим материалом, представленным альбитизированными трахиандезитами и многочисленными осколками плагиоклазов. Мощность 3,5 м.

3. Туфы андезитов (трахиандезитов) зеленовато-серые, псаммито-гравийные до агломератовых. Агломератовые угловатые глыбы андезитов и андезито-базальтов образуют шлировые скопления в псаммо-гравийной массе. Их количество увеличивается вверх по разрезу от 5 ÷ 15 до 40 ÷ 50 %, а также по простиранию пласта с юго-запада на северо-восток. В туфах развиты причудливые фигуры выветривания, напоминающие башни, столбы и т. п. Мощность около 1 м.

4. Выше — серия обрывов высотой до 25 ÷ 30 м, сложенных миндалекаменными, частично

альбитизированными, андезитами кремово-желтого или синеватого цвета, с глыбовой отдельностью. Местами (в центральной части обнажения) породы приобретают подушечную и баллоновую отдельность. Они слагают линзовидное тело до 20 м протяженностью и мощностью от 1 до 4 м, со всех сторон окружены андезитами с глыбовой отдельностью и постепенно в них переходят, образуя совместно единый поток. Нижняя поверхность лавового потока (и соответственно верхняя — туфов) неровная, наблюдаются резкие пороги, что свидетельствует об излиянии лав на неровную, расчлененную эрозией поверхность. Ширина потока (серии потоков?) до 100÷120 м; мощность не менее 20÷30 м. Наклон пластов туфов и лав: аз. пад. 290÷300°, <30÷40°.

С вулканогенно-осадочной частью описанного разреза большое сходство имеет обнажающаяся в обрывах в западной части хр. Кара-Агач (рис. 4) пачка чередующихся вулканических и слоистых вулканогенно-осадочных пород — вулканомиктовых песчаников, алевролитов, кремнистых аргиллитов, лапиллиевых и агломератовых туфов андезитов (трахиандезитов), поставленных «на голову». На южных склонах западной части хр. Кара-Агач, обращенных к морю, при наблюдении с берега хорошо видно, что пачка туфов и вулканогенно-осадочных пород соприкасается с залегающими выше лавами пузыристых андезитов и андезито-базальтов, крутонаклоненными (30÷60°) к юго-западу и образующими серию потоков мощностью до 35÷40 м, с глыбовой и, местами, подушечной отдельностью.

В нижней части обрывов лавы андезитов и андезито-базальтов налегают на сильно перемятые ниже-среднеюрские глинистые сланцы с линзами и конкрециями сидерита и также круто наклонены (∠60°) на юг. Протяженность серии потоков около 40 м; восточнее она прослеживается до уреза воды и, возможно, далее в море и имеет длину не менее 100÷110 м.

Фрагмент разреза верхней части вулканогенно-осадочной пачки, сходный с

такимым г. Шапка Мономаха, можно наблюдать и у подножий северо-западных обрывов хр. Кара-Агач и у хр. Лобовой (рис. 4). Здесь снизу вверх обнажаются:

1. Агломератовые (бомбовые) туфы среднего состава, зеленовато-бурые и бурые, слоистые. Количество округлых бомб миндалекаменных андезитов со скорлуповатой отдельностью, размером от 5÷10 до 30÷40 м в поперечнике, достигает 25÷30 %. Видимая мощность 2—3 м.

2. Лавы зеленоватых миндалекаменных, частично альбитизированных андезитов и андезито-базальтов с глыбовой и близкой к шаровой отдельностью. Наклон потока, судя по ориентировке подушечной отдельности, на запад 270÷280°; крутизна его изменяется от 30 до 40° в соответствии с профилем склона палеовулкана. Мощность 4 м. Верхняя часть потока мощностью (видимой) около 5÷6 м сильно изменена и представлена песчаногравийной массой зеленовато-серого цвета с реликтивными центральными частями изометричных шаровидных или глыбовых обособлений, сохранившихся от дезинтеграции при дроблении и гидротермальной обработке. Длина (реликтовая) потока в обнажении — около 100 м.

Строение карадагского вулканоплутонического комплекса прослежено в обрывах хр. Береговой с юга-запада на северо-восток (рис. 5. I — XII).

В районе ск. Левинсона-Лессинга и к востоку от нее до бх. Эхо в разрезе нижней пачки увеличивается роль агломератовых туфов, которые внешне имеют большое сходство с пирокластическими породами средней ассоциации, что проявляется, в частности, в характерной желтовато-буроватой окраске. В псаммо-лапиллиевой пирокластической массе содержатся глыбы от 0,1÷0,2 до 1÷2 м в поперечнике, сложенные плотными и пузыристыми андезитами и андезито-базальтами. Примечательно их неравномерное, гнездовидное распределение (гнезда — от нескольких до десятков метров в поперечнике). Восточнее ск. Левинсона-Лессинга скопления глыб образуют линзовидные и пластоподобные тела, и пачка приобретает слоистое строение [25].

Соотношение агломератовых туфов с другими породами, в частности с лавами

андезитов и андезито-базальтов, трудно определимы из-за наличия многочисленных разрывов и перемещений по ним. Так, ск. Левинсона-Лессинга, сложенная агломератовыми туфами, представляет собой субвертикальную стену шириной до 20 м. В примыкающей к ней с севера седловине наблюдается пачка слоистых вулканогенно-осадочных пород, характерных для нижней пачки. Слои также поставлены «на голову». Простирание их восток — юго-восток 95°. Создается впечатление, что слагающие ск. Левинсона-Лессинга агломератовые туфы являются составной частью вулканогенно-осадочной пачки, залегают в виде линз среди слагающих ее слоистых пород, частично замещая их фациально, и местами подстилают потоки андезитов и андезито-базальтов, широко представленные западнее. Такой вывод подтверждается и тем, что восточнее ск. Левинсона-Лессинга, там, где линза агломератовых туфов имеет слоистое строение, виден ее наклон к северу и северо-западу под углом 30÷40°. Она (рис. 5. II, III) перекрыта породами верхней пачки нижней ассоциации.

Между ск. Левинсона-Лессинга и бх. Эхо в верхней части куполовидной структуры, сложенной, судя по наблюдениям с моря, преимущественно описанными агломератовыми туфами желтоватого цвета, наблюдается следующий разрез, позволяющий отнести эти образования к нижней ассоциации (снизу вверх):

1. Агломератовые туфы среднего состава. Количество агломератовых обломков размером до 0,2÷0,4 м — от 40 до 80 %. Местами они соприкасаются, и породы напоминают глыбовую лаву или брекчию. Видимая мощность около 10 м.

2. Андезиты до андезито-базальтов — зеленовато-серые, синевато-зеленые, буроватые; миндалекаменные, с глыбовой, местами с близкой к шаровой отдельностью. Мощность около 8 м.

3. Тонкослоистые, сильно выветрелые, рыхлые вулканомиктовые песчаники, прорванные андезитами. Аз. пад. 350°, <85°. Мощность около 6 м. Дайка андезитов — субвертикальная. С внедре-

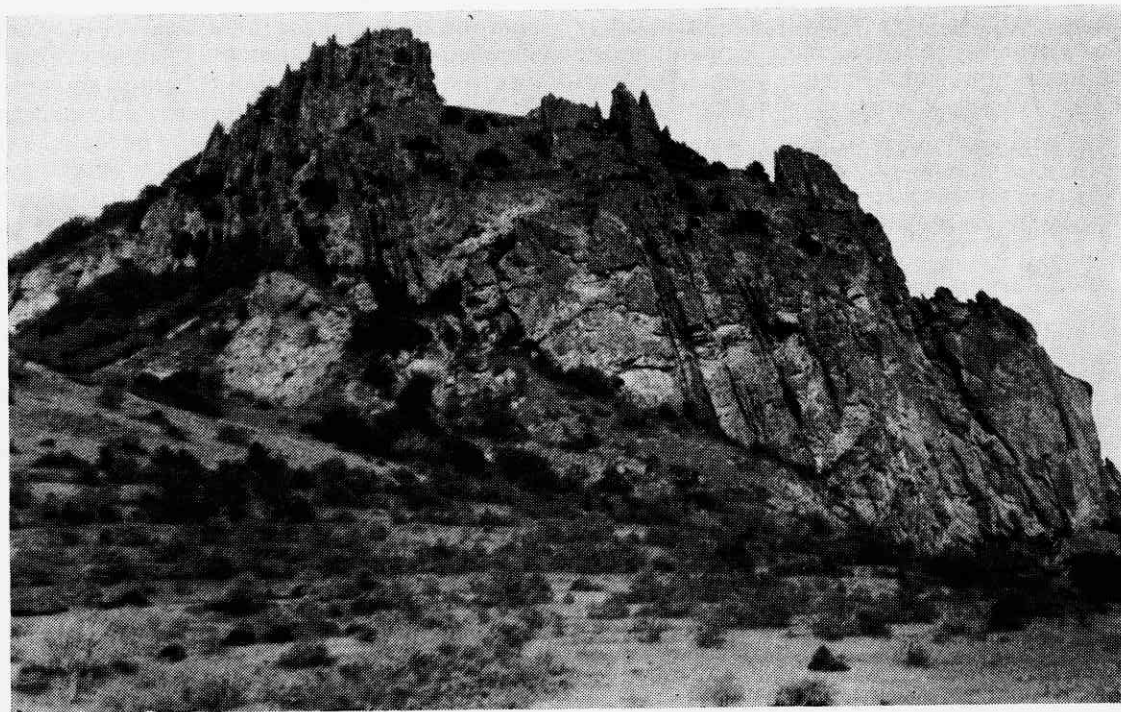


Рис. 4. Строение карадагского вулcano-плутонического комплекса в западной части хр. Кара-Агач (фото и схема):

1 — субвулканические тела купольной и другой формы; 2 — зоны крутозалегающих пород с дайками и жильными телами; 3 — реликты слабодислоцированной нижней вулканогенной ассоциации; 4 — разрывы; 5 — шаровые лавы андезитов в нижней ассоциации; 6 — песчано-глинистая толща ранне-среднеюрского возраста; 7 — элементы залегания плитчатой отдельности; 8 — направление и угол наклона слоистости

нием их связаны близконтактные локальные зоны субвертикального залегания вмещающих пород.

На участке между скалами Иван Разбойник и Золотые ворота (рис. 5. V) слоистые вулканогенно-осадочные породы нижней пачки залегают на высоте от 25 до 98 м над урезом воды. Ниже — осыпь и отдельные скальные выходы миндалекаменных андезитов и андезито-базальтов с крупноглыбовой и близкой к шаровой отдельностью. Встречаются брекчиевые лавы, туфы. Здесь установлены интрузивные контакты андезито-базальтов со слоистыми отложениями (рис. 6), свидетельствующие о значительном развитии наряду с потоками лав субвулканических тел соответствующего состава. Таким образом, на этом участке, а также северо-восточнее хр. Хоба-Тепе (от ск. Слон до м. Тупой) для разреза нижней пачки характерна насыщенность (по сравнению с другими территориями) потоками и субвулканическими телами андезито-базальтов и андезитов. Это связано с наличием вулканических центров первого этапа магматизма, о чем более подробно будет сказано ниже, при характеристике вулcano-плутонических структур. Здесь общая мощность этого сообщества пород (включая и субвулканические образования) достигает 80÷100 м.

Над бх. Южная Сердоликовая (рис. 5. IX, X) в отвесном обрыве высотой до 60 м скопления своеобразных миндалекаменных лав андезитов и андезито-базальтов с изометрично-глыбовой и шаровой отдельностью устанавливаются ниже предполагаемых реликтов слоистой

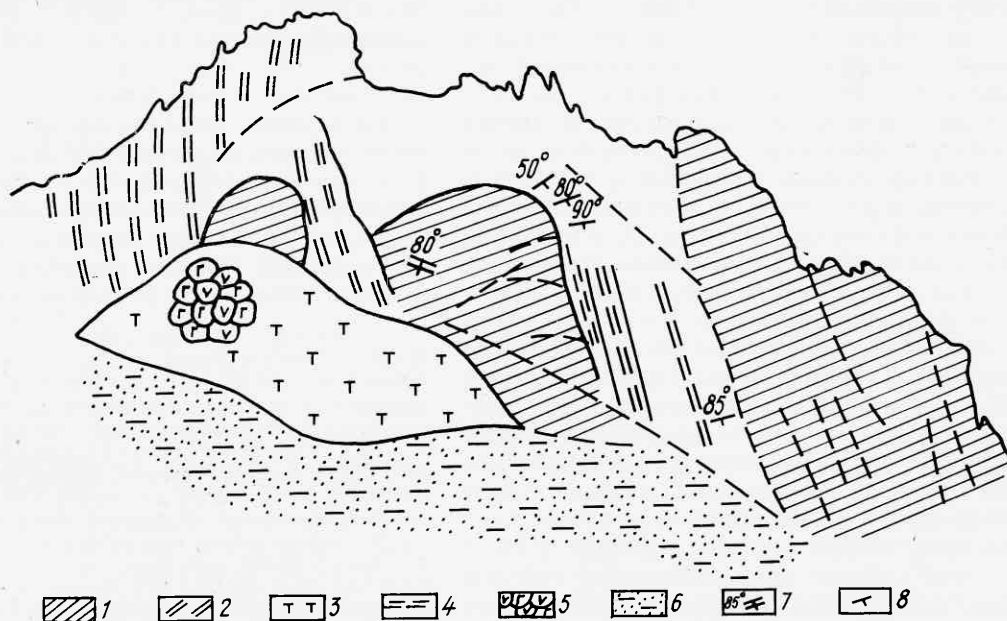


Рис. 5. Строение карадагского вулcano-плутонического комплекса в обрывах хр. Берговой (фото и их интерпретация) с юго-запада на северо-восток (5.I—5.XII):

1 — субвулканические дациты хр. Хоба-Тепе; 2 — лаво-пирокластические пачки (преобладание пирокластического материала: *a* — среднего состава, *b* — основного и среднего состава); 3 — лавы, брекчиевые лавы, туфы риолитов и дацитов; 4 — потоки андезитов и андезито-базальтов; 5 — потоки стекловатных андезитов, трахиандезитов, трахитов (лавы, брекчи); 6 — слоистые пачки вулканогенно-осадочных пород; 7 — довулканические терригенно-карбонатные отложения; 8 — субвулканические тела андезитов и андезито-базальтов, дацитов сферондальной, линзовидной, штокообразной и других форм; 9 — андезиты и андезито-базальты с изометрично-глыбовой («брусчатой») отдельностью; 10 — купольные структуры; 11 — изометричные морфоструктуры (предположительно жерловины и вулканические центры); 12 — вулканические постройки; 13 — направление простираия пород; 14 — дайки, зоны гидротермального изменения пород; 15 — зона интенсивных дизъюнктивных и инъективных дислокаций; 16 — границы геологических тел; 17 — направление наклона пластов; 18 — направление наклона потоков; 19 — линии разломов и крупных трещин; 20 — ксенолиты нижне-среднеюрских терригенных пород

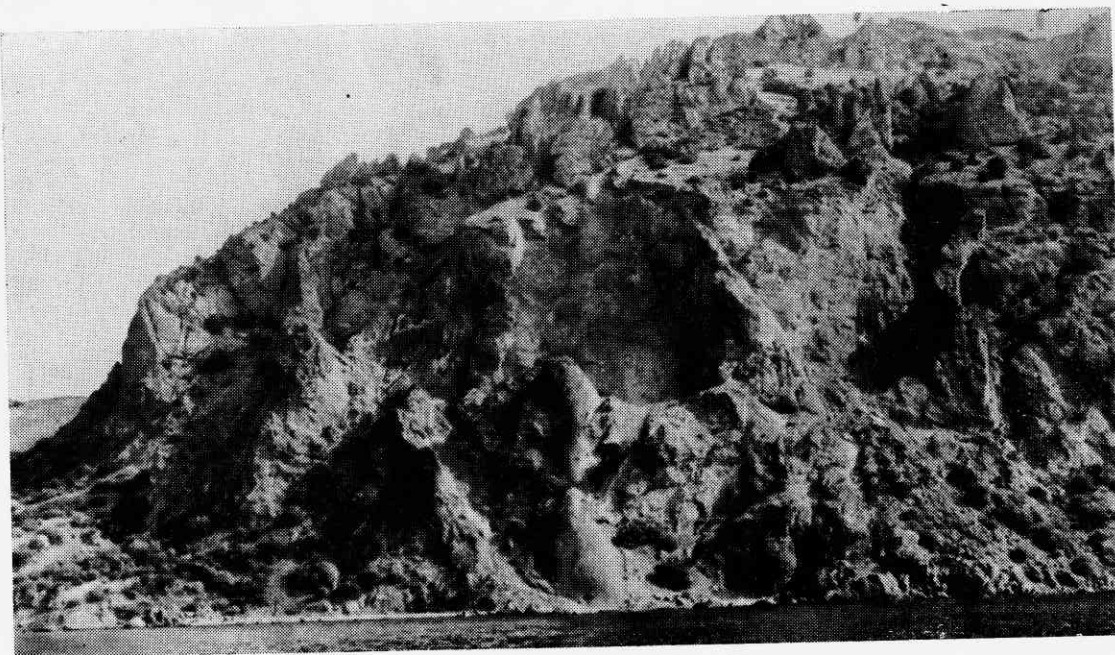
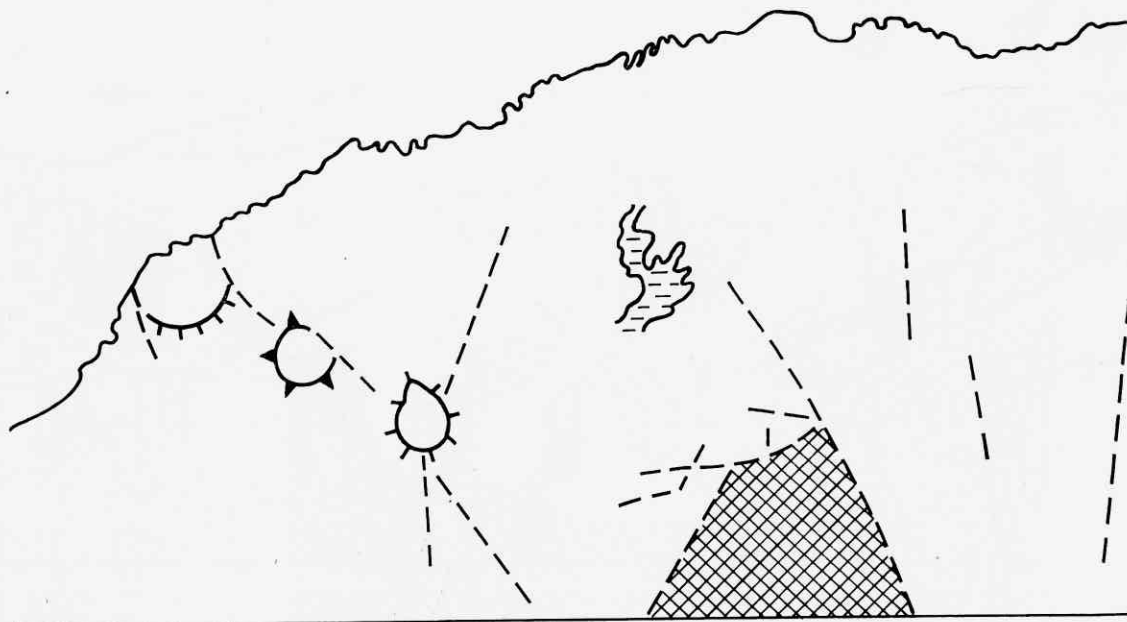
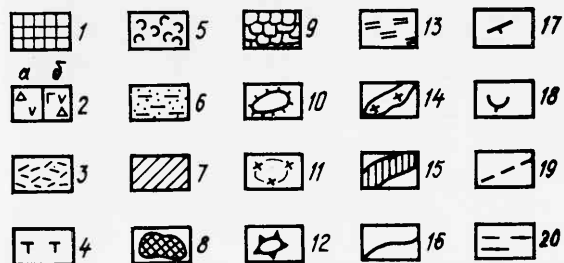


Рис. 5. I



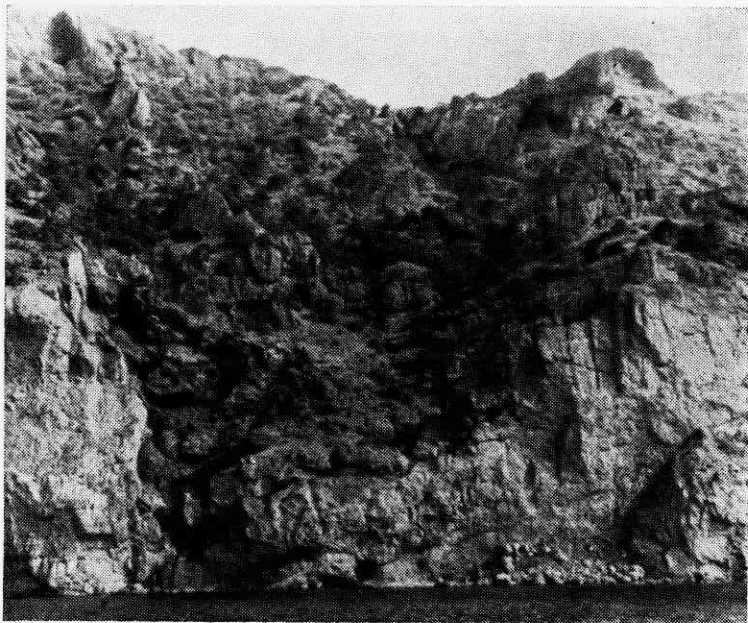


Рис. 5. II

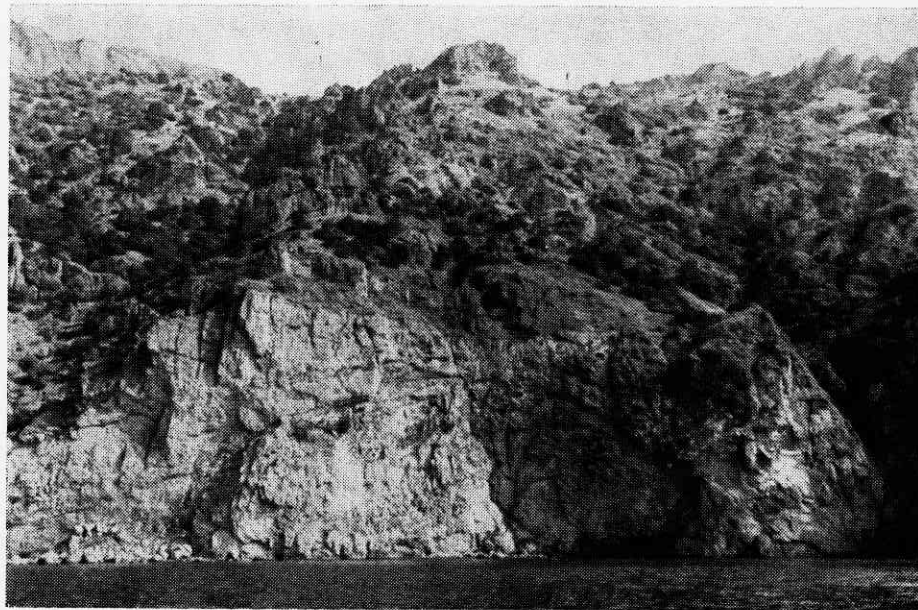


Рис. 5. III

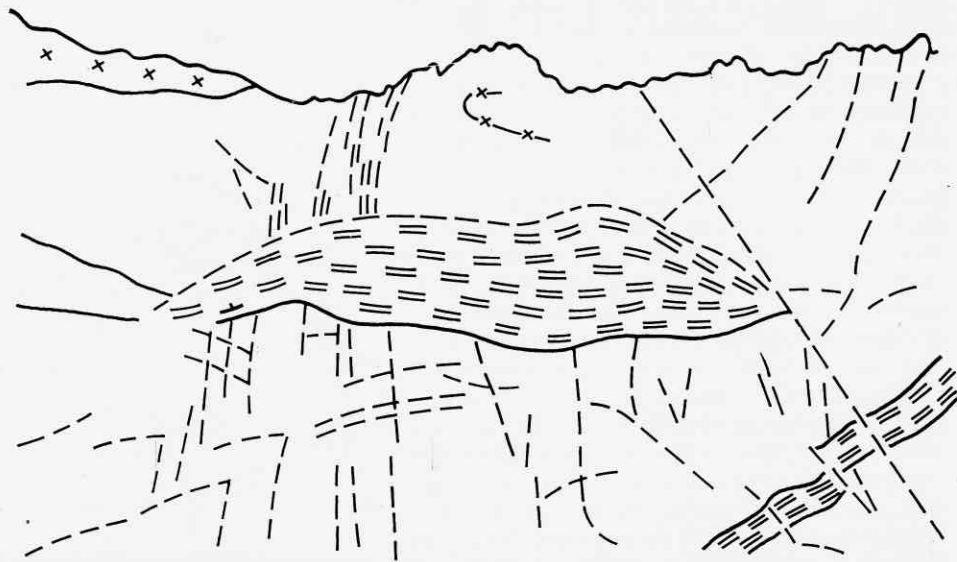
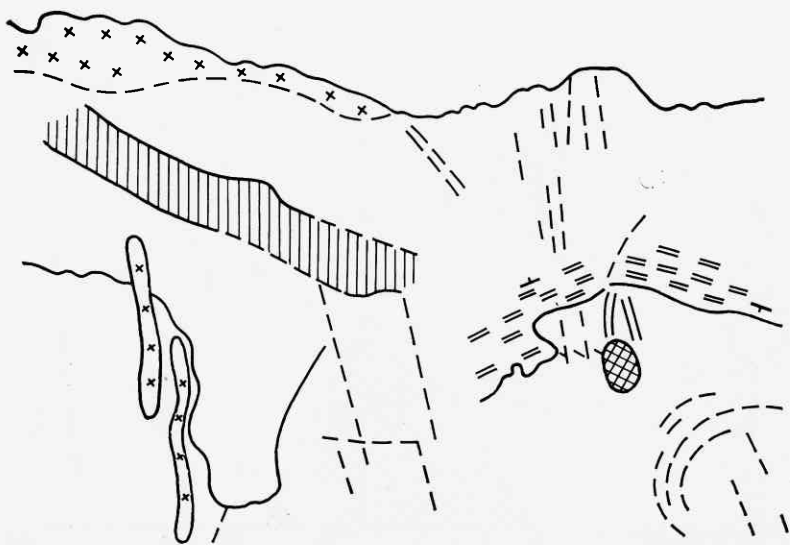




Рис. 5. IV

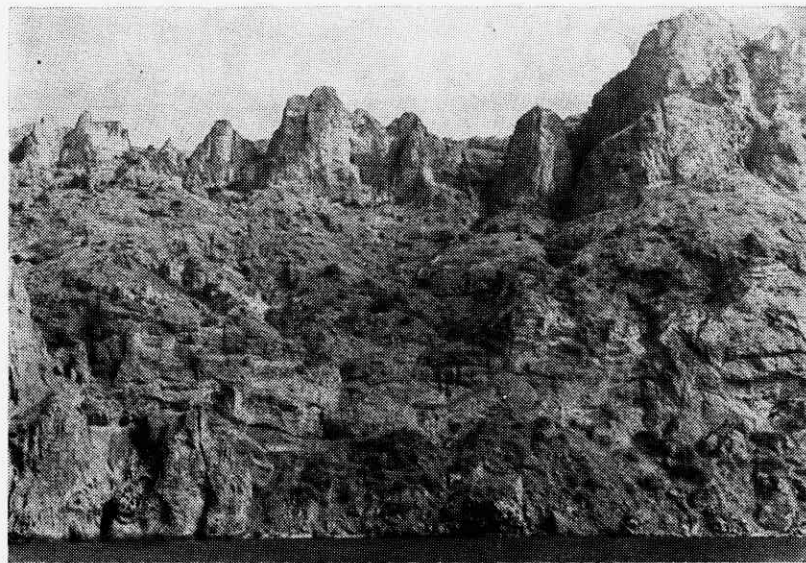
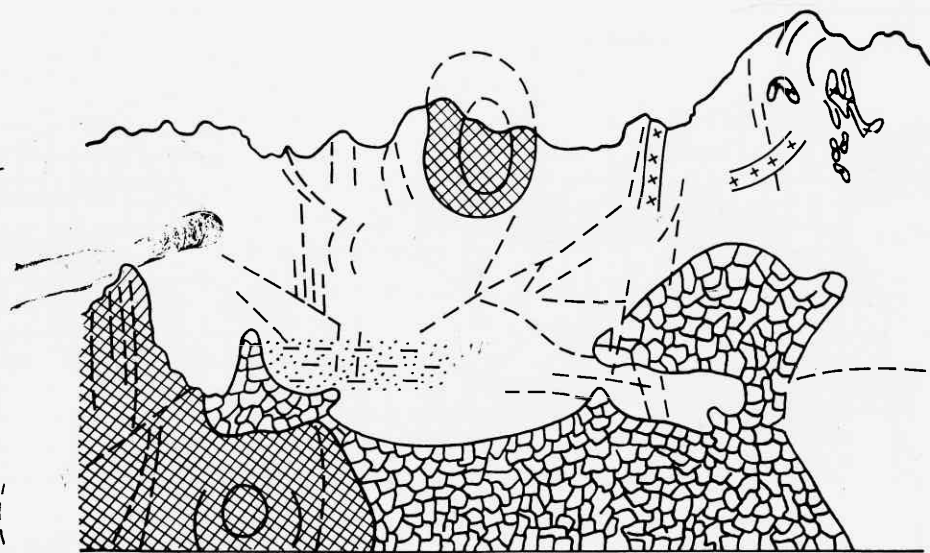
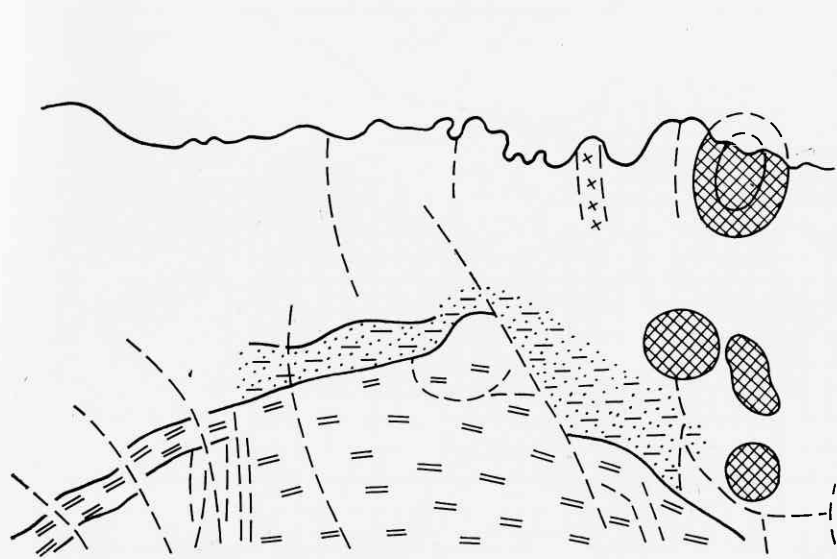


Рис. 5. V



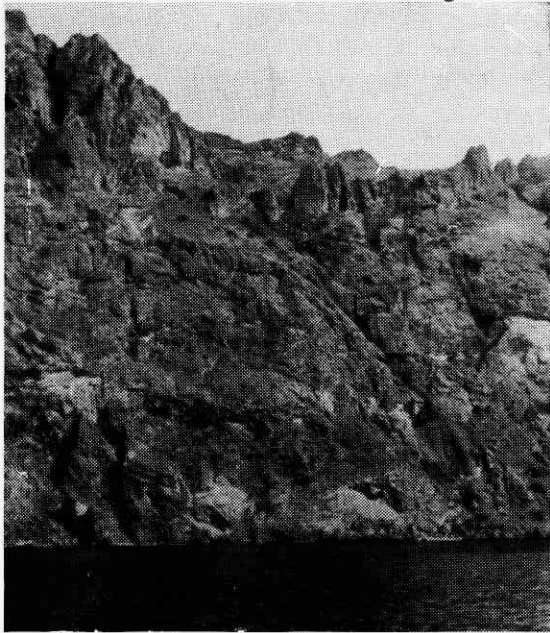


Рис. 5. VI

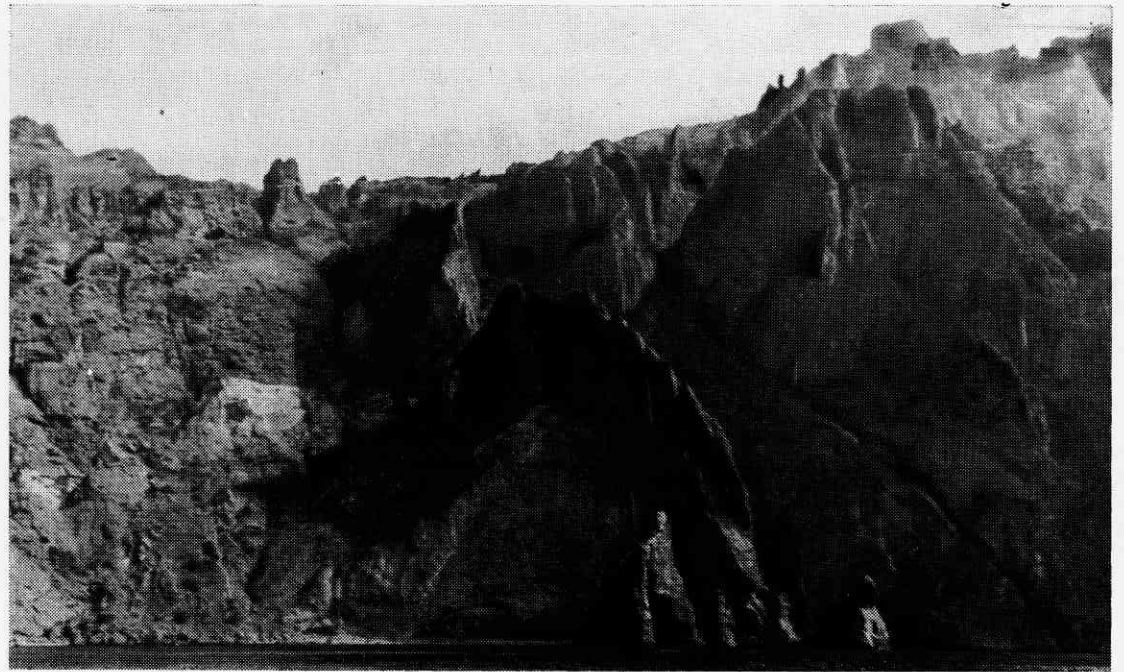
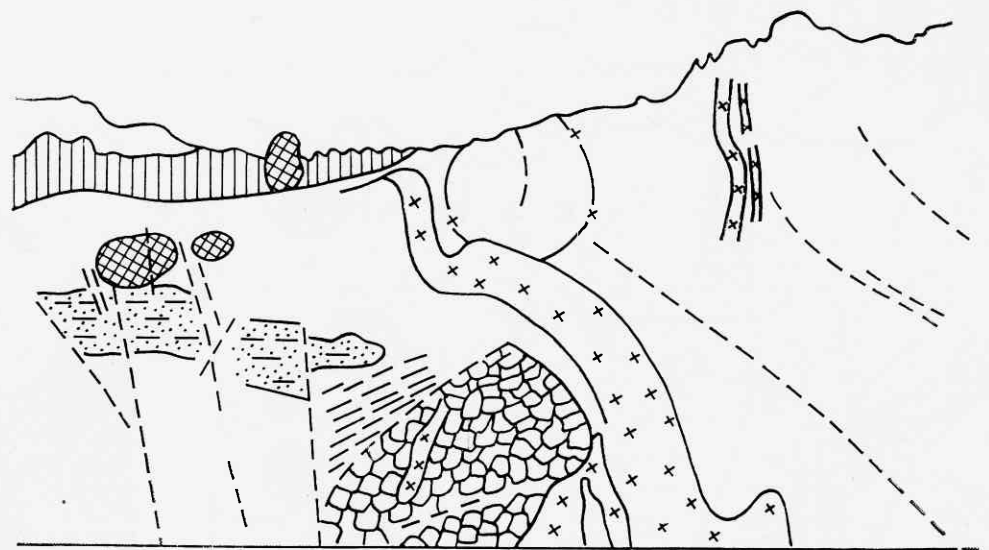
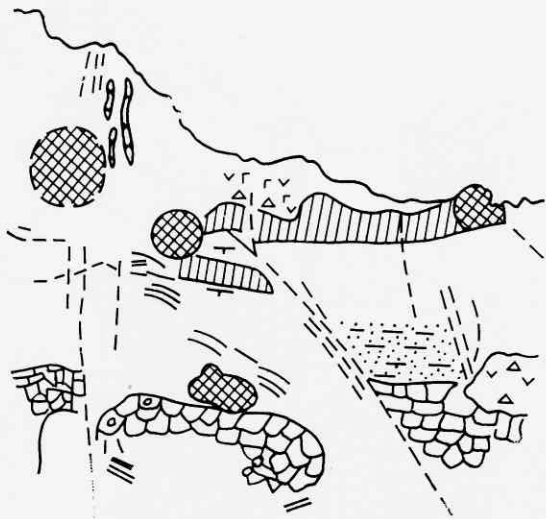


Рис. 5. VII



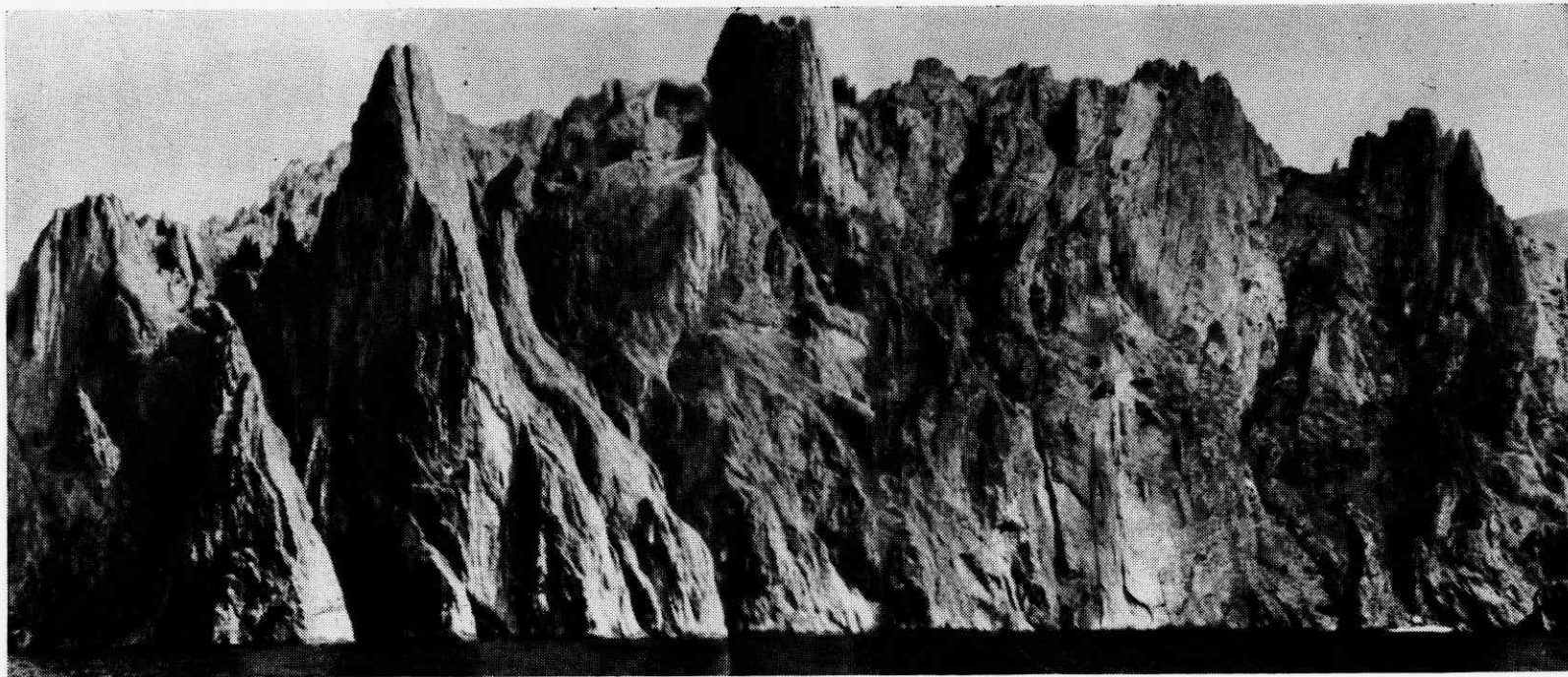
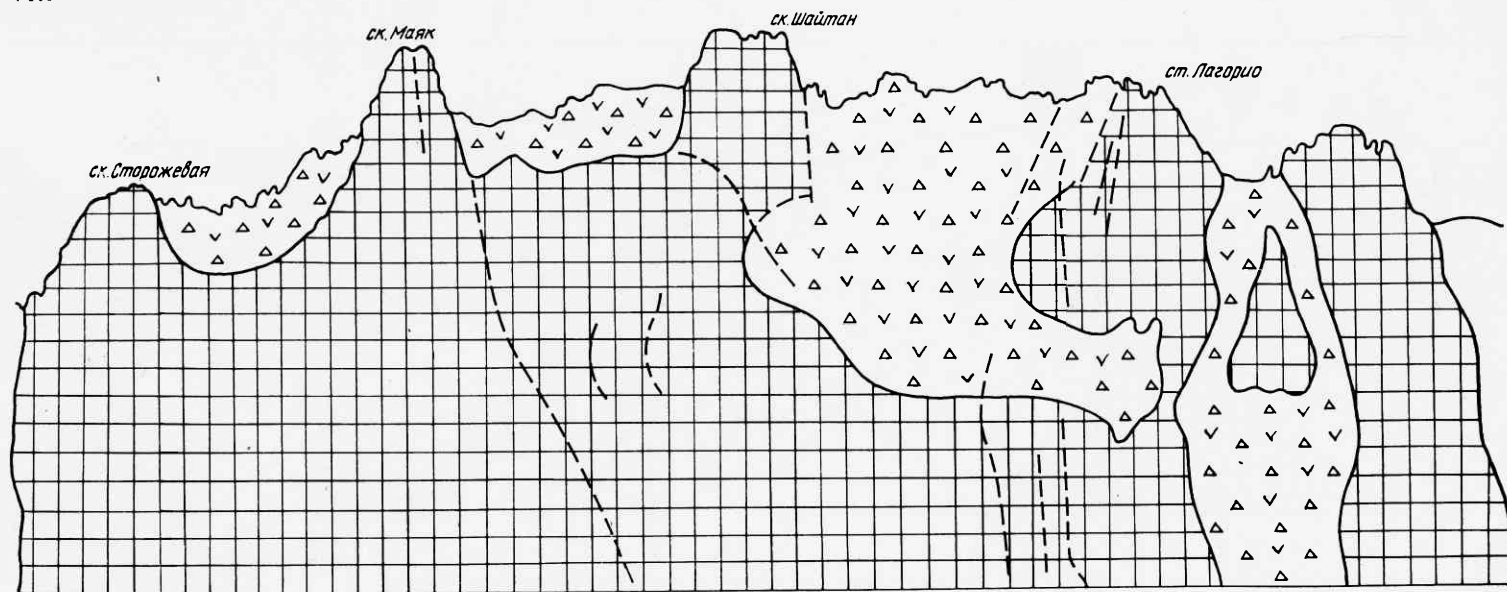


Рис. 5. VIII



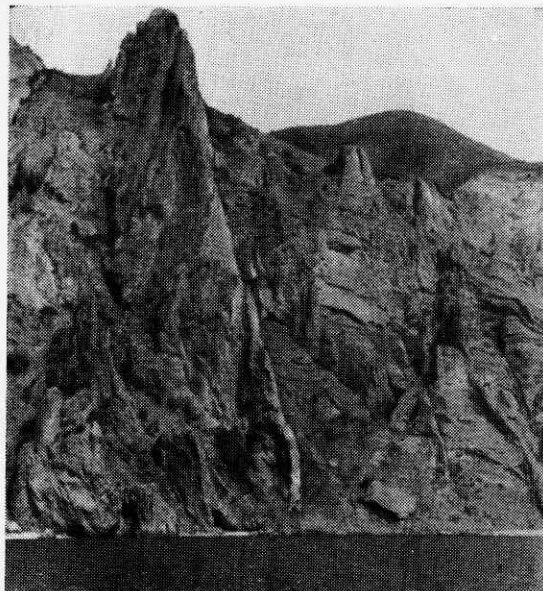


Рис. 5. IX

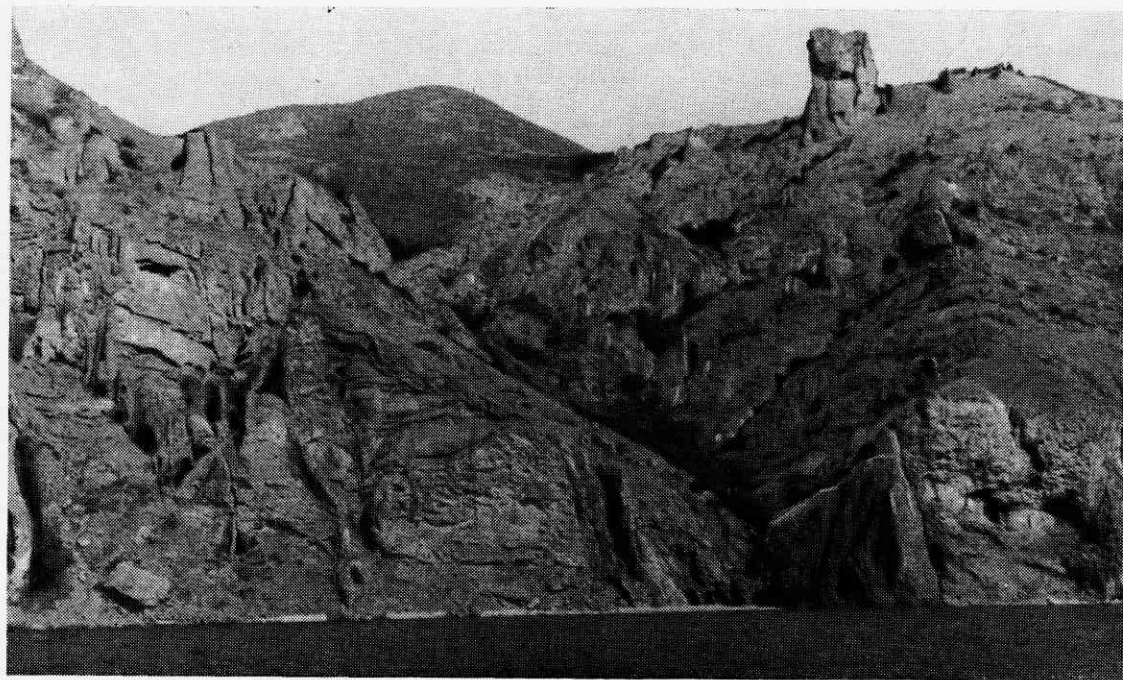
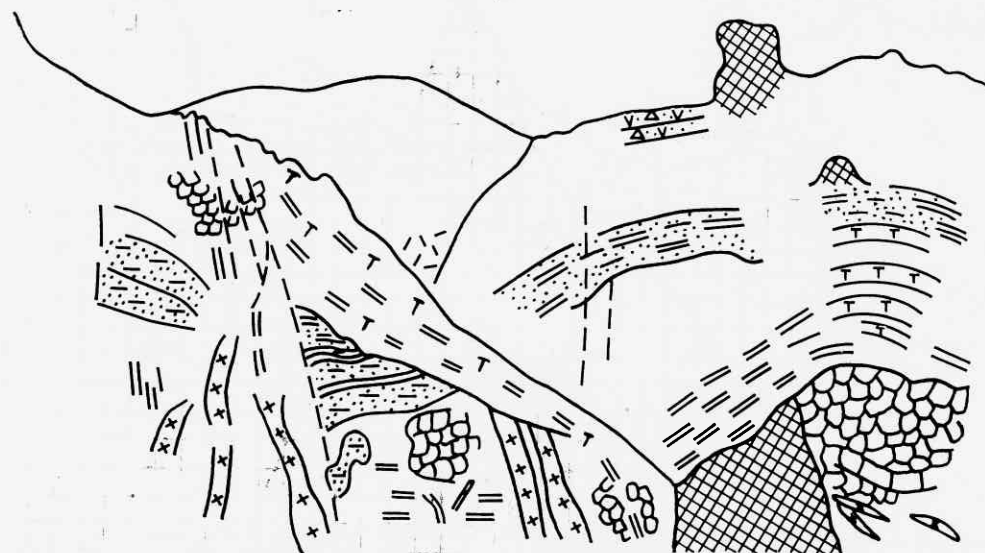
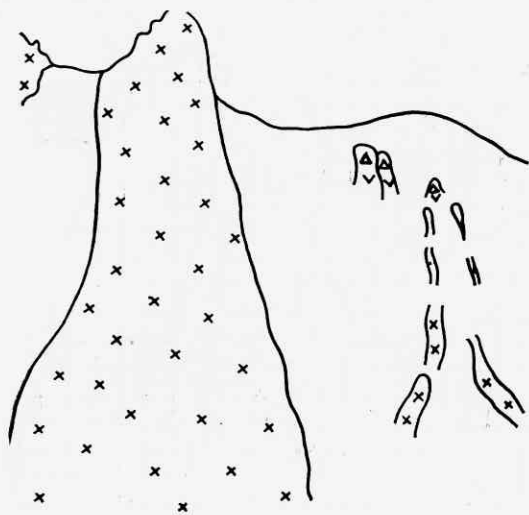


Рис. 5. X



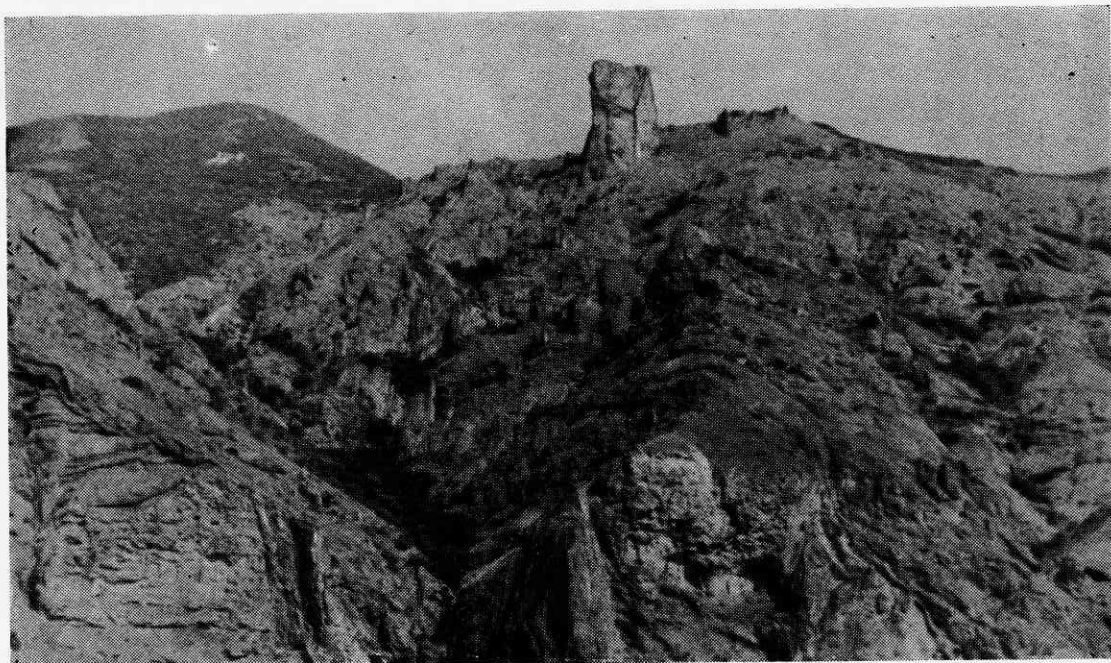
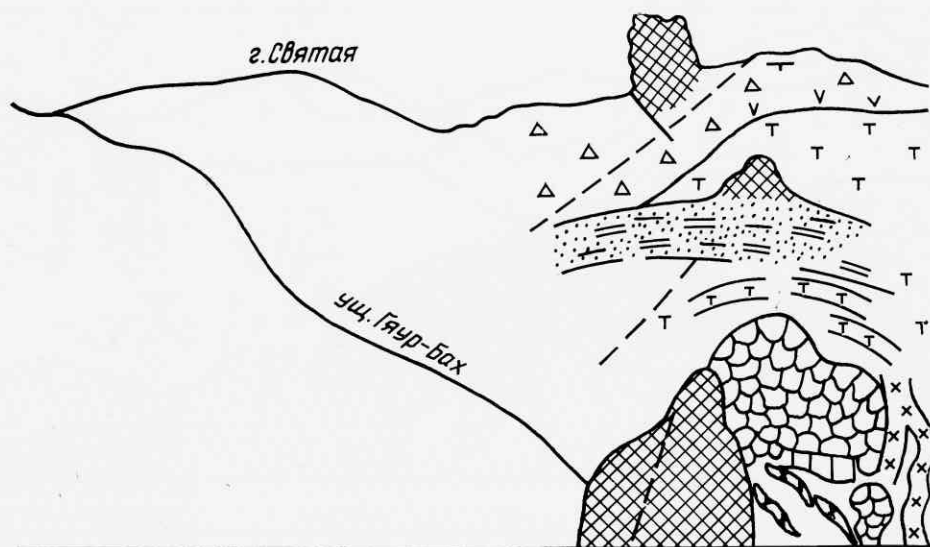


Рис. 5. XI



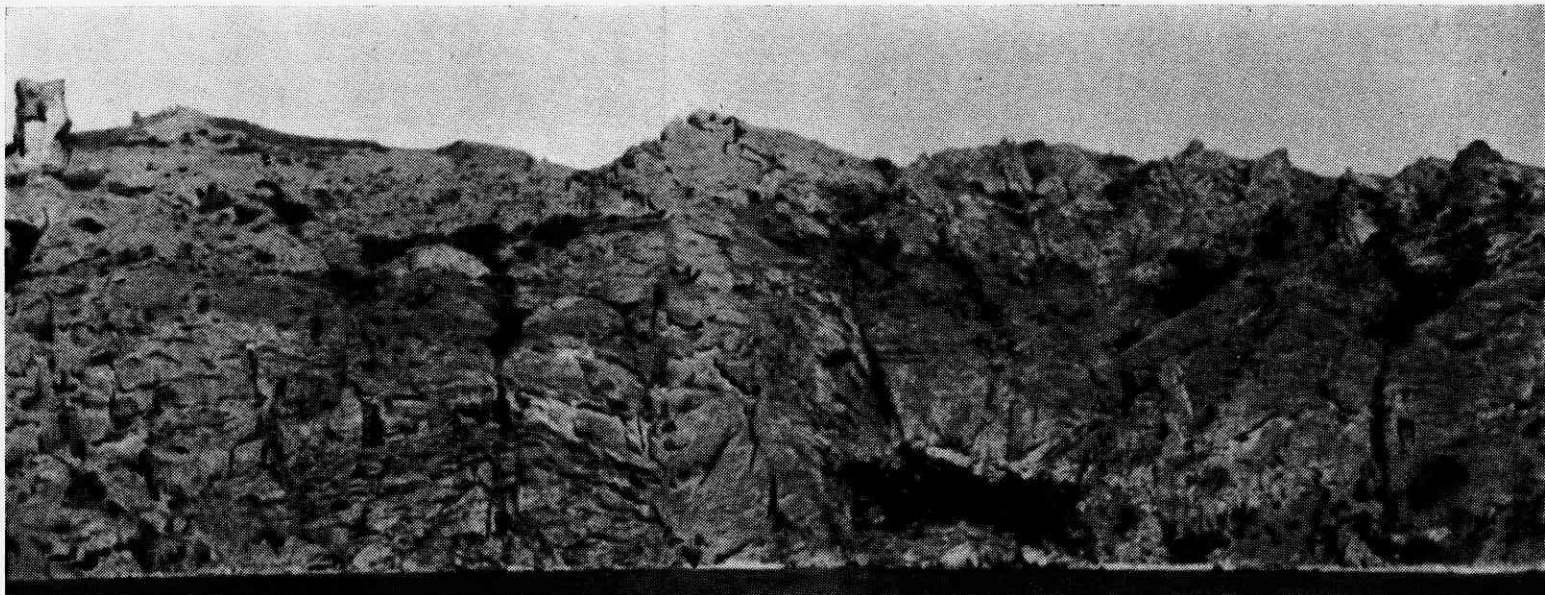
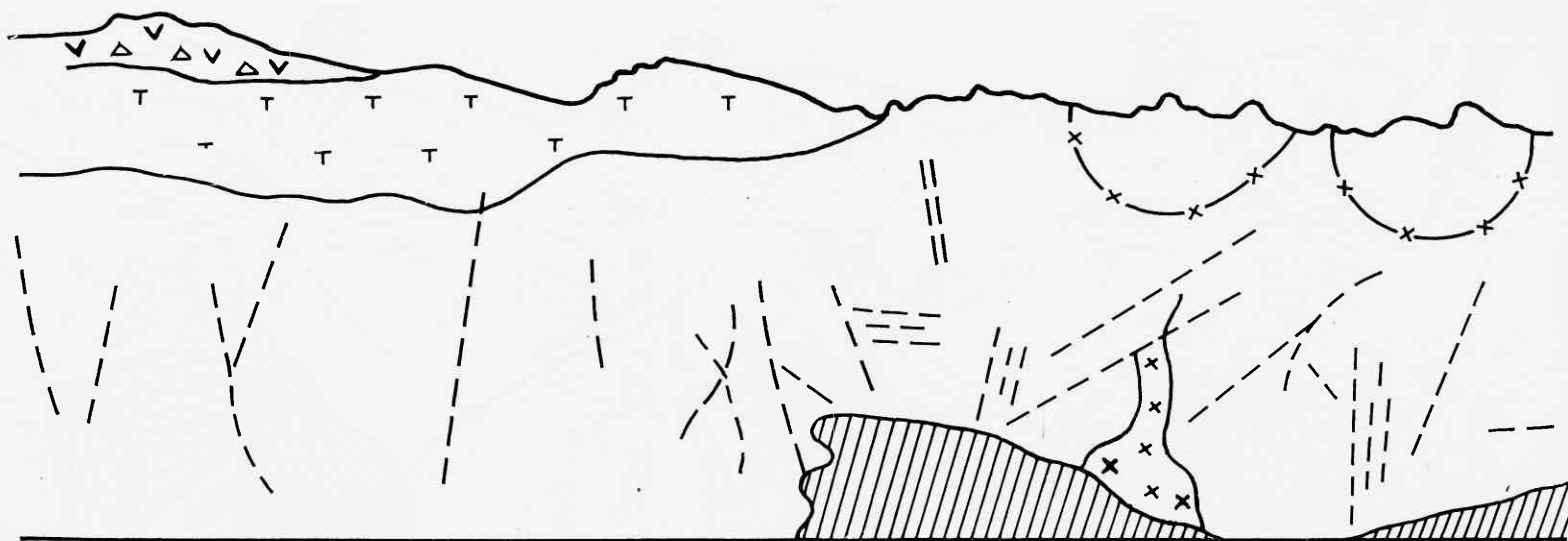


Рис. 5.XII



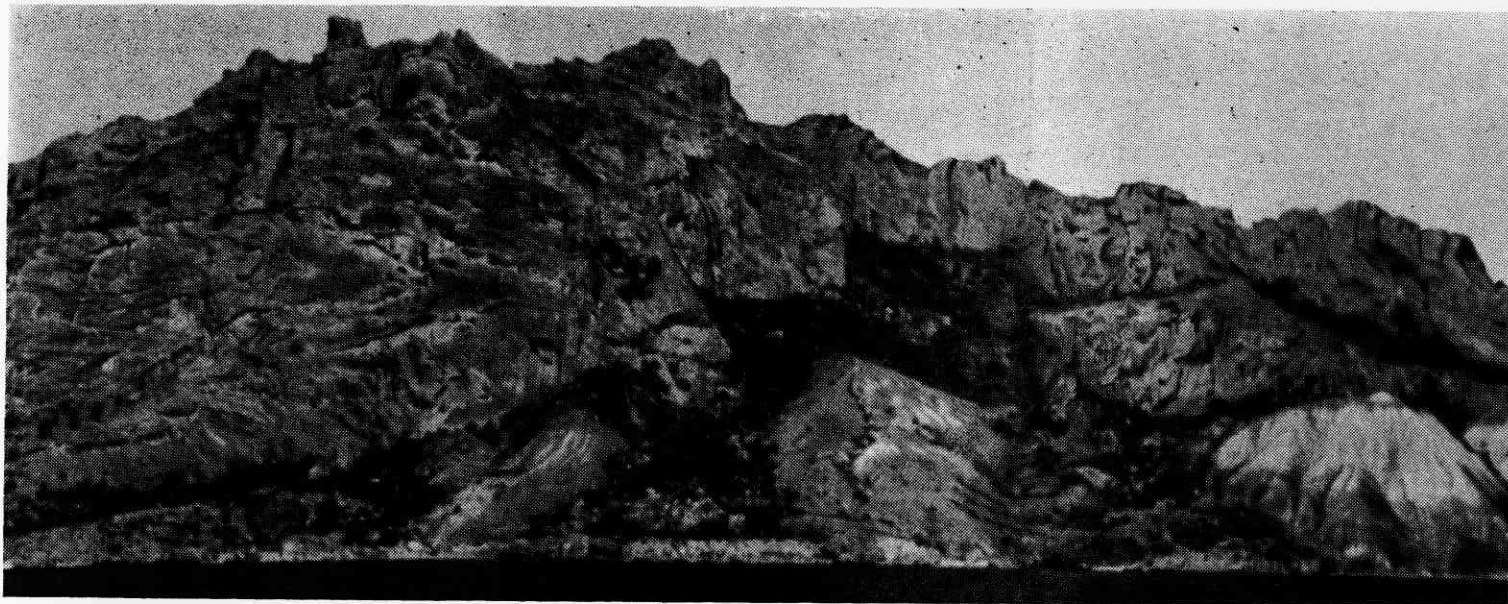
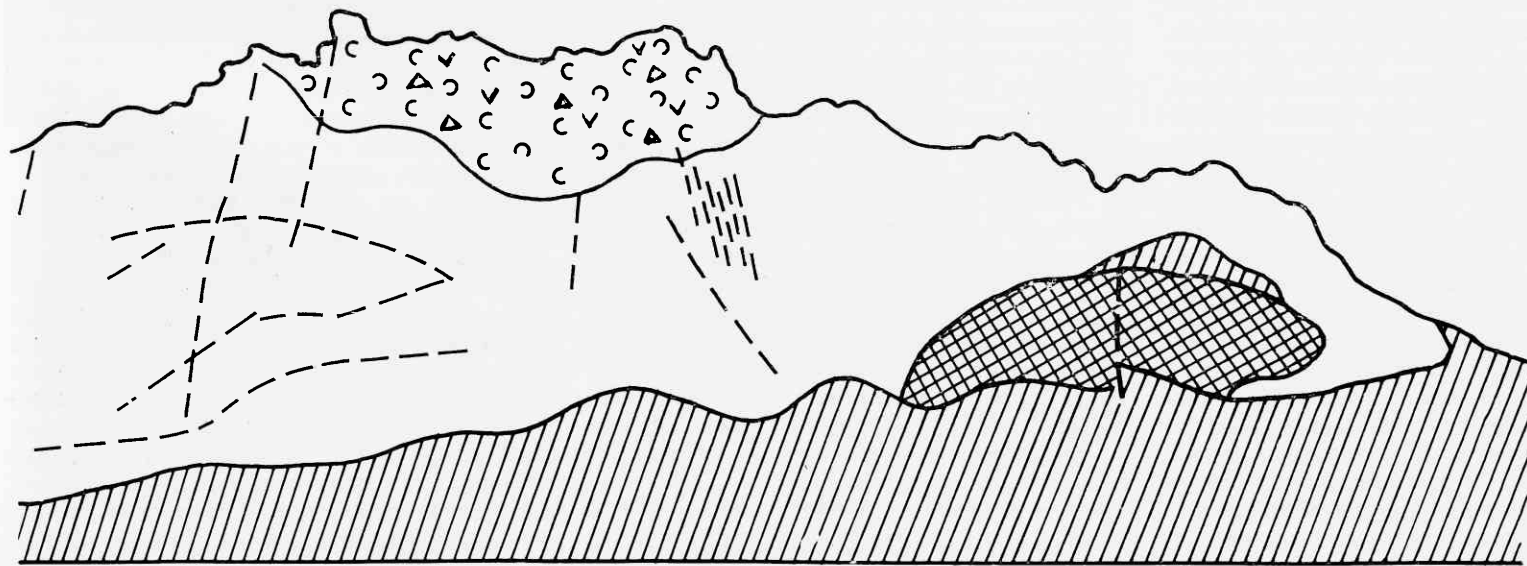


Рис. 5.XII (продолжение)



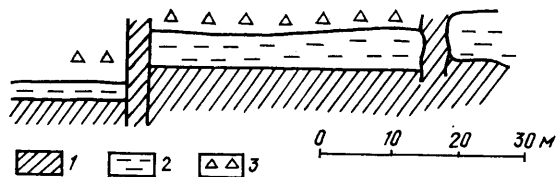


Рис. 6. Инъективные контакты андезито-базальтов в обрывах хр. Кара-Агач (в 50 ÷ 70 м к северо-востоку от ск. Иван Разбойник):

1 — андезито-базальты; 2 — маркирующий горизонт слоистых туфов, алевропесчаников, кремнистых пород; 3 — туфы агломеративные и лапиллиевые, массивные

вулканогенно-осадочной пачки (эта часть обрыва недоступна непосредственным наблюдениям). Они также и перекрывают последние, слагая у бровки обрыва на сравнительно пологом склоне ряд характерных скал (утесов и гривок), группирующихся в линию по аз. 20°, видимо, параллельную направлению течения потоков (рис. 5. X). Общее моноклинальное падение пород в верхней части обрыва у его бровки прекрасно видно при наблюдениях с моря, полосчатое строение лавовой серии лучше проявлено возле тальвега ущ. Гяур-Бах. К западу (ближе к вулканическому центру, где породы пронизаны сетью даек) эта часть разреза имеет более массивное и однородное строение. В пределах этих потоков можно наблюдать замещение с удалением к северо-востоку (от центра извержений) изометрично-глыбовой и шаровой отдельности в андезитах и андезито-базальтах глыбовой, более мелкой (размер глыб — до 0,3 ÷ 0,8 м, но иногда достигает 3 ÷ 4 м).

В районе мысов Плойчатый и Тупой и севернее нижняя пачка также содержит значительное количество лав миндалекаменных с шаровой и глыбовой отдельностью андезитов и андезито-базальтов. Так, в 200 м к северо-западу от м. Тупой на субмеридиональном (345—350°) линейном водоразделе обнажаются выветрелые желтовато-зеленоватые миндалекаменные андезиты и андезито-ба-

зальты с обособлениями, имеющими форму подушек, баллонов и т. п. Они постепенно переходят в породы с глыбовой отдельностью. Некоторые потоки фиксируются уступами. Судя по ориентировке последних, наклон пород на север — северо-запад 350°. Мощность этой существенно лавовой пачки 50 ÷ 70 м. Возможно, к ней относятся залегающие выше серые и зеленовато-серые псаммо-лапиллиевые туфы трахиандезитов и лавовые брекчии близкого состава, которые подстилаются брекчиевыми лавами андезито-базальтов. Мощность их не менее 20 м.

Мощная (до 40 ÷ 50 м) пачка лав андезитов и андезито-базальтов с шаровой и баллоновой отдельностью (с большого расстояния выглядит как брусчатая мостовая) вскрывается в береговых обрывах хр. Магнитный к северу от м. Тупой. Лавы темно-серые, пузыристые, при выветривании приобретают желтоватый оттенок; размер шаровых и баллоновых обособлений — до 1 ÷ 2 м в поперечнике (рис. 7). Они прослеживаются к северу на 150 м. При этом их верхний контакт с брекчиевыми лавами андезитов и агломеративными туфами понижается в этом направлении до 25 м и менее над уровнем воды. Таким образом, мы здесь имеем как бы северную половину линзовидного тела, в центральной части которого размещается субвулканическое тело м. Тупой. Субпараллельно его северному контакту наблюдается дайкообразное субвертикальное тело андезитов мощностью до 5 м (цветное фото). Примечательно, что оно состоит из крупных шаровых обособлений до 5 м в поперечнике с радиальной столбчатой отдельностью. Вторая, более маломощная (до 1 ÷ 1,5 м), дайка с призматической отдельностью расположена севернее и наклонена на северо-восток под углом 40 ÷ 45°.

В районе хр. Кок-Кая с отложениями нижней пачки нижней ассоциации с определенной условностью можно параллели-

зовать породы верхнего келловоя — грубо-терригенной толщи [72]. Возможно, к нижней пачке относятся также породы, слагающие отдельные «окна» к западу от вершины 316,1 м площадью в несколько десятков квадратных метров, близ антиклинальных поднятий около жерловин. Представлены вулканогенно-осадочными породами, зеленоватыми лавами миндалекаменных андезито-базальтов с шаровой отдельностью, хорошо отличающимися по внешнему виду от развитых рядом стекловатых андезитов и трахиандезитов средней ассоциации.

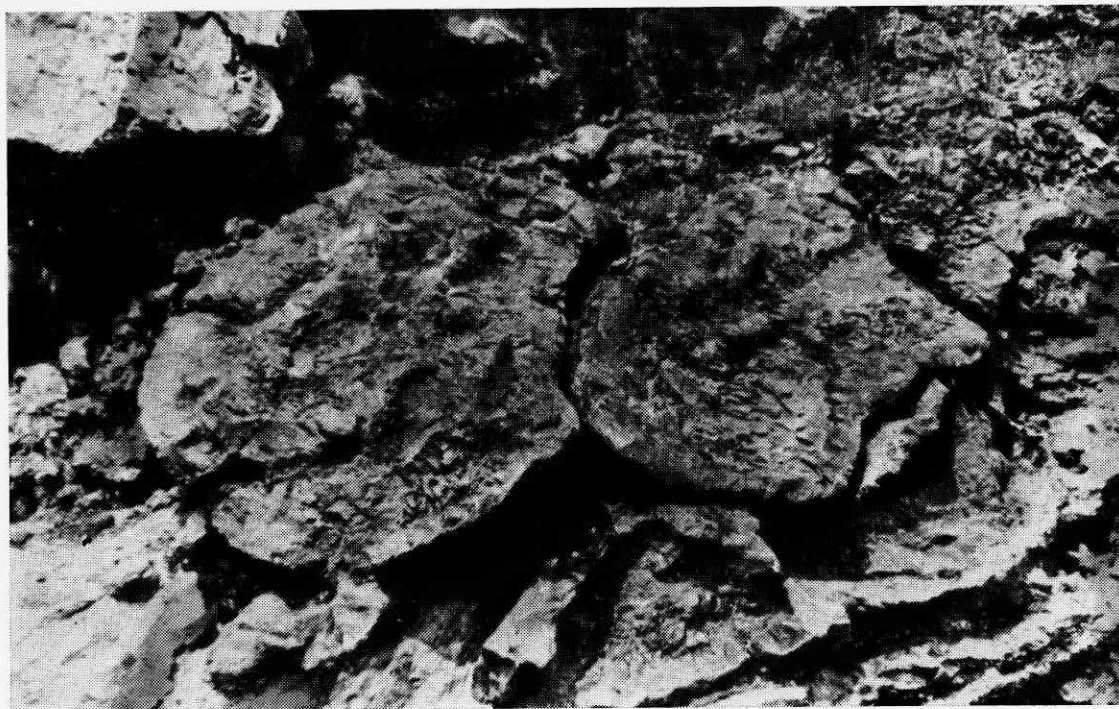
Широко развиты образования нижней пачки в пределах массива гор Святая — Малый Карадаг. Реликты слоистой вулканогенной пачки мощностью до 10 м и перекрывающих их потоков лав подушечных миндалекаменных андезитов мощностью до 20 ÷ 30 м в виде узкой (первые десятки метров) полосы прослеживаются вдоль западного подножия горного массива. Вулканогенно-терригенная часть разреза представлена в основном вулканическими песчаниками и алевролитами, кремнистыми аргиллитами, состоящими преимущественно из обломков основной массы андезитов и трахиандезитов, оскольчатых зерен плагиоклаза, меньше — клинопироксена. Для алевролитов и песчаников характерна темно-серая, черная, буровато-серая окраска, сферидальная и эллипсоидальная, местами изогнутая черепитчатая отдельность. Эти породы имеют вулканикоидный состав в отличие от нижележащих — олигомиктовых, состоящих из кварца с примесью полевого шпата. Макроскопически вулканикоидные породы, как правило, более темной окраски, чаще не карбонатные, хорошо диагностируются и надежно отличаются от более древних терригенных образований при полевых наблюдениях. Подобные песчаники, алевролиты и гравелиты характерны для разрезов верхнеюрских песчано-глинистых и карбонатно-

терригенных толщ, вскрывающихся в обрывах севернее пгт Планерское и в районе бх. Янышарская, где образуют пачки слоев и линз среди полимиктовых и аркозовых обломочных пород и известняков. Но для них характерна значительная известковистость и карбонатный цемент, что сближает их с довулканическими образованиями.

Крупные выходы на поверхность вулканогенно-осадочных пород нижней пачки (а возможно, и частично довулканического основания) известны на западных и юго-западных склонах г. Святая (см. рис. 3). Они картируются в виде отдельных высыпок, часто перекрыты коллювием более крепких лав и туфов кислого состава. Представлены вулканомиковыми песчаниками, алевролитами, черными глинистыми сланцами, встречающимися обычно в виде единичных обломков на задернованном склоне.

*Верхняя пачка* характеризуется монотонным, равномерным чередованием лав андезитов и андезито-базальтов с агломератовыми туфами и брекчиями сходного состава. Породы характеризуются темной окраской, преобладающей мелкоглыбовой отдельностью. Пачка имеет равномерно-полосчатое строение, хорошо выраженное при наблюдении с некоторого расстояния (рис. 5.III, IV, X, XI). Непосредственно на обнажениях обычно создается впечатление однородности толщи из-за близости состава, структурных и текстурных особенностей лав и туфов. Повсюду фиксируется налегание ее на шаровые и подушечные лавы нижней вулканогенно-осадочной пачки и постепенные переходы между ними. Эта часть разреза вулкаников соответствует своеобразному периоду вулканической деятельности, когда эксплозивные извержения ритмично чередовались с излиянием лавы.

О строении пачки можно судить по ряду схематических разрезов в южных обрывах хр. Кара-Агач. В 50÷70 м во-



сточнее ск. Левинсона-Лессинга наблюдаются (снизу вверх):

1. Агломератовые глыбовые лавы миндалекаменных андезитов, сильно выветрелые и дезинтегрированные; состоят на 50 % из угловатых глыб андезитов размером от 0,05÷0,2 м до 0,7÷1,2 м и псаммо-гравийной массы того же состава, заполняющей промежутки между ними (серия потоков). Видимая мощность 20,5 м.

2. Туфы агломератовые и лапиллиевые андезитов и трахиандезитов. Лапиллиевая масса имеет желтовато-зеленоватую окраску; глыбы — темно-серую до черной. Мощность 13,5 м.

3. Светло-желтые с зеленоватым оттенком миндалекаменные андезиты с линзами темно-серых пузыристых андезито-базальтов. Характерны плоские миндалины, ориентированные параллельно контакту: аз. пад. 355°,  $\angle 70^\circ$ . Местами наблюдается нечетко выраженная шаровая отдельность. Мощность около 27 м.

Выше в виде стенки высотой до 10÷12 м и шириной 6÷8 м выделяется дайка темно-серых с буроватым и вишневым оттенком, миндалекаменных, со стекловатой, имеющей раковнистый излом, основной массой андезито-базальтов.

Рис. 7. Линза шаровых лав севернее м. Тупой

Видимая мощность пачки в этом пересечении около 61 м.

В 150 м восточнее на нижней пачке залегают чередующиеся брекчиевые лавы и агломератовые туфы основного — среднего состава. Мощность их до 60÷70 м. Здесь намечается структурное несогласие между породами нижней и верхней пачки. Последние (рис. 5.III, IV) залегают (в отличие от круто наклоненных к север — северо-западу нижележащих слоев) полого, образуя куполовидный перегиб с падением в юго-западном и юго-восточном направлениях. Это несогласие, скорее всего, обусловлено перерывом в накоплении вулканических продуктов, а также различной степенью дислоцированности пород на разных глубинах, свя-

занной с внедрениями даек и других субвулканических тел.

К востоку, над бухтами Пограничная и Эхо, в разрезе верхней пачки несколько увеличивается роль массивных лав миндалекаменных андезито-базальтов, фациально замещающих развитые западнее агломератовые туфы и глыбовые лавы. Участок склона, где обнажаются образования верхней пачки, сравнительно сглажен. Хорошо выражена система пластовых, полого залегающих трещин с аз. пад.  $200 \div 220^\circ$ ,  $\angle 15 \div 30^\circ$ . Пологое залегание вулканитов, вероятно, связано со слабой насыщенностью их субвулканическими телами и соответственно менее интенсивными деформациями.

В верхней и средней части ущ. Гяур-Бах в составе пачки преобладают агломератовые туфы и глыбовые лавы андезитов и андезито-базальтов. Судя по ступенчатому строению склона, пачка имеет грубослоистое строение. Пласты и потоки наклонены к северо-востоку под углом не более  $30 \div 40^\circ$  (рис. 5. X, XI). В тальвеге и бортах ущ. Гяур-Бах в ряде коренных выходов можно наблюдать структурные и текстурные особенности агломератовых туфов. Они сложены на  $75 \div 80\%$  остроугольными глыбами (до 1 м в поперечнике) зеленовато-серых стекловатых дацитов. Находящаяся между ними лапиллиевая масса состоит преимущественно из миндалекаменных трахиандезитов. Таким образом, здесь в разрезе появляются туфы преимущественно средне-кислого состава, более характерные для пород средней ассоциации. На данном участке картируются многочисленные дайки, халцедоновые и карбонатные жилки, характерна сильная перемятость и дробленость пород. Здесь мощность пачки максимальная и, видимо, достигает  $120 \div 150$  м.

Севернее на левобережье ущ. Гяур-Бах в разрезе преобладают серые и темно-серые лавы андезитов, глыбовые, иногда имеющие перлитовую отдельность.

Мощность их  $60 \div 80$  м. Здесь, как и на правобережье ущ. Гяур-Бах, развиты многочисленные субвулканические тела андезитов и дацитов. Нарушенность первичного залегания пород в результате инъективных и дизъюнктивных процессов проявляется в различной изменчивой ориентировке систем трещин. Именно для этого участка характерен своеобразный рельеф — нагромождение без каких-либо закономерностей каменных глыб — «каменный хаос». Но несмотря на это, при наблюдениях с моря виден (рис. 5. X, XI) ряд уступов субмеридионального простирания, подчеркивающих общее моноклинальное строение этого участка, усложненное антиклинальным перегибом, связанным, очевидно, с внедрением серии субвулканических тел.

Сходный разрез пачки наблюдался на северном фланге хр. Магнитный, где чередуются глыбовые лавы и агломератовые туфы синевато-серых андезитов; среди них — отдельные дуговидные дайки андезитов и дацитов мощностью до  $10 \div 20$  см.

К северу как верхняя, так и нижняя пачки выклиниваются (или перекрываются более поздними вулканитами). Более или менее уверенно средняя пачка может быть выделена в восточных обрывах южной части хр. Кок-Кая. В доступных для непосредственного наблюдения северных и северо-восточных частях хр. Кок-Кая породы средней ассоциации налегают непосредственно на образования груботерригенной толщи [72], сопоставимые с нижней, преимущественно вулканогенно-терригенной пачкой.

В массиве гор Святая — Малый Карадаг образования верхней пачки нижней ассоциации надежно не выделяются.

Широко представлены комагматичные наземным вулканитам нижней ассоциации субвулканические образования андезитов и андезито-базальтов. Морфологическая характеристика последних приве-

дена при описании структур карадагского вулканоплутонического комплекса, а сведения о составе и текстурно-структурных особенностях — при характеристике пород.

**Средняя ассоциация** надежно обособляется как своеобразное геологическое тело. В ее составе резко преобладают агломератовые и лапиллиевые туфы, обычно массивные, реже — слоистые, светло-серые с желтоватым и зеленоватым тонами. В подчиненном количестве, но иногда существенную роль в разрезе играют потоки дацитов, андезитов и андезито-базальтов; встречаются пачки слоистых осадочно-терригенных и пирокластических пород, представленных чередующимися слоями вулканомиктовых песчаников, туфов, туфо-алевролитов и кремнистых пород, имеющие иногда маркирующее значение. Вещественный состав изверженных образований ассоциации изменчив. Особенно существенные различия устанавливаются между разрезами двух районов: на хребтах Кара-Агач, Хоба-Тепе и в западной части массива гор Святая — Малый Карадаг доминируют туфы андезитов, трахиандезитов, дацитов, содержащие потоки лав дацитов. В хребтах Магнитный и Кок-Кая состав толщ более разнообразен: кроме указанных пород, здесь установлены многочисленные потоки андезитов, андезито-базальтов, трахиандезитов.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования средней ассоциации согласно, трансгрессивно или с несогласием налегают на породы нижней толщи или довулканического основания. Последовательность ее формирования надежно устанавливается для хребтов Магнитный и Кок-Кая, где она сравнительно слабо деформирована. Здесь выделяются сменяющие друг друга по разрезу пачки: а) нижняя — осадочно-туфовая; б) средняя — потоки андезито-базальтов; в) верхняя — туфовая и г) потоков своеобраз-

ных стекловатых трахиандезитов и трахитов.

*Нижняя осадочно-туфовая пачка* — базальная для средней ассоциации. Она (рис. 3, 5, X, XI) залегает на лавах и туфах верхней пачки нижней ассоциации и прослеживается вдоль юго-восточного склона хр. Магнитный от ущ. Гяур-Бах до бх. Ливадия. Главный ее признак — слоистое строение. Она хорошо выделяется в рельефе в виде своеобразной полосы выположенного ступенчатого склона с мелкими микроформами, с отдельными округлыми башневидными останцами высотой до 3÷5 м. Ширина полосы около 70÷80 м (что при общем наклоне пород на север под углом около 30° соответствует мощности около 30÷40 м), протяженность около 800÷900 м. Пачка представлена сложно переслаивающимися желтовато-синевато-серыми и серыми вулканомиктовыми песчаниками, часто имеющими тонкоплитчатую до листоватой отдельности, конгломератами, туфами смешанного состава — агломератовыми и лапиллиевыми. Встречаются маломощные (до первых метров) потоки лав андезитов и андезито-базальтов с шаровой отдельностью. Между туфами и вулканомиктовыми песчаниками наблюдаются постепенные переходы. Состав слагающего их кластического материала одинаков. Взаимные фациальные замещения указанных пород наблюдаются на расстоянии 10÷50 м.

Отдельные выходы туфов и терригенно-осадочных пород в виде «окон» обнажаются в приводораздельной части хр. Магнитный в его северной части среди брекчиевых лав андезито-базальтов.

*Средняя пачка* — потоки лавы андезито-базальтов и андезитов. Она залегает в приводораздельной части хр. Магнитный на участке от ск. Сфинкс до его северного окончания без видимого несогласия с описанной выше осадочно-вулканогенной пачкой. Андезиты и андезито-

базальты образуют здесь единую с нижележащей пачкой моноклиаль с пологим (до 15÷30°) наклоном пород к западу, усложненную дислокациями более высокого порядка, и поэтому взаимное стратиграфическое положение пачек определяется четко и однозначно. Средняя пачка имеет ступенчатое строение; вероятно, отдельные уступы соответствуют отдельным потокам. Мощность их до 5÷7 м.

Сложена она серыми с буровато-зеленоватым оттенком андезитами и андезито-базальтами, миндалекаменными. Характерна подушечная и глыбовая отдельность; первая чаще встречается в нижней части разреза, вторая — в верхней. Подушечные обособления достигают 3÷5 м в поперечнике. Они, в свою очередь, характеризуются более мелкой призматической и глыбовой отдельностью с размером обособлений до 0,2÷0,3 м. Судя по замерам подушечной и плитчатой отдельности и ориентировке уплощенных миндалин, которые, как правило, параллельны плоскостям плитчатой отдельности, потоки в общем полого наклонены к югу и юго-востоку: аз. пад. 135÷220° и 270°, ∠15÷25°, т. е. они как бы растекаются к юго-западу вдоль гребня и по склонам водораздела в обе стороны. Мощность лав около 35÷40 м.

Серия потоков подушечных и глыбовых лав андезито-базальтов и андезитов наблюдается также над бухтами Ливадия и Гравийная в крупной циркообразной депрессии и на ее склонах. Судя по часто меняющемуся как по крутизне, так и по направлению наклону подушечной и матрацевидной отдельности, в привершинной части имеются многочисленные субвулканические тела. Ниже наклон потоков более однороден — согласно с направлением склона на восток с отклонением к северо-востоку 75° и юго-востоку 140°, угол от 10÷20° до 30÷45°. В нижней части склона описываемые потоки

резко несогласно перекрывают сходные по составу образования верхней пачки нижней ассоциации, которые образуют наклоненную к западу и северо-западу моноклиаль. Мощность этой серии около 60÷80 м. Потоки лав средней пачки веерообразно расходятся от центра, находящегося на северном окончании хр. Магнитный. Здесь намечается жерловина, характеристика которой будет приведена при описании структур.

*Верхняя туфовая пачка* выделяется в привершинной части хр. Магнитный. В северной его части она перекрывает нижележащую пачку лав андезито-базальтов в виде отдельных останцов. В 200 м к северо-востоку от ск. Сфинкс образует сравнительно обширное поле, под которое погружаются нижележащие потоки, а южнее скалы непосредственно налегает на нижнюю терригенно-вулканогенную пачку. Эта пачка — самый верхний элемент разреза хр. Магнитный. В ее составе преобладают агломератовые и лапиллиевые туфы трахиандезитов, андезитов, дацитов; в подчиненном количестве встречаются потоки пузыристых андезитов и дацитов незначительной (до нескольких метров) мощности. В основании верхней части разреза мощностью до 20÷25 м местами появляются прослои вулканомиктовых песчаников и четкая слоистость; при этом уменьшается роль грубообломочных и агломератовых туфов.

В верховье ущ. Гяур-Бах, на его правобережье, намечается следующая зональность с северо-запада на юго-восток: лапиллиевые туфы, полого (до 20°) наклоненные на северо-запад, сменяются агломератовыми разностями, слагающими ряд останцов и залегающими ниже; падение их — в том же направлении, но значительно круче (до 40°). В нижней части разреза, вероятно, соответствующей уже нижней пачке, встречаются среди агломератовых и лапиллиевых туфов

слоистые вулканогенно-осадочные породы. Они залегают на глыбовых лавах андезитов и андезито-базальтов, относящихся к верхней пачке нижней ассоциации.

Схематический разрез верхней туфовой пачки средней ассоциации в районе ск. Сфинкс (снизу вверх):

1. Туфы трахиандезитов лапиллиевые, голубоватого и желтоватого цвета, с отдельными глыбовыми включениями андезитов. Мощность более 30 м.

2. Агломератовые туфы трахиандезито-дацитов. Мощность более 15 м.

Мощность пачки в данном разрезе превышает 45 м.

В северной части хр. Магнитный, в 300 м к северо-востоку от ск. Сфинкс потоки андезито-базальтов и андезитов средней пачки перекрыты слоистыми лапиллиевыми туфами трахиандезитов, вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами. Они, вероятно, сменяют по простиранию массивные агломератовые туфы, расположенные к юго-западу. Мощность их здесь не более 10 ÷ 15 м.

Пачка туфов венчает разрез вулканических образований в хр. Магнитный.

В хр. Кок-Кая эти породы также широко распространены. Здесь они залегают на отложениях нижней ассоциации (верхней или нижней пачек) и перекрыты многочисленными, но разрозненными потоками своеобразных стекловатых трахиандезитов и трахитов.

На северных отрогах хр. Кок-Кая верхняя пачка туфов налегает непосредственно на породы нижней пачки нижней ассоциации, при этом между ними [72] наблюдается отчетливое азимутальное несогласие.

1. В основании пачки — пласт своеобразных тонкополосчатых светло-серых алевропсаммитовых туфов, содержащих до 30 % глыб дацитов и андезитов размером до нескольких десятков сантиметров, объединяющихся в нечеткие слои. В породах — следы сваривания и зачаточной флюидалности. Местами они имеют призматическую отдельность. Мощность до 2 м.

2. Внизу — горизонт 0,2 ÷ 0,3 м туфов (брекчированных дацитов?). Выше — алевропсаммитовые туфы (?), сменяющиеся по простиранию тонкополосчатыми светло-серыми с синеватым оттенком дацитами. Мощность этого пласта 0,2 ÷ 2 м.

3. Агломератовые туфы среднего — кислого состава, с маломощными потоками дацитов слагают обрывистые стенки высотой до 25 ÷ 35 м; местами срезают пласт 2.

Такой разрез выдержан и прослеживается вдоль северо-восточного уступа хр. Кок-Кая на 250 м.

На западных, сравнительно выположенных склонах хр. Кок-Кая наблюдаются пачки агломератовых туфов зеленовато-желтой, иногда пестрой окраски. Мощность их незначительна — до первых десятков метров; местами под ними «просвечивают» глинистые сланцы и пелитоморфные известняки условно позднекембрийского возраста. Среди них встречаются тонкие (до 4 см) линзы псаммитовых слоистых туфов, но в целом слоистость не характерна.

На юго-западном склоне хр. Кок-Кая (к югу и юго-западу от одноименной вершины), на сравнительно сглаженном участке склона, имеющего вид амфитеатра, развиты лапиллиевые туфы трахиандезитов — дацитов желтоватого цвета, с хорошо выраженной плитчатой отдельностью, ориентированной по аз.  $210^\circ$ ,  $\angle 30 \div 35^\circ$  (по склону).

В северной части западного склона хр. Кок-Кая агломератовые туфы преобладают и слагают в общем однородную пачку. Но местами породы приобретают плитчатую до тонкоплитчатой отдельность, характерную для линз (прослоев) мелкообломочных пород. Согласно системе трещиноватости, обуславливающей плитчатую отдельность, в прилегающих пластах более грубообломочных туфов вытянуты многочисленные каверны, некоторые из которых достигают  $(1,0 \times 0,7) \text{ м}^2$ , а также мелкие гравки и уступы. Все эти элементы отражают, вероятно, чередование пород различной устойчивости и со-

ответственно подчеркивают грубую слоистость пирокластической пачки. В верхней части разреза среди туфов зафиксированы отдельные потоки дацитов мощностью до 3 м.

В привершинной северной области хр. Кок-Кая верхняя часть разреза пачки представлена лапиллиевыми и агломератовыми туфами зеленовато-серого цвета с линзами мощностью до первых сантиметров тонкослоистых, отсортированных, темно-серых до черных вулканомиктовых песчаников. Глыбы андезитов иногда образуют гнезда.

*Верхняя пачка потоков стекловатых трахиандезитов* — самый верхний элемент средней ассоциации. Она наиболее полно представлена в хр. Кок-Кая. Для остальной территории больше характерны локальные скопления коагматических субвулканических тел и, возможно, короткие маломощные потоки. Как показывают наблюдения на северном склоне хр. Кок-Кая, между туфовой пачкой и описываемой существуют постепенные переходы. Вверх по разрезу увеличивается мощность потоков трахиандезитов и частота их повторяемости. Это можно проиллюстрировать следующим схематическим разрезом (снизу вверх):

1. Черные стекловатые афировые трахиандезиты. Мощность (видимая) 4 м.

2. Агломератовые туфы смешанного состава — 5 м.

3. Желтовато-зеленоватые трахиандезиты, пузыристые, с глыбовой, призматической и шаровидной отдельностью. Мощность 7 ÷ 10 м.

4. Гравийные туфы с бомбами до 0,5 м в поперечнике синевато-серых андезитов. Местами бомбы образуют шлировые скопления, где составляют до 50 % и более объема породы. Мощность 5 ÷ 7 м.

5. Туф (гиалокластит?) стекловатого трахиандезита, состоящий из обломков размером 5 ÷ 20 см, погруженных в псаммо-гравийную массу того же состава, количество которой достигает 40 ÷ 50 %. В верхней части пласта обломки более грубые. Этот неясногубослоистый поток выполняет древнюю долину (выраженную и в современном рельефе в виде депрессии) шириной около 20 м. Мощность 4 ÷ 6 м.

6. Поток пузыристых порфировых трахиандезитов с мелкой перлитовой, скорлупчатой и более крупной подушечной и матрацевидной отдельностью (с обособлениями  $(3\div 5) \times (1\div 2)$  м<sup>2</sup>). Она ориентирована согласно с напластованием. Видимая мощность  $3\div 5$  м.

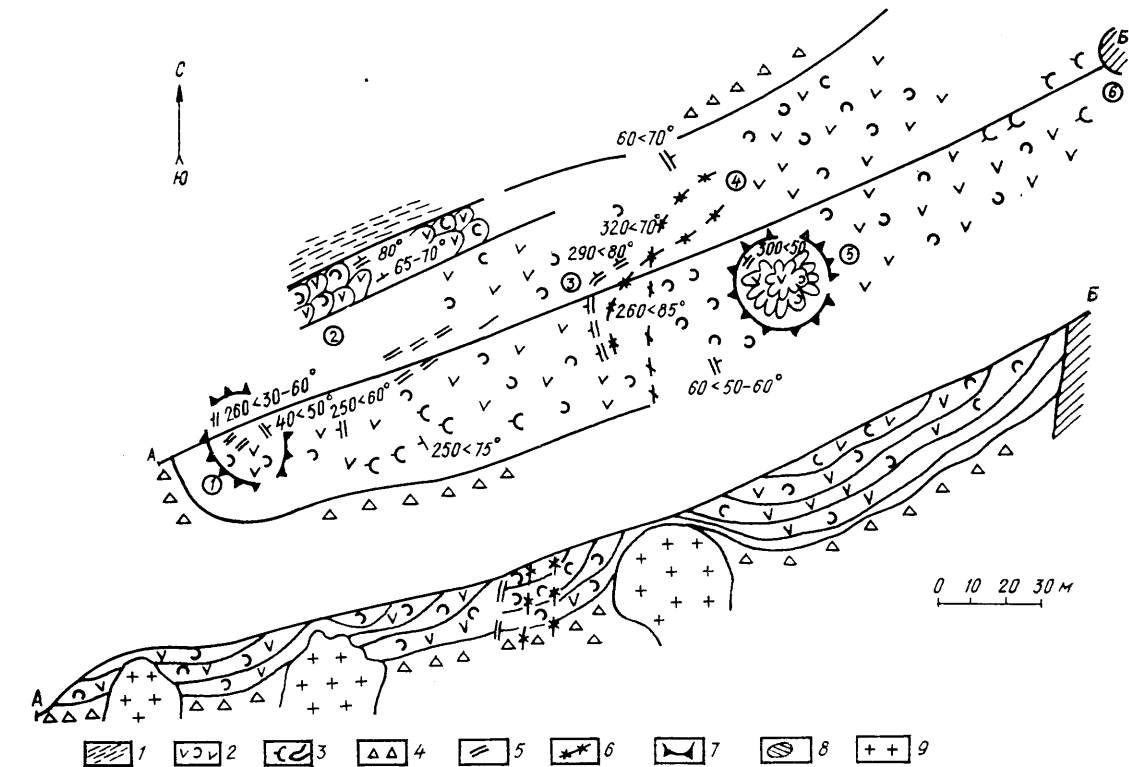
Общая мощность этой части разреза  $28\div 40$  м.

Отдельные потоки стекловатых андезитов несогласно перекрывают нижележащие туфы. Такие соотношения скорее всего обусловлены положением близ новых формирующихся центров извержений.

Надо отметить, что отдельные линзы (потоки) брекчий стекловатых андезитов появляются иногда еще в нижней части разреза верхней туфовой пачки. Это отмечено на северных склонах хр. Кок-Кая, где брекчии стекловатых трахиандезитов встречены у ее нижнего контакта или несколько выше ( $3\div 4$  м) по разрезу.

Наиболее мощные и «представительные» потоки стекловатых андезитов выделяются в самом верху разреза. Один из них прослеживается в субширотном (западном) направлении от вершины Кок-Кая (рис. 8, 9). Он сопровождается многочисленными субвулканическими телами сходного состава.

Здесь выделяется несколько вытянутое по склону (в субширотном направлении) понижение в виде амфитеатра, окаймленное скалами от нескольких до  $10\div 15$  м высотой. У подножия склона — в центральной части амфитеатра, в ряде скальных выходов (рис. 8, 1) — лавы и брекчии синевато-серых стекловатых трахиандезитов. По трещинам, обуславливающим плитчатую отдельность и являющимся, вероятнее всего, пластовыми, вырисовывается куполовидная складка с размахом крыльев до первых десятков метров, несколько вытянутая в север — северо-западном направлении, т. е. поперек склона. Между упомянутыми скальными выходами, расположенными на разных крыльях складки, в центральной ее части — те же стекловатые трахиан-



дезиты и их брекчии, но интенсивно насыщенные прожилками кальцита и халцедона, преимущественно субширотного направления, здесь же сеть «покрученных» даек мощностью  $0,2\div 0,4$  м, стекловатых брекчированных и гидротермально измененных трахиандезитов и дацитов.

Вдоль северо-западного ограничения серии потоков — очень крупные, высотой до  $20\div 25$  м скальные выходы стекловатых и афанитовых порфировых андезитов (рис. 8, 2), прослеживающихся на расстоянии около 80 м. На этом «крыле» четко выражена система регулярно повторяющихся трещин через  $1\div 2$  м, круто ( $65\div 80^\circ$ ) наклоненных на север — северо-запад ( $310\div 350^\circ$ ); им соответствует матрацевидная отдельность. Эта система трещин разделяет и более крупные бло-

Рис. 8. Схема сложного потока стекловатых андезитов, трахиандезитов в плане и в разрезе:

1 — зоны трещиноватости и гидротермальных преобразований (хлоритизация, кремнеение, карбонатизация); 2 — стекловатые андезиты и трахиандезиты; 3 — матрацевидная отдельность; штрихами показано направление напластования «оплывин»; 4 — туфы среднего и кислого состава с отдельными потоками лав андезитов; 5 — зоны трещин; 6 — зоны даек среднего и кислого составов, кварц-карбонатных прожилков; 7 — границы куполовидных структур; 8 — жерловина (некк); 9 — субвулканические тела

ки шириной до  $8\div 10$  м. С север — северо-запада группа останцов ограничена зоной трещиноватости, простирающейся по аз.  $80\div 90^\circ$ . Трещины через  $1\div 5$  м выполнены жилами карбонатов и цеолитов мощностью  $0,02\div 0,05$  м. Иногда прожилки группируются в зоны мощностью до  $1\div 2$  м, выделяющиеся белесой окраской.

Ближе к вершине (рис. 8, 3) структура серии потоков тех же стекловатых



Рис. 9. Матрацевидная отдельность в стекловатых андезитах и трахиандезитах в хр. Кок-Кая

андезитов и трахиандезитов значительно усложняется сетью даек андезитов и дацитов (как и в нижней части склона). Здесь характерны дуговые изгибы наиболее хорошо выраженной системы трещин (падение их изменяется от северо-западных на севере до юго-западных — на юге). Примерно так же изгибается (рис. 8, 4) отпрепарированная в виде гривки дайка стекловатых трахиандезитов с перлитовой отдельностью и наложенная на нее и параллельная ей зона дробления этих пород, сцементированных цеолитовым и халцедоновым агрегатом, количество которого достигает 50÷60 % объема породы, а также сопутствующие им дайкообразные и линзообразные тела дацитов. Эти дуговые зоны даек и повышенной трещиноватости окаймляют изометричное тело до 25÷30 м в поперечнике, сложенное лавами и брекчиями афанитовых и стекловатых трахиандезитов, имеющее, судя по периклинальному залеганию матрацевидной отдельности, куполовидную форму. Оно очень четко выделяется в ландшафте по текстурным и структурным особенностям (рис. 8, 5). К северо-западу от него в стекловатых лавах видна полосчатость с крутым наклоном на северо-восток (60°). Эта по-

лосчатая зона прослеживается по аз. 290÷300°, возможно, фиксируя радиальные дайки, связанные с формированием купольной структуры. В ней по перегибу отдельности фиксируется ряд мелких куполов.

В серии останцов вдоль юго-восточного ограничения потоков также хорошо виден по матрацевидной отдельности их общий наклон в западном направлении.

Основная жерловина, из которой излились потоки стекловатых андезитов и трахиандезитов общей мощностью до 20÷30 м, располагается, очевидно, у привершинной части г. Кок-Кая. В восточных обрывах здесь обнажается субвулканическое штокообразное тело, выделяющееся по призматической отдельности, хорошо видимой при наблюдениях со стороны моря (с северо-востока). А на самом водоразделе — скальные выходы черных брекчированных стекол трахиандезитов с глыбовой отдельностью. Характерна также матрацевидная отдельность: языки лавы мощностью от 2÷3 до 4÷5 м как бы наползают друг на друга, подчеркивая сложность строения потока и многостадийность его формирования (рис. 9).

Таким образом, серия потоков стекловатых трахиандезитов имеет общую протяженность около 300 м при ширине 70÷80 м. Первичное их залегание усложнено многочисленными побочными центрами извержений и куполовидными, дайкоподобными и других форм субвулканическими телами. Возможна повышенная концентрация последних вдоль осевой зоны, что привело к его усиленной денудации в центральной части.

Отдельные небольшие потоки стекловатых трахиандезитов протяженностью до первых десятков метров, отходящие от мелких нежков, наблюдались и в районе высоты 319,1 м.

Будучи ограниченными по площади и, как правило, разобщенными друг от

друга, обладая своеобразными текстурными и структурными особенностями, потоки стекловатых трахиандезитов легко оконтуриваются как геологические тела. Последние очень важны для расшифровки общей структуры хр. Кок-Кая.

Общая мощность верхней существенно трахиандезитовой пачки достигает 50÷70 м.

В западной части хр. Береговой (в хребтах Кара-Агач и Хоба-Тепе) строение средней ассоциации довольно однородно, и расчленить ее на отдельные пачки нельзя. В верхних частях береговых обрывов на сравнительно слабо нарушенных участках повсеместно видно, что алгомератовые и лапиллиевые туфы с линзами вулканомиктовых конгломератов, песчаников, алевролитов залегают выше верхней пачки нижней ассоциации без видимых несогласий или со структурными несогласиями.

Так, в 50÷70 м восточнее ск. Левинсона-Лессинга на брекчиевые лавы и агломератовые туфы нижней ассоциации налегают:

1. Агломератовые желтовато-зеленые туфы с линзами синевато-серых пепловых туфов и вулканомиктовых песчаников с маломощными (до 1 м) потоками миндалекаменных трахиандезитов. Мощность 13,5 м. Эта часть разреза по наличию слоистых терригенных образований с определенной долей условности может быть сопоставлена с нижней пачкой хр. Магнитный.

2. Серые с зеленоватым и желтоватым оттенком агломератовые туфы смешанного состава, не слоистые. Характерны шпировые (гнездовидные) скопления глыб трахиандезитов и дацитов. Местами наблюдается ориентировка глыб (преимущественно призматической формы) параллельно друг другу с простиранием на северо-запад (300°). В этом же направлении простираются слабо выраженные гривки и разделяющие их ложбинки шириной до 1÷3 м, соответствующие отдельным слоям или пачкам различной компетентности. Мощность 25÷26 м.

3. Светло-серые и желтовато-серые дациты с глыбовой, местами близкой к шаровой отдельностью. Мощность 10,8 м.

4. Глыбовые лавы андезитов и трахиандезитов. В верхней части между глыбами в значи-

тельных количествах появляется кластический гравийно-псаммитовый материал. Мощность около 36 м.

5. Желтовато-серые агломератовые туфы смешанного состава. Мощность около 18,0 м. Расчленены зоной брекчирования, вмещающей дайки дацитов.

6. Глыбовые лавы трахиандезитов, местами нечеткая подушечная отдельность с размером соответствующих обособлений до 5 м в поперечнике. Этот выход в виде стенки, простирающейся по аз. 10°, представляет собой, видимо, дайку.

Общая мощность описанной части разреза 103÷105 м.

Принципиально сходный разрез наблюдается и в 150 м восточнее описанного:

1. В основании залегает пачка туфов с прослоями слоистых терригенных пород мощностью до 10÷15 м. Она выделяется в виде участка сравнительно сглаженного склона.

2. Глыбовые лавы лейкократовых трахиандезитов и дацитов с линзами агломератовых туфов. Мощность 15—20 м.

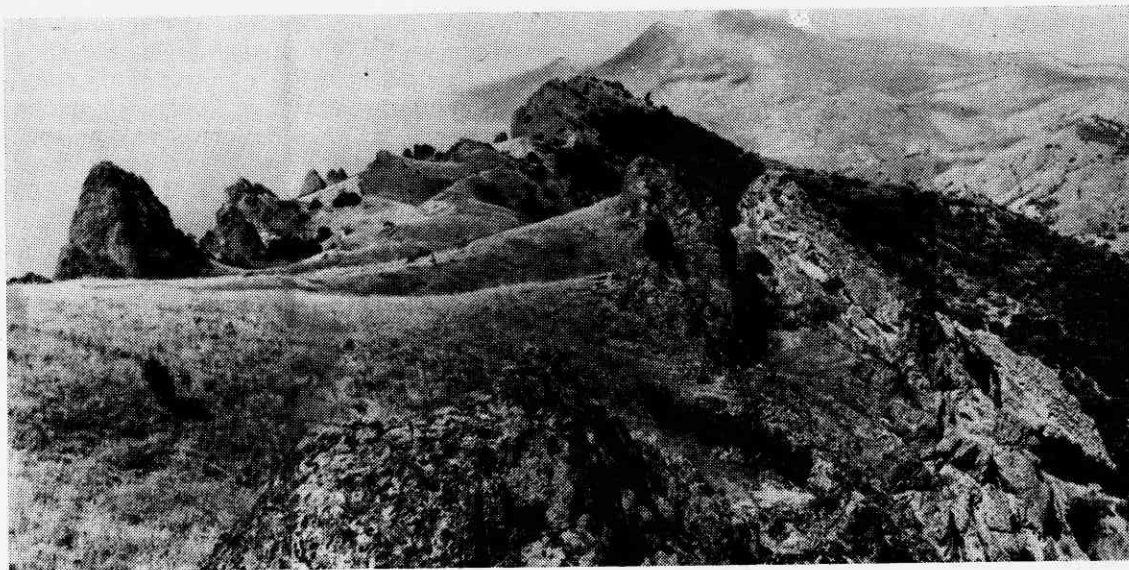
3. Агломератовые и лапиллиевые туфы с карверозной поверхностью, смешанного состава, массивные, неслоистые. Мощность 10÷12 м.

4. Агломератовые и лапиллиевые туфы смешанного состава, светло-серые с голубоватым и желтоватым оттенком. Крупность и количество глыбового грубокластического материала уменьшается снизу вверх.

В нижней части — многочисленные дайки дацитов, выделяющиеся в виде гривок среди туфов. Мощность около 40 м.

Общая мощность в данном пересечении около 75÷87 м.

Сопоставляя два приведенных разреза, можно видеть их общее сходство по составу пород, в преобладании пирокластических продуктов над лавами, появлении в нижней части пачки туфов с прослоями осадочно-терригенных пород. Вместе с тем в деталях они существенно различаются; отдельные пересечения лав и туфов не коррелируются в выдержанные слои, что свидетельствует о сильной фациальной изменчивости разреза и быстром выклинивании по простиранию отдельных геологических тел. Такой тип разреза прослеживается в обрывах хр. Кара-Агач вплоть до хр. Хоба-Тепе.



Общей закономерностью для разрезов средней ассоциации является появление заметного количества слоистых лапиллиевых туфов и вулканомиктовых песчаников в их верхних частях — в привершинной части хр. Кара-Агач, где они образуют щетки и выделяются по тонкоплитчатой отдельности, слагая отдельные пласты и линзы мощностью до 3÷5 м. На этих породах развит сравнительно сглаженный, выровненный куэстовидный рельеф (рис. 10). Выделяются три гряды гривок и останцов, субпараллельных общему направлению водораздела, для которых характерен более разнообразный состав пород, усложнение их залегания, наличие значительного количества субвулканических тел.

В северной части хр. Кара-Агач и Хоба-Тепе образования средней ассоциации контактируют с отложениями келловейского яруса и более древними; чаще контакты между ними — тектонические и сопровождаются сериями даек и интенсивными дислокациями пород.

В водораздельной части хр. Кара-

Рис. 10. Водораздельная часть хр. Кара-Агач

Агач со стороны б. Туманова в зоне интенсивных дислокаций, где представлена верхняя часть разреза ассоциации, появляются в значительном количестве тела стекловатых андезитов и трахиандезитов, сходных с развитыми в хр. Кок-Кая. Большую часть из них мы относим к дайкам, хотя совершенно не исключается наличие потоков.

В районе хр. Хоба-Тепе мощность образований средней ассоциации достигает 200÷250 м. Здесь увеличивается количество лав в разрезе, о чем предположительно можно судить по фрагменту лавово-пирокластической пачки в верховьях б. Туманова (см. цветное фото). Поток глыбовых лав трахиандезитов имеет мощность до 10 м. Он перекрывается желтовато-серыми лапиллиевыми до агломератовых туфами среднего — кислого состава, часто тонкоплитчатыми. Слои наклонены по склону: аз. пад. 240°,  $\angle 15\div 20^\circ$ . Видимая мощность туфов в обнажении до 7 м.

В массиве гор Святая — Малый Карадаг породы средней ассоциации развиты в западной его части. Здесь имеются лишь отдельные фрагментарные разрезы, по которым можно судить о сходстве ее строения с районом хребтов Кара-Агач и Хоба-Тепе. В ее составе преобладают агломератовые и лапиллиевые туфы смешанного состава (андезитов — трахиандезитов — дацитов), встречаются потоки миндалекаменных трахиандезитов и дацитов. Лаво-пирокластические пачки, сформированные в результате извержения из отдельных жерловин, слившись и наслоившись друг на друга, образовали в общем полого залегающее тело, усложненное многочисленными перегибами и дислокациями, связанными с наличием жерловых и субвулканических тел.

Породы средней ассоциации залегают на довулканических образованиях средней и верхней юры и на нижней пачке нижней ассоциации. Суммарная их мощность не превышает 30 ÷ 50 м.

Локально (восточнее дайки Большая Стена) встречаются развалы и отдельные коренные выходы глыбовых лав стекловатых плагиоклазовых гиалоандезитов и трахиандезитов, сходных с широко развитыми в районе хр. Кок-Кая. Большинство из них слагают дайкообразные тела, выделяющиеся в виде грибок, простирающихся по аз. северо-запад

330°, но не исключено существование маломощных непротяженных потоков.

Составной частью образований средней ассоциации является богатый набор комагматических субвулканических тел дацитов, трахиандезитов, андезитов, редко — андезито-базальтов. Морфология и структурное их положение будут охарактеризованы при характеристике структур.

**Верхняя ассоциация**, к которой мы вслед за исследователями [23, 31] относим изверженные и субвулканические образования риолитового и риолито-дацитового состава, слагает г. Святая и ее склоны. Изверженные породы этой ассоциации залегают на средне- и верхнеюрских известково-терригенных породах, а также на отложениях средней ассоциации. Комагматические субвулканические тела прорывают туфы и лавы трахиандезитов и повсеместно содержат последние в виде ксенолитов. Отдельные дайки кислого состава встречаются среди образований нижней и средней ассоциации в западной части массива гор Святая — Малый Карадаг и в хр. Береговой. Все эти данные однозначно свидетельствуют о формировании риолито-дацитовых вулcano-плутонических образований на заключительных этапах магматической деятельности.

Верхняя ассоциация представлена

флюидалными лавами и лавовыми брекчиями риолитов и риолито-дацитов, агломератовыми и лапиллиевыми туфами, брекчиями кислого состава, часто спекшимися, которые сложно чередуются между собой и более древними породами. Сравнительно плохая обнаженность затрудняет выделение отдельных геологических тел, определение их морфологических особенностей и других параметров, изучение их соотношений. Однако и по фрагментарным сведениям можно довольно уверенно считать, что в районе г. Святая развиты многочисленные субвулканические тела риолитов и риолито-дацитов (дайки, купола, штоки, субпластовые залежи, сложно переплетающиеся между собой) и сопутствующие им отдельные потоки и пласты лав и туфов соответствующего состава. Последние имеют незначительную мощность (видимо, не превышающую первых десятков метров) и ограниченное площадное развитие — об этом свидетельствуют, в первую очередь, частые выходы среди этих пород осадочных образований довулканического основания или магматических пород более ранних ассоциаций.

Широко развиты в районе г. Святая (преимущественно на ее северных склонах) специфические, гидротермальные измененные морденитовые породы — трассы.

## Глава 4

### КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ, ФОРМАЦИОННАЯ И ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КАРАДАГСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА



Довольно полная и разносторонняя петрохимическая и петрографическая характеристика магматических пород Карадага имеется в работах Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой [30—32], В. И. Лебединского [23, 24, 27—29] и др. Это избавляет нас от необходимости специальных детальных исследований вещественного состава магматического комплекса. Вместе с тем, ряд обстоятельств не позволяет ограничиться простой ссылкой на указанные работы. Среди них основные:

1. Мы пришли к выводу о целесообразности применения одинарной номенклатуры для пород карадагского вулканоплутонического комплекса. В связи с переходом на общепринятую петрографическую терминологию [35, 57] возникает необходимость увязки наименований пород, содержащихся в работах предшествующих исследователей [23, 31, 33] и настоящей. Это позволяет использовать для наших построений богатейший материал по составу магматических пород, содержащийся в указанных публикациях, избежав многих излишних повторений.

2. В последнее время нами и другими исследователями получены новые материалы о химическом составе магматических пород, их структурных и текстурных особенностях, взаимоотношениях как между собой, так и с осадочными образованиями, которые во многом дополняют имеющиеся данные [23, 31, 33],

несут дополнительную информацию об условиях и последовательности их формирования.

3. Со времени возникновения горные породы Карадага претерпели неоднократные изменения (диагенез, метаморфизм, брекчирование, гидротермальные преобразования и др.), что делает иногда их диагностику весьма проблематичной и неоднозначной. Поэтому мы сочли необходимым остановиться на этих вопросах при характеристике конкретных труднодиагностируемых пород, надеясь, что эти сведения будут полезны в будущем исследователям не только Карадага, но и других вулканических районов.

#### КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА ВУЛКАНИТОВ КАРАДАГА

Вопросы классификации и номенклатуры изверженных пород являются объектами дискуссии и в настоящее время [14, 22, 69].

Исторически сложилось так, что для Карадага во всей имеющейся литературе применяется двойная номенклатура. Рассмотрим целесообразность такого подхода именно к этому геологическому объекту.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Е. Н. Дьяконова-Савельева [31], вводя двойную петрографическую номенклатуру для пород Карадага, считали, что кайнотипные и палеотипные породы имеют различный

возраст и соответственно слагают различные обособленные геологические тела. В подобной ситуации, особенно при наличии резких различий между палеотипными и кайнотипными породами, такое разделение выглядит оправданным, так как способствует четкому разграничению геологических объектов и соответственно выработке правильных представлений о структуре района.

Однако представления о разновозрастности кайнотипных и палеотипных пород в дальнейшем не подтвердились.

Для карадагского вулканоплутонического комплекса В. И. Лебединский [23] установил теснейшую пространственную связь пород андезитового и базальтового ряда (вплоть до вулканических стекол) с палеотипного облика породами, относимыми к порфиритам, спилитам и кератофирам; эти же породы тесно ассоциированы и хронологически, практически одновозрастны или же разных временных уровней. Он пришел к выводу, что различия между кайнотипными и палеотипными породами обусловлены не столько неодинаковой историей горных пород после их образования, сколько различными условиями в момент их становления. По этому автору, время формирования вулканогенной толщи Карадага в геологическом масштабе очень короткое — поздний байос, а кайнотипные и палеотипные породы образовались одновременно и связаны друг с другом постепенными переходами. Казалось бы, о каких тогда «молодых» и «древних» породах может идти речь? Но, несмотря на это, В. И. Лебединский считает возможным сохранение двойной номенклатуры, обосновывая это тем, что «...кайнотипные и палеотипные породы, хотя и могут образовываться в сходной тектонической обстановке, но даже в этом случае они возникают в различных условиях (например, в наземных и под-

водных условиях, а если только в подводных, то на разных глубинах и т. д.)» [23, с. 78].

Однако это вряд ли так: различная степень альбитизации плагиоклазов и девитрификации стекла часто наблюдается в пределах одного шлифа в соседних зернах, что свидетельствует, скорее всего, о метаморфических преобразованиях, протекающих и неравномерно проявляющихся даже на микроуровне. Это подтверждается исследованиями В. Г. Кориневского [19], который на примерах многих районов СССР убедительно показал, что альбитизация пород, сопровождающаяся образованием эпидота, хлоритизацией пироксенов и вулканического стекла, разложением титаномагнетита, захватывает как эффузивные (с различными структурно-текстурными особенностями), так и интрузивные породы, приурочиваясь к определенным зонам повышенной проницаемости, и является следствием метаморфизма.

Таким образом, применение в данном конкретном случае (для Карадага) двойной номенклатуры не способствует четкости и ясности изложения материала, пониманию геологической структуры района, а скорее вносит путаницу и неопределенность в представления о вещественном составе геологических тел, которые на макроуровне представляют собой сложное и теснейшее переплетение кайно- и палеотипных пород; выделение «чистых» тел, сложенных теми или иными породами, на этом уровне невозможно.

Последними решениями Петрографического комитета [35] рекомендовано применение одинарной номенклатуры. На этих основополагающих позициях построены многочисленные новые обобщающие работы по магматическим формациям территории СССР или отдельных крупных регионов нашей страны [2, 35]. Это тоже склоняет к отказу от двой-

ной терминологии, так как в противном случае затрудняется сопоставление формаций и комплексов отдельных регионов.

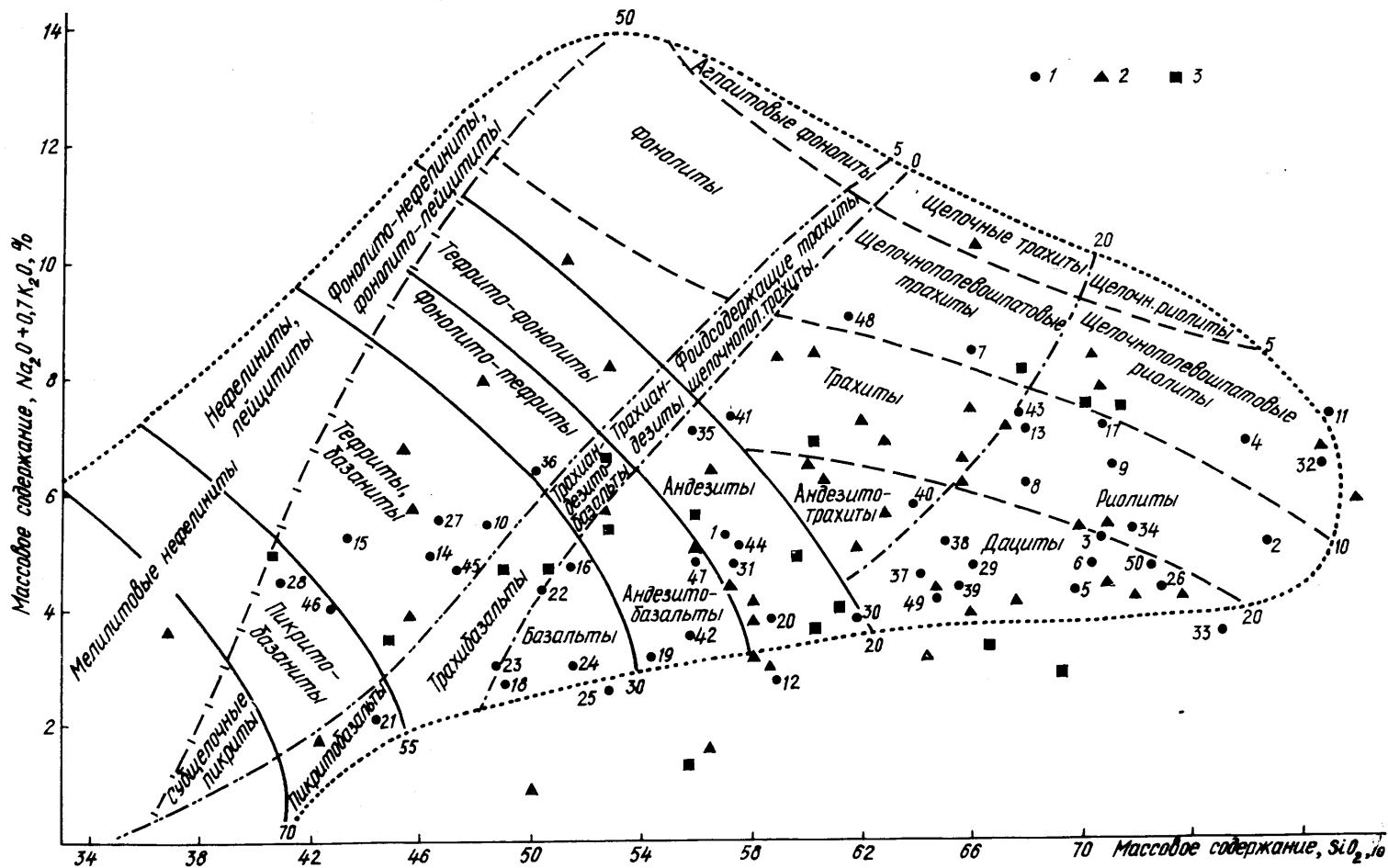
#### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ КАРАДАГСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Обобщение многочисленных химических анализов пород карадагского вулканоплутонического комплекса (рис. 11, 12) показывает, что они относятся к известковой серии, характерной для орогенических формаций островных дуг [2]. Породы представлены по преимуществу андезитами, андезито-базальтами, трахиандезитами, дацитами, риолито-дацитами и риолитами с отклонениями некоторых разновидностей до базанитов, трахитов.

При их сопоставлении с наименованиями пород по двойной номенклатуре [23, 31] оказывается, что часто между ними не устанавливается однозначных соотношений. Так, довольно неопределенные и расплывчатые различия существуют между порфиритами и оксипорфиритами [23], с одной стороны, и кератофирами и оксикератофирами — с другой. Как показывают сопоставления, те и

Таблица 1. Корреляция наименований пород Карадага

По одинарной номенклатуре (применяемой в данной работе)	По двойной номенклатуре [23]
Андезиты, трахиандезиты, андезито-базальты Андезито-базальты, базальты Андезиты, трахиандезиты, дациты Андезиты, андезито-базальты до базальтов Андезиты	Андезиты, андезито-базальты Микродиабазовые порфириты Порфириты и оксипорфириты Спилитовые порфириты
Дациты	Кератоспилитовые порфириты Кератофиры и оксикератофиры



другие могут соответствовать андезитам, трахиандезитам, дацитам. Это приводит к тому, что одинаковые по химизму породы часто получают различные названия, и наоборот: одинаковые по номенклатуре породы имеют различный состав.

Тем не менее, учитывая то, что В. И. Лебединским проведено наиболее полное и глубокое петрографическое и петрохимическое изучение пород [23, 24, 27, 28, 29] Карадага, мы в своих построениях опираемся в основном на эти дан-

ные. Чтобы избежать излишних повторений и наиболее полно использовать имеющиеся данные о составе пород, возникает необходимость все же провести корреляцию применяемых терминов, хотя, как уже отмечалось, она не всегда оказывается однозначной (табл. 1).

Основные петрохимические характеристики вулканических пород Карадага определялись нами по методике, предложенной Н. А. Румянцевой [57], а также по традиционной методике А. Н. Заварицкого [12]. При этом необходимо

Рис. 11. Классификационная диаграмма магматических пород карадагского вулcano-плутонического комплекса (по Н. А. Румянцевой).

Точки пород по данным химических анализов: 1 — авторов, 2 — В. И. Лебединского и Н. Н. Макарова [23], 3 — Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой [31]

учесть, что во многих химических анализах (табл. 2) процентное содержание  $SiO_2$  может быть в одних случаях значительно занижено за счет их сильной измененности вторичными процессами с интенсивным привнесом  $CO_2$ , количество которого достигает 5,28%, и больших

Таблица 2. Химический состав пород карадагского вулcano-плутонического комплекса

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	56,62	75,91	70,50	75,28	68,96	69,89	65,70	67,30	70,61	48,23	78,16	58,21
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,11	8,72	0,22	0,06	0,38	0,33	0,27	0,27	16,35	5,45	10,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,60	9,77	9,66	11,97	7,14	7,35	11,87	5,78	10,29	8,61	5,46	9,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,00	0,20	0,80	0,20	0,60	0,60	1,80	6,59	6,19	3,81	1,01	0,22
FeO	2,51	1,62	2,51	1,25	3,05	3,05	3,05	0,54	0,20	5,56	1,25	5,20
MnO	0,18	0,01	0,07	0,03	0,03	0,06	0,08	0,06	—	0,14	0,01	0,16
MgO	—	—	0,40	—	2,82	3,23	3,23	4,03	2,42	1,61	—	0,20
CaO	8,82	2,56	0,28	—	1,71	1,14	3,13	4,414	1,14	1,71	—	0,85
Na <sub>2</sub> O	3,47	4,26	3,42	1,38	3,18	2,22	7,13	3,23	5,80	2,19	6,37	2,06
K <sub>2</sub> O	2,00	1,10	2,26	7,38	1,10	3,33	1,56	3,73	0,20	4,46	0,80	0,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	—	0,14	—	—	—	0,23	0,36	0,07	0,19	0,12	0,14

Окончание табл. 2

Оксид	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
SiO <sub>2</sub>	72,02	46,41	40,55	65,41	61,00	56,71	77,73	74,10	70,86	55,33	49,51	63,68
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,57	0,49	0,49	0,41	0,98	0,11	0,11	0,11	1,36	0,90	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,48	15,49	15,37	15,56	14,92	15,65	11,39	10,22	12,43	17,76	16,36	14,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	4,17	1,93	3,53	4,17	5,77	0,47	0,34	0,54	3,61	3,15	2,58
FeO	1,80	3,59	4,31	2,16	1,80	1,59	0,28	0,55	0,76	4,88	5,74	3,22
MnO	0,04	0,06	0,08	0,06	0,06	0,14	0,01	0,04	0,04	0,12	0,15	0,11
MgO	0,81	6,10	4,64	1,21	2,62	2,34	0,18	0,36	0,32	4,12	3,19	2,23
CaO	5,12	7,96	13,94	4,27	4,84	7,17	1,00	1,68	1,31	1,31	6,55	4,43
Na <sub>2</sub> O	3,29	2,38	4,33	3,23	3,00	3,52	3,24	2,40	4,24	6,60	5,92	3,40
K <sub>2</sub> O	1,25	4,25	0,20	2,00	1,00	1,31	4,00	1,22	1,09	0,25	0,43	1,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,27	0,15	0,43	0,30	0,23	0,20	1,01	0,03	0,31	0,15	0,30

Примечание. Пикрито-базальт — 21; пикрито-базанит — 28, 46; тефриты, базаниты — 10, 14, 15, 27, 45; фонолит-тефрит — 36; трахибазальты — 22, 23; базальты — 16, 18, 24, 25; ан-49, 50; риолиты — 2, 8, 9, 13, 17, 34, 43; щелочнополевошпатовые реолиты — 4, 11, 32.

содержаний компонентов, теряющихся при прокаливании (доходящих в некоторых анализах до 15%), а в других случаях сильно завышено за счет большого количества минералов, выполненных различными модификациями кремнезема. Содержание SiO<sub>2</sub> в пересчете на 100% без потерь при прокаливании и без CO<sub>2</sub> нами не определялось, поэтому возможно общее завышение щелочности пород при занижении их кислотности.

На диаграмме SiO<sub>2</sub> — ΣNa<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O Н. А. Румянцевой (рис. 11) диапазон распространения фигуративных точек

очень велик. Большинство из них попадает в поля тефритов — базанитов (эту группу пород мы относим с определенной долей условности к базальтам или даже андезитам, поскольку содержание SiO<sub>2</sub> в них может быть сильно занижено по перечисленным выше причинам), андезито-базальтов, андезитов, трахиандезитов, трахитов, дацитов, риолитов и щелочнополевошпатовых риолитов. Менее распространены пикрито-базальты, базальты, трахиандезито-базальты и щелочнополевошпатовые трахиты. Все эти разновидности образуют единый непрерывный ряд.

По степени мафичности главных пород вулканы Карадага относятся к трем семействам: мафическим (цветовой индекс 40 ÷ 45), мафическо-салическим (цветовой индекс 20 ÷ 30) и салическим (цветовой индекс 1 ÷ 20).

Положение фигуративных точек, нанесенных на диаграмму А. Н. Заварицкого (рис. 12), показывает главные петрохимические и минералогические признаки исследуемых пород, которые представляют непрерывный ряд широкого диапазона от крайне недосыщенных

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
67,03	46,08	43,42	50,93	69,93	48,58	54,22	58,16	44,00	50,15	48,34	51,64	52,44
10,90	10,90	0,55	0,55	5,45	0,44	0,44	0,38	0,38	0,38	0,63	0,41	0,65
6,51	13,40	12,71	14,74	11,55	14,18	11,87	13,97	14,18	14,47	19,37	19,69	19,38
5,00	0,22	7,39	8,19	0,21	3,20	2,61	5,20	0,18	3,80	4,50	1,42	3,86
0,17	4,84	4,37	4,49	3,41	3,23	7,72	4,31	7,00	5,60	6,83	6,47	5,03
0,03	0,30	0,18	0,18	0,08	0,18	0,05	0,08	0,18	0,06	0,01	0,10	0,14
—	2,62	3,43	5,04	—	0,40	—	1,61	0,81	4,84	4,03	4,03	4,04
—	2,27	10,24	3,98	—	13,08	12,86	8,25	13,65	7,96	11,38	10,81	9,57
5,66	4,42	4,27	3,80	6,51	1,80	2,27	3,27	1,42	3,42	2,50	2,50	2,10
1,68	2,00	1,33	1,00	0,50	1,28	1,00	0,70	0,95	1,11	0,50	0,50	0,50
0,19	0,23	0,12	0,23	0,07	0,11	0,10	0,10	0,10	0,11	0,11	0,24	0,18

38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
64,44	64,82	62,89	56,55	55,16	67,05	57,07	47,01	42,65	55,67	60,58	64,25	71,65
0,90	1,01	0,71	0,95	0,79	0,79	0,38	0,44	0,38	0,38	0,79	0,71	0,11
14,54	15,61	12,58	16,30	18,65	16,25	12,81	14,18	14,18	12,60	17,47	15,25	8,82
2,60	2,25	1,78	5,21	4,22	2,45	5,19	4,20	4,39	2,60	2,62	2,35	0,40
2,94	2,78	1,94	2,73	3,66	1,42	3,23	3,41	3,23	9,16	1,07	2,54	1,07
0,09	0,16	0,09	0,11	0,11	0,07	0,08	0,11	0,08	0,11	0,11	0,18	0,33
2,60	1,32	0,82	2,64	2,73	0,73	7,86	2,02	3,02	4,03	1,14	1,25	—
3,43	4,94	6,73	2,68	8,67	1,93	1,42	11,38	14,22	3,98	3,12	5,02	—
3,88	3,40	4,64	5,40	2,72	6,12	4,26	4,50	3,80	4,62	8,60	3,36	0,82
1,45	1,30	1,35	2,41	1,06	1,52	1,00	0,40	0,20	0,20	0,09	1,27	5,00
0,34	0,26	0,25	0,26	0,19	0,25	0,10	0,10	0,21	0,19	0,25	0,21	—

дезито-базальты — 19, 42, 47; андезиты — 1, 12, 20, 30, 31, 35, 44; трахиандезит — 40; трахит — 41; щелочно-полевошпатовые трахиты — 7, 48; дациты — 3, 5, 6, 26, 29, 33, 37, 38, 39.

кремнеземом до избыточно пересыщенных, т. е. от основных до кислых.

Породы содержат небольшое количество щелочных элементов, входящих в алюмосиликаты. Обычно это калиевые полевые шпаты и альбитовая составляющая. Железистость фемических минералов невелика. В их составах преобладает магnezия, хотя имеются и такие, в которых количество MgO практически сведено на нет пересыщением Ca и Al. Большинство же разновидностей пород Карадага недосыщено глиноземом.

Предыдущие исследователи [20, 23, 31] карадагский вулcano-плутонический комплекс отнесли к спилит-кератофировой формации. В частности, Ю. А. Кузнецов [20, с. 38] считает, что «юрская спилит-кератофировая формация Карадага является редким примером формаций с преобладанием лав среднего состава», чем, очевидно, подчеркивает условность и неоднозначность такого определения. В новых же публикациях [35] спилит-кератофировая формация выделяется как формация натриевых

базальтов — липаритов, которая характеризуется ассоциацией двух семейств пород: мафических и салических (при отсутствии или, подчеркиваем, при крайне незначительном развитии пород среднего состава).

Нашими исследованиями на Карадаге подтверждается вывод Ю. А. Кузнецова о преобладании в составе формации пород среднего состава — мафическо-салических, составляющих важнейший элемент единого непрерывного ряда (рис. 11, 12). Учитывая приведенное вы-

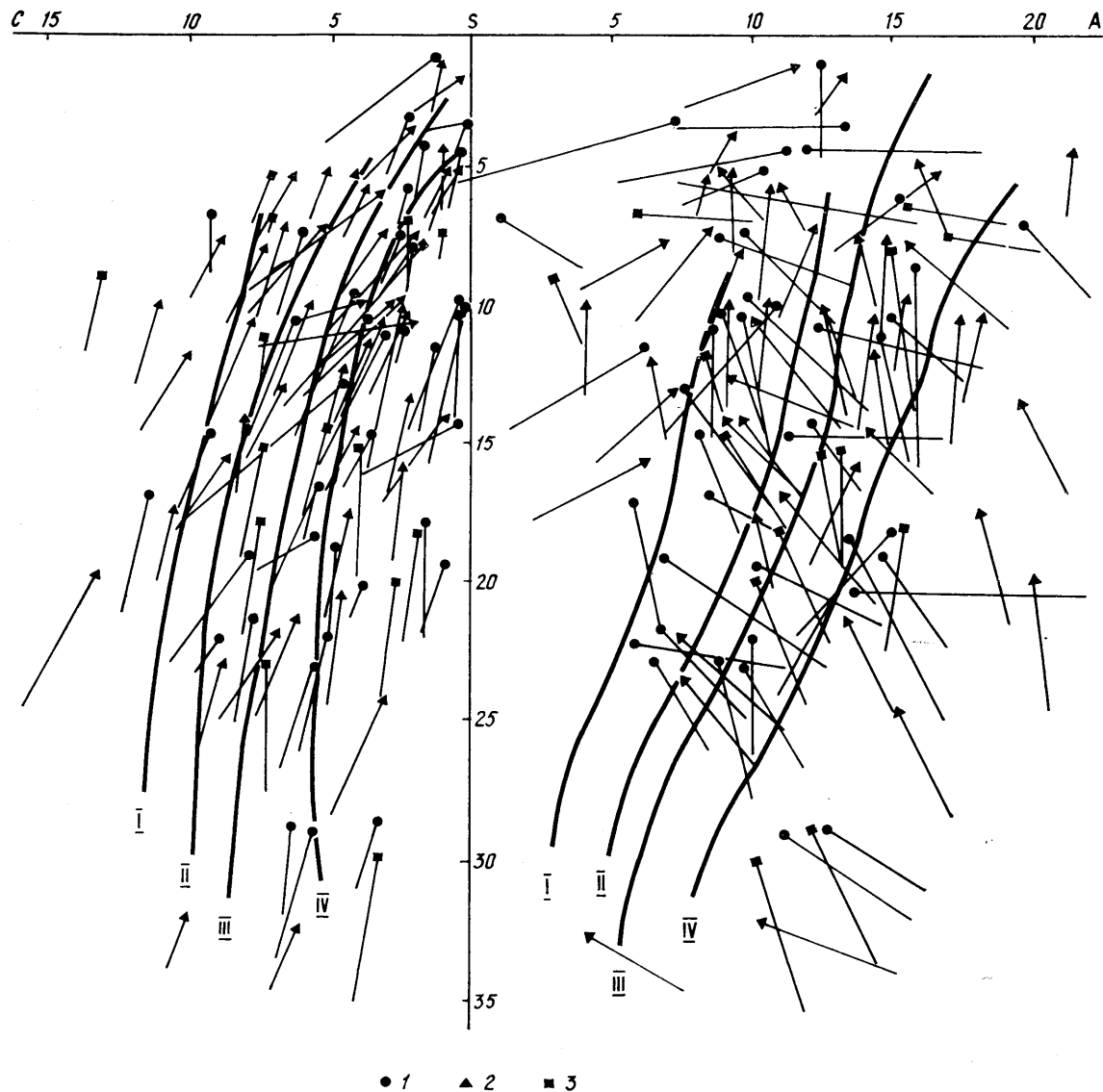


Рис. 12. Векторная диаграмма магматических пород карадагского вулканоплутонического комплекса (по А. Н. Заварицкому).

Векторы, построенные по данным химических анализов: 1 — авторов, 2 — В. И. Лебединского и Н. Н. Макарова [23], 3 — Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой [31]

ше определение формации натриевых базальтов — липаритов (спилит-кератофировой), сопоставлять с ней карадагский вулканоплутонический комплекс нельзя. Поэтому мы считаем более правильным из-за явного преобладания по-

род андезитового и андезит-дацитового состава отнесение его к андезитовой формации, в состав которой входит обширный непрерывный ряд пород от базальтов до риолитов с отчетливым преобладанием андезитов. Представлена она изверженными и субвулканическими породами с пониженной общей щелочностью.

Рой фигуративных точек карадагского вулканоплутонического комплекса показывает большие колебания пород по щелочности, большинство из них располагается между линиями Мон-Пеле — Этна. По степени насыщенности известью большинство пород ближе к линии Этны, хотя в некоторых случаях их известковистость значительно повышается и близка к линии Мон-Пеле. Такие колебания, вероятно, связаны прежде всего с метасоматическими изменениями и зеленокаменным метаморфизмом пород. Только в этом смысле карадагский вулканоплутонический комплекс может в какой-то мере сопоставляться со спилит-кератофировой формацией.

При выяснении геодинамической обстановки магматизма один из главных вопросов — выделение типовых магматических серий. В качестве необходимого условия такой тектоно-магматической типизации выступает сравнение выделенных конкретных серий с эталонными магматическими сериями. Работами исследователей [2, 34, 35] показана тесная связь типовых магматических серий с определенными этапами тектонического развития земной коры и ее составных частей (континентов, островных дуг и других тектонических структур). Серии характеризуются различными петрохимическими трендами дифференциации известковых, известково-щелочных, субщелочных и собственно щелочных магм в зависимости от величины  $(Na+K)/Ca$ .

Согласно диаграмме (рис. 13), карадагский вулканоплутонический комп-

лекс принадлежит к известковой серии, которая характеризуется повышенной железистостью, известковистостью и, напротив, пониженной общей щелочностью. Это дает основание относить породы карадагского вулканоплутонического комплекса к типичным представителям островодужных толеитов, каковыми являются толеиты островной дуги Тонга и вулканогенные породы о-вов Сент-Китс и Доминика, входящих в Малую Антильскую островную дугу. Возникновение таких островных дуг связывается с раннеорогенной стадией развития геосинклинально-складчатых областей. Поэтому мы полагаем, что становление карадагского вулканоплутонического комплекса происходило в раннеорогенную стадию киммерийского геосинклинального цикла за счет плавления источника земной коры океанического типа.

Что касается состава андезитовой формации Карадага, то сложена она вулканическими толщами мощностью до первых сотен метров, в которых чередуются излившиеся и пирокластические породы в различных соотношениях, осадочных компонентов почти нет. К вулканическим центрам приурочены дайки, экструзивные и субвулканические тела. Для магматических пород весьма характерна ассоциация: плагиоклаз, магнетит, авгит (вместе с ромбическим пироксеном). Амфибол и биотит встречаются лишь в единичных случаях как исключение, поэтому породы карадагского вулканоплутонического комплекса относятся к существенно пироксеновым. Следует отметить, что просмотр большого количества шлифов также подтверждает подавляющее преобладание пород основного — среднего состава с гиалопилитовой, пилотакситовой, гиалиновой структурами основной массы, характерными для андезитов. Породы со спилитовой и вариолитовой структурами встречены в единичных случаях и не могут определять

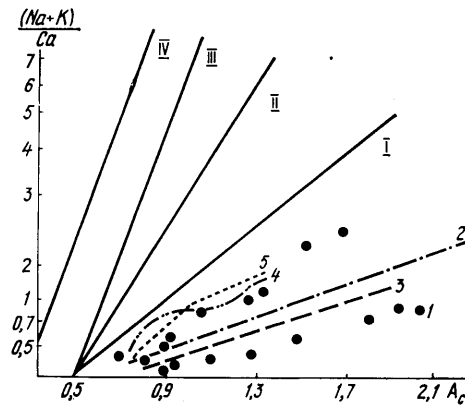


Рис. 13. Сопоставление трендов дифференциации карадагского вулканоплутонического комплекса с трендами островодужных серий:

1 — состав пород карадагского вулканоплутонического комплекса. Тренды: 2 — карадагского вулканоплутонического комплекса, 3 — толеитовой серии о-вов Тонга (юго-западная часть Тихого океана), 4, 5 — вулканогенных серий Малой Антильской дуги (о-ва Сент-Китс, Доминика). Поля щелочности: I — известковое, II — известково-щелочное, III — субщелочное, IV — щелочное

основные особенности формации. Таким образом, петрографические данные подтверждают выводы о принадлежности карадагского вулканоплутонического комплекса, сделанные в основном на основании анализа петрохимических данных, к андезитовой формации.

Пирокластические породы и лавы содержатся примерно в равных количествах. Коэффициент эксплозивности увеличивается вверх по разрезу: в нижней толще он составляет первые десятки процентов; в средней достигает 80 %.

#### СТРУКТУРНО-ТЕКСТУРНЫЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Ниже приводится краткая характеристика основных групп изверженных пород; при этом наряду с краткими сведениями об их петрографических и петрохимических свойствах значительное внимание уделяется их текстурам, фацальной

принадлежности и особенностям диагностики. Со времени формирования магматические породы Карадага подверглись неоднократным преобразованиям: частичному зеленокаменному метаморфизму, неоднократному дроблению, гидротермальным изменениям и т. п. Поэтому правильная диагностика первичных пород, имеющая первостепенное значение для достоверности различных палеовулканологических построений, часто весьма затруднена и требует всестороннего анализа всех данных о вещественном составе, структурно-текстурных особенностях пород, формах слагаемых ими тел и соотношениях последних с другими образованиями. Насколько это непростая задача в условиях Карадага можно судить хотя бы по тому, что такие известные исследователи, как Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и В. И. Лебединский в разное время по-разному оценивали количественные соотношения лав и пирокластических образований в разрезе [23, 29, 31].

Основные разновидности пород наиболее уверенно диагностируются по данным химических анализов (рис. 11, 12); при массовом их определении использовались результаты микро- и макроскопического изучения в основном путем сопоставления с эталонными образцами, для которых имеются данные о химическом составе.

Андезитобазальты, базальты являются наименее насыщенными кремнекислотой породами, распространение их неширокое: они слагают отдельные субвулканические тела и, вероятно, потоки или их части (в последнем случае постепенно переходя в более кислые разновидности). Встречаются в южных обрывах хр. Кара-Агач, меньше — в хр. Магнитный. Это обычно темно-серые до черных с зеленоватым и буроватым оттенком миндалекаменные породы; иногда количество миндалин в них достигает 50÷

÷60 %. При выветривании нередко приобретают желтоватую окраску. Имеют глыбовую отдельность, иногда близкую к шаровой и призматически-глыбовой. Структура порфировая, часто сериально-порфировая. Количество вкрапленников от 5÷10 до 40÷50 %, некоторые разности приобретают близкую к криптовой структуру. Фенокристаллы представлены по преимуществу таблитчатыми или призматическими зернами плагиоклаза, часто зонального, меньше (первые проценты) клинопироксена (авгита) и рудного минерала, единичными кристаллами бронзита\*. Плагиоклаз в различной степени альбитизирован и хлоритизирован: его состав изменяется от лабрадора до альбит-олигоклаза и альбита. В различной степени изменены (хлоритизированы, эпидотизированы, карбонатизированы) темноцветные минералы.

Основная масса обычно имеет гиалопилитовую, реже близкую к интерсертальную структуру и состоит из смеси хлоритизированного стекла, рудного минерала, тонких зернышек пироксенов, в которую погружены различно ориентированные лейсты плагиоклазов. Крупные миндалины обычно выполнены карбонатом, хлоритом, реже цеолитом.

В эту группу отнесены нами сильно альбитизированные и карбонатизированные разности, в которых основная масса имеет интерсертальную и сходную со спилитовой структуру и характеризуется наличием длинных лейст кислого плагиоклаза.

Эта группа пород несколько отличается от андезитов и андезито-трахитов большей меланократовостью (т. е. более существенной ролью в составе вкрапленников пироксенов и рудного минерала) и

сравнительно более высокой степенью раскристаллизации основной массы, проявляющейся в развитии интерсертальной структуры.

На классификационной диаграмме (рис. 11) она попадает в поля базальтов, трахибазальтов, андезито-базальтов, частично в поля тефритов — базанитов, трахиандезито-базальтов, фонолитов-тефритов, пикрито-базанитов. Такой «разброс» объясняется, видимо, прежде всего измененностью (карбонатизацией) пород, что находит выражение в понижении их кислотности по сравнению с первичной [23].

Андезиты, трахиандезиты, трахиты составляют наиболее представительную группу пород. Они широко развиты в хр. Береговой и в районе г. Святая, слагают многочисленные потоки лав, пласты гиалокластитов [27], дайки и другие субвулканические тела, а также преобладают в составе обломков пирокластических пород. Перечисленные разновидности различаются лишь при помощи химических анализов (рис. 11, табл. 2); при микроскопическом изучении и тем более при полевых исследованиях существенной разницы между ними не установлено. Предыдущими исследователями [23, 29] эти породы описаны как андезиты, порфириты, кератоспилитовые порфириты. При довольно однородном химическом и минералогическом составе они разнообразны по отдельности, текстурно-структурным особенностям, что обусловлено как их полифациальностью, так и различной степенью механической и метаморфической переработки. Макроскопически это темно-серые до черных, зеленовато-серые породы, обычно с четко выраженной порфировой структурой, часто окраска в них постепенно меняется. Встречаются как однородные плотные, так и сильно-пузыристые, до шлакоподобных, разности. Различаются отдельные тела, сложенные этими породами,

или их составные части, характеризующиеся однородным строением с изометрично-глыбовой, близкой к призматической отдельностью, нередко наблюдается мелкоглыбовая отдельность. Часто при исключительно однородном составе породы приобретают облик кластических (туфов), за которые они нередко безоговорочно и принимаются. Расшифровка первичной природы этих очень широко развитых образований довольно трудоемка и не всегда однозначна. Детальное и всестороннее их изучение показывает, что они формируются различными путями.

а) Часть из них — потоки подушечных лав. Кластический гравийно-псаммитовый материал занимает промежутки между отдельными подушечными и баллоновыми обособлениями, часто проникая по трещинам в глубь их, и имеет тот же состав, что и сами подушки, являясь гиалокластическим, образовавшимся при дезинтеграции лавы во время ее остывания. Иногда к нему примешивается карбонатный или глинистый осадок, что также подтверждает гиалокластический характер этого материала. Количество его местами достигает 60÷70 %.

На наличие гиалокластитов на Карадаге впервые указал В. И. Лебединский [23, 27], отметивший их выходы в районе бухт Сердоликовые и ск. Иван Разбойник. К ним он относит породы кайнотипного облика. Мы считаем, что гиалокластиты более широко распространены, в том числе и среди потоков, в значительной степени затронутых зеленокаменными преобразованиями (среди баллоновых лав г. Шапка Мономаха, на западном окончании хр. Кара-Агач, вдоль западного ограничения массива гор Святая — Малый Карадаг и др. В большинстве случаев такие гиалокластиты постепенно переходят в однородные лавы с глыбовой отдельностью.

б) Мелкокластический материал при

\* Данные о составе плагиоклазов и пироксенов заимствованы из работ В. И. Лебединского [23, 26, 27].

переходе от однородных пород к туфо-подобным появляется в первую очередь вдоль систем трещин отдельности. При более интенсивном развитии этого процесса они распространяются и на внутренние части монолитных глыб. При этом, как можно наблюдать в стекловатых андезитах, трахиандезитах и трахитах с перлитовой отдельностью, развитых в районе г. Кок-Кая, дробление породы и образование кластического (псаммито-глинистого) агрегата происходят в первую очередь вдоль микротрещин перлитовой отдельности, образующих сложную сеть пересекающихся колец. Здесь вдоль трещин концентрируется пелитовый и алевро-псаммитовый материал размером до  $2 \div 3$  мм в поперечнике, между которым наблюдается глинистая масса, пропитанная халцедоном; примечательно, что преимущественной дезинтеграции в первую очередь подвергаются фенокристаллы плагиоклаза; здесь наблюдаются резкие линзовидные расширения зон дробления вдоль трещин. На начальных этапах этого процесса (рис. 14) осколки кристаллов обычно не подвергаются смещению и отчетливо видно, что они являются составными частями некогда единого зерна. В дальнейшем зоны дезинтеграции расширяются, при этом происходит смещение обломков, их деформация. В еще более измененных породах количество связующего кластического материала достигает 50 % и более; он часто обособляется в линейные прожилковидные и линзовидные, нередко субпараллельные тела; при этом в сравнительно крупных обломках сохраняются реликты перлитовой отдельности. Конечный результат этого процесса — своеобразные брекчии псаммо-песчистой структуры, сходные с песчаниками, состоящие из однородных по составу остроугольных обломков. Они часто по густой системе трещин пропитываются тонкозернистым, кремнистым и кремнисто-хлоритовым ве-

ществом. Отдельные стадии этой эволюции можно наблюдать в серии шлифов в различной степени измененных стекловатых андезито-трахитов и трахитов. Породы, в которых процесс дезинтеграции зашел далеко, обычно диагностируются как туфы или туфогенные песчаники, но однородный состав обломков может указывать на первично лавовую природу слагаемых ими геологических тел; при этом диагностика первичных пород не всегда может быть однозначна; ее надежность тем выше, чем более широкий круг петрологических данных для нее привлекается.

Чередование андезитов, трахиандезитов, трахитов, имеющих чаще всего глыбовую отдельность с подобными описанным выше кластическими породами, кроме потоков, весьма характерно и для субвулканических даек, штокообразных и другой формы тел. Возможно, что происхождение их в указанных случаях различно. Если первые с полным основанием могут быть отнесены к гиалокластитам, образовавшимся при дезинтеграции лавы в воде, то для субвулканических пород, сформировавшихся на определенной глубине, подобный механизм хотя и не может быть полностью исключен, не может считаться универсальным. Здесь вероятно дезинтеграция пород после их остывания в результате тектонических напряжений и деформаций; однако направленность процесса оказывается сходной — сначала вдоль трещин отдельности и далее — в глубь монолитных глыб.

При довольно широком диапазоне химического состава (от андезитов до трахиандезитов и трахитов) породы обладают устойчивым минералогическим сходством; во вкрапленниках преобладает плагиоклаз; в подчиненном количестве — моноклинный и ромбический пироксен, рудный минерал.

Андезиты характеризуются глыбовой, матрацевидной, близкой к шаро-



Рис. 14. Начальные стадии превращения пород с перлитовой отдельностью в кластические породы в результате выветривания и дезинтеграции

вой, иногда призматической отдельностью. Породы часто брекчированы, обломки связаны глинистой массой, пропитанной цеолитами, хлоритом, кремнистым агрегатом, карбонатом, приобретают вид брекчий; иногда такие брекчии имеют сходную со сланцеватой текстуру.

Структура порфировая, часто сериально-порфировая (размер вкрапленников от сотых долей до  $1 \div 3$  мм). Количество фенокристаллов от единиц до  $40 \div 50$  %, в последнем случае породы приобретают криповую структуру. Вкрапленники часто группируются в гломеропорфировые сростки размером до нескольких миллиметров, иногда до первых сантиметров в поперечнике. Иногда [23] встречаются агрегаты крупных кристаллов плагиоклаза и пироксенов, по структурным особенностям напоминаю-

щие габбро-диабазы (возможно, обломки корки магматического очага). Большинство вкрапленников представлено плагиоклазом, количество зерен моноклинного и ромбического пироксенов обычно не превышает первых процентов общего количества вкрапленников, лишь иногда поднимаемая до 20÷30 %.

Вкрапленники плагиоклаза представлены толстотаблитчатыми и короткопризматическими кристаллами, часто зональными, полисинтетически сдвоенными. Степень их измененности неодинакова: часто в пределах одного шлифа можно наблюдать совершенно прозрачные зерна и замутненные, хлоритизированные, альбитизированные. В неизменных разностях состав его изменяется [23] от основного лабрадора — битовнита в центральных частях зерен до кислого лабрадора — андезина в краевых. В случае сильно выраженной альбитизации неизменной остается лишь узкая внешняя каемка фенокристаллов, на альбитизацию накладывается хлоритизация, карбонитизация. В. И. Лебединским [23] отмечено также замещение плагиоклазов андезитов (названных им порфиритами) наряду с альбитом, калиевым полевым шпатом типа анортклаза.

Вкрапленники авгита короткостолбчатые, нередко образуются гломеропорфировые скопления мелких (до десятых долей миллиметра) зерен. Авгит бледно-зеленый, без плеохроизма. В различной степени хлоритизирован и карбонатизирован вплоть до образования псевдоморфоз.

Бронзит представлен столбчатыми фенокристаллами со слабым плеохроизмом. Бывают совершенно свежие, чаще замещаются буроватым идингситоподобным минералом или агрегатом хлорита петельчатого строения.

Редко встречаются вкрапленники рудного минерала, представленные изометричными кристаллами до 0,3 мм в по-

перечнике; обычно они находятся в гломеропорфировых сростках с пироксенами.

Основная масса имеет по преимуществу гиалопилитовую, иногда переходящую в микрофитовую и интерсертальную, пилотакситовую структуру. Состоит она из лейст плагиоклаза (состав которого изменяется от олигоклаза до кислого лабрадора), количество которых достигает 50÷60 %, промежутки между которыми заполнены хлоритизированным стеклом светло-бурого и зеленовато-серого цвета, с точечной примесью рудного минерала (до 10 %), тончайших зернышек пироксена, иногда тонкозернистого кремнистого агрегата. Широко развиты андезиты с гиалиновой основной массой, представленной темно-серым, часто с буроватым оттенком, вулканическим стеклом, с тончайшими слабо индивидуализированными разрозненными лейстами плагиоклазов или без них. Преломление стекла выше или близкое к преломлению канадского бальзама. Редки участки структуры, близкой к микропиклитовой, имеющие кварц-полевшпатовый состав.

Преобладают породы миндалекаменные: количество миндалин от единиц до 10÷15 %, иногда достигает 50÷60 % общего объема породы. Размер их от долей миллиметра до 1÷5 мм, форма округлая, червеобразная, иногда они группируются в цепочки. Выполнены хлоритом, халцедоном, цеолитами, карбонатами, иногда пустые. Часто наблюдается зональное распределение минералов: центральные части миндалин сложены цеолитами, а оторочки — хлоритом или халцедоном.

Аксессуарные минералы представлены апатитом и рудным.

Стекловатые разности часто характеризуются микроперлитовой отдельностью. При этом в ряде шлифов можно наблюдать разные стадии формирования из та-

ких андезитов кластических пород (брекчий), о чем было сказано выше.

Трахиандезиты внешне практически неотличимы от андезитов. Они обнаруживают большое сходство и при микроскопических исследованиях: это кажется структурных и текстурных признаков, минералогического состава фенокристаллов. Различия проявляются в более кислом составе плагиоклазов вкрапленников, среди которых преобладают альбит — олигоклаз до андезина. Основная масса пород имеет, в большинстве случаев, пилотакситовую структуру, переходящую в микропиклитовую, часто характеризуется трахитоидной текстурой. Она состоит из лейст плагиоклаза, погруженных в стекловатый агрегат. Последний иногда имеет пятнистый такситовый облик в результате обособления криптокристаллических кварц-полевшпатовых агрегатов. В стекле содержится вкрапленность рудного минерала. По сравнению с андезитами степень раскристаллизации стекловатой основной массы меньше, очень характерны для стекла своеобразные микропузыристые текстуры, глобулевые обособления; часто пузырьки образуют линейные скопления, в результате чего появляется полосчатая текстура. В породах субвулканической фации появляются участки с гиалопилитовой и близкой к интерсертальной структурой. Встречаются стекловатые породы этой группы с однородным зеленовато-буром стеклом; в них, как и в андезитах, часто проявлена микроперлитовая отдельность. Стекла сравнительно низкопреломляющие: показатель преломления близок к показателю преломления канадского бальзама или ниже его.

К трахитам с определенной условностью отнесены сравнительно более лейкократовые породы. Они наряду с серой окраской бывают синевато-серыми, желтовато-серыми, с голубоватым и розоватым оттенком. По структурно-текстур-

ным особенностям и минералогическому составу вкрапленников они аналогичны описанным трахиандезитам. Но состав плагиоклазов, имеющих показатели переломления, близкие к канадскому бальзаму, редко бывает основное олигоклаза. Основная масса светло-серая, чаще всего пилотакситовая трахитоидная, представляет собой переплетение тончайших лейст альбита и альбит-олигоклаза, в промежутках между ними — стекло с точечными включениями рудного минерала, количество которого достигает иногда 20 %. Довольно часто наблюдаются участки с микропайкиллитовой структурой; здесь лейсты плагиоклаза погружены в пятнистый криптокристаллический кварц — полевошпатовый агрегат. Обычны также стекловатые разности, в которых основная масса сложена темно-серым с буроватым оттенком однородным стеклом с редкими тонкими игольчатыми лейстами плагиоклаза; часто стекло мелкопузыристое. Показатель переломления стекла, как правило, меньше такового канадского бальзама или близок к нему, редко незначительно больше. В стекловатых разностях нередко проявлена микроперлитовая отдельность.

Таким образом, андезиты, трахиандезиты и трахиты составляют единый непрерывный комагматичный ряд пород. Между ними устанавливаются постепенные взаимопереходы. Различия в их составе объясняются широко, но неравномерно проявленными процессами альбитизации и частично калишпатизации плагиоклазов [23]. Вместе с тем отмеченные выше изменения структуры основной массы в породах этого ряда дают основание предполагать различный первичный состав остаточных магматических расплавов, из которых они образовались. Учитывая тесную перемежаемость пород, причину таких различий следует искать в ликвации магматического расплава.

В лавах андезитового — трахитового и более основного состава встречены включения известняков (в районе г. Малый Карадаг, на западном склоне хр. Кара-Агач). На южных отрогах г. Святая наблюдалось увеличение карбонатных минералов вблизи площадей развития позднеюрских карбонатных пород. Последнее может быть связано с проявлениями вулканизма на фоне интенсивной карбонатной седиментации. Подобные явления широко известны в позднеюрских формациях Армении [39], Карпат. О захвате карбонатов лавами косвенно может свидетельствовать высокое содержание в породах  $\text{CO}_2$ , количество которого достигает иногда 10 % [23].

Дациты широко развиты по всей территории Карадага. Они слагают многочисленные дайки, штоки и другой формы субвулканические тела, потоки, а также играют существенную роль в составе обломочного материала пирокластических пород. Наиболее характерны для средней ассоциации вулкано-плутонических пород. В. И. Лебединским описаны [23] как кератофиры, оксипорфиры и оксикератофиры.

Это серые, светло-серые с голубоватым, коричневатым, розоватым, сиреневым и зеленым оттенком породы, обычно с хорошо выраженной порфировой структурой. Встречаются как однородные, массивные, так и пузыристые (миндалекаменные) разности. Характеризуются разнообразной отдельностью: изометрично-глыбовой, близкой к шаровой, призматической, плитчатой. Как и среди описанных выше пород из группы андезитов — трахитов встречаются разности с кластическими структурами (брекчии и гиалокластиты?). Чаще однородные, но обычны и разности с флюидальной текстурой.

Структуры порфировые. Количество фенокристаллов от единиц до 40÷50 %; в последнем случае породы приобретают

криптовое строение. Размер вкрапленников от долей миллиметра до 2÷3 мм, обычны сериально-порфиновые структуры. Часто фенокристаллы группируются в гломераторфировые сростки до 10÷12 мм в поперечнике. Представлены они по преимуществу таблитчатыми или короткопризматическими зернами прозрачного, часто в различной мере замутненного, хлоритизированного плагиоклаза, состав которого изменяется от альбита и альбит-олигоклаза до андезина. Иногда он замещается халцедоном, карбонатом. В резко подчиненном количестве (обычно первые проценты, редко 10÷15 %) содержатся вкрапленники авгита и рудного минерала. Изредка [23], и не во всех шлифах, встречаются псевдоморфозы хлорита по ромбическому пироксену.

Наиболее характерна микропайкиллитовая структура основной массы, которая в проходящем свете имеет светло-серую окраску и состоит из пятнистого криптокристаллического или стекловатого кварц-полевошпатового агрегата с примесью (до 10÷15 %) тонкой вкрапленности рудного минерала и хлорита, в которую погружены лейсты альбита — альбит-олигоклаза. Последние часто ориентированы в одном направлении, обуславливая трахитоидную текстуру. Обычны переходы даже в пределах одного шлифа, с одной стороны, к гиалопилитовой структуре, с другой — к микрофельзитовой. В сравнительно хорошо раскрыстализованных разностях, которые, как правило, слагают субвулканические тела, наблюдается близкая к микрогипидиоморфнозернистой, иногда к офитовой, структура. Показатель преломления основной массы близок к показателю преломления канадского бальзама, бывает немного выше или ниже.

Встречаются как массивные, так и миндалекаменные разности; при этом количество минералов в отдельных слу-

чаях достигает 25 %. Они имеют чаще уплощенную, амёбовидную форму, реже — округлые. Выполнены хлоритом, халцедоном, карбонатом.

Некоторые разности пород этой группы имеют по преимуществу гиалопилитовую структуру и, видимо, соответствуют по составу андезито-дацитам.

Дациты и андезито-дациты по структурно-текстурным особенностям и минералогическому составу вкрапленников очень близки к породам группы андезитов — трахитов. Они, видимо, слагают обогащенную кремнеземом ветвь единой ассоциации, происшедшей из общего магматического очага. Косвенное подтверждение коагматичности этих групп — тесное совместное сонахождение их обломков в пирокластических образованиях средней ассоциации. В. И. Лебединский [23] объясняет повышенное содержание кремнекислоты в таких породах (промежуточное между дацитом и кварцевым порфиритом, по Дэли) наличием миндалин, выполненных кварцем и кремнеземом. Завышение количества кремнезема из-за выполнения миндалин и вторичного кварца — несомненно. Однако широкое развитие микропойкилитовой и фельзитовой структур в основной массе, очевидно, признак их сравнительно более кислого состава (по сравнению с андезитами — трахитами) и дает основания выделять их, хотя и не всегда достаточно уверенно, в отдельную группу.

Автомагматические брекчии трахиандезитов слагают дайку между г. Малый Карадаг и Большой Стеной. В коренных обнажениях наблюдались отчетливые интрузивные контакты брекчий с вулканомиктовыми песчаниками нижней пачки нижней ассоциации. Это светло-серые породы, выделяющиеся на фоне вмещающих светлой окраской и имеющие макроскопически выраженное зернистое строение.

Структура криптовая. Порода на

55÷60 % состоит из широкотаблитчатых, близких к изометричным, видимо оплавленных, зерен размером до 1÷2 мм прозрачного, зонального плагиоклаза (андезина — лабрадора), редких зерен кварца, зеленого амфибола, моноклинного пироксена. Среди них — единичные оплавленные обломки основной массы трахиандезитов с пилотакситовой структурой основной массы. Кристаллы и обломки пород погружены в кремнисто-хлоритовую, местами с примесью карбонатов, массу с линейной ориентировкой агрегатов. Это стекловатая (возможно, дезинтегрированная пепловая) масса с наложенной карбонатизацией и окварцеванием.

Подобного типа образования слагают купола в районе г. Малый Карадаг и в хр. Кара-Агач; возможно их распространение и в других районах. Они имеют большое сходство с туфами и могут быть надежно выделены только по взаимоотношениям с окружающими породами.

Пирокластические изверженные породы распространены широко; особенно характерны они для средней ассоциации, в составе которой резко преобладают. При большом структурном и текстурном разнообразии состав их довольно однороден и определяется в основном количественным соотношением обломков андезитов, трахиандезитов, трахитов, дацитов, осколков кристаллов плагиоклаза и моноклинного пироксена.

По размеру обломков различаются агломератовые, лапиллиевые и алевропсаммитовые структурные разности. При этом чаще всего материал разного размера образует генезовидные неправильные скопления и часто перемежается. Преимущественно распространены агломератовые туфы, количество грубообломочного материала в них (размером от первых сантиметров до десятков и сотен) от единиц до 50÷60 %. Иногда они обра-

зуют почти сплошные скопления; в таких случаях породы трудноотличимы от брекчиевых лав андезитов — трахитов. Эти признаки указывают на принадлежность их к прижерловым образованиям. Довольно отчетливо различаются, с одной стороны, участки, где туфы слагают слоистые пачки и, как правило, характеризуются плитчатой и тонкоплитчатой отдельностью (привершинная часть хр. Кара-Агач, хр. Кок-Кая — южные склоны), и крупные массивы без признаков сортировки и слоистости кластического материала — с другой. В первом случае количество агломератовых обломков значительно меньше, чем во втором.

Широко распространены кристаллолитокластические, гиалокластические, кристаллогиадокластические разности; они обычно часто сменяют друг друга как по разрезу, так и по простиранию, не образуя самостоятельных тел с резкими границами.

Для скальных выходов этих пород характерны многочисленные каверны и ниши, размер которых достигает нескольких метров в поперечнике. Они усложняют морфологию многочисленных останцов, придавая им причудливый облик. Каверны и ниши особенно характерны для неслоистых скоплений пирокластических пород; они, вероятно, подчеркивают гнездовое распределение разного размера обломков, обладающих неодинаковой денудационной устойчивостью. В местах, где преобладают лапиллиевые и алевропсаммитовые разности, наблюдается тонкоплитчатая до тонколистовой отдельность, в глыбовых разностях отдельность чаще комковатая.

Лапиллиевый и псаммитовый материал представлен обломками основной массы андезитов, трахиандезитов, трахитов, дацитов, реже андезито-базальтов, им подчинены осколки и зерна плагиоклазов, авгита, редко кварца, местами встречаются включения аргиллитов,

алевропесчаников. Все магматические породы, наблюдающиеся в лапиллиевой массе, по составу и текстурно-структурным особенностям аналогичны описанным. Среди обломков очень широко распространены стекловатые, мелкопузыристые разности трахиандезитов со своеобразными линейными текстурами, за счет одинаковой ориентировки пузырьков, образующих линейные скопления. Крупные глыбы имеют сходный состав с лапиллиево-псаммитовым материалом. Среди них преобладают дациты, трахиандезиты до трахитов, риолит-дациты. Иногда встречаются андезиты, андезито-базальты, туфы смешанного состава.

Цемент по преимуществу токозернистый хлоритовый, хлорито-кремнистый, иногда с примесью карбоната, глинистый, гидрохимического происхождения. Но часто между обломками развивается и тонкозернистый халцедоновый агрегат в виде тончайших гидротермальных прожилков. Нередко обломки тесно соприкасаются между собой, возможно, в результате спекания.

В южной части хр. Хоба-Тепе и в районе г. Малый Карадаг в туфах наблюдались экзотические включения хорошо раскристаллизованных гипабиссальных пород в виде мелких глыб размером до 5÷10 см в поперечнике и лапиллиевых обломков от долей до первых сантиметров в поперечнике. Они представлены роговообманковым диоритом среднезернистым (размер зерен до 1÷3 мм), состоящим на 70 % из призматических зерен андезина — лабрадора и на 30 % из сравнительно ксеноморфных выделений зеленой роговой обманки, местами хлоритизированной. В породе содержатся редкие выделения рудного минерала. Следует отметить, что для пород Карадага среднего и даже кислого состава (дацитов) роговая обманка не характерна: темноцветные минералы представлены, как правило, пироксенами. Появление

амфиболовых разностей, хорошо раскристаллизованных, видимо, свидетельствует о наличии в магматическом очаге участков с аномальными условиями кристаллизации, с повышенным притоком летучих компонентов; такие условия, видимо, существовали в верхней приконтактной части магматической камеры или в отдельных отходящих от нее инъекциях — апофизах (роговообманковые диоритовые порфириты слагают также отдельные субвулканические тела, вскрывающиеся в карьерах у южных подножий хр. Татар-Хабурга; плагиоклаз-роговообманковые сростки характерны и для описанной выше дайки автомагматических брекчий андезито-трахитов, расположенной южнее вершины г. Малый Карадаг).

Как показывают наблюдения над соотношениями геологических тел, лапиллиевые и агломератовые пирокластические породы наряду с пластами и линзами, сформировавшимися в поверхностных условиях, образуют многочисленные субвулканические дайкообразные и куполовидные тела с секущими контактами. Кроме упомянутой дайки в районе г. Малый Карадаг, серия субвертикальных даек прослеживается в западной части хр. Кара-Агач по аз. 100÷110° от его западного окончания до береговых обрывов восточнее ск. Левинсона-Лессинга в виде цепочки разобщенных линейных скал. Они сложены крупными (до 1÷2 м в поперечнике) ориентированными субвертикально плоскими глыбами темносерых массивных, однородных риолит-дацитов с фельзитовой структурой основной массы и единичными вкрапленниками альбит-олигоклаза, с редкими миндалинами, выполненными халцедоном. Глыбы (количество их достигает 50÷70 %) погружены в массу из лапиллиевых обломков, представленных андезитами и трахиандезитами с пилотакситовой, гиалопилитовой структурой основ-

ной массы, осколками и кристаллами плагиоклаза и моноклинного пироксена. Вероятно, вдоль этой зоны произошло несколько внедрений; при этом последовательность их нельзя установить однозначно. Очевидно, сначала образовались дайки риолит-дацитов, впоследствии испытавшие дробление, а затем внедрились пирокластические массы среднего состава; но возможно, что плоские крупные глыбы соответствуют сериям четко-видных, линзовидных тел (даек), прорывающих туфы и частично деформированных и разорванных. Следует заметить, что подобные скопления крупных «глыб» (?) и более мелкозернистого пирокластического материала характерны для куполовидных структур на западном склоне хр. Кара-Агач, в районе г. Малый Карадаг. Инъекции пирокластической кристаллолитокластической массы в келловейские аргиллиты наблюдались в северных обрывах хр. Кок-Кая. Можно полагать, что инъективные тела пирокластических пород широко развиты на Карадаге, особенно в полях развития неслоистых массивных их разновидностей, на которых часто формируются группы сближенных останцов.

В. И. Лебединский различает [23] среди пирокластических пород туфобрекчии существенно кератофирового состава, туфобрекчии андезитов и андезито-базальтов, бомбовые туфы преимущественно кератофир-порфиритового состава и трассы. В своеобразную группу, близкую к туфобрекчиям существенно кератофирового состава, им выделены литокластические туфы с контрастным распределением грубого и мелкого кластического материала, создающие своего рода «порфирокластичность» и имеющие «аномальный облик». Предполагается, что крупный материал переотложен и снесен со склонов вулканов к его подножию, где он был перемешан с более мелким и однородным по составу. Вы-

сказано предположение, что «порфирокластические» туфы сформировались в наземных условиях; в дальнейшем В. И. Лебединский [23] пришел к выводу, что они являются образованиями пирокластических потоков. По нашему мнению, утверждение о наличии здесь субаэральных вулканических образований требует более полного и надежного обоснования.

В разрезах пирокластических толщ встречаются в резко подчиненном количестве слоистые вулканомиктовые песчаники и алевролиты. В них кластическая часть представлена вулканическими породами среднего и кислого состава и близка по составу к описанным выше туфам. Некоторые разности, имеющие однородный состав, представленный обломками стекловатой основной массы и редкими осколками кристаллов плагиоклазов и пироксенов, являются, скорее всего, стратифицированными переотложенными гиалокластитам. Эти терригенные породы резко отличаются от более древних келловейских песчаников, имеющих преимущественно кварцевый, меньше — полевошпатовый состав обломков. Вместе с тем, для первых характерен кремнисто-хлоритовый и глинистый цемент, а для вторых — карбонатный, что свидетельствует о значительном подавлении карбоната накопления близ вулканических построек Карадага с началом интенсивной вулканической деятельности. Однако такое подавление было локальным и происходило в непосредственной близости от вулканических центров. В целом же ассоциация вулкаников с карбонатами, особенно для начальных этапов магматической деятельности, весьма характерна. В пределах Карадагской вулканической группы в районе б. Туманова встречаются известняки, содержащие включения пирокластического материала; в некоторых эффузивных и пирокластических породах

наблюдается площадная карбонатизация пород, которая связана, очевидно, с агрессивностью карбонатных растворов в морских осадках. В разрезах бат-келловейских отложений к северу от пгт Планерское до б. Тихая встречаются мощные (до первых десятков метров) пачки вулканомиктовых песчаников и туфов (?), сформировавшихся на некотором удалении от вулканических центров; цемент у них существенно карбонатный и составляет до 50÷60 % породы. Эти пачки вулканомиктовых пород фиксируют вспьшки вулканической деятельности на близлежащих территориях.

Тесная связь вулканических образований с известковистыми осадками — важный фактор, подтверждающий позднелюрский возраст магматических пород (а не среднеюрский, для осадков которых карбонаты не характерны).

**Группа пород кислого состава** — риолиты, риолито-дациты — слагают многочисленные субвулканические тела и отходящие от них потоки в районе вершины г. Святая; сравнительно редко в виде даек и, возможно, отдельных маломощных потоков встречаются в хр. Береговой и в западной части массива гор Святая — Малый Карадаг. Всюду широко развиты наложенные процессы цеолитизации, что значительно затрудняет диагностику пород и определение их первичного состава.

Риолиты и риолито-дациты — это светло-серые до белых, с голубоватым, желтоватым, зеленоватым оттенком породы, плотные, тонкофлюидальные. Встречаются риолитовые черные стекла (обсидаан), имеющие микроперлитовую отдельность. Породы порфировые, количество вкрапленников невелико: обычно первые проценты, редко достигает 15÷20 %. Размер их от долей до 2÷3 мм. Представлены по преимуществу таблитчатыми зернами альбита или альбит-олигоклаза до андезина. Встре-

чаются иногда единичные зерна моноклинного пироксена, роговой обманки. Основная масса имеет фельзитовую до микрогипидиоморфнозернистой структуру, реже стекловатую. В качестве акцессорных минералов встречаются циркон и рудный минерал.

Наряду с массивными однородными и флюидальными лавами риолитов и риолито-дацитов широко распространены кластические породы кислого состава. Среди них в 1978 г. Е. П. Черепанова установила несколько разновидностей: лавокластитовые породы, спекшиеся туфы и туфы, в различной мере (иногда полностью) цеолитизированные. При этом она справедливо отмечает несовершенство широко укоренившегося в литературе термина *трасс*, которым обозначаются туфы и лавы, обладающие свойствами гидравлических добавок, и не отражает ни геологических, ни петрографических признаков породы. Его понятие по сравнению с первичным, в котором трасс определяется как тонкий вулканический туф, стало более расширенным и неопределенным, что вызывает сомнение в целесообразности его употребления.

Лавокластиты риолито-дацитов по составу и структурным особенностям близки к лавам и сформированы, по представлениям Ю. Ф. Левинсона-Лессинга [30, 31, 32], за счет дробления последних. Характерны чередования обломочных пород и монолитных лав, при этом размер обломков достигает 0,7÷1,5 м и даже 5÷6 м в поперечнике. Они имеют зеленовато-голубоватую, светло-голубоватую окраску. Обломки обычно плотно соприкасаются, видимо, сварены. Они представлены порфировыми риолито-дацитами. Вкрапленники немногочисленны, обычно их количество не превышает первых десятков процентов, чаще — единиц, размер до 2÷3 мм. Представлены они плагиоклазом от оли-

гоклаза до лабрадора в центральных частях зерен и единичными зернами бурой с зеленоватым оттенком роговой обманки. Основная масса неоднородная, тонкополосчатая и волокнисто-пятнистая из-за чередования микрофельзитовых и стекловатых участков; последние сложены агрегатом низкопреломляющего буроватого минерала — морденита. Микрофельзитовые агрегаты с переломлением больше канадского бальзама имеют зеленоватую окраску, видимо, из-за наличия монтмориллонита. В пробе из карьера на западном склоне г. Святая (данные Е. П. Черепановой) содержится морденита — 61 %, кварца — 15 %, плагиоклазов — 12 %, монтмориллонита и глаукогнита — 3,5 %.

Как показывают наблюдения в том же карьере, однородные по составу породы слагают обычно центральные части куполовидных тел до нескольких десятков метров в поперечнике. В приконтактных частях в них появляется значительное (до 20÷30 %) количество ксеновключений андезитов, трахиандезитов, дацитов, аргиллитов, в различной степени ассимилированных, т. е. весь комплекс более древних магматических пород предыдущего этапа; при этом они также в значительной мере цеолитизированы.

Значительная группа пород Е. П. Черепановой выделяется под названием спекшихся туфов; при этом различаются агломератовые (размер обломков 5÷20 см и более), гравийные (2÷10 мм) и псаммитовые (0,1÷2 мм)

разности. Обломки тесно соприкасаются, сварены, цемента нет.

Агломератовые туфы обычно светло-окрашенные, зеленовато-голубые, участками светло-серые, не слоистые или грубослоистые. Преобладают зеленовато-голубоватые обломки риолитов и риолит-дацитов, аналогичные содержащимся в описанных выше лавокластитах. В подчиненном количестве отмечаются ксенообломки риолитов, порфирированных измененных пород андезит-трахитового ряда, реже — аргиллитов; общее их количество достигает 30÷35 %. Породы также в значительной мере цеолитизированы и монтмориллонитизированы. Как видно из приведенной характеристики, эти образования практически неотличимы от описанных выше лавокластических пород; их особенность — значительное количество ксенообломков. Породы (данные Е. П. Черепановой) содержат (в %):  $\text{SiO}_2$ —72,64,  $\text{TiO}_2$ —0,03,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —9,75,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ —0,54,  $\text{FeO}$ —0,55,  $\text{CaO}$ —2,38,  $\text{MgO}$ —0,33,  $\text{MnO}$ —0,3,  $\text{Na}_2\text{O}$ —2,44,  $\text{K}_2\text{O}$ —4,56,  $\text{P}_2\text{O}_5$ —следы,  $\text{SO}_3$ —0,18,  $\text{H}_2\text{O}$ —1,80, п.п.п.—4,26. Сумма — 99,51. По количеству кремнезема,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  они занимают промежуточное положение между риолитами и дацитами. Содержат до 27 % морденита в виде аморфных изотропных скоплений или радиально-лучистых анизотропных агрегатов, которые ассоциируют с халцедоном, опалом, гидрослюдистыми минералами.

Содержится небольшое количество кальцита, лейкоксена, магнетита, пирита,

халцедона, единичные зерна циркона и другие.

Гравийные разности туфов имеют голубоватую и серовато-голубую окраску. Состоят по преимуществу из обломков риолит-дацитов с характерной флюидальной текстурой, стекла с перлитовой отдельностью. Обломки угловатые, беспорядочно расположенные, тесно соприкасаются между собой. Встречаются редкие включения андезитов, аргиллитов, обломки кристаллов кварца и плагиоклазов. Для этих разностей характерно низкое содержание (первые проценты) морденита.

Псаммитовые разности спекшихся туфов также сходные внешне с лавокластитами и сваренными туфами, описанными выше, но более мелкообломочные. В их составе преобладают обломки риолитов — риолит-дацитов с редкими вкрапленниками или осколками фенокристаллов кварца и полевого шпата; они тесно соприкасаются и, видимо, сварены. По основной массе развивается цеолит, иногда в виде мелких (до 0,15 мм) изометричных выделений (глобулей). Общее количество морденита в этих породах достигает 50÷70 %.

Следует отметить, что выделенные разности пород риолит-дацитового ряда слабо различаются между собой; особенно неопределенная разница между туфами и брекчиевыми лавами (лавокластитами); в большинстве случаев их диагностика не однозначна.

## Глава 5

### ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ КАРАДАГА



#### МЕСТО МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД КАРАДАГА В СТРУКТУРЕ ВОСТОЧНОГО КРЫМА

Согласно общепринятым тектоническим схемам Горного Крыма [6, 16], вулканоплутонический комплекс Карадага приурочен к восточной периклинальной части Туакского поднятия — крупной линейной горст-антиклинальной структуры (антиклинария). Вместе с тем всеми исследователями отмечается своеобразие в строении восточной части антиклинория (от долины р. Ворон на западе до пгт Планерское), которая И. В. Архиповым и М. В. Муратовым [6] выделяется под названием Судакско-Карадагской системы складок. Среди характерных особенностей этой территории отмечаются [6, 16, 76] терригенно-карбонатный состав, мелководный характер и сокращенные мощности верхнеюрских осадков, исключительно резкая их фациальная изменчивость (разнофациальные типы отложений сменяются на расстоянии нескольких десятков метров), свидетельствующие об интенсивных дифференцированных движениях, т. е. геодинамической обстановке, способствующей проявлениям магматизма. Структурные особенности проявлены в общем веерообразном строении, обусловленном опрокидыванием складчатых и разрывных структур к югу на южном крыле и к северу — на северном; в наличии конседиментационных верхнеюрских синклиналий структур с крутыми, нередко подвернутыми крылья-

ми и пологими, слабоволнистыми днищами, в образовании которых основную роль играли процессы диапиризма подстилающих их флишевых и глинистых толщ. Для территории восточной части Судакско-Карадагских складок, в понимании И. В. Архипова и М. В. Муратова (т. е. Карадага и его окрестностей), характерно наиболее сложное строение антиклинальных и синклиналий структур, их сильное сжатие, нарушенность многочисленными взбросами. Здесь широко развиты бескорневые массивы рифовых известняков — линзы среди сложнопереформированных глин. О. М. Филатов [71] обратил внимание на наличие серпообразно вытянутых складок на участке между пгт Щебетовка и пгт Планерское, окаймляющих с востока приподнятую часть сводового поднятия и возникших под влиянием движения глинистого материала к востоку. А. И. Шалимовым [76] подчеркнута громадная роль в строении Горного Крыма крупных поперечных разломов северо-западного и субмеридионального направлений. Они, в частности, ограничивают и Карадагский блок. Для нас представляется также важным вывод автора о мозаично-глыбовом строении региональных антиклинальных поднятий Крыма, которые состоят из множества локальных, автономно развивающихся конседиментационных структур.

В последнее время такие представления находят подтверждение, в том числе

и на примере района Карадага. Появляется все больше данных о ведущей роли в строении района блоков и разделяющих их разломов, увязывающихся в структурные ансамбли с пликативными и инъективными дислокациями.

На основании комплексного анализа геологических, геофизических, структурно-геоморфологических данных в районе пгт Щебетовка и пгт Планерское выделяется изометричная структура размером  $(6 \times 8)$  км<sup>2</sup>, в пределах которой находят закономерное положение магматические и гидротермальные образования и которую мы при дальнейших описаниях будем называть Карадагской.

Граница изометричной структуры проходит от пгт Планерское в северо-западном направлении по б. Коктебельская, близ род. Лягушка поворачивает к юго-западу в направлении пгт Щебетовка и прослеживается в  $0,5 \div 1$  км к северо-западу от дороги Феодосия — Судак. Юго-западное ограничение проходит по серии параллельных разрывов северо-западного простирания вдоль р. Отузка, а южное, юго-восточное и восточное — вдоль берега моря и сложенного магматическими породами хр. Береговой.

Основной маркирующий структурный элемент изометричной структуры — кольцевой разлом, уверенно прослеживающийся по ее восточной, западной и северной периферии на протяжении более трех четвертей полного круга. По мнению О. Б. Гинтова и др. [7], это — достаточное условие для классификации структуры как кольцевой. По данным Н. Н. Новика, Л. С. Борисенко и др., считающих этот разлом надвигом, на отрезке от Биологической станции ИнБЮМа АН УССР до восточного подножия г. Святая плоскость разлома наклонена к северо-западу: круто — у западного склона хр. Кара-Агач, выполаживаясь до  $40^\circ$  — у юго-восточного склона г. Святая. Дугообразно изгибаясь се-

вернее род. Лягушка, она круто поворачивает к юго-западу и трассируется вдоль автотрассы Феодосия — Судак до пгт Щебетовка. Скважиной, расположенной в зоне разлома (в 500 м от род. Лягушка к юго-западу) на глубине 22 м вскрыты дробленные и перетертые диккитизированные и пиритизированные породы с многочисленными зеркалами скольжения, ориентированными под  $\angle 45 \div 75^\circ$  к оси керна. Скважина на глубине 150,7 м не вышла из брекчированных и измененных пород. Сильно брекчированные перемятые аргиллиты вскрыты скважиной и у восточной окраины пгт Щебетовка. В них наблюдаются также многочисленные зеркала скольжения, на которых развиты примазки диккита.

Таким образом, наличие кольцевой зоны разломов доказывается довольно определенно. Неубедительно выглядят попытки представить его как надвиг. Известно, что в районах с покровным строением кольцевая форма выходов на поверхность плоскости надвига обычно рассматривается как признак существования субгоризонтального покрова. Между тем о наличии последнего нет данных, а отмечаемые Н. Н. Новиком, Л. С. Борисенко и другими крутые наклоны сместителей в зоне кольцевого разлома прямо противоречат этому. По нашему мнению, логичнее предположить, что эта система разломов (в основном конических) сформировалась в связи с развитием глубинного энергетического центра, при этом по ним происходили и перемещения типа взбросов и, возможно, малоамплитудных надвигов, свидетельствующие о режиме сжатия. Блок, ограниченный зоной кольцевого разлома, имеет очень сложное строение. Здесь наиболее отчетливо проявлены нарушения север — северо-восточного и северо-западного направления с субвертикальными плоскостями сместителей. Это в основном сбросы с вертикальной амплитудой смещений до

нескольких десятков метров. Большая часть из них — радиальные, с центром в районе вершины Коз-Теке (г. Сюрю-Кая).

Наличие радиальной системы сбросов, видимо, связано с формированием соответствующей системы грабенов и горстов на флишеидном и глинистом основании триас-среднеюрского возраста; в определенных местах они выступают и как магмоконтролирующие структуры. Характерно, что во внутренней части изометричного блока хорошо выражены линейные наложенные грабен-синклинальные и горст-антиклинальные структуры северо-восточного направления, находящиеся на взаимном продолжении радиальных разломов в северо-восточном и юго-западном сегментах (Сюрю-Кайская и Балалы-Кайская синклинали и разделяющая их Легерская антиклиналь) (см. рис. 3). Синклинальные складки выполнены келловейскими и оксфордскими известняками, конгломератами, песчаниками, глинами. Ближе к ограничениям кольцевой структуры линейность этих складок выражена слабее. Здесь ощущается влияние радиальных разломов других направлений, пересекающихся с системами дуговых разрывов. Это обуславливает более изометричные формы блоков доверхнеюрского основания.

Менее отчетлива линейность радиальных структур других направлений. Так, близкую к изометричной, но несколько вытянутую с северо-запада на юго-восток форму имеет синклиналь, расположенная к северу от вершин Сюрю-Кая и Легенер в секторе, ограниченном радиальными разломами. Яснее влияние радиальных разломов проявлено в северо-западной пограничной части изометричной структуры: здесь ось Балалы-Кайской синклинали меняет простирание с северо-восточного на северо-западное. А с запада к кольцевому разлому при-

мыкает сложная брахиформная синклиналь, имеющая субширотную ориентировку.

Отчетливая выраженность грабен-синклиналей северо-восточного простирания в центральной части кольцевой структуры обусловлена, на наш взгляд, дополнительным влиянием более крупной линейной структуры этого направления, составной частью которой является изометричный блок и, соответственно, более общими региональными тектоническими напряжениями. Наличие радиальных и дуговых структурных элементов изометричной структуры, как и ее самой, дает основание предполагать существование местного энергетического центра. Считается [54], что глубина заложения кольцевой структуры равна половине ее диаметра; исходя из этого, энергетический очаг Карадагской структуры можно прогнозировать на глубине  $3 \div 4$  км.

Д. С. Кизельватер и М. В. Муратов [16] убедительно показали длительное развитие складчатых структур восточной части Горного Крыма. В поздней юре (келловее — лузитане, кимеридже) по окраинам синклиналей накапливались рифовые известняки, резко переходящие в грубообломочные образования. Отмечаются прислонения обломочных накоплений к крутым и отвесным склонам рифа. Анализ палеогеографической и палеотектонической обстановки позднеюрского времени позволил авторам сделать заключение о существовании на территории восточной части Туакского поднятия морского бассейна с многочисленными островами — антиклинальными поднятиями, вокруг которых формировались толщи конгломератов и рифы. Такая обстановка, отражающая дифференцированные разнонаправленные движения локальных структур, весьма благоприятна для проявления вулканических процессов, которые, как уже было отмечено

выше, наиболее интенсивно проявились здесь со среднекелловейского времени. Как отмечалось ранее, конседиментационно развивающиеся антиклинальные и синклинальные структуры образуют закономерное сочетание в пределах Карадагской изометричной структуры. Это позволяет предполагать и длительное развитие (на протяжении поздней юры, а может быть, и с более раннего времени) последней, как и ответственного за ее формирование энергетического очага, а также генетическую общность разнопорядковых конседиментационных, дизъюнктивных и инъективных структур.

Морфология кольцевой структуры подчеркивается конфигурацией изодинам  $\Delta Z$ . В ее центре выделяется эллипсоидная в плане отрицательная аномалия размером  $4 \times 2$  км, вытянутая в северо-восточном направлении интенсивностью до  $7,96 \cdot 10^{-2}$  А/м. Юго-восточный сегмент, где широко развиты магматические породы, выделяется как положительная дуговидная аномалия интенсивностью до  $39,8 \cdot 10^{-2}$  А/м. В западной и северо-западной части — спокойное магнитное поле от 0 до  $199 \cdot 10^{-4}$  А/м. Таким образом, по магнитным и геологическим данным структура четко асимметрична. Подобная асимметрия весьма характерна для изометричных тектоно-магматических структур Закарпатья и других районов [55] и связана с колебаниями и перекосом соответствующих им блоков, что, видимо, обуславливает различие геодинамических обстановок проявлений магматизма на отдельных участках их ограничения.

Карадагская кольцевая структура не является экзотичной для данного района. К северо-западу от нее (в  $8 \div 10$  км южнее пгт Старый Крым) располагается Щebetовская изометричная магнитная аномалия размером  $(8 \times 12)$  км<sup>2</sup> интенсивностью до  $159 \cdot 10^{-4}$  А/м. Она также асимметрична: южная и восточная ее границы характеризуются более резким

градиентом поля  $\Delta Z$ , чем западная и северная. По мнению В. И. Литвинова, А. В. Голубева и др., соответствующий ей блок с юга, запада и востока ограничен разрывами. Выделяются аномалии более высокого порядка с осями субширотного, северо-восточного и северо-западного направлений, что свидетельствует о сложном строении этого района. В целом аномалия, по мнению В. И. Литвинова и др., вызвана наличием на глубине магматических масс. Проведенные А. И. Котляром количественные интерпретации показывают, что здесь, вероятно, есть группа вертикальных столбообразных тел, верхняя кромка которых находится на глубине около 1 км. В пределах Щebetовской изометричной структуры на поверхности развиты преимущественно терригенно-карбонатные титонские и нижнемеловые породы.

По М. В. Муратову, описанная аномалия расположена в пределах Восточно-Крымского синклинория, а Карадагская — Туакского поднятия, т. е. они являются составными частями различных по знаку региональных структур. Вместе с тем, они намечают отдельную линейную структуру запад — северо-западного направления, протягивающуюся, судя по магнитным полям, вдоль пограничной зоны между Горным и Равнинным Крымом до г. Белогорск.

Вполне вероятно существование подобной изометричной структуры в пределах морского дна между пгт Планерское м. Киик-Атлама. Здесь вдоль северной береговой линии, проходящей, судя по ее конфигурации, по серии дуговых разломов, часто встречаются в обнажениях среди бат-келловейских карбонатно-глинистых отложений пласты и линзы вулканомиктовых песчаников и гравелитов, а также туфов. По аналогии с характером асимметрии Щebetовской и Карадагской кольцевых структур, с которыми она выстраивается в один ряд, можно

предположить преимущественное развитие вулканитов вдоль ее восточного и юго-восточного ограничения, т. е. в 5÷7 км к востоку от хр. Береговой.

Магматические образования занимают в Карадагской структуре вполне определенное и закономерное положение. Часть из них, слагающая хр. Береговой, обнаруживает отчетливую связь с дугowymi разломами, выступающими в роли магмоконтролирующих. Эта система разломов прослеживается по отдельным субвулканическим телам и далее к северо-западу от хр. Кок-Кая до фермы у южного подножия хр. Татар-Хабурга и полностью опоясывает восточную половину Карадагской кольцевой структуры. В западном периферическом ограничении структуры магматических пород на поверхности не обнаружено. Однако здесь широко развиты продукты гидротермальной деятельности (диккитизация, пиритизация). В частности, в верхнеоксфордских известняках на окраине пгт Шебетовка [9] обнаружена кварц-кальцитовая гидротермальная минерализация, которая, как предполагают авторы сообщения, размещается над нескрытыми магматическими телами, сходными с субвулканами хр. Татар-Хабурга и руч. Суук-Су (последние обнажаются на север от с. Дачное по автотрассе Судак — Грушевка). Эта минерализация сходна также с минерализацией в вулканических образованиях хр. Береговой. Таким образом, вполне обоснованно можно предполагать наличие магматических образований преимущественно в субвулканической фации и вдоль северо-западного ограничения структуры, но в меньших масштабах.

Для района гор Святая — Малый Карадаг значительную магмоконтролирующую роль играли радиальные разломы и особенно — узлы их пересечения с дугowymi разломами.

В юго-восточном сегменте Карадаг-

ской кольцевой структуры, где широко развиты магматические породы, складчато-глыбовые высокопорядковые структуры довулканического основания выражены слабо. Однако видна довольно отчетливая приуроченность вулканических и субвулканических образований к пограничным зонам антиклиналей и синклиналей. В частности, такое положение, видимо, занимает хр. Береговой. Он расположен между антиклиналью, предполагаемой в прилегающей части дна моря по отдельным выходам в основании береговых обрывов ниже-среднеюрской песчано-глинистой толщи и узкой Тумановой синклиналью — типичной приразломной структурой, имеющей в юго-западной части линейную дуговидную форму. В районе хр. Хоба-Тепе и г. Святая она расширяется, стыкуясь с радиальными грабенообразными структурами, в которых накапливались келловей-оксфордские отложения незначительной мощности.

Локализация магматических образований в сравнительно узкой зоне дуговых разломов, совпадающих с пограничной зоной структур различного знака, подтверждается исследованиями пород прилегающей части моря, проведенных нис «Геохимик» в 1988 г. (материалы В. А. Емельянова). В непосредственной близости от берега под слоем четвертичных песчано-гравийных отложений вскрыты крупные глыбы коренных пород, представленных кварц-полевошпатными песчаниками. Магматических пород не обнаружено.

Вулканический массив Святая — Малый Карадаг расположен, с одной стороны, в зоне перехода поднятого блока, сложенного ниже-среднеюрскими породами в нижнем и среднем течении б. Карадагская и развитыми к северо-востоку от него верхнеюрскими (келловей-оксфордскими) отложениями. Эта переходная зона характеризуется очень сильной раздроб-

ленностью, наличием многочисленных разрывных нарушений. Так, в скв. 1 и 2, расположенных к северу от вершины г. Святая, на глубинах 115,5 и 176,4 м вскрыты интенсивно рассланцованные перемьятые до тонкочешуйчатых породы, с алунизацией по контактам напластования. Их неполная (до забоев) мощность 37,5 м. В этой переходной зоне в районе г. Святая выделяется более высокопорядковое куполовидное поднятие довулканического основания.

С другой стороны, массив занимает пограничное положение между отмеченным выше поднятием в низовьях б. Карадагская и Тумановой синклиналью. Таким образом, он оказывается в узле пересечений граничных зон различно ориентированных антиклиналей и синклиналей довулканического основания.

#### СТРУКТУРА КАРАДАГСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Пестрый по составу карадагский вулкано-плутонический комплекс имеет очень сложное строение. Оно обусловлено многоактностью внедрения и изменения различных пород, а также последующими дислокациями. Как в хр. Береговой, так и в районе гор Святая и Малый Карадаг вулканические и субвулканические образования слагают сложно построенные линзовидные тела, состоящие из многочисленных, обычно незначительных по протяженности и мощности потоков, чередующихся с пластами и линзами пирокластических пород, пронизанных и деформированных многочисленными дайками, штоками и другой формы субвулканами. Значительную роль в их строении играют вулканические центры (некки, моногенные вулканы, купола и др.). Наиболее крупный из них — вулканический центр Хоба-Тепе, выделенный и обоснованный В. И. Лебединским [23].

Кроме многочисленных субвулканов и мелких центров извержения, слоистые лаво-пирокластические линзовидные тела усложнены линейными зонами интенсивных дислокаций (с субвертикальным залеганием пород), сопровождаемых многочисленными дайками и жильными гидротермальными образованиями. Наличие таких зон, особенно широко проявленных в хр. Кара-Агач, очевидно, явилось основанием для господствующих ныне представлений о структуре хр. Береговой как о моноклинали, круто ( $\angle$  до  $70\div 80^\circ$ ) наклоненной к северо-западу. Соответственно и мощность вулканитов оценивается в  $600\div 700$  м и более, т. е. примерно соответствует ширине хр. Береговой. Такие представления, однако, весьма упрощенные. Как показали проведенные нами детальные наблюдения в хр. Кара-Агач, мощность зон интенсивных дислокаций обычно не превышает  $50\div 70$  м, а в целом для этой территории характерно мелко мозаичное строение. Наблюдаются частые (на протяжении десятков — сотен метров) изменения азимута и угла наклона пород как по простиранию хребта, так и в поперечном направлении. В северо-восточной части хр. Береговой (хр. Магнитный) преобладает сравнительно пологое залегание вулканических толщ. Таким образом, логично представлять структуру хр. Береговой как линзовидное тело с общим наклоном поверхности нижнего контакта к морю, усложненное многочисленными инъективными, дизъюнктивными и связанными с ними пликативными дислокациями. Принципиально сходную структуру имеет и массив гор Святая — Малый Карадаг.

Ниже приводится детальная структурная характеристика вулкано-плутонических ассоциаций хр. Береговой и гор Святая — Малый Карадаг. При этом принимается следующий порядок изложения материала: сначала дается характеристика основных структурных элементов —

обычно выступающих в роли маркирующих объектов для расшифровки более общей структуры, а затем, на основании их соотношений и взаимного положения, — выводы об особенностях строения территорий.

#### Характеристика элементарных вулканических и вулкано-плутонических структур

К элементарным структурным формам, участвующим в строении геологических тел хр. Береговой и массивов гор Святая — Малый Карадаг, относятся: а) лавовые потоки, б) моноклинали полого залегающих, перемежающихся лавовых потоков и пирокластических пород, в) пачки вулканогенно-осадочных пород, г) жерловины, вулканические постройки, д) купола, е) линейные зоны интенсивных дислокаций, ж) субвулканические и дайковые образования (штоки, куполовидные интрузии, дайки).

Лавовые потоки, пачки перемежающихся лавовых потоков и пирокластических пород, серии вулканогенно-осадочных слоев развиты в переменном количестве по разрезу всего вулкано-плутонического комплекса Карадага. Морфологическая характеристика их отдельных, наиболее ярких представителей приведена при описании строения вулкано-плутонических ассоциаций. Поэтому здесь будут отмечены лишь те особенности, которые являются ключевыми для расшифровки структуры района.

а) **Лавовые потоки** играют определяющую роль в строении нижней ассоциации. В этой части разреза они, часто нагромождаясь друг на друга, образуют мощные (до нескольких десятков и первых сотен метров) серии, в которых отдельные потоки не различаются (разрезы над бухтами Северная Сердоликовая и Пуццолановая). По данным В. И. Лебединского, мощность потоков измеряется первыми десятками метров, реже состав-

ляет  $5\div 10$  м. По более ранним оценкам [23] того же автора их мощность и протяженность небольшая: первая измеряется единицами, реже — первыми десятками метров. Протяженность маломощных потоков — до первых десятков — первых сотен метров, более мощных — до 1 км. Наши наблюдения подтверждают данные о незначительной мощности и протяженности потоков.

Прямых сведений о протяженности и ширине потоков, как правило, нет из-за их значительных деформаций и частого погружения под другие образования. О незначительной протяженности отдельных потоков лав основного — среднего состава, характерных для нижней ассоциации, можно судить по следующим данным. Лавовые образования со своеобразной глыбовой, близкой к шаровой и подушечной отдельностью, приуроченные к нижней части разреза, образуют линзовидно-куполовидные скопления в нижней части обрывов хр. Береговой у бухт Пограничная, Пуццолановая и в районе бухт Северная, Южная Сердоликовые и Радости (см. рис. 3, 5.V, VI, X, XI). Протяженность их до  $500\div 700$  м; высота до 100 м. Эти линзы состоят как из отдельных коротких наплавающихся потоков, так и из субвулканических тел аналогичного состава, надежно устанавливаемых по интрузивным контактам со слоистыми вулканогенно-осадочными породами и, очевидно, соответствуют вулканическим постройкам. Учитывая размеры этих линз, протяженность слагающих их потоков, очевидно, не превышает первых сотен метров.

Мощные пачки глыбовых лав основного — среднего состава, слагающие верхнюю часть нижней ассоциации, в обрывах над ск. Иван Разбойник и над бухтами Южная и Северная Сердоликовые и Радости представляются однородными при непосредственных наблюдениях на обнажениях. При рассмотрении их со сто-

роны моря (см. рис. 5.V, VI, X, XI) в них обнаруживается отчетливая полосчатость, свидетельствующая о многоактности их формирования. Поэтому данные В. И. Лебединского о наличии потоков мощностью до 60 м вызывают сомнение. С такими представлениями не согласуется и незначительное количество монолитных лав в разрезе, слагающих маломощные линзы в центральных частях потоков (при наличии мощных потоков следовало бы ожидать более мощные однородные тела таких пород).

В средней ассоциации, где отдельные потоки надежно выделяются среди пирокластических образований, мощность их не превышает первых десятков метров, чаще первых метров. Наклон поверхностей потоков сильно изменчив: от субгоризонтального до крутого ( $60 \div 70^\circ$ ) и зависит как от первичного рельефа, так и от последующих дислокаций.

Наиболее распространены глыбовые потоки. Местами они напоминают агломератовые туфы (особенно там, где породы брекчированные и выветрелые), что привело к переоценке роли пирокластических пород в разрезе Карадага [23]. Но в 1981 г. В. И. Лебединский пересмотрел эти представления, выделив эти образования как глыбовые лавы. Наиболее характерны они для верхней части нижней ассоциации, встречаются и в средней.

Границы и морфология отдельных глыбовых потоков, особенно если они слагают однородные толщи, как правило, вообще неопределимы. В отдельных случаях при очень тщательных наблюдениях удается установить однородные лавы с глыбовой (изометрично-глыбовой) отдельностью, переходящие как в разрезе, так и по простиранию в грубообломочные породы того же состава, которые В. И. Лебединским рассматриваются как лавокластиты. Глыбы, обособленные трещинами отдельности в однородных лавах,

и обломки лавокластитов имеют размеры до  $0,2 \div 0,5$  м. Они, как правило, изометричные, с ребристыми до остроугольных краями. Переход глыбового (лавокластического) потока в монолитную лаву совершается на небольшом ( $0,5 \div$  первые метры) расстоянии.

По данным В. И. Лебединского, глыбовые потоки формировались под водой. Это подтверждается следующими данными: а) нет следов сваривания или спекания глыб; б) нет корочек окисления на поверхности глыб вулканитов вследствие вторичного разогрева или действия фумарол; г) сонахождение с типичными субаквальными образованиями — подушечными лавами и гиалокластитами. Ускоренное охлаждение лавы под водой ведет к ее быстрому застыванию и дроблению. Такая обстановка не способствовала распространению ее на значительные расстояния и формированию протяженных потоков.

Монолитные потоки редки: они, по В. И. Лебединскому, сформированы очень подвижной, быстро затвердевавшей лавой.

Подушечные лавы также широко распространены. Встречаются на разных стратиграфических уровнях в нижней и средней ассоциациях карадагского вулкано-плутонического комплекса. Обособляются тела подушкообразной, эллипсоидальной, реже — сосиско- и булкообразной формы. Встречаются и шаровидные образования, особенно характерные для скоплений подушечных лав в районе бх. Пограничная — ск. Иван Разбойник и в районе бухт Южная и Северная Сердоликовые и Радости, где, по оценке В. И. Лебединского, мощность потоков превышает 78 м. Размеры лавовых обособлений —  $1 \div 2,2$  м при минимальной величине 0,5 м и максимальной 3,5 м. Встречаются и матрацевидные тела, похожие на короткие лавовые потоки. Промежутки между ними заполнены рых-

лым буровато-коричневым гиалокластитом, по внешнему виду сходным с лапиллиевым туфом. Подушечные тела различной формы изолированы друг от друга (между ними нет горловин).

На наш взгляд, роль подушечных лав в разрезе В. И. Лебединским несколько преувеличена. Так, в районе бх. Пограничная, характеризующемся значительным развитием пород с изометрично-глыбовой, близкой к шаровой отдельностью, последние нередко слагают субвулканические тела. Кроме того, подушечные лавы очень часто переходят в мелкошаровые и глыбовые.

Скопления подушечных и шаровых лав в нижней части обрывов хр. Берегового (бухты Северная и Южная Сердоликовые, Радости, Пограничная) представляют собой линзовидные тела мощностью до сотни метров и до нескольких сотен в поперечнике. Эти образования напоминают вулканические постройки Срединно-Атлантического хребта [78] — конусы в форме стогов сена высотой  $5 \div 20$  м и диаметром  $10 \div 50$  м с наклоном склонов до  $45^\circ$  у вершины и плоских у подножия. При этом длина подушечных потоков также не превышает нескольких сот метров.

Подушечные тела, по данным В. И. Лебединского, имеют зональное строение. Выделяются три зоны: 1) периферическая корка закалки толщиной  $1 \div 3$  см, состоящая из плохо раскристаллизованного стекла с редкими микровкраплениями; 2) промежуточная зона занимает основной объем подушечного тела. Сложена миндалекаменной породой, мелкопорфировой. Уплощенные миндалины размером до  $3 \div 4$  мм и  $5 \div 8$  мм ориентированы параллельно поверхности подушечных тел; 3) внутренняя зона сложена крупнопорфировыми породами с немногочисленными (до  $5 \div 7\%$ ), но сравнительно крупными миндалинами длиной до  $10 \div 15$  мм. Подушечные лавы — индикатор

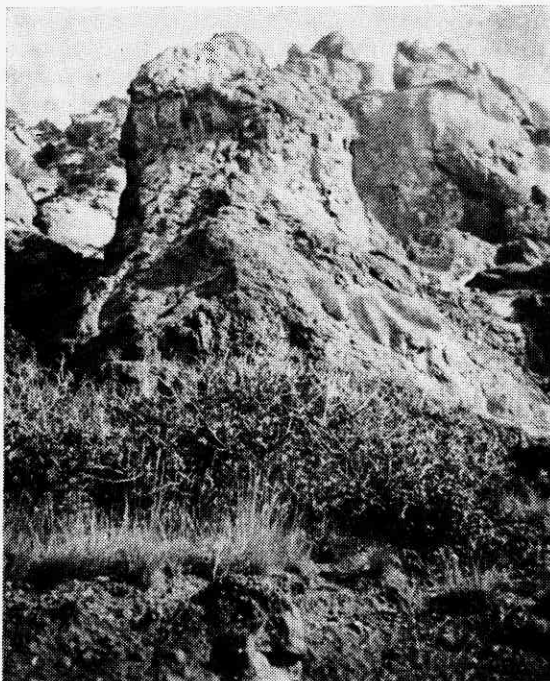


Рис. 15. Моновулкан Сахарная голова

тор подводных извержений жидких, высокотемпературных лав.

В отдельных потоках (хребты Кара-Агач, Кок-Кая) наблюдается характерная матрацевидная отдельность, как бы напознание отдельных языков лавы друг на друга (рис. 9). Такие потоки также сложены породами основного или среднего состава.

б) **Моноклинали**, сложенные чередующимися лавовыми потоками и пирокластическими породами, встречаются, как правило, в средней ассоциации. Благодаря небольшой мощности (до нескольких метров) слагающих их тел, в них обычно четко видна полосчатость. Последняя, как правило, подчеркнута плитчатой отдельностью и часто — слоистым строением туфовых пластов.

Такие моноклинали — очень важный ключ к расшифровке строения карадагского вулcano-плутонического комплекса. Они локально развиты повсюду в хр. Береговой и в массиве гор Святая — Малый Карадаг. Это наименее деформированные части вулканических структур, возможно, сохранившие первичное залегание. Наличие таких моноклиналей среди массивных пород или зон интенсивных дислокаций — веское свидетельство отсутствия в районе линейной полной складчатости верхнеюрских отложений.

в) **Пачки вулканогенно-осадочных пород** также — важные маркирующие структурные образования. Они обладают хорошо выраженной слоистой текстурой, тонкоплитчатой отдельностью и хорошо обнаруживаются среди лав и грубообломочных пород по сравнительно мелким обломкам в осыпях. Выделяется две разновозрастных осадочно-вулканогенных пачки: первая — в нижней части нижней ассоциации, почти повсеместно распространенной (в хр. Кара-Агач в нижней части обрывов, у западных подножий массива г. Святая и на ее южных склонах); вторая — в основании средней ассоциации (развита в хр. Магнитный и слабо проявлена в приводораздельной части хр. Кара-Агач). Эти пачки, очевидно, соответствуют периодам пониженной магматической активности.

г) **Жерловины, вулканические постройки** в вулканических полях хр. Береговой и массива гор Святая — Малый Карадаг. С различной степенью достоверности выделяются многочисленные мелкие (десятки — первые сотни метров в поперечнике) изометрические жерловины и мелкие вулканические постройки. Они в значительной мере усложняют общую структуру вулcano-плутонического комплекса, придавая ему мозаичный характер. Ниже дается характеристика наиболее представительных структур этой группы.

Моновулкан Сахарная голова (рис. 15) расположен на южном склоне хр. Кара-Агач, на юго-западном фланге, в 120 ÷ 150 м восточнее б. Черная. Он представляет собой резко обособленную горку высотой до 30 м и до 150 м в поперечнике, имеющую вид конуса и расположенную среди потоков андезитов и андезито-базальтов, которые, судя по системе плитчатой отдельности, наклонены на юго-восток 140°, 40°. Моновулкан усложняет эту моноклираль. В его строении значительную роль играют многочисленные субвулканические тела андезитов и андезито-базальтов, выделяющиеся по обособлениям с призматической отдельностью, имеющим шаровидную или куполовидную форму. О наличии субвулканических тел с рвущими контактами свидетельствует обнаруженный у подножья горки обрывок пласта известняка мощностью до 20 см, находящегося в виде ксенолита в андезито-базальтах и имеющего субвертикальную ориентировку, простирание 240°. Субвулканические тела как бы просвечивают через потоки андезитов и андезито-базальтов, которые образуют на склонах характерные языки и оплывины (рис. 15). Последние хорошо подчеркивают центробежное растекание лавы от вершины. Суммарная мощность потоков не превышает первые десятки метров.

Вероятно, мелким вулканическим постройкам в образованиях нижней ассоциации соответствуют линзовидные скопления шаровых и подушечных лав на участке между ск. Иван Разбойник и бух. Пограничная, а также в районе бухт Южная и Северная Сердоликовых, Радошти. На первом участке (рис. 5.V, VI) на уровне 25 ÷ 30 м от уреза воды прослеживается слоистая вулканогенно-осадочная пачка с включениями потоков миндалекаменных альбитизированных андезито-базальтов и пластов агломератовых туфов. Под ней — до уреза воды — осыпь

и отдельные скальные выходы андезито-базальтов с обильными миндалинами, хорошо выраженной крупноглыбовой и шаровой отдельностью; здесь же встречаются брекчиевые лавы с различным количеством псаммитового гиалокластического материала между глыбами. Об общей последовательности смены пород можно судить по ряду скальных выходов к северу от ск. Иван Разбойник (снизу вверх):

1. Брекчиевые лавы синевато-серых плотных миндалекаменных андезито-базальтов; глыбы погружены в рыхлый псаммо-псефитовый гиалокластический материал темно-серого цвета; «прослой» лав мощностью до 1 м без рыхлого заполнителя. Мощность — до 17÷20 м (породы круто наклонены на северо-восток 35° под углом 60°).

2. Переслаивание слоистых голубоватых кремнистых песчаников, состоящих преимущественно из обломков андезитов и андезито-базальтов, темно-серых до черных туффитов, состоящих из мелких обломков основного хлоритизированного стекла, плагиоклазов и пироксенов и включающих глыбы миндалекаменных андезито-базальтов. Мощность 5÷7 м.

3. Миндалекаменные (до 40÷50 % миндалин) андезито-базальты. Мощность 3÷4 м.

4. Черные рыхлые вулканомиктовые песчаники. Мощность 1÷2 м.

5. Голубоватые и светло-синевато-серые и зеленовато-серые миндалекаменные (до 60 % миндалин) андезито-базальты. Мощность 15÷20 м.

6. Слоистая вулканогенно-осадочная пачка (туфы, туффиты, вулканомиктовые песчаники) в виде отдельных скальных выходов. Перекрыты осыпью лавовых брекчий андезито-базальтов.

Наблюдения над контактами андезито-базальтов и андезитов со слоистыми вулканогенно-осадочными образованиями показывают неоднозначность их соотношений. С одной стороны, лавы миндалекаменных андезито-базальтов слагают потоки, перемежающиеся с осадочно-вулканогенными породами и имеющие сравнительно ровные, параллельные слоистости контакты. В терригенных осадочных породах содержатся глыбы и псаммитовый обломочный материал андезито-базальтов. Эти данные свидетельствуют о синхронности формирования ла-

вовых потоков и терригенных пород. С другой стороны, наблюдаются четкие рвущие контакты андезито-базальтов со слоистыми пачками (рис. 6). К северу от ск. Иван Разбойник в обрывах (рис. 5.V, VI) хорошо видно сильную нарушенность слоистой вулканогенно-осадочной пачки, которая разбита зонами разрывов шириной до 2÷3 м, простирающимися по аз. 310÷330°, на блоки шириной до 30÷40 м. По зонам разрывов происходит ступенчатое поднятие блоков к северо-востоку с вертикальной амплитудой 2÷4 м. В этом же направлении повышается кровля залегающих ниже миндалекаменных андезито-базальтов. Зоны разрывов заполнены глыбовой лавой андезито-базальтов; она как бы корродирует примыкающие к ним вулканогенно-осадочные образования. Эти данные однозначно свидетельствуют о наличии рвущих субвулканических тел.

Для Карадагской вулканической группы повсеместно подтверждается известное эмпирически установленное положение о том, что крупноглыбовая, близкая к шаровой отдельность характерна для центральных частей мощных (до нескольких десятков метров) субвулканических тел и потоков излившихся пород. При приближении к контактам, а также в мелких телах она сменяется на мелкоглыбовую, при этом увеличивается густота трещин. Такие породы больше подвержены выветриванию и дезинтеграции. Характер отдельности выражается на поверхности выходов пород в виде различных сочетаний микроморфоскульптур, хорошо проявляющихся на фотоснимках. Это дало возможность расшифровать общую структуру и взаимоотношения пород в обрывах между скалами Иван Разбойник и Золотые ворота, которые в большей своей части недоступны непосредственно наблюдению (см. рис. 5.V, VI).

В юго-западной части этого участка контакт между мощным телом шаровых

и глыбовых лав андезито-базальтов и вулканогенно-осадочной пачкой, содержащей потоки и субпластовые тела основного — среднего состава, проходит, примерно, на одном уровне 30÷40 м над водой, он круто погружается к северу и северо-западу и, вероятно, интрузивный. При этом вулканогенно-осадочная пачка выделяется как единое слаборазрушенное тело с субгоризонтальной полосчатостью в плоскости обрыва. К востоку, у ск. Баба Яга, эта пачка уже сильно нарушена и деформирована: она разбита на отдельные разобщенные, часто с неровными, извилистыми ограничениями, блоки и глыбы. По разделяющим их зонам проникают андезито-базальты, имеющие иногда, как и залегающие ниже лавы, глыбовую и шаровую отдельность. Местами же они сильно дробленные и гидротермально изменены (хлоритизированы, окремнены, карбонатизированы). На более высоких горизонтах, уже на уровне верхней пачки нижней ассоциации, сложенной преимущественно брекчиевыми лавами и меньше — агломератовыми туфами, наблюдается мощная (высотой 40 м и протяженностью 70÷80 м) линза, судя по снимку (это место недоступно непосредственному наблюдению), состоящая из андезито-базальтов с включениями крупных ксенолитов слоистой пачки, имеющих сложную конфигурацию. Эта линза, четко выделяющаяся по своеобразному неоднородному фототону, вероятно, представляет собой приповерхностную камеру небольшого вулкана или его поверхность центральную часть. Реликты осадочно-вулканогенной пачки, являющейся основанием для вулканических построек, с которыми связано формирование пород верхней пачки нижней ассоциации, подняты до уровня 120÷150 м, что также подтверждает наличие здесь вулканического центра. С деятельностью этого вулкана и других подобных четко увязывается накопление отложений верх-

ней части нижней вулканогенной ассоциации основного — среднего состава и менее надежно — преимущественно лавового конуса, сложенного породами нижней пачки.

Такие же соотношения наблюдаются и в восточной части данного отрезка береговых обрывов. Здесь, в 200 м западнее ск. Лев, в стенке высотой около 30 м, в нижней части обрывов обнажены миндалекаменные, крупнопузыристые (до 40÷50 % пустот) андезито-базальты с хорошо выраженной изометричной глыбовой отдельностью. С востока этот выход огражден вертикальной зияющей трещиной, простирающейся по аз. 310°. К востоку от нее те же миндалекаменные андезито-базальты слагают отдельные грядки, образующие как бы сложно переплетенный каркас. В промежутках между ними — рыхлая черная песчано-гравийная смесь, возможно, по вулканомиктовым песчаникам, состоящим из зерен вулкаников основного — среднего состава. Местами в андезито-базальтах наблюдаются трещины через 0,05÷0,3 м, обуславливающие близкую к плитчатой отдельность с аз. пад. 115°,  $\angle$  30°. Это, вероятно, фрагменты маломощных потоков. Скорее всего, здесь вскрыта пачка вулканогенно-осадочных пород с отдельными потоками андезито-базальтов, пронизанная сетью жил того же состава. На уровне 15 м от уреза воды и выше развиты преимущественно лавы с глыбовой отдельностью. На высоте 40 м преобладают туфы с признаками грубой слоистости из-за чередования слоев с различным размером кластического материала. Выше (70÷80 м от уреза воды) в значительном количестве появляются светло-желтые туфы с глыбами зеленоватых алевропелитовых пород и флюидальных дацитов, с линзами и прослоями голубоватых кремнистых пород. Вулканогенно-осадочные породы местами слагают слои и образуют моноклираль, а местами в виде

изометричных глыб находятся среди агломератовых лав и включены в последние в качестве ксенолитов.

Общая структура, вскрывающаяся в обнажениях между ск. Иван Разбойник и Золотыми воротами, и история ее формирования представляются в следующем виде. Первоначально образовалась слоистая пачка вулканогенно-осадочных пород, включающая потоки андезито-базальтов. Затем произошло внедрение новой крупной порции магмы среднего — основного состава. Проникновение магмы происходило как по вертикальным трещинным каналам, так и по горизонтальным послонным плоскостям. Эти скопления магмы образовали своеобразный приповерхностный магматический очаг сложной конфигурации, питающий извержения, сформировавшие верхнюю пачку нижней ассоциации.

Вулканические постройки над этими очагами фиксируются, очевидно, максимальными поднятиями реликтов нижней осадочной пачки — под высотой 282,6 м и близ дайки Лев, где они встречаются на высоте более 100 м над урезом воды, и наиболее мощными скоплениями лав с крупноглыбовой и шаровой отдельностью в этих местах, достигающими 60÷80 м. Эти линзовидные утолщения лав с крупноглыбовой отдельностью очень хорошо видны при наблюдениях с моря (см. рис. 5.V, VI).

Сходные с описанными выше последовательность формирования пород, структурные особенности и соотношения слагаемых ими тел наблюдаются и над бухтами Южной и Северной Сердоликовыми и Радости, где вулканические постройки или их отдельные части выделяются даже более отчетливо.

Так, над бх. Южной Сердоликовой (см. рис. 5.X, XI), в нижней части обрывов, обнажаются миндалекаменные андезито-базальты с глыбовой и шаровой отдельностью. Они пронизаны многочис-

ленными дайками андезитов и андезито-базальтов, выделяющимися в виде грядок и прослеживающимися вверх по склону почти до привершинной части. Среди них встречаются стекловатые разновидности андезитов, сходные с широко развитыми на хр. Кок-Кая. Выше, судя по фотоснимку, залегают пласты вулканогенно-осадочных пород. Они разорваны субвертикальными зонами, насыщенными дайками (рис. 5. IX, X), и перекрыты пачкой грубополосчатых лав и брекчий основного — среднего состава. Последние образуют моноклираль с наклоном на юго-восток  $\angle$  20÷30°. Слагающие ее потоки отчетливо срезают (залегают несогласно) полосчатость в нижележащей вулканогенно-осадочной пачке. Весьма примечательно, что над широкой (в несколько десятков метров) зоной даек, прорывающих осадочно-вулканогенную толщу, появляется линза андезито-базальтов с крупноглыбовой (близкой к шаровой) отдельностью, которая к юго-востоку фациально переходит в полосчатую толщу, что позволяет отнести эти образования к околожерловым или субвулканическим.

Центральная часть вулкана, характеризующегося неоднократной активизацией, и его северо-восточный склон вскрываются между мысами Плойчатый и Тупой и к северо-востоку от последнего (см. рис. 3, 5.XI). Между этими мысами, сложенными субвулканическими телами андезито-базальтов, в обрыве высотой до 40÷50 м выделяются (см. рис. 5.XI) лавы андезито-базальтов с крупноглыбовой и шаровой отдельностью, выполняющие, возможно, жерловину. Над бх. Радости, выше обрывающихся к морю скал, сложенных упомянутыми ранее андезито-базальтами, залегают чередующиеся брекчиевые лавы и туфы основного — среднего состава (см. рис. 5.XI). Эта пачка пород, имеющая отчетливое полосчатое строение и составляющая верхнюю часть разреза нижней ассоциации, испытывает

преимущественно центры вулканических построек, но не имеющие очевидных и непосредственных связей с отдельными и непосредственными вулканическими телами, в результате чего приобретают определенную самостоятельность.

Одна из таких жерловин расположена в восточной части хр. Кара-Агач, южнее высоты 282,6 м (рис. 17, 18). В центре ее видна депрессия в современном рельефе. По северо-западному и северному периметру она окружена брекчированными лавами адезитов, слагающими три гривки, разделенные ложбинами, образующими в совокупности полосу шириной до 20 м. Падение сложенных андезитами тел в северо-западной части структуры — периклинальное: аз. пад.  $340^\circ$ ,  $\angle 80^\circ$ . Среди брекчированных лав андезитов по крупноглыбовой отдельности и массивному строению выделяются линзовидные тела (возможно, дайковые) длиной  $2 \div 3$  м и шириной  $0,2 \div 0,3$  м светло-серых с желтоватым оттенком дацитов. К северо-западу от жерловины отделенное ложбиной шириной около 15 м — еще одно отпрепарированное в виде стенки тело (дайка?) высотой до 15 м, простирающееся по аз.  $70^\circ$ , сложенное андезитами с глыбовой, местами близкой к шаровой отдельностью, сходными с развитыми вдоль северо-западного ограничения структуры. Вдоль западной границы прослеживается обрыв высотой до  $20 \div 30$  м. В нем обнажены желтые агломератовые туфы (?); характерна кавернозная и нишевая поверхность их выходов. Четко выражена система трещин через  $1 \div 5$  м, наклоненных на запад — юго-запад (аз. пад.  $250^\circ$ ,  $\angle 85 \div 90^\circ$ ). Эти трещины имеют дуговидную форму, выпуклую к западу, что хорошо видно по изгибу стенки обнажения. Южнее к стенке прислоняются темно-серые с глыбовой отдельностью андезиты, слагающие дайку. Далее по направлению к юго-востоку вдоль ограничения жерловины прослеживается расселина шириной

около 15 м, густо залесенная. Она разделяет стенку высотой до 12 м и шириной около 5 м, простирающуюся по аз.  $340^\circ$  и сложенную агломератовыми шлаковыми брекчиями с сотовой и ямчатой поверхностью, от расположенных с внешней стороны зеленых миндалекаменных андезитов, возможно, продолжающих к юго-востоку упомянутую выше дайку.

Юго-восточное и южное ограничение структуры — более сложное и определяется переплетением радиальных и дуговых субвулканических тел. Здесь находится ряд неприступных утесов (рис. 18, 5.V, VI), сложенных глыбовыми лавами и желтыми агломератовыми туфами. В южной части они прорваны сложно построенным телом лейкократовых дацитов, а на юго-восточном ограничении субвулканическое тело того же состава, отделенное полосой пологого, заросшего травой и кустарником склона, выделяется в виде рассеченного конусовидного обелиска, сходного по облику со ск. Иван Разбойник. Вдоль восточного подножия этого утеса дациты перемежаются с гидротермально измененными брекчиями андезитов, образуя серию окаймляющих его дуговых субвертикальных или круто ( $\angle 80 \div 85^\circ$ ) наклоненных по аз.  $260 \div 270^\circ$  даек.

Этот утес и, в частности, его южная стенка хорошо видны со стороны моря (см. рис. 5.V, VI). В нем различаются отдельные крупные шаровые обособления до первых десятков метров в поперечнике, сходные с наблюдаемыми в субвулканических телах ск. Иван Разбойник и Чертов камин. Видна также субвертикальная полосчатость, как бы окаймляющая изометричные образования, ориентированная в субмеридиональном направлении. Можно полагать, что здесь мы имеем ряд изометричной формы субвулканических тел дацитов и сопровождающих даек, сгруппированных в дуговидную зону, имеющую общий наклон на

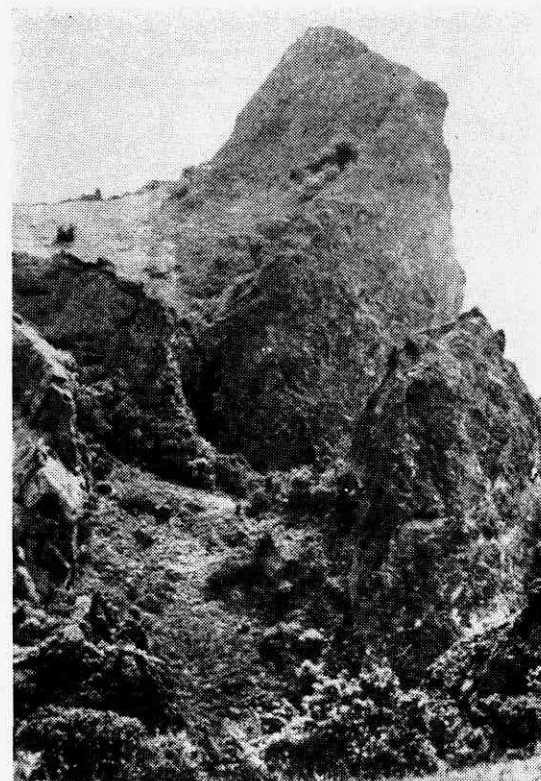


Рис. 18. Вид на жерловину у высоты 282,6 м с запада

северо-запад  $330^\circ$ ,  $\angle 50 \div 60^\circ$ . В отдельных местах субвертикальная полосчатость, видимо, обусловлена зонами кварц-карбонатных жил. и сериями радиальных даек.

Центральная часть структуры сложена агломератовыми туфами смешанного (среднего — кислого) состава без признаков сортировки и слоистости. Примечательно, что возле описанной жерловины, как и возле подобных структур в хр. Магнитный, появляются глыбовые лавы и агломератовые туфы миндалекаменных андезито-базальтов, характерных больше для нижней ассоциации. Это может быть обусловлено как куполовидным подняти-

над предполагаемой жерловиной отчетливый антиклинальный перегиб. К северо-востоку от м. Тупой в прибрежных откосных обрывах обнажаются лавы андезитов и андезито-базальтов с шаровой, баллоновой и матрацевидной отдельностью. Верхний контакт лав понижается полого к север—северо-востоку. Соответственно их видимая мощность уменьшается от  $40 \div 50$  м до  $20 \div 25$  м и через 150 м они выклиниваются. Выше залегают агломератовые лавы и туфы. Близ м. Тупой шаровые лавы андезитов расчленены субвертикальной зоной сферических субвулканических тел мощностью до 5 м, простирающейся в северо-западном направлении, и дайкой андезитов с призматической отдельностью, полого ( $\angle 20 \div 30^\circ$ ) наклоненной на северо-восток, мощностью до  $1,2 \div 1,5$  м.

Охарактеризованная вулканическая постройка — сравнительно крупная (более 200 м в поперечнике) и, пожалуй, наиболее представительная и структурно выраженная.

Надежно устанавливаются два этапа ее развития, отличающихся по структурным и текстурным особенностям продуктов извержений.

Подобные описанным магматические камеры и мелкие вулканические постройки, сформировавшие породы ранней ассоциации, располагаются симметрично относительно хр. Хоба-Тепе и непосредственно к нему примыкают, прослеживаясь к юго-западу и северо-востоку от него на расстоянии  $700 \div 800$  м.

Небольшая вулканическая постройка может быть намечена по ряду признаков в южной части хр. Кок-Кая близ вершины 319,1 м. Центральный канал (рис. 16) предполагается южнее вершины, на юго-западном скате хребта, на месте скопления своеобразных сглаженных скал от единиц до  $10 \div 15$  м в поперечнике, образующих изометричную группу диаметром до 40 м и сложенных брекчиями стекло-

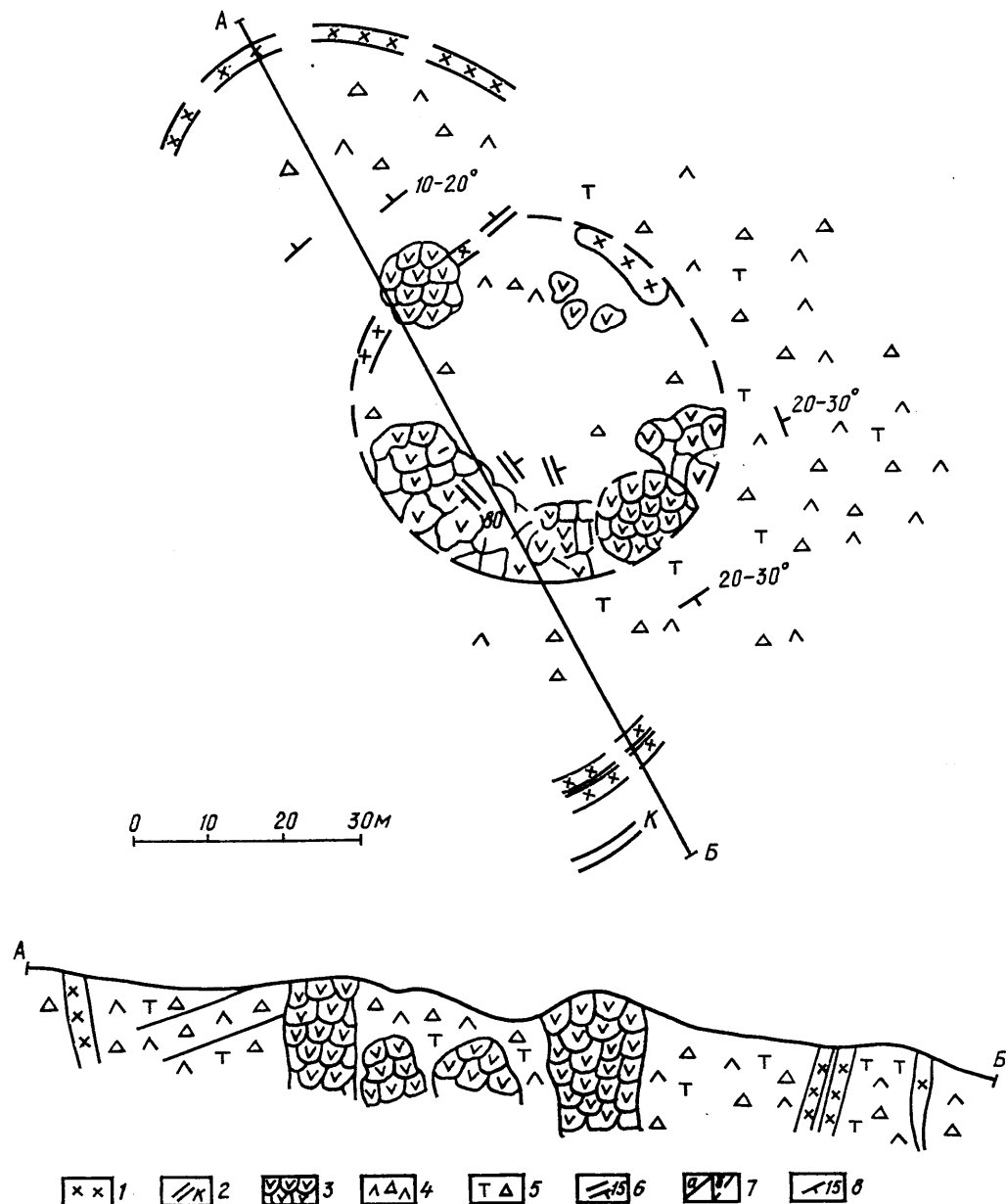


Рис. 16. Схема строения прижерловой части вулкана у отметки 319,1 м:

1 — дайки андезитов и трахандезитов, отпрепарированные в виде грибов и стенок; 2 — карбонатные жилы и их серии; 3 — андезиты, брекчи андезитов, слагающие што-

кообразные тела; 4 — туфы среднего состава; 5 — брекчиевые лавы и агломератовые туфы андезитов и андезито-базальтов; 6 — основные системы трещин — направление и угол падения; 7 — границы (а — установленные, б — предполагаемые); 8 — направление падения и угол наклона слоистости в туфо-лавовых пачках

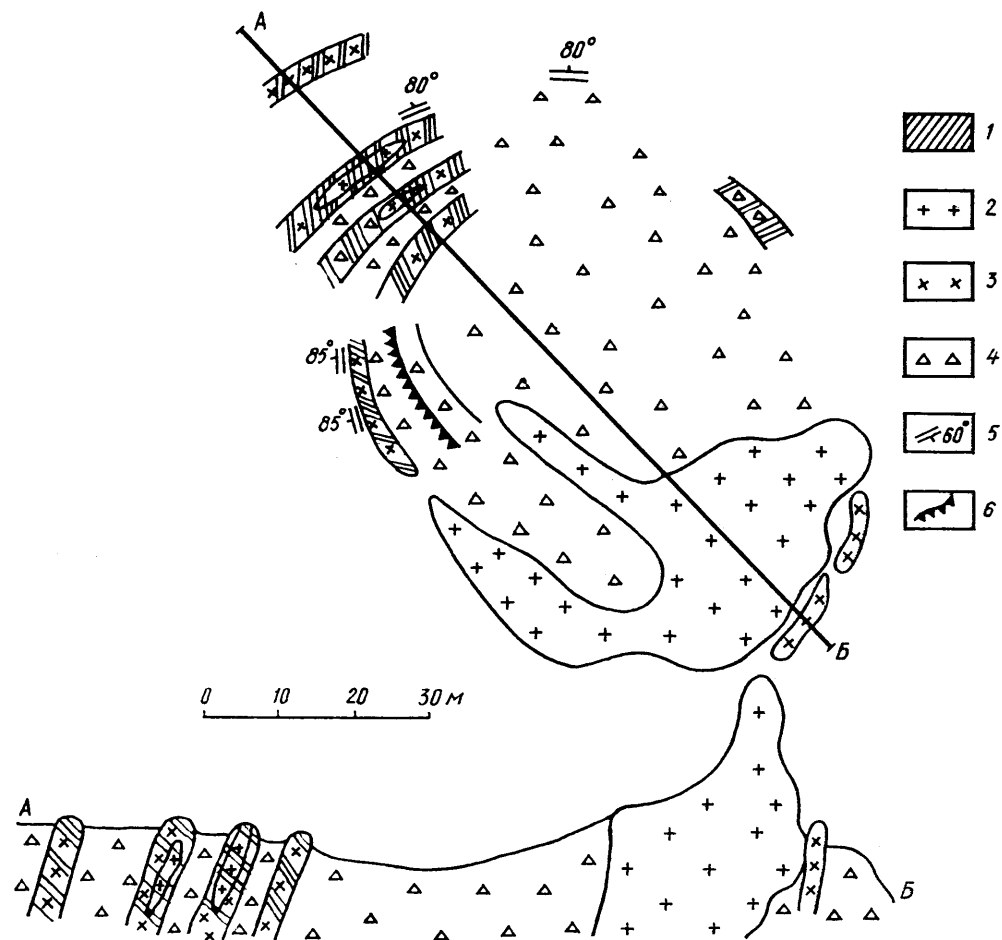


Рис. 17. Схема строения жерловины у высоты 282,6 м.

1 — валообразные и стенообразные возвышения; 2 — дайки и другой формы субвулканические тела дацитов; 3 — дайки андезитов; 4 — агломеративные туфы среднего кислого состава; 5 — трещина (направление и угол наклона); 6 — протяженные обрывы (уступы)

ватых мелкопузыристых андезитов и дацитов. С северо-запада эта группа скал ограничена субвертикальной стенкой, простирающейся по аз.  $45 \div 50^\circ$  и отделяющей предполагаемую жерловину от субгоризонтально залегающих или полого (под углом  $10 \div 20^\circ$ ) наклоненных к се-

веро-западу переслаивающихся лапиллиевых туфов и алевропсаммитовых тонкослоистых туффитов с параллельной слоистости плитчатой отдельностью. Среди них — отдельные скальные выходы высотой до  $3 \div 4$  м синевато-серых стекловатых трахиандезитов с матрацевидной отдельностью. В пределах одной глыбы можно наблюдать изменение ориентировки трещин и матрацевидной отдельности от субгоризонтальной до субвертикальной. Вероятно, это мелкие экструзии по периферии основной жерловины. К вос-

току от жерловины, в южных обрывах, близ высоты 319,1 м можно наблюдать брекчиевые лавы и агломеративные туфы андезитов и трахиандезитов, которые в результате брекчирования и ожелезнения приобрели желтовато-бурую окраску. Они, вероятно, принадлежат верхней части нижней ассоциации и перекрыты пачкой туфов и лав дацитов и трахиандезитов, выделяющихся серой окраской. Пачка имеет полосчатое строение и отчетливый наклон: аз. пад.  $70^\circ$  под углом  $20 \div 30^\circ$ . С удалением от центра мощность пачки уменьшается от  $20 \div 30$  м до первых метров. К юго-востоку от жерловины отмечалось ее юго-восточное падение, что позволяет говорить о ее периклиналином залегании и подтверждает наличие вулканической постройки. По периферии последней (рис. 16) отмечаются дуговые дайки и зоны карбонатных и кварц-карбонатных жил.

В хр. Кок-Кая, где широко развиты своеобразные перлитовые лавы и гналокласты (?) трахиандезитов, образующие хорошо морфологически выраженные потоки, по положению последних, а также по их соотношению с субвулканическими телами аналогичного состава, характеризующимися призматической отдельностью, намечаются еще несколько мелких вулканических центров: в районе вершины Кок-Кая и к северо-западу от нее в 200 м. Подробные сведения о первом из них приведены выше при описании ассоциаций вулканических пород.

Выше охарактеризованы наиболее представительные из реконструированных вулканических построек, в которых намечается тесная связь магмовыводящих каналов и изверженных пород. Кроме них широко развиты изометричные структуры от первых десятков до первых сотен метров в поперечнике, локализующиеся, как правило, среди пирокластических и лавово-пирокластических образований средней ассоциации. Это

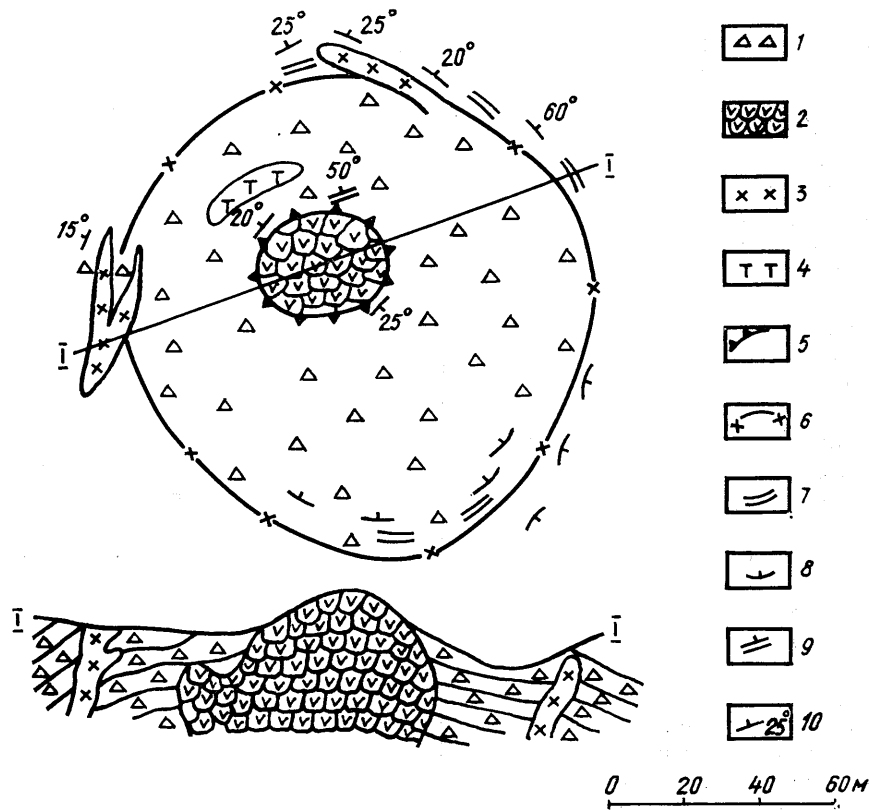


Рис. 19. Схема расположения основных геологических тел в кольцевой морфоструктуре в северной части хр. Магнитный:

1 — туфы лапиллиевые и агломератовые; 2 — андезиты стекловатые с глыбовой отдельностью, слагающие купол; 3 — дайки андезитов; 4 — андезиты, андезито-базальты (потоки); 5 — границы купола; 6 — границы изометричной морфоструктуры; 7 — слоистые туфы, направление простираения слоистости; 8 — наклон слоистых пачек, наблюдаемый с расстойки; 9 — наклон плитчатой отдельности в куполе; 10 — залегание слоистых пачек туфов (направление и угол наклона)

ем последней, так и концентрацией ксеногенной пирокластики в прижерловой зоне. В обоих случаях подтверждается близость магмовыводящего канала.

Две сближенные изометричные структуры — предположительно жерловины — располагаются на северном окончании хр. Магнитный и в юго-восточной части хр. Кок-Кая. Первая из них (рис. 19) от-

четливо выделяется при наблюдениях с моря (рис. 5.XII) и с южной оконечности хр. Кок-Кая в виде изометричной чашеподобной депрессии размером до  $120 \div 130$  м в поперечнике, ограниченной обрывистыми склонами и останцами, имеющей сравнительно пологое ровное днище, усложненное останцами. К западу от нее — в привершинной части водораздела — ступенчатый склон, подчеркивающий сложенную туфами и лавами средней, меньше кислого состава моноклинал. В северной (внешней) части структуры, отпрепарированный в виде гривки, пласт агломератовых и лапиллиевых туфов среднего состава зеленого, часто коричневатобурого цвета. По ориентировке линз псаммо-лапиллиевого материала и

уплощенных глыб намечается слоистость. Аз. пад.  $26^\circ$ ,  $\angle 25^\circ$ . Видимая мощность 2 м. Вверх, близ водораздела (к северо-западу), пласт изгибается: аз. пад.  $325^\circ$ ,  $\angle 25 \div 30^\circ$ . Это, видимо, указывает на наличие здесь изометричной куполовидной структуры более высокого порядка диаметром в несколько метров. Ниже по склону наблюдаются отдельные скальные выходы андезитов с призматической и глыбовой отдельностью; видимая мощность — около  $7 \div 8$  м. Они слагают дайки и другой формы субвулканические тела, ориентированные вдоль распада в северо-западном направлении и фиксируют ось вытянутой куполовидной антиклинальной складки, ограничивающей, по всей вероятности, с севера и северо-востока кольцевую морфоструктуру. Ближе к морю, т. е. к юго-востоку, на продолжении антиклинали располагается моноклинал с аз. пад.  $20^\circ$ ,  $\angle 25 \div 25^\circ$ .

В  $30 \div 35$  м к юго-западу, на правом (южном) склоне промоины выделяется купол до 30 м в поперечнике. Центральная его часть сложена синевато-серыми афанитовыми до стекловатых миндалекаменными андезитами с глыбовой отдельностью. Характерна также система дуговых трещин, ограничивающих изометричные блоки размером до  $5 \div 7$  м в поперечнике. Купол на северном крыле перекрыт пачкой слоистых лапиллиевых, реже агломератовых туфов мощностью  $4 \div 6$  м. Слои наклонены к северо-западу  $320^\circ$ ,  $\angle$  до  $20^\circ$ . Плитчатая отдельность, проявленная в эндоконтактной зоне купола, параллельна его границам и наклонена в том же направлении, но значительно круче, что подтверждает его интрузивные контакты. Южное крыло его тоже сложено туфами, слои которых наклонены по аз.  $120^\circ$ ,  $\angle 15 \div 25^\circ$ . На северном крыле туфы перекрыты мощным (до 18 м) потоком (серией потоков?) миндалекаменных синевато-серых андезитов с мелкоглыбовой отдельностью; на них за-

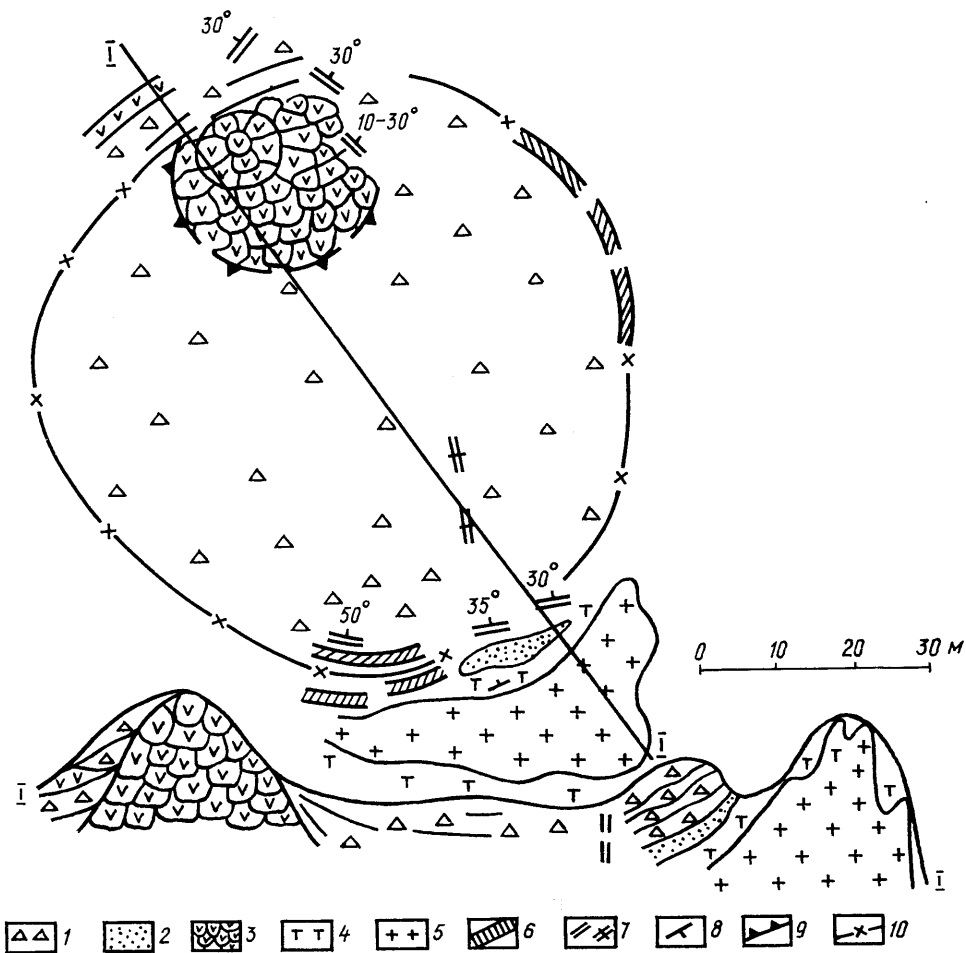
легают глыбовые лавы миндалекаменных (до 40÷50 % миндалин) андезитов, в которых межглыбовое пространство заполнено псаммито-гравийным гиалокластическим материалом. Видимая мощность этого потока до 3 м.

Вдоль западного ограничения морфоструктуры наблюдается скальный выход высотой до 6 м, простирающийся в субмеридиональном направлении. В его верхней части — пласт видимой мощностью до 2,5 м агломератовых туфов с крупноглыбовой отдельностью; ниже — туфы псаммитовые и лапиллиевые, зеленовато-желтоватые, характеризующиеся мелкоглыбовой и близкой к плитчатой отдельностью. Слои наклонены на северо-запад,  $\angle 15^\circ$ . Они пронизаны серией субпластовых тел синевато-серых андезитов, выделяющихся по призматической и глыбовой отдельности. Субпластовые тела соединяются между собой частыми вертикальными перемычками, образуя сложную сеть.

При наблюдении с некоторого расстояния вдоль юго-восточного ограничения морфоструктуры видно полосчатое строение слагающих ее толщ; судя по нему, здесь центриклинальное залегание пород в ее внутренней части меняется на периклиналиное во внешней.

В центральной части морфоструктуры, так же как и за ее юго-западным ограничением, наблюдаются агломератовые туфы и глыбовые лавы андезитов.

Вторая изометричная структура, до 70÷80 м в поперечнике (рис. 20), выделяется юго-восточнее, в 150 м от вершины 319,1 м и северо-восточнее описанной. Вдоль ее юго-восточного ограничения — скальные выходы лапиллиевых до агломератовых туфов смешанного (средне-кислого) состава. По четко выраженной системе субпластовых трещин через 1÷3 м залегание их — центриклинальное (аз. пад.  $350^\circ$ ,  $\angle 30\div 40^\circ$ ). Хорошо также выражена и система верти-



кальных радиальных трещин, повторяющихся через 0,2÷1 м, простирающихся по аз.  $350^\circ$ . В них наблюдаются зеркала скольжения с вертикальной штриховкой. Вдоль южной границы на протяжении 25 м прослеживается гривка высотой до 2 м сходных пород, ограниченная субвертикальными стенками: их простираение дугообразно изменяется с северо-восточного под  $\angle 80^\circ$  до субширотного. Вдоль южного и юго-восточного ограничений встречаются сильно брекчированные миндалекаменные андезито-базальты с мел-

Рис. 20. Схема строения изометричной морфоструктуры юго-восточнее высоты 319,1 м:

1 — туфы среднего — кислого состава; 2 — вулканомиктовые песчаники; 3 — андезиты, трахиандезиты стекловатые с брекчевой (глыбовой) текстурой; 4 — андезитобазальты миндалекаменные; 5 — субвулканическое тело андезитов; 6 — гривки и линейные валообразные возвышения; 7 — системы трещин (а — наклонных с указанием направления угла наклона, б — вертикальных); 8 — направление и угол наклона слоистости; 9 — границы купола; 10 — границы изометричной структуры

коглыбовой отдельностью. Система трещин, обуславливающая в них местами плитчатую отдельность, также имеет центриклинальное падение: аз. пад.  $350^\circ$ ,  $\angle 55^\circ$ . По направлению к югу (к перифе-

рии морфоструктуры) резко увеличивается крутизна наклона пород (до  $70 \div 85^\circ$ ). Здесь появляются сильно деформированные линзы и другой формы включения темно-серых до черных песчаников, пропитанных и пронизанных пирокластическим материалом среднего состава; по внешнему облику и составу песчаники сходны с разбитыми в нижней пачке нижней ассоциации и представляют собой, очевидно, ксенолиты в вулканических породах. Появление песчаников и максимальная крутизна наклона пород приурочиваются к северному контакту расположенного к югу субвулканического тела андезитов, вскрытого в верхней части обрывов хр. Кок-Кая и выделяющегося по крупноглыбовой и призматической отдельности (при наблюдении с моря напоминает брусчатую поверхность). Оно имеет вид сложного штока с субвертикальными контактами, пересекающего полого залегающие образования верхней пачки нижней ассоциации, характеризующейся отчетливо выраженным полосчатый строением. В верхней части от штока отходит мощный (до  $20 \div 30$  м) короткий (до 100 м) поток или серия потоков андезитов, отличающихся от нижезалегающих пород по фототону и микро-рельефу поверхности.

С восток — северо-востока структуру окаймляет гривка тех же туфов, что и вдоль юго-восточной границы, шириной до  $6 \div 8$  м и высотой до  $3 \div 4$  м. Она простирается по аз.  $350^\circ$ . Туфы не слоистые. В них хорошо выражена система трещин, субпараллельных простирациям гривок.

У северного и северо-западного ограничения наблюдаются нагромождения крупных изометричных глыб размером от  $2 \div 3$  до 10 м в поперечнике, сложенных комковатыми брекчированными, прокварцованными, пронизанными многочисленными кварц-карбонатными прожилками, темно-серыми до черных стекловатыми андезитами, местами с перлитовой от-

дельностью. Они образуют изометричную группу до 20 м в поперечнике. Местами в андезитах наблюдается матрацевидная отдельность с наклоном по аз.  $40^\circ$ ,  $\angle 10 \div 30^\circ$ . При этом крутизна потока увеличивается вниз по направлению падения, подчеркивая куполовидную структуру. Видимая мощность стекловатых андезитов до  $20 \div 25$  м. В верхней их части наблюдаются тонкополосчатые разности; аз. пад.  $5 \div 10^\circ$ ,  $\angle 30^\circ$ .

К северу и северо-западу, за границами структуры, гипсометрически выше стекловатых андезитов залегают агломератовые и лапиллиевые туфы, чередующиеся с глыбовыми лавами андезитов. Здесь надежно устанавливается северо-восточный ( $20^\circ$ ) наклон пластов,  $\angle 10 \div 30^\circ$ . В них хорошо выражена система радиальных трещин, простирающихся по аз.  $0^\circ$  и  $50^\circ$ . На туфах залегают брекчии стекловатых андезитов, слагающие небольшую вершинку.

Еще далее к северу по системе плитчатой отдельности соответствующей слоистости устанавливается падение пород по аз.  $300^\circ$ ,  $\angle 30^\circ$ . Таким образом, здесь они приобретают характерное (преобладающее) для хр. Магнитный северо-восточное простираание.

Центральная часть структуры представляет собой задернованный, сравнительно пологий склон.

Таким образом, описанные выше две структуры намечаются преимущественно по наличию прерывистых дуговых серий субвулканических тел или дуговых разломов, расположенных вдоль их ограничений. Характерна также приуроченность к их периферическим или центральным частям мелких купольных структур диаметром до 20 м, фиксирующих магмовыводящие каналы. Внутренние части жерловин практически не изучены.

Ярко выделяется в рельефе в виде живописной группы скал изометричная структура на южном склоне г. Малый Ка-

радаг, у самой ее вершины (цветное фото). Размер ее — около  $(100 \times 60)$  м<sup>2</sup> в поперечнике. Останцы высотой до  $5 \div 10$  м группируются в основном по ограничению морфоструктуры. Они сложены лапиллиевыми и агломератовыми туфами андезитов и трахиандезитов, вмещающими на отдельных отрезках (преимущественно в северо-восточной и северной частях) дайки и мелкие штокообразные тела буровато-зеленоватых дацитов и их брекчий с включениями аргиллитов, которые выделяются изометрично-глыбовой отдельностью. В северо-западной части пограничной зоны обособляется изометричная структура более высокого порядка, диаметром около 10 м, выполненная в центральной части грубым пирокластическим материалом среднего — кислого состава, ограниченная гривкой высотой до 2 м и шириной  $1 \div 1,5$  м, сложенной стекловатыми синеватыми трахиандезитами с характерной мелко столбчатой отдельностью и соответствующей кольцевой дайке. Останцы, расположенные на западном и юго-западном ограничении морфоструктуры, сложены туфами с комковатой и мелкоплитчатой отдельностью, по которой предполагается их пологое (до  $15 \div 25^\circ$ ) падение к юго-западу. Центральная ее часть представляет собой котлообразную депрессию, усложненную отдельными скалами, сложенными агломератовыми туфами андезитов и трахиандезитов.

Подобные изометричные морфоструктуры этого размера (т. е.  $100 \div 150$  м в поперечнике) намечаются в юго-западной части хр. Хоба-Тепе (см. рис. 3). Обычно они выделяются по дуговидным гребневидным скалам и соответствующим цепочкам округлых башнеподобных останцов, окаймляющих сравнительно ровные площадки, или как изометричные группы равномерно расположенных останцов (рис. 21). Центральные части структур, если они представляют собой

пологие площадки, сложены туфами среднего — кислого состава. Окружающие их останцы обычно представлены теми же породами, но в них наблюдаются сложной конфигурации тела и серии переплетающихся даек дацитов. Отдельные останцы соответствуют куполовидным субвулканическим телам с призматической отдельностью. Упомянутые две группы морфоструктур (с выровненной поверхностью в центральной части и выделяющиеся как компактные изометричные группы останцов) имеют, видимо, различное строение. Первые представляют собой понижение подошвы вмещающих туфов над апикальной частью еще не вскрытого некка, окаймленные отходящими от него коническими и кольцевыми дайками; вторые — более глубоко вскрытые некки, центральная часть которых также насыщена инъективными телами, прорывающими туфы (рис. 21). В хр. Хоба-Тепе эти структуры являются «дочерними» по отношению к крупному субвулканическому телу дацитов — гранодиорит-порфира, имеющему [23] общую цилиндрическую форму, размер до  $700 \div 800$  м в поперечнике, и локализуясь в его кровле.

Встречаются и более мелкие жерловины размером до нескольких десятков метров. Хорошо отпрепарирована и морфологически выражена структура этого типа близ обрывов над бх. Разбойничья имеет размер до  $30 \div 35$  м в поперечнике. Ее центральная часть с бугристой поверхностью выполнена желтовато-зеленоватыми агломератовыми и лапиллиевыми туфами трахиандезитов с включениями глыб миндалекаменных андезитов и андезито-базальтов. По периметру структуры прослеживается серия дуговых даек брекчированных флюидалных андезитов, выделяющихся в виде прерывистых гривок и залегающих периклиналино (наклон до  $60 \div 70^\circ$ ). Структура локализована среди глыбовых лав верхней части нижней

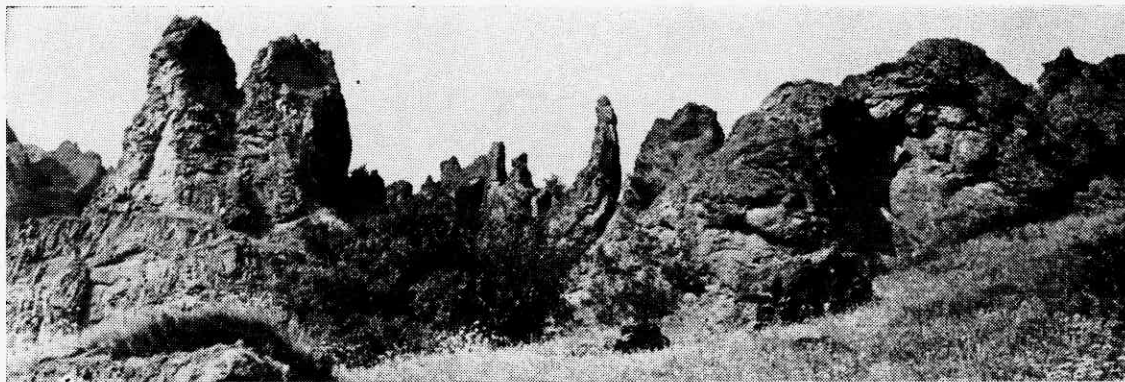


Рис. 21. Изометричная группа останцов в хр. Хоба-Тепе

ассоциации. Но близ северо-западного ее ограничения ризвиты агломератовые туфы смешанного состава, сходные с таковыми средней ассоциации и туфами, выполняющими центральную часть жерловины. Они залегают периклиналино с падением на северо-запад  $320^\circ$ ,  $\angle 70^\circ$ . К востоку от жерловины отходит серия маломощных ( $0,5 \div 1$  м) потоков андезитов с глыбовой или подушечной отдельностью. Направление потоков: аз. пад.  $100^\circ$ ,  $\angle 30-35^\circ$ . Они прослежены по отдельным коренным выходам на 50 м. Все это дает основание предполагать, что через этот канал происходили неоднократные излияния лав первой стадии (андезитов и андезито-базальтов), а также извержения пирокластического материала (среднего — кислого состава) второй стадии.

Ряд мелких жерловин предполагается в привершинной части хр. Кара-Агач, где широко развиты изометричные морфоструктуры размером до первых десятков метров в поперечнике.

д) **Купола** в структуре карадагского вулканоплутонического комплекса играют значительную роль. Это — образования изометричной формы, проявляющиеся на приповерхностных уровнях в виде мелких морфоструктур размером от нескольких метров до  $50 \div 60$  м в поперечнике. Они встречаются среди вулканитов всех возрастов, но наиболее характерны

для пород средней и верхней ассоциаций.

В большинстве случаев морфоструктуры представляют собой купола, реже встречаются жерловины. Значительная их часть в настоящее время не может быть классифицирована из-за недостаточности данных, и прежде всего данных об их глубинном строении. Более или менее надежно диагностируются структуры, вскрытые в обрывах, т. е. в тех случаях, когда можно наблюдать хотя бы фрагментарно их строение по вертикали.

Среди куполов можно выделить две разновидности: 1) купольные структуры с магматическим диапиром в ядре; 2) куполовидные изгибы слонистости в вулканических или в вулканогенно-осадочных толщах или линзовидные скопления лаво-пирокластических пород.

Купольные структуры с магматическим диапиром в ядре наблюдались нами в западной части хр. Кара-Агач, в южных обрывах г. Святая, в районе г. Малый Карадаг, в карьерах на северных склонах г. Святая.

В обрывах на западной оконечности хр. Кара-Агач (рис. 4, 22) южнее пачки субвертикально залегающих вулканогенно-осадочных пород, имеющих субширотное ( $80^\circ$ ) простирание, вскрыты брекчии дацитов, в которых выделяются крупные

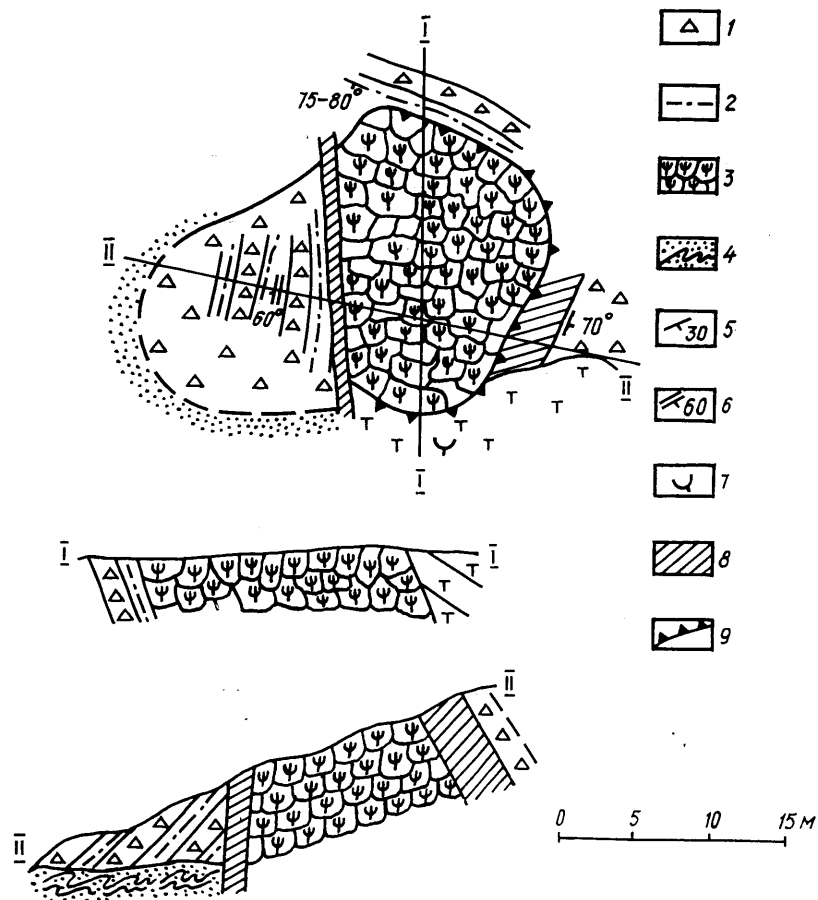


Рис. 22. Стрсение купола в западной части хр. Кара-Агач:

1 — туфы андезитов — дацитов; 2 — вулканогенно-осадочные породы; 3 — брекчии дацитов; 4 — довулканические (нижне-среднеюрские) терригенные породы; 5 — наклон слоистости пород; 6 — наклон основных систем трещин; 7 — наклон потоков андезито-базальтов; 8 — зоны трещиноватости и гидротермальной переработки пород; 9 — граница купола (направление зубчиков в сторону наклона контактов)

(до нескольких метров в длину и до 1 м в ширину), субвертикально ориентированные глыбы того же (дацитового) состава. Эти породы, слагающие центральную часть изометричной структуры (рис. 22), с запада отделены зияющей

субвертикальной трещиной, прослеживающейся по аз.  $0 \div 10^\circ$  от желтовато-серых псаммитовых и лапиллиевых, реже мелкоагломератовых туфов и туфопесчаников нижней пачки нижней ассоциации с хорошо выраженной системой пластовой плитчатой отдельности, имеющей аз. пад.  $270^\circ$ ,  $\angle 60^\circ$ . Вдоль восточной границы брекчий (ширина их выхода с запада на восток —  $12 \div 15$  м) прослеживается мощная ( $3 \div 5$  м) зона эпидотизированных и хлоритизированных пород, отделяющая брекчии от развитых восточнее желтовато-зеленоватых туфов. Таким об-

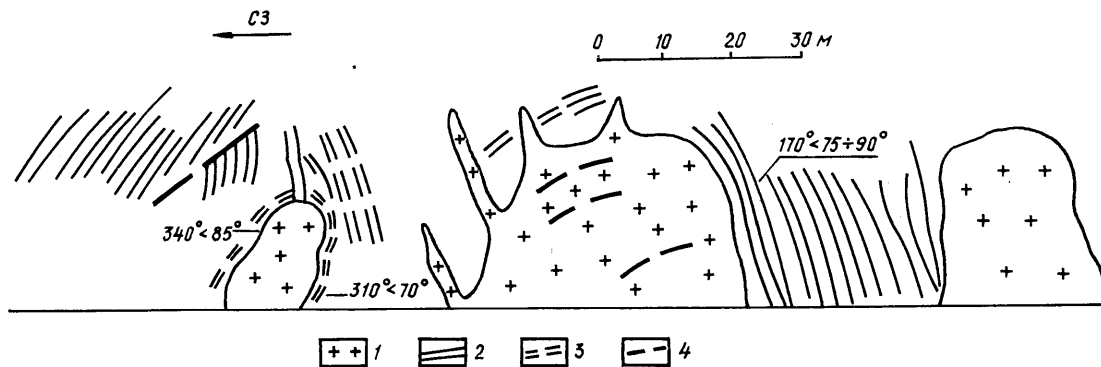
разом, здесь вырисовывается несколько вытянутая в субмеридиональном направлении купольная структура размером  $[(20 \div 25) \times (12 \div 15)]$  м<sup>2</sup>, ядро которой сложено субвулканическими брекчиями дацитов, комагматичных породам средней ассоциации, а крылья — вулканогенно-осадочными породами нижней ассоциации. Подобные купола встречаются и севернее (рис. 23, 4). В одном из них хорошо видно облекание слоистыми вулканогенно-осадочными породами его центральной части, сложенной дацитами и их брекчиями. При этом к вершине купола происходит четкое их выполаживание. Параллельно контакту прослеживается зона сгущения трещин, обуславливающих близкую к плитчатой отдельность, проявленную как в дацитах, так и во вмещающих породах.

Хорошо выражена куполовидная структура в восточной части хр. Кара-Агач в узле пересечения дайки Лев с серией даек северо-восточного направления, приуроченных к зоне интенсивных дислокаций. Она выделяется в виде останца до 10 м в поперечнике, сложенного брекчированными андезитами. С юго-востока у основания он облекается слоистыми голубовато-зеленоватыми пепловыми и лапиллиевыми туфами среднего — кислого состава мощностью до 0,45 м. Контакт андезитов с туфами параллельный слоистости, но, вместе с тем, отчетливо видны мелкие секущие инъекции андезитов, которые, в свою очередь, содержат ксенолиты туфов очень сложной конфигурации. К подножию останца слоистость выполаживается, что, возможно, свидетельствует о расширении интрузивного тела андезитов на глубину. Для этого купола характерна система трещин, обуславливающая плитчатую отдельность как во внедрившихся, так и во вмещающих породах, которые, изгибаясь параллельно их контактам, как бы облекают его и, подчеркивая его конфи-

гурацию, являются важным диагностическим признаком подобных структур. Отчетливо выражена также система трещин, субпараллельная дайке Лев (аз. пад.  $260^\circ$ ,  $\angle 80^\circ$ ).

Фрагменты куполовидных структур можно наблюдать на южных отрогах г. Святая в скальных обрывах. Они вырываются по системе изгибающихся трещин плитчатой отдельности, а также по конфигурации участков с призматической отдельностью, приуроченных к их эндоконтактовым частям. Купола сложены флюидалными, с очень сложно покрученной полосчатостью дацитами. Размер их от нескольких до 40 м. Внутренние части куполов сложены теми же породами с изометрично-глыбовой отдельностью.

Купола, группирующиеся в цепочку северо-западного направления, наблюдаются на юго-западном склоне г. Малый Карадаг, в 200 м от ее вершины (см. цветное фото). В центральной части одного из них, выделяющейся по ямчато-кавернозной поверхности выходов, имеющей протяженность 30 м и высоту около 6 м, наблюдаются своеобразные автомагматические брекчии трахиандезитов — дацитов, включающие сеть линзовидных и дайкообразных сложно изгибающихся, перекрученных тел мощностью до  $0,5 \div 1$  м, сложенных цеолитизированными риолитами и риолито-дацитами (трассами). В автомагматических брекчиях местами видны следы течения материала, сильно покрученная флюидалность. Очевидно, центральная часть структуры представляет собой насыщенное субвулканическими дайками, образующими сложную сеть в пределах куполовидного пространства, ядро, в дальнейшем подверженное усиленному дроблению, цеолитизации и, возможно, более позднему внедрению пирокластического материала трахиандезитового состава. По ограничению купол облекается туфами с плитча-



той, местами близкой к листоватой отдельности, которая имеет крутое (до  $60 \div 80^\circ$ ) периклинальное залегание на крыльях, выполаживаясь до субгоризонтального положения в апикальной его части.

Подобные купола, ядерные части которых представляют собой сложную сеть переплетающихся даек, широко распространены на юго-западном склоне высотой 316,1 м (северная часть хр. Кок-Кая). Эти дайки, сложенные андезитами и трахиандезитами и локализующиеся в пределах отдельных изометричных участков размером до  $10 \div 20$  м в поперечнике, выделяются среди туфов призматической и глыбовой отдельностью. Сами дайки извилисты, сложно покручены. Для них не характерна прямолинейность. В этом же районе, в западных обрывах северного отрога хр. Кок-Кая, намечаются по периклинальному залеганию плитчатой отдельности куполовидные складки в агломератовых туфах среднего — кислого состава диаметром до 40 м и высотой до 7 м. Встречаются и однородные куполовидные тела андезитов и трахиандезитов до  $10 \div 20$  м в поперечнике с дугowymi системами трещин.

Восточная часть сравнительно крупного куполовидного субвулканического тела вскрывается в обрывах (ст. Муратова) на восточных склонах хр. Кок-Кая

Рис. 23. Разрез вкостр простирания зоны интенсивных дислокаций на основании интерпретации обнажений западной части хр. Кара-Агач:

1 — купола дацитов и их брекчий, 2 — залегание слоистых вулканогенно-осадочных и вулканогенных пачек, 3 — системы трещин, 4 — разрывы, крупные трещины

(рис. 24). Оно сложено массивными, однородными дацитами, сложно чередующимися с брекчиями аналогичного состава. Эти породы слагают центральную часть структуры и обнажены почти в непрерывной стенке высотой до  $35 \div 40$  м. В нижней ее части к ним прислоняются темно-серые и зеленоватые андезито-базальты с шаровой отдельностью, образующие как бы венец вокруг дацитов. Контакт их имеет общее периклинальное крутое падение ( $\angle 50 \div 70^\circ$ ). Он хорошо прослеживается визуально — по различному цветовому тону «припая» и центральной части. В кровле купола залегают карбонатно-терригенные породы верхней юры (довулканический комплекс). Размеры купола (или серии сближенных куполов) —  $(120 \times 50)$  м<sup>2</sup>.

Многочисленные купольные структуры характерны для г. Святая, где развиты породы кислого состава заключительного этапа магматической деятельности. Представление об их строении дают наблюдения в обнажениях карьера, расположенного на северном склоне этой горы (рис. 25). Здесь различаются сравнитель-

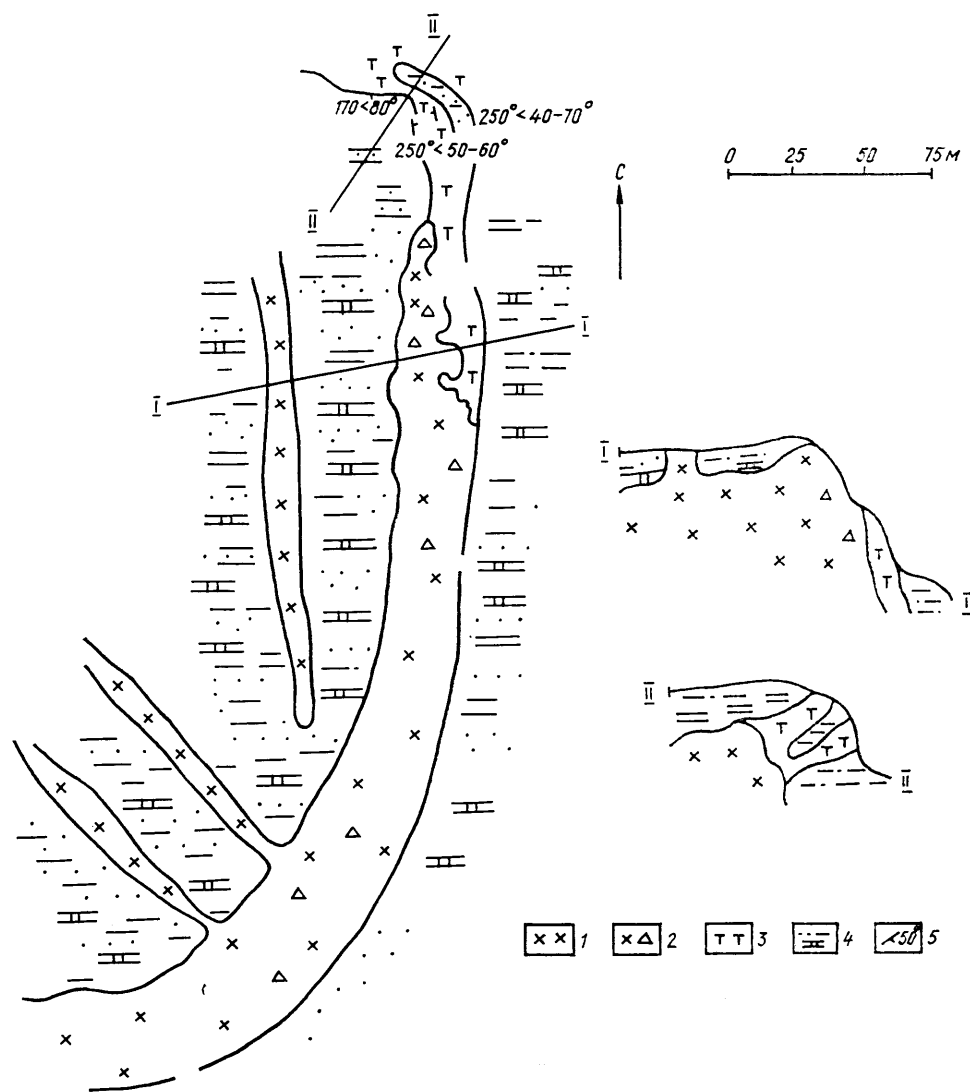


Рис. 24. Восточная часть купольной структуры на юго-восточных склонах хр. Кок-Кая (ст. Муратова)

1 — массивные дациты, 2 — дациты с брекчиевой текстурой, 3 — андезит-базальты, 4 — известково-терригенные осадочные породы, 5 — элементы залегания пород (контактов)

ности периклинально облекают центральную часть и наклонены по аз.  $140^\circ$  в юго-восточной части и по аз.  $300 \div 320^\circ$ ,  $\angle 75^\circ$  — в северо-западной. Вмещающие породы — лапиллиевые и агломератовые ксенотуфы (брекчии) с характерной комковатой отдельностью. В юго-восточной части уступа карьера от основного купола отщепляются дайки мощностью от первых до первых десятков метров, образующие зоны, простирающиеся субпараллельно его контактам. Они имеют крутой наклон к центру купола и могут классифицироваться как конические. Параллельно этим дайкам или кулисообразно к ним располагаются зоны полосчатых, крепких, с признаками инъекций лавы (флюидалность, линейные ориентировки обломков), а также зоны, обогащенные линейно ориентированными удлиненными ксеновключениями. Такие же приконтактовые, инъекционные лавы брекчии встречаются и в приконтактовой части купола.

Приведенные выше примеры иллюстрируют строение более или менее надежно диагностируемых купольных структур или их фрагментов, вскрытых в обнажениях на определенную глубину. Большое количество мелких изометричных морфоструктур изучено в одной (субгоризонтальной) плоскости и не может быть надежно классифицировано. Наиболее широко они развиты в хр. Кара-Агач и выделяются по дуговым элементам (дайкам?), выраженным в виде гривок, а также сериям дуговых трещин, ложбинок, группам останцов, ограниченных крутыми трещинами, размещающимися по периферии изометричных структур, а иногда и в их центральных частях. В преде-

но однородные цеолитизированные белые и голубоватые риолиты и риолито-дациты, их брекчии, с одной стороны, и лапиллиевые, агломератовые пирокластические породы, состоящие из обломков кислого состава со значительной примесью ксеногенных включений: андезитов, андезитодацитов, трахиандезитов, кремнистых ар-

гиллитов и аргиллитов, — с другой. Однородные лавы и брекчии риолитов и риолито-дацитов слагают крупную куполовидную структуру до  $100 \div 120$  м в поперечнике. Они имеют глыбовую отдельность. В северо-западной и юго-восточной частях купола в породах появляется плитчатая отдельность. Трещины отдель-

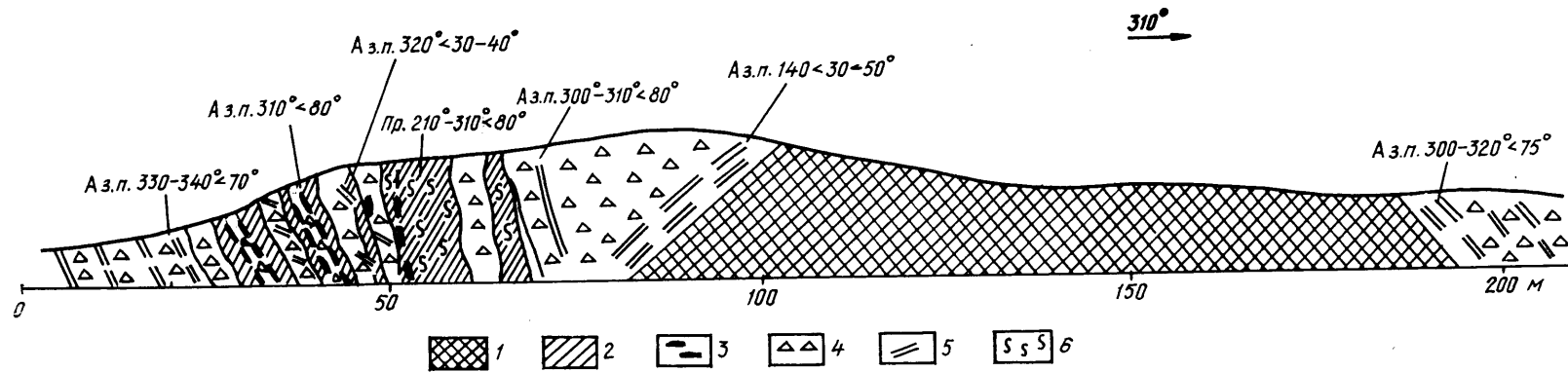


Рис. 25. Стрствие верхней вулканоплутонической ассоциации в карьере на северном склоне г. Святая:

1 — купол, сложенный однородными светлыми цеолитизированными риолитами, риолито-дацитами и их брекчиями; 2 — дайковые и жильные тела риолитов и риолито-дацитов, их автомагматических брекчий, часто с флюидальными текстурами; 3 — линейные зоны ориентированных в одном направлении включений андезитов, трахандезитов, дацитов, аргиллитов (иногда зоны углублений на месте разрушенных включений), сопровождающиеся брекчированными и расланцованными породами — вероятные приконтактные зоны жильных тел и их серий; 4 — брекчии (туфы?) риолитов и риолито-дацитов, насыщенные (до 20–30 %) ксенообломками андезитов, андезито-дацитов, аргиллитов, кремнистых и других пород; 5 — системы трещин, 6 — флюидальность

лах таких морфоструктур, размеры которых обычно не превышают в поперечнике первых десятков метров, развиты агломератовые брекчневые лавы андезитов и трахиандезитов, а также однородные, неслоистые массивные агломератовые туфы, вероятно, жерловые образования. Они локализируются среди сравнительно полого залегающих пород, что еще отчетливее подчеркивает их своеобразие. В пределах морфоструктур и их ближайшего окружения часто развиты пестрые по составу породы (андезиты, дациты), что свидетельствует о многоактности их формирования. Нередко породы подвержены интенсивному дроблению и гидротермальной переработке, пронизаны густой сетью кварц-карбонатных жил и прожилков.

Эндеогенные купола и жерловины — структуры, близкие по условиям формирования; они нередко пространственно совмещаются. Поэтому обычно отчетливо различаются крайние, с наиболее выраженными морфологическими особенностями представители этих групп. Существуют, видимо, многочисленные изометричные структуры как бы промежуточного типа, обладающие признаками тех и других.

е) **Линейные зоны интенсивных дислокаций** — важнейшие элементы структуры хр. Кара-Агач и района г. Малый Ка-

радаг. Для северо-восточной части территории они не характерны.

Наиболее крупная зона линейных дислокаций прослеживается вдоль северо-западного ограничения магматических образований хр. Кара-Агач в восток — северо-восточном направлении на расстоянии около 1600 м при ширине до 80 ÷ 120 м. Ее западная часть обнажена в скальных обрывах хребта (см. рис. 4), в которых прекрасно видно чередование гривок шириной 1 ÷ 3 м с узкими ущелеобразными седловинами шириной до 5 ÷ 10 м, с перепадом высот до 2 ÷ 4 м. Эти структурно-геоморфологические элементы параллельны слоистости. Они вскрыты на глубину до 20 ÷ 30 м. В верхней части обнажения породы круто наклонены на север — северо-запад,  $\angle 70 \div 80^\circ$ . Вниз они изгибаются и падение их меняется на противоположное: на юг — юго-восток,  $\angle 70 \div 80^\circ$  до субвертикального. Перегиб слоев происходит по разрыву, плоскость которого наклонена на север,  $\angle 35 \div 40^\circ$ . Как гривки, так и разделяющие их ложбины сложены лапиллиевыми до агломератовых туфами с прослоями и линзами алевропелитовых туфов, кремнистых и глинистых пород, вулканомиктовых песчаников и гравелитов, с субпараллельными слоистости маломощными (до 0,5 ÷ 1 м) жилами дацитов и трахиандезитов. Последние чаще встречаются

в местах перехода гривок в ложбинки, но наблюдались и во внутренних частях последних, выделяясь в виде гривок более высокого порядка. Таким образом, гривки и ложбины отличаются не столько первичным составом слагающих их пород, сколько степенью их нарушенности и изменений, выразившейся в различной насыщенности дайками дацитов, пропитке пород лавовым материалом кислого состава, в интенсивности последующего окварцевания, карбонатизации, хлоритизации и других гидротермальных преобразований. Эти изменения существенно, но неоднозначно влияют на устойчивость пород к выветриванию.

Дислокации, видимо, затрагивают и довулканический комплекс пород. Они проявляются к западу в нижнесреднеюрской толще в виде валообразного возвышения на левобережной террасе б. Кара-

дагская (ниже гаража и котельни). На восточном продолжении зоны располагается крупное дайкоподобное тело андезитов мощностью до 50 м и протяженностью около 300 м.

К востоку от упомянутой дайки зона интенсивных дислокаций с отдельными перерывами прослеживается до хр. Хоба-Тепе. Непосредственно за дайкой она выражена нечетко и как бы прерывается. Здесь северный склон хр. Кара-Агач выложен. Далее, в районе высот 247,5 ÷ 282,6 м, она вновь приобретает четкое структурно-геоморфологическое выражение в виде гривок и крутого обрывистого склона на фоне сглаженного водораздела, расположенного к югу (см. рис. 10). Ширина зоны здесь достигает 100 м, она характеризуется крутым залеганием даек андезитов и вмещающих их глыбовых лав среднего состава, туфов и вулканогенно-осадочных пород (все они наклонены на север и северо-запад,  $\angle 60 \div 85^\circ$ ). На этом участке зона образует дугообразный изгиб к северу (в ее западной части аз. пад.  $320^\circ$ ,  $\angle 60^\circ$ , а к востоку сменяется северным). Южнее рельеф сглажен, выделяется ряд мелких куэст с обрывистыми южными и пологими ( $30 \div 40^\circ$ ) северными склонами, подчеркивающими общий наклон пород к северу.

Зона имеет неоднородное вкрест простирання строение. В обнажениях, где вскрыта ее западная часть (см. рис. 4, 23), можно видеть, что полоса субвертикального залегания пород шириной 35 ÷ 40 м южнее сменяется изометричным куполовидным телом дацитов с однородной крупноглыбовой отдельностью шириной до 10 ÷ 12 м и высотой около 20 м. Дациты окаймляются лапиллиевыми до агломератовых туфами трахиандезитов с грубоплитчатой отдельностью. Система трещин, обуславливающая эту отдельность, огибает купол параллельно контактам: залегание их внизу в северной части аз. пад.  $340^\circ$ ,  $\angle 80-85^\circ$ , кверху

выполаживается до  $50 \div 60^\circ$ , а в южной аз. под  $310^\circ$ ,  $\angle 70^\circ$ . Таким образом, купол немного опрокинут к югу. Через 20 ÷ 25 м, к юго-западу — второй купол шириной до 40 ÷ 45 м и высотой до 25 м, центральная часть которого сложена автомагматическими брекчиями дацита с многочисленными включениями угловатых глыб андезитов и дацитов. С юга он окаймляется пачкой слоистых пород (туфов, туфопесчаников и туфов алевролитов) мощностью до 25 м, наклоненной на юго-восток  $170^\circ$ ,  $\angle 75 \div 90^\circ$  и выходящей наверху (выше 25 ÷ 30 м) до  $40 \div 50^\circ$ . Таким образом, в центральной части зоны дислокаций или рядом с ней выделяется ряд сближенных куполовидных структур. Довольно отчетливо определяется параллельное положение южной пачки субвертикально залегающих пород контакту купольной структуры, их неполаживание в верхней части. Это — прямое свидетельство связи пликативных дислокаций с магматическим диапиризмом.

Зона интенсивных дислокаций представляется как структура повышенной проницаемости, насыщенная субвулканическими телами, вскрытыми в настоящее время на различную глубину или «слепами». От сравнительно крупных интрузий (до десятков метров в ширину) кверху во вмещающие породы отходят многочисленные апофизы в виде жил. Характер и интенсивность пликативных дислокаций вмещающих толщ обнаруживают отчетливую зависимость от морфологии инъективных тел и их взаимного положения. Они проявляются в экзоконтактных зонах, ширина которых не превышает первых десятков метров. Участки наиболее крутого (до субвертикального) залегания приурочиваются к крутым крыльям куполовидных интрузий или контактам дайкообразных ответвлений на более высоких горизонтах (последние обычно концентрируются по периферии купола).

Над самой кровлей интрузии залегание вмещающих пород обычно пологое. Неоднородности строения зоны по простиранию обусловлены изменениями глубины залегания субвулканических и гипабиссальных интрузий.

Вторая крупная зона интенсивных дислокаций расположена южнее описанной выше. Она прослеживается по аз.  $280^\circ$  от района ск. Левинсона-Лессинга в направлении хр. Лобовой и пересекается с первой у западного окончания хр. Кара-Агач. Наиболее примечательный ее элемент — линейные утесы высотой до 15 ÷ 20 м и шириной 15 ÷ 20 м, в виде стенок возвышающиеся над сравнительно сглаженным осыпным склоном, сгруппированные в четкую линейную зону. Они на 50 ÷ 70 % сложены гигантскими (до 1 ÷ 2 м длиной) глыбами массивных серых флюидальных риолито-дацитов, погруженными в желтую пирокластическую лапиллиевую массу, состоящую преимущественно из обломков андезитов и трахиандезитов. Для глыб характерна вытянутая уплощенная форма. Ориентированы они субвертикально и простираются согласно простиранию утесов. Местами обособления (глыбы) риолито-дацитов имеют разнообразную причудливую форму: округлую, угловатую, изогнутых «лепешек» с оборванными краями и т. п. Цементирующая масса, состоящая из пирокластических обломков трахиандезитов преимущественно лапиллиевой размерности, довольно однородная по составу, имеет зачаточную извилистую флюидальность, ориентированную субвертикально. Породы, слагающие глыбы, сходные с встреченными в куполах в западной части хр. Кара-Агач и на западном склоне г. Малый Карадаг, вероятно, представляют собой серии четковидных даек риолито-дацитов, брекчированных, разорванных, пропитанных внедрившейся позже пирокластической массой и хлоритизированных. К этим утесам с севера примы-

кают желтые лапиллиевые и псаммитовые туфы, чередующиеся с потоками трахиандезитов, слагающие сглаженные участки водораздела и склонов. Они наблюдаются также между утесами. Эти породы интенсивно карбонатизированы и хлоритизированы. В восточной части зоны дайки дацитов и брекчии трахиандезитов локализуются среди агломератовых туфов и глыбовых лав андезитов-трахиандезитов. Вдоль юго-западного ограничения зоны прослеживается мощный пласт (до 10 ÷ 15 м) агломератовых туфов, слагающих стенообразную ск. Левинсона-Лессинга, к ней примыкает с севера полоса поставленных на голову слоистых вулканогенных пород, выделяющаяся в виде узкого коридора. Восточнее эта зона затухает. Здесь встречаются прерывистые непротяженные (до первых сотен метров) участки субвертикального залегания пород у ск. Иван Разбойник и в других местах.

Хорошо выраженная зона интенсивных дислокаций прослеживается вдоль западного ограничения вулканической группы гор Святая и Малый Карадаг. Ширина ее 50 ÷ 70 м; протяженность — около 1000 м. Зона сложена субвертикально залегающими потоками миндалекаменных андезитов, слоистых вулканогенно-осадочных пород и дайками своеобразных автомагматических брекчии трахиандезитов. Ее строение изучено в каньоне, пересекающем зону вкрест простирающаяся с востока на запад.

Западная часть представляет серию потоков андезито-базальтов и андезитов с глыбовой, шаровой и подушечной отдельностью. По ориентировке подушечной отдельности и глыб потоков: аз. пад.  $280^\circ$ ,  $\angle 75 \div 85^\circ$ . Мощность андезитов и андезито-базальтов до 15 ÷ 20 м. Восточнее и ниже по разрезу залегают реликты осадочно-вулканогенной пачки, мощность которой в отдельных пересечениях достигает 10 ÷ 12 м. Она сложена алевро-

псаммитовыми до лапиллиевых туфами, вулканомиктовыми песчаниками и алевропесчаниками и наклонена на запад  $270 \div 280^\circ$ ,  $\angle 80 \div 90^\circ$ . Еще восточнее распространено дайкообразное тело автомагматических брекчии — от лапиллиевых до агломератовых, пестрой (от буровато-серой до голубовато-синей) окраски. Они хорошо выделяются на местности в виде скал светло-серого и белого цвета и по своеобразной крупноглыбовой отдельности. Пронизаны сетью кварц-карбонатных прожилков. Мощность брекчии около 10 ÷ 20 м. Они имеют с вулканогенно-осадочной пачкой четкие извилистые рвущие контакты, срезающие слоистость. В эндоконтактной части тела брекчии — многочисленные включения вмещающих алевропесчаников, аргиллитов, андезитов. Вследствие четковидного строения дайки автомагматических брекчии слоистая вулканогенно-осадочная пачка сохраняется неповсеместно и прослеживается в виде прерывистых линз протяженностью до 30 ÷ 40 м вдоль ее западного контакта. Вдоль восточного контакта эти породы наблюдаются местами в виде «припая» к дайке мощностью до 1,2 м. Восточнее прослеживается полоса шириной 12 м, где встречены отдельные обломки андезито-базальтов (возможно, та же пачка, что и на западе).

Еще далее к востоку видны скальные выходы туфов среднего — кислого состава средней ассоциации, среди них отдельные дайки дацитов, простирающиеся по аз. пад.  $340 \div 350^\circ$ . Описанная зона интенсивных дислокаций срезает структуры этой толщи.

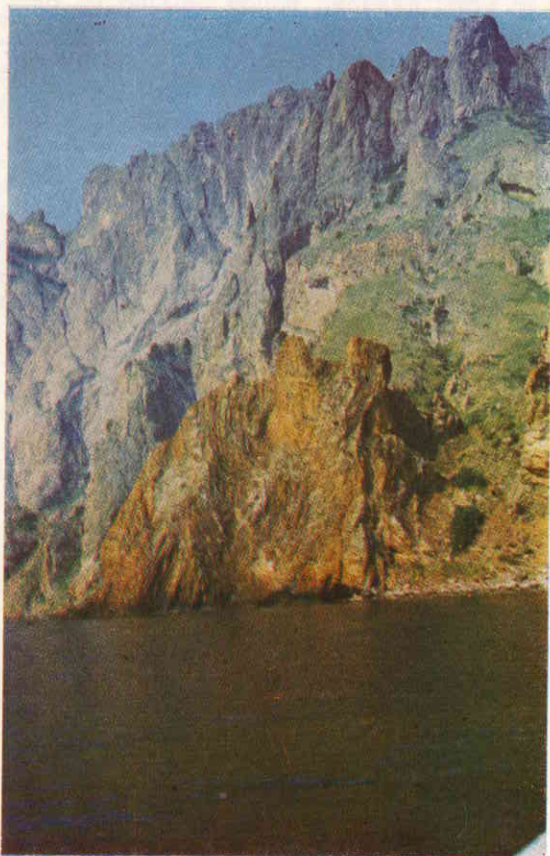
По краям зона выражена менее четко и затухает. На ее северо-западном окончании пликвативные дислокации проявлены слабо. Здесь она фиксируется по куполам брекчии трахиандезитов и дайкам кислого состава. Уменьшается интенсивность пликвативных дислокаций и к югу,

где углы наклона пород обычно не превышают  $50 \div 60^\circ$ .

ж) **Субвулканические интрузивные тела** — естественная составная часть карадагского вулканоплутонического комплекса. Они широко развиты на всей территории распространения магматических пород и на прилегающих площадях. Это — наиболее представительные объекты вулканоплутонических структур различного ранга, выступающие, как правило, в качестве важнейших маркирующих элементов при их реконструкции.

По морфологическим особенностям среди субвулканических интрузий выделяются: а) штоки (вулканические пробки по В. И. Лебединскому), б) дайки, в) изометричные каплевидные (куполовидные) интрузии.

**Штоки.** Крупный шток (вулканическая пробка) выделен В. И. Лебединским [23] в хр. Хоба-Тепе. Юго-восточная его часть обнажена в прибрежных обрывах этого хребта и сложена однородными порфиловыми дацитами, которые слагают близкое к цилиндрическому тело 700 ÷ 800 м в поперечнике. Дациты внедрены в мощную лавово-пирокластическую толщу среднего — кислого состава. Их верхний контакт проходит на высоте 250 ÷ 300 м над уровнем моря и в основном недоступен для наблюдения. Строение штока довольно однообразное. Он состоит как бы из множества тесно соприкасающихся и переплетающихся дайкоподобных тел дацитов, обособляющихся по четко выраженной призматической отдельности. При этом преобладает их северо-западная ( $310^\circ$ ) ориентировка (см. рис. 5.VIII). Местами по призматической отдельности намечаются веерообразные куполовидные структуры до нескольких сотен метров в поперечнике. При наблюдениях с моря субвулканическое тело дацитов и вмещающая их лавово-пирокластическая толща, представленная в виде остатков его кровли, до-



Субвулканическое куполовидное тело изометрической формы м. Тупой (вид с моря)

вольно отчетливо различаются визуально по общему тону (см. рис. 5.VIII), обусловленному различием в составе и отдельности слагающих их пород. Контакт между ними довольно сложный из-за многочисленных инъекций дацитов в виде даек, тел трубчатой и другой формы. В целом он имеет форму свода, усложненного глубоким синклиналеподобным понижением с центром в районе ск. Шайтан. Это понижение, возможно, расположено над пологим сводом, намеченным Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом [31] по текстурным особенностям дацитов и их

отдельности. Такие соотношения структур разного знака свидетельствуют о компенсационной природе понижения верхнего контакта штока из-за оттока магмы по коническим трещинам к периферии, в результате чего образовались дуговые пограничные дайки. Для контактовой зоны (привершинная часть хр. Хоба-Тепе) характерны группы останцов самой разнообразной причудливой формы, производящих на путешественников сильное впечатление величавой угрюмостью и получивших название «Города мертвых» (см. рис. 21). Сложная и разнообразная форма останцов в значительной мере отражает соответствующее чередование субвулканических тел дацитов и вмещающих их пирокластических пород. Выделяются в виде линейных стенообразных скал дайки дацитов с призматической или глыбовой отдельностью, имеющие преимущественно северо-западное ( $310^\circ$ ) простирание. В западной части хр. Хоба-Тепе обособляются и многочисленные изометричные морфоструктуры до  $100 \div 200$  м в поперечнике, представляющие собой жерловины. С юго-запада и северо-востока субвулканический шток хр. Хоба-Тепе ограничивается дуговыми дайками. Для первой группы установлен их наклон по аз.  $30 \div 40^\circ$ ,  $\angle 60 \div 80^\circ$ .

**Дайки.** В эту группу объединены многочисленные субвулканические тела линейной формы, распространенные в Карадагском горном массиве. Они характеризуются большим разнообразием размеров и форм, а также неоднозначной структурной ролью, но всегда выступают как важнейшие маркирующие элементы при расшифровке вулканоплутонических структур. Обычно дайки хорошо выделяются в виде гривок и протяженных линейных скал, а также призматической или глыбовой отдельностью, что позволяет проследить их на значительном расстоянии. Для подавляющего большинства из них установлены инъективные кон-

такты с вмещающими породами. Довольно подробная характеристика наиболее крупных даек приведена В. И. Лебединским [23]. В настоящем разделе мы остановимся на обосновании выделения новых субвулканических тел этой группы и выяснении положения отдельных даек или групп в структуре района.

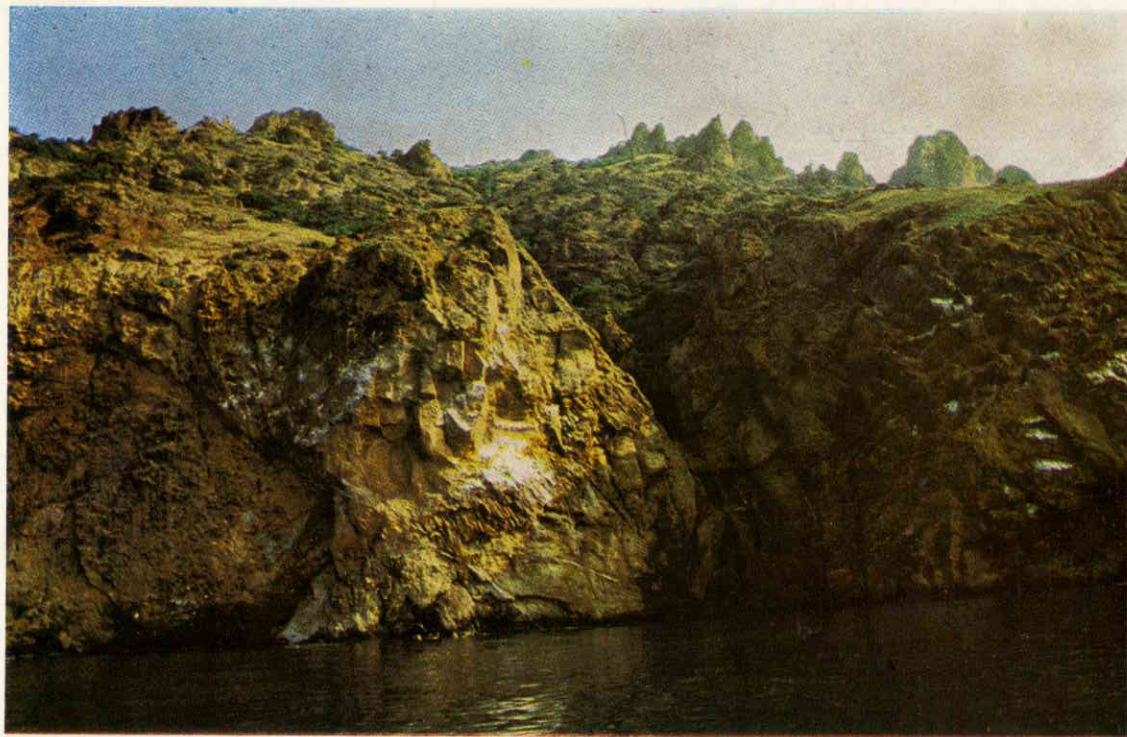
Крупное субвулканическое дайкоподобное тело андезитов располагается в западной части хр. Кара-Агач. Ранее [23] оно принималось за мощный поток. Интрузия хорошо выделяется в ландшафте привершинной части хребта в виде ряда массивных куполовидных возвышений с обрывистыми южными склонами. Протяженность ее — около 300 м; ширина — от 60 до нескольких метров (рис. 26). Слагающие это субвулканическое тело андезиты выделяются по изометрично-глыбовой и призматической отдельности. Их контакт с туфами, в которых местами неясно проявлена слоистость, очень четкий и хорошо прослеживается визуально по смене отдельности. Он срезает слоистость в туфовой толще, местами он прямолинейный, но бывает неровным, извилистым. Иногда андезиты вдаются во вмещающую толщу в виде многочисленных заливов. К зоне контакта часто приурочены мелкие дайки дацитов, сгущается сеть кварц-карбонатных и цеолитовых прожилков. Вмещающие породы здесь обычно интенсивно перемяты, иногда приобретают близкую к листоватой отдельность. В андезитах местами наблюдаются крупные блоки — ксенолиты туфов размером до 2 м.

Морфология этого субвулканического тела сложная. В плане оно имеет вид сужающейся к востоку линзы и несколько изогнуто выпуклостью к югу. На западе оно расщепляется на две дочерние серии параллельных даек мощностью  $5 \div 7$  м и длиной до  $30 \div 40$  м, ориентированные одна в северо-западном ( $330^\circ$ ), другая — в юго-западном ( $230^\circ$ ) направлении.

Южный контакт интрузии, вскрытый в многочисленных скальных обнажениях, имеет общий наклон на северо-запад и север,  $60 \div 80^\circ$ . Но вследствие неровности его поверхности элементы его залегания значительно варьируют, иногда приобретая южный наклон. Северный контакт скрыт под осыпью. В целом дайка имеет крутой наклон к север — северо-западу. В западной ее части (в районе высоты 281,2 м) на пересечении разрывов северо-восточного и северо-западного направлений мощность дайки максимальна, и она вследствие значительного расширения приобретает куполовидные очертания.

Впервые нами выделяются субвулканические тела (дайковые и куполовидной формы), сложенные автомагматическими брекчиями дацитов и трахиандезитов. Эти породы сходны с широко представленными в средней толще туфами, но имеют активные интрузивные контакты с вмещающими породами, особенно хорошо выраженные при соприкосновении со слоистыми вулканогенно-осадочными образованиями нижней ассоциации. Наиболее представительной является дайка в зоне интенсивных дислокаций вдоль западного ограничения вулканической группы гор Святая и Малый Карадаг. Мощность ее достигает  $12 \div 20$  м, протяженность около 200 м. Группа подобных даек наблюдается в пределах южной зоны интенсивных дислокаций в западной части хр. Кара-Агач. Более подробная их характеристика приведена выше при характеристике последней.

Распределение даек по площади неравномерно. В. И. Лебединский [23] обратил внимание на их повышенные концентрации по юго-западному и северо-восточному ограничению штока Хоба-Тепе. Развитые здесь дайки, часто имеющие дуговидную форму, наиболее крупные: их протяженность достигает 400 м и более; мощность до первых десятков метров (скалы Лев, Сторожевая, Маяк, ст. Ла-



горио, Слон). Они, как правило, выделяются в виде величественных протяженных утесов и стен и являются самыми яркими элементами ландшафта. В других местах дайки группируются в зоны различной мощности и протяженности. Они участвуют в строении охарактеризованных выше зон интенсивных дислокаций. Кроме этого, выделяются следующие, наиболее значительные зоны даек.

1) Зона, протягивающаяся от северных склонов г. Малый Карадаг в южном направлении на 1200 м, имеет ширину до  $100 \div 120$  м. Она является наиболее крупной в вулканическом массиве Карадага. Дайки локализуются среди полого залегающих лав и туфов среднего — кислого состава средней ассоциации. Зона прерывается, испытывает как бы пережим в центральной части.

Хорошо геоморфологически выражены

Ступенчатая дайка андезито-базальтов в обрывах хр. Кара-Агач

три дайки в привершинной части г. Малый Карадаг, слагающие гривки субмеридионального простирания, ограниченные вертикальными обрывами и разделенные ущельями с плоским дном. При наблюдении с севера и юга здесь видны также отпрепарированные гривки (дайки), наклоненные к западу,  $\angle 65 \div 70^\circ$ . Все дайки сложены миндалекаменными дацитами со столбчатой, переходящей в глыбовую отдельностью. Миндалины ориентированы по длинной оси столбов. Дайки прорывают лапиллиевые туфы желтовато-коричневого цвета. На южном склоне г. Малый Карадаг располагается изометричная жерловина до  $100 \div 120$  м, описанная выше. Южнее жерловины зона выражена нечетко. Здесь встречаются протяженностью до десятков метров и

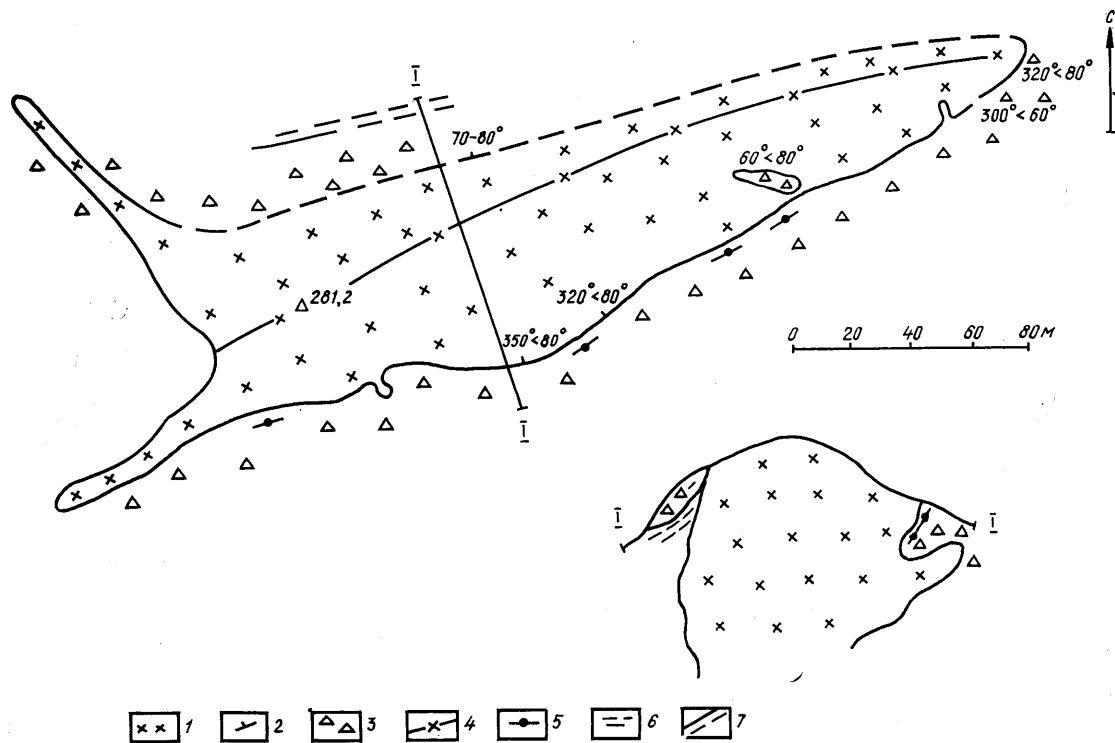


Рис. 26. Строение субвулканического тела андезитов в западной части хр. Кара-Агач:

1 — андезиты, 2 — наклон контактов андезитов, 3 — туфы и брекчи андезитов, трахиандезитов; 4 — линия водораздела, 5 — дайки дацитов — риолито-дацитов, 6 — довулканические осадочные породы; 7 — границы субвулканического тела: а — установленные, б — предполагаемые

мощностью до первых метров дайки автомагматический брекчий среднего — кислого состава, дацитов. При этом простираание ряда даек отклоняется от «генерального» — субмеридионального на северо-запад  $300 \div 320^\circ$  и на северо-восток  $50 \div 70^\circ$ .

В южной части зоны выделяется в виде гряды величественных утесов самая крупная в районе дайка — Большая Стена. Протяженность ее около 400 м; мощность  $20 \div 30$  м, простираание  $340 \div 350^\circ$ . Сложена она сиренево-серыми порфиrowыми дацитами с призматической отдель-

ностью. Призмы обычно шестиугольные, длина их до 2 м. Они достигают  $0,4 \div 0,5$  м в поперечнике. Дайка субвертикальна или наклонена на запад,  $\angle 80 \div 85^\circ$ . На северном ее продолжении располагается ряд даек протяженностью до десятков и первых сотен метров, простираание которых дугообразно меняется с  $350 \div 340^\circ$  до  $320^\circ$ . На южном фланге дайка, очевидно, «погружается» под вмещающие их туфы, отпрепарированные пласты которых слагают несколько куэстовых микрогряд. Судя по ориентировке плитчатой и мелколистоватой отдельности, а также направлению обрывов куэст, падение туфов изменяется от  $260 \div 270^\circ$ ,  $\angle 70^\circ$  близ дайки до  $300^\circ$ ,  $\angle 70^\circ$  в 100 м к юго-западу, где дайка не вскрыта. Это позволяет предполагать и изгиб погруженной части дайки к юго-западу. Таким

образом, южная часть дайковой зоны приобретает общую дуговидную форму.

На юго-западном окончании (погружении) дайки Большая Стена можно наблюдать строение ее верхней приконтактной зоны. Здесь вдоль гребня, простирающегося по аз.  $20^\circ$ , прослеживаются останцы агломератовых туфов, сопровождающихся системой трещин того же направления. Крутизна трещин уменьшается от субвертикальной у подножия гребня до  $50 \div 70^\circ$  (наклон на запад) на его вершине, чем подчеркивается общая куполовидная структура. Северо-восточнее, вкрест простираания гребня прослеживается чередование брекчиевых лав дацитов с глыбовой отдельностью, слагающих, видимо, дайки-апофизы от основного тела мощностью до 8 м, и вмещающих их туфов с комковатой мелкоглыбовой отдельностью. Аз. пад.  $280^\circ$ ,  $\angle 70^\circ$ . Туфы зеленые, хлоритизированные; по направлению к северо-востоку в них увеличивается количество глыб андезитов и дацитов размером до  $0,2 \div 0,5$  м.

Брекчи дацитов, слагающие мелкие дайковые тела или приконтактные части более крупных, сменяются в более внутренних частях дайки Большая Стена дацитами с призматической отдельностью. При этом поверхность, перпендикулярная призматической отдельности (и контакту с вмещающими породами), волнистая, наклонена как на юго-восток, так и на запад — северо-запад. Это дает основание предполагать, что дайка имеет каплевидную сужающуюся книзу конфигурацию в поперечном сечении.

Параллельно дайке Большая Стена располагаются немногочисленные дайки андезитов и дацитов протяженностью до первых десятков метров и мощностью до  $1 \div 2$  м.

2) Многочисленные, сравнительно мелкие дайки дацитов (протяженностью до десятков и редко сотен метров и мощностью  $1 \div 10$  м) вскрываются в обрывах

на южных и юго-западных склонах г. Святая.

Дайки выделяются среди вмещающих их туфов в виде гривок, разделенных ущельеобразными понижениями. Преобладающее их простирание, судя по направлению гривок и ориентировке призматической отдельности, субмеридиональное ( $340 \div 0^\circ$ ), наклон на запад,  $\angle 70 \div 80^\circ$ . Но есть дайки и других направлений: северо-восточного ( $40 \div 50^\circ$ ) и северо-западного. Наряду с дайками, как уже отмечалось выше, здесь развиты куполовидные интрузии дацитов. Дайки не группируются в четкую линейную зону, соответствующую преобладающему их простиранию, а концентрируются в пределах блока размером ( $350 \times 200$ ) м<sup>2</sup>, ориентированного в восток — северо-восточном направлении.

3) Большое количество даек андезитов, андезито-базальтов, дацитов характерно для отрезка хр. Магнитный между ск. Слон и м. Тупой. Намечается два генеральных направления их простирания: северо-западное ( $300 \div 320^\circ$ ) и субмеридиональное ( $350 \div 10^\circ$ ). Мощность их — от первых до  $10 \div 20$  м; протяженность — от  $10 \div 15$  до  $40 \div 50$  м. Большинство даек — субвертикальные. Некоторые меняют субвертикальное положение на нижних горизонтах на наклонное в более верхних, приспособляясь к дуговым трещинам, связанным, по всей вероятности, с формированием куполовидных структур. Дайки северо-западного направления хорошо выражены в нижних частях береговых обрывов, а вверх как бы затухают (см. рис. 5.IX—XI). Субмеридиональная зона даек шириной до  $150 \div 200$  м трассируется от ск. Слон до ск. Сфинкс.

Единичные дайки северо-восточного простирания встречались выше м. Плывчатого на склоне хр. Магнитный в бассейне ущ. Гяур-Бах. Южнее этого мыса у подножий обрывов бх. Южная Сердоловая выделяются в виде гривок мно-

гочисленные дайки андезитов, андезито-базальтов, дацитов, часто группирующиеся в серии. Слагающие их породы, как правило, имеют призматическую отдельность. Мощность даек до  $5 \div 8$  м; они вертикальные или наклоненные на северо-восток  $30 \div 40^\circ$ ,  $\angle 70 \div 80^\circ$ .

Южнее и юго-восточнее ск. Сфинкс среди агломератовых туфов и лав нижней ассоциации наблюдается серия различно ориентированных даек андезитов. Дайки дуговидные, круто наклонены на северо-восток и на северо-запад, выделяются часто в виде гривок; протяженность их не превышает 30 м. На этом же участке пачка вулканогенно-осадочных пород, залегающая в основании средней ассоциации, с юга срезана серией даек и мелких штоков, образующих зону, простираться по аз.  $50 \div 60^\circ$ .

Повышенные концентрации даек и субвулканических тел другой формы характерны для северной части хр. Магнитный. Дайки группируются в нечетко выраженные зоны субширотного — северо-западного направления. Мощная (около  $8 \div 10$  м) дайка андезитов с призматической отдельностью и секущими контактами прекрасно выделяется в виде стенки в обрывах у бх. Ливадия. Аз пад.  $20^\circ$ ,  $\angle 70 \div 80^\circ$ . Во вмещающих туфах на северо-западном крыле у всячего контакта полосчатость имеет аз. пад.  $320^\circ$ ,  $\angle 20 \div 30^\circ$ . Дайка, дугообразно изгибаясь, прослеживается вверх по склону в северо-западном направлении. В нижней части, у берега, параллельно ей появляется вторая дайка, а еще ниже они переходят в изометричное тело (камеру), ширина которого достигает у подножия обрывов  $45 \div 50$  м. Этот пример иллюстрирует взаимоотношения различных по морфологии субвулканических тел и их взаимопереходы.

Мелкие дайки и жильные тела участвуют в строении куполовидных структур и жерловин размером от первых десят-

ков до первых сотен метров в поперечнике, образуя в их пределах сложно переплетающуюся, извилистую сеть. Такие концентрации даек наблюдались в хр. Кок-Кая, в куполах на западном фланге хр. Кара-Агач, на юго-западном склоне г. Малый Карадаг, в хр. Магнитный и в других местах. При этом обычно сеть даек и жильных тел надежно устанавливается, если вмещающие породы — туфы. Иногда в купольных структурах выделяются обособления дайкообразной (линейной) формы по призматической или глыбовой отдельности. Эти образования могут быть и дайками, с активными интрузивными контактами, и «шлировыми» обособлениями, обусловленными местными особыми условиями кристаллизации расплава.

Хорошо выделяется темно-серой окраской дайка андезито-базальтов среди агломератовых туфов желто-серого цвета между скалами Левинсон-Лессинга и Иван Разбойник. Она имеет относительно пологий наклон на запад (аз. пад.  $260 \div 270^\circ$ ,  $\angle 40^\circ$ ), мощность — до  $4 \div 5$  м. Примечательно ее ступенчатое строение (см. цветное фото): пологозалегающие участки протяженностью до  $30 \div 50$  м смещены по вертикали на  $5 \div 7$  м. При этом они соединяются вертикальными связывающими телами мощностью до 2 м, сложенными породами того же состава. Переход пород от полого залегающих частей до вертикальных — плавный, постепенный. Вертикальные участки не сопровождаются зонами дробления и т. п. Это дает основание говорить об одновременном заполнении магмой системы различно ориентированных трещин (зон трещиноватости) при формировании сложного ступенчатого тела.

К группе куполовидных сферических интрузий мы, вслед за В. И. Лебединским [23], относим своеобразные, небольшие (до первых десятков метров в поперечнике) по размеру изометричные тела,



Сферические обособления с радиально-столбчатой отдельностью в дайке севернее м. Тупой

имеющие в вертикальном разрезе эллипсоидальную или грушевидную форму, изолированные или с узким подводящим каналом. Наиболее представительная из них — интрузия Чертов Камин, сложенная андезитами, имеющая в плане размеры  $[20 \times (30 \div 35)]$  м<sup>2</sup>; высоту — около 25 м. Для нее характерна радиальная столбчатая отдельность, по которой восстанавливается ее общая грушевидная форма. Это интрузивное тело, несогласное с вмещающей пирокластической толщей, в момент образования не имело выхода на дневную поверхность. Подобные

округлые в разрезе и плане интрузии наблюдаются в обрывах хр. Кара-Агач между скалами Иван Разбойник и Золотые ворота на различных гипсометрических уровнях — от уреза воды до привершинной части (см. рис. 5, IV, 5, V). Они со всех сторон окружены вмещающими породами, что подтверждает вывод В. И. Лебединского о принадлежности этой группы к субвулканической фации.

Изометричные куполовидные интрузии андезито-базальтов выделяются по радиальной столбчатой отдельности в западной части хр. Кара-Агач (у подножия обрыва возле Кузьмичевых камней). Размер шаровидных обособлений здесь достигает  $12 \div 20$  м. Эти тела размещены среди глыбовых и подушечных лав основного — среднего состава.

Подобные же шаровидные тела диаметром до  $20 \div 50$  м наблюдаются в нижней части обрывов у ск. Иван Разбойник. Они хорошо видны при наблюдении с моря. Характерна радиальная столбчатая отдельность, сходящаяся к центру изометричных тел. В контактовых их частях — синевато-серые лавобрекчии андезитов. К ним иногда «припаяны» темно-серые до черных вулканикопесчанники нижней пачки нижней ассоциации.

Очевидно, к сферическим куполовидным интрузиям относится и субвулканическое тело трахиандезитов, расположенное южнее пгт Планерское в виде выступа размером  $(5 \times 7)$  м<sup>2</sup> среди алевроито-глинистых пород средней юры, превращенных в глину. Многими исследователями оно считается остатком покрова. Но трахиандезиты имеют отчетливо интрузивные контакты с алевролитами, образуя многочисленные тонкие прожилковидные внедрения. В контактовых зонах породы интенсивно брекчированы (здесь иногда наблюдается смесь обломков алевролитов и трахиандезитов — возможные взрывные брекчии), пропитаны

карбонатом. Кроме четко выраженных секущих контактов, субвулканическая природа тела подтверждается его хорошей раскристаллизацией: породы часто имеют криптовую структуру и состоят на  $70 \div 80$  % из призматических зерен, между которыми основная масса имеет гналопилитовую структуру. Надо отметить, что подобных пород в районе хр. Кок-Кая, откуда предполагается их перенос в случае существования надвига, не встречено.

Сравнительно крупные отпрепарированные куполовидные интрузии андезитов и андезито-базальтов, условно отнесенные к этой группе, выделяются на мысах Плойчатый и Тупой. На м. Плойчатый при наблюдении за ним с севера (с м. Тупой) отчетливо различается по сравнительной темной окраске несколько вытянутое в северо-западном направлении тело с характерным полосчатым строением: отдельные линейные обособления напоминают серию сближенных изгибающихся канатов. В верхней части оно разветвляется на две части, образуя подобие вилки. Непосредственные наблюдения в обнажениях м. Плойчатый показывают, что отдельные «канаты» соответствуют обособляющимся «этажам» мелкостолбчатой отдельности. В гребне северо-западного направления, выступом которого является м. Плойчатый, выделяются линейные тела с призматической отдельностью мощностью до  $5 \div 7$  м, простирающиеся вкrest его по аз. северо-восток  $50 \div 60^\circ$ .

Установлено, что линейные тела андезито-базальтов с короткопризматической отдельностью локализуются среди пород того же состава, но имеющих массивную или глыбовую отдельность. Последние слагают более крупную субвулканическую интрузию размером до 70 м в поперечнике. На высоте около 20 м над уровнем воды субвертикальные тела, сложенные породами с короткопризматичес-

кой отдельностью, выколаживаются. Возможно, они «приспосабливаются» к структурным элементам вмещающего их более крупного куполовидного тела. Но не исключено, что призматическая отдельность в данном случае характерна для центральных частей изометричной интрузии, где участками были созданы условия для медленного и равномерного охлаждения внедрившегося расплава.

Субвулканическое тело м. Тупой имеет длину около 50 м, высота его — до 30 м. При наблюдении с моря здесь хорошо различается общая куполовидная структура, подчеркнутая изгибом отдельных линейных тел, соответствующих «этажам» призматической отдельности. На его отдельных участках выделяются сферические обособления с радиально-столбчатой отдельностью (см. цветное фото).

Вообще сферические субвулканические образования — весьма характерны для карадагского вулканоплутонического комплекса. Они, вероятно, фиксируют узлы пересечения разнонаправленных проницаемых зон трещиноватости и чаще всего выступают как изолированные изометрические тела с радиальной столбчатой отдельностью. Обычно такие «узлы» практически полностью замещены магматическим материалом. Иногда же в них сохраняются значительные блоки вмещающих пород, в результате чего сферические обособления представляют сложные переплетения дайкоподобных тел и туфов. Нижняя часть одного из таких обособлений вскрыта в приводораздельной части хр. Кара-Агач, в 150 м к юго-западу от вершины 282,6 м (см. рис. 5. IV, V). Здесь в склоне высотой до 30 м и шириной до 70 м наблюдается чередование желто-серых с зеленоватым оттенком дацитов, имеющих изометрично-глыбовую отдельность, часто брекчированных, с агломератовыми и лапиллиевыми туфами, характеризую-



щимися своеобразной комковатой отдельностью. Судя по рис. 5. V, дациты образуют изогнутые линзовидные, дуговидные тела, обращенные выпуклостью вниз и концентрирующиеся по периметру сложного изометричного образования. Подобные сферические обособления (см. рис. 5. IV) несколько меньшего размера дешифрируются на снимках к юго-западу на обрывистом склоне хр. Кара-Агач. В совокупности они образуют четко выраженную линейную зону.

Иногда сферические тела, представляющие собой как бы элементарные структуры, группируются в более крупные интрузии близкой к изометричной или линейной дайкоподобной формы. Примером первой может служить нижняя часть («пьедестал») ск. Иван Разбойник (см. цветное фото) шириной около 120 м. В ее пределах выделяются два

Полого залегающая лаво-пирокластическая пачка в верховье б. Туманова

крупных (до 50÷60 м в поперечнике) и ряд более мелких изометричных обособлений, сложенных андезитами и андезито-базальтами. Вблизи м. Тупой, несколько к северу от него, в береговых обрывах хр. Магнитный среди лав андезитов и андезито-базальтов, имеющих шаровую и баллоновую отдельность (см. цветное фото), отчетливо выделяется дайка мощностью до 5 м, сложенная андезито-базальтами. Она представляет собой ряд примыкающих друг к другу сферических тел с радиальным расположением призматической отдельности.

Таким образом, сферические образования слагают как самостоятельные обособленные тела, так и являются их составными частями. Иногда они имеют и

сложное, неоднородное строение и представляют собой комбинацию субвулканических тел более низкого ранга и вмещающих пород.

Сферические субвулканические интрузии широко распространены и являются важными структурными элементами карадагского вулканоплутонического комплекса. Это учтено нами при структурнопалеовулканологических реконструкциях более общего плана. Углубленное изучение структуры и состава сферических интрузий, их соотношений с субвулканическими образованиями другой формы, на наш взгляд, — перспективное направление для реконструкций структурнодинамической обстановки и условий миграции магматического расплава, а также его кристаллизации.

#### СТРОЕНИЕ ХР. БЕРЕГОВОЙ И МАССИВА ГОР СВЯТАЯ — МАЛЫЙ КАРАДАГ

В поле развития магматических пород Карадага территориально обособляются две крупные вулканоплутонические структуры: хр. Береговой и массив гор Святая и Малый Карадаг. Они различаются по общей морфологии, набору и соотношению структурных элементов более высокого порядка, а также по положению в пределах изометричной структуры и ее составных частей — кольцевых и радиальных пликтивных и дизъюнктивных дислокаций.

**Хребет Береговой** представляет собой сложное линзовидное тело протяженностью около 5 км, шириной (континентальной части) 0,4÷0,8 км; мощностью до 0,4÷0,5 км, состоящее из многочисленных слившихся потоков лав, чередующихся с пластами и линзами пирокластических и вулканогенно-осадочных пород. Оно усложнено многочисленными субвертикальными, наклонными, субгоризонтальными, субвулканическими дайками, некками и другой формы образо-

ваниями, которые глубоко проникают в довулканический фундамент и в значительной мере нарушают первоначальное залегание изверженных вулканических и осадочных пород. Первичная морфология вулканоплутонического комплекса хр. Береговой претерпела также интенсивные изменения из-за опускания его прибрежной части по серии ступенчатых дуговых разломов, в результате чего он приобрел общий наклон к морю: к югу — западной части и к востоку — северо-восточной.

Такие представления не соответствуют общепринятым взглядам [6, 23, 29] о том, что вулканы хр. Береговой слагают крупную моноклинал, круто ( $60\div 80^\circ$ ) наклоненную к западу и северо-западу. Они базируются на новых данных о позднеюрском (келловей-кимериджском) возрасте магматических пород, а также на анализе соотношений выделенных и описанных выше элементарных структур между собой и со структурами довулканического основания.

Обращает на себя внимание симметричное строение хр. Береговой [23]. В его центральной части расположено крупный (до 0,7÷0,8 км в поперечнике) шток дацитов с куполовидной кровлей, усложненной многочисленными апофизами (дайками, сложными жильными и изометричными телами) во вмещающую толщу туфов среднего — кислого состава. Многие из них фиксируются на дневной поверхности в виде даек и изометричных структур — жерловин. Последние широко развиты вдоль юго-западного ограничения штока. Дайки, выделяющиеся по столбчатой отдельности, характеризуются изменчивыми элементами залегания; среди них различаются вертикальные, наклонные до субгоризонтальных. Они часто выкручиваются, образуя сложное переплетение. Над кровлей штока развиты массивные однородные туфы, в которых обычно хорошо выражена система тре-

щин, обуславливающая плитчатую отдельность. Близ жерловин наклон этих трещин крутой до субвертикального. При удалении от них на несколько сот метров лаво-пирокластические пачки залегают полого. Одну из таких пачек можно наблюдать в верховье б. Туманова (см. цветное фото), где серия маломощных (до первых метров) потоков, чередующихся с пластами лапиллиевых и агломератовых туфов, наклонена по склону от высоты 396,3 м (аз. пад.  $260^\circ$ ,  $\angle 20\div 30^\circ$ ). Мощность пачки незначительна, не превышает 10÷15 м, о чем свидетельствуют «окна» подстилающих известково-терригенных пород. В туфах хорошо выражены пластовые трещины, определяющие плитчатую отдельность; они ровные, выдержанные согласен границам потоков. Эти данные свидетельствуют о слабой нарушенности лаво-пирокластической пачки. Протяженность ее около 350 м; ширина до 150÷200 м. Моноклинал по краям усложняется мелкими, до нескольких метров в поперечнике, куполами. Возможно, их образование связано с нагромождением порций лавы в боковых и фронтальных частях потоков при соприкосновении с препятствиями, а возможно, с более поздним внедрением субвулканических тел. Лаво-пирокластическая пачка налегает на карбонатно-терригенные породы келловейского яруса (?). Вдоль ее правого бокового ограничения в правобережных обрывах б. Туманова наблюдается ряд субвулканических даек и субпластовых тел андезитов. Здесь она частично перекрыта осью залегающих гипсометрически выше, более древних осадочных (карбонатно-терригенных) пород.

Шток дацитов хр. Хоба-Тепе с северо-востока и юго-запада ограничен серией дуговых даек, среди которых, в первом случае, наиболее крупная — стена Лагор, а во втором — дайки скал Маяк и Сторожевая.



Строение сложной (двухфазной) субвулканической интрузии ск. Иван Разбойник

Расположенные симметрично относительно штока структуры хребтов Магнитный и Кок-Кая на северо-востоке и хр. Кара-Агач — на западе, протяженностью 2 км каждая, имеют много общих черт (состав вулканитов, последовательность их формирования, общие закономерности размещения вулканических аппаратов и субвулканов). Но между ними существуют и значительные различия, выразившиеся в различной степени их деформации и насыщенности субвулканическими и жерловыми образованиями.

В хр. Кара-Агач участки сравнительно пологого залегания пород встречаются спорадически и являются, вероятно, реликтовыми. Наиболее крупный из них занимает часть обрывистого южного склона от ск. Левинсона-Лессинга до бх. Эхо. Здесь (см. рис. 5. III) вырисовывается пологая антиклиналь с наклоном слоев и потоков на юго-запад и юго-восток, а на северных крыльях — в северном направлении. Крутизна их не превышает  $20 \div 30^\circ$ . Ширина ее в обрывах более 200 м. В ее центральной части обнажаются туфы нижней пачки нижней ассоциации, а выше залегают переслаивающиеся лавовые потоки и туфы среднего состава, слагающие верхнюю пачку.

Пологие залегания пирокластических пород средней ассоциации характерны для привершинной части хр. Кара-Агач, особенно на отрезке протяженностью  $650 \div 700$  м к западу от вершины 282,6 м (см. рис. 10). Здесь выделяется три субпараллельные куэстоподобные гряды: уступы высотой до нескольких метров, простирающиеся по аз.  $70^\circ$ , разделены пологими субгоризонтальными площадками шириной  $30 \div 50$  м. Преобладает северо-восточное простираение пород, но бывают и другие, в том числе и поперечного к хребту направления.

Как уже отмечалось выше, дислокации лаво-пирокластических толщ хр. Кара-Агач хорошо увязываются с их поло-

жением относительно субвулканических тел или их серий. Исходя из установленных в западных обрывах хр. Кара-Агач взаимосвязей (см. рис. 23), можно допустить, что участки пологого залегания пород на водоразделе хребта соответствуют апикальным частям нескрытых, сравнительно крупных субвулканических тел, преимущественно куполовидной формы, а зоны крутых залеганий, выделяемые нами как зоны интенсивных дислокаций, — их крыльям и сериям отщепляющихся от них даек и мелких субвулканических тел другой формы. Вероятно, скопления крупных субвулканических куполов концентрируются в зонах дуговых разломов, ответственных за формирование общей сегментной вулканоплутонической структуры хр. Береговой. Охарактеризованные выше зоны интенсивных дислокаций восток — северо-восточного или северо-западного до субширокого направления — характерные образования именно для хр. Кара-Агач, фиксируют разрывные нарушения, опирающиеся дуговые.

Реликт слабо нарушенной моноклинали — структура г. Шапка Мономаха, сложенная слоистой пачкой вулканогенно-осадочных пород, перекрытой потоками андезитов. Породы полого ( $20 \div 30^\circ$ ) наклонены к западу. Подобные реликтовые образования встречаются и в западной части хр. Кара-Агач, низ обрыва (см. рис. 4).

Расположение субвулканических образований и жерловин, купольных структур и вулканических построек различных поколений позволяет наметить ряд радиальных магмоконтролирующих разломов, поперечных по отношению к простираению хр. Береговой. Они повторяются через  $200 \div 400$  м. Первый из них прослеживается по серии вулканических построек различных поколений, вскрытых в обрывах южнее высоты 282,6 м (см. рис. 5. V, VI). В нижней части обрыва обнаружена

куполовидная вулканическая постройка высотой до 100 м, с которой связано формирование нижней ассоциации преимущественно основного — среднего состава (жерловая и прижерловая часть). Над ней в привершинной части высоты 282,6 м располагается жерловина (охарактеризованная выше), с которой связано извержение пирокластических продуктов и лав, слагающих среднюю ассоциацию. Последние имеют периклинальное залегание и, как это можно наблюдать в обрывах южнее упомянутой жерловины, наклонены к югу.

В 200 м западнее, на одной линии север — северо-западного направления размещаются: сложное многофазное субвулканическое тело (ск. Иван Разбойник); два изометричных куполовидных субвулканических тела; жерловина с отходящим от нее в восточном направлении потоком андезитов и кольцевая морфоструктура (предположительно жерловина) в 50 м к востоку от высоты 247,5 м. Ск. Иван Разбойник (см. цветное фото) состоит из «пьедестала» до 120 м в поперечнике, сложенного лавами основного — среднего состава, вмещающими сфероидальные субвулканические тела андезитов и андезито-базальтов с концентрической столбчатой отдельностью. Сама скала, возвышающаяся на 81 м над уровнем моря в виде обелиска, представляет собой останец внедрившегося позже дайкообразного [23] тела дацитов.

Очень выразительная поперечная зона магмоконтролирующих разломов располагается на восточном окончании хр. Кара-Агач, на его границе с хр. Хоба-Тепе. «Стержневая» ее структура — мощная дайка дацитов Лев, вздымающаяся от берега в виде величественной протяженной стены и возвышающаяся над другими останцами на крутом склоне, а также серия параллельных ей более мелких даек (см. рис. 5. VIII). На пересечении этой зоны с разломами субши-

ротного направления расположено несколько куполовидных изометричных субвулканических интрузий андезитов, в том числе и знаменитый Чертов камин. Нижняя часть дайки Лев и сопутствующие ей дайки рассекают линзовидное тело андезито-базальтов с подушечной и глыбовой отдельностью, представляющее, вероятно, вулканическую постройку первого этапа.

Менее надежно выделяются две поперечные зоны субвулканов и жерловин в западной части хр. Кара-Агач. Одна из них — между бх. Эхо и ск. Левинсона-Лессинга. В нижней части обрыва наблюдается отмеченная выше пологая антиклиналь. Выше по склону в перемежающихся туфах и лавах андезитов и андезито-базальтов верхней пачки нижней ассоциации наблюдается система трещин и линейных останцов (гривок) субмеридионального направления, а в привершинной части хребта выделяется изометричная структура до 30÷40 м в поперечнике (возможно, жерловина).

В западной части хр. Кара-Агач поперечный магмоконтролирующий разлом север — северо-западного направления прослеживается от подножья хребта западнее ск. Левинсона-Лессинга, примерно, в сторону г. Шапка Мономаха по сгущению мелких разрывных нарушений и структурно-геоморфологическим элементам (гривки, участки линейных водоразделов) соответствующего направления. Изменчивость простираения пород в полосе этого разлома в привершинной части хребта, возможно, обусловлена пересечением его в данном месте линейными зонами интенсивных дислокаций восток — северо-восточного и запад — северо-западного направлений.

Северо-восточное крыло структуры хр. Береговой (хребты Магнитный и Кок-Кая) сложено преимущественно лавами и туфами. Роль в его строении субвулканических тел и жерловин меньше,

чем в хр. Кара-Агач. Это выражается в уменьшении общей деформированности вулканогенных толщ, а также в появлении в разрезе выдержанных пачек слоистых вулканогенно-осадочных пород. Вдоль юго-восточного и восточного склонов в нижней части до уровня 240÷250 м прослеживаются образования нижней ассоциации. Видимая мощность их достигает 250÷300 м. Судя по полосчатости, наблюдаемой со стороны моря, преобладающий наклон слоев к западу — северо-западу,  $\angle 25\div 40^\circ$ . Вместе с тем в районе бухт Барахта и Южная Сердоликовая (см. рис. 5. X, XI) отчетливо видно погружение потоков лав и перемежающихся с ними туфов в восточном направлении. Эта «аномалия», вероятно, связана с наличием вулканического центра в зоне северо-восточного контакта дацитовой интрузии Хоба-Тепе (см. рис. 3), существование которого предполагается в 200÷300 м севернее вершины 440,4 м по периклинальному залеганию отмеченной пачки, с одной стороны, и лаво-пирокластической пачки в верховьях б. Туманова — с другой. Вдоль северо-восточного и северного ограничения вулканитов в северной части хр. Кок-Кая наблюдается их пологое ( $10\div 25^\circ$ ) погружение соответственно к юго-западу и югу, т. е. центриклинальное залегание. Характерно, что здесь редуцированы образования нижней ассоциации (мощность ее достигает лишь первых десятков метров или она вовсе не выходит на дневную поверхность) и вулканиты средней ассоциации иногда налегают непосредственно на верхнеюрские, преимущественно известково-терригенные образования.

Наименее нарушен дизъюнктивными и инъективными дислокациями участок хр. Магнитный от ур. Гяур-Бах до бх. Ливадия. Здесь в образованиях средней ассоциации хорошо выделяется несколько различных по составу пачек, по

которым надежно устанавливается пологое ее залегание с изменчивыми направлениями падения: а) нижняя слоистая вулканогенно-осадочная пачка мощностью до 30÷40 м; б) серия потоков андезито-базальтов с шаровой, подушечной или глыбовой отдельностью мощностью 30÷45 м; в) пачка туфов, часто слоистых, среднего — кислого состава мощностью 25÷45 м. Изменения мощности, вероятно, обусловлены и разрывом. Эти структурные элементы без существенных деформаций прослежены на значительные расстояния (до 800 м) по простираению.

Как и в хр. Кара-Агач, значительную роль в строении хребтов Магнитный и Кок-Кая играют зоны поперечных (радиальных) магмоконтролирующих разломов. Две из них (наиболее крупные) оказывают значительное влияние на общую структуру этого участка.

Первая расположена на сочленении хребтов Хоба-Тепе и Магнитный. В зоне расположены линзовидные скопления характерных андезито-базальтов с шаровой и крупноглыбовой изометричной отдельностью, слагающие, вероятно, вулканические постройки начальных фаз, серии даек андезитов и дацитов преимущественно северо-западного направления, а также упомянутый выше предполагаемый центр вулкана, расположенный в 200—300 м севернее вершины 440,4 м. Ширина этой зоны около 200 м. Границы ее нечеткие, так как весь отрезок хр. Магнитный от ст. Лагорио до м. Тупой насыщен дайками и субвулканическими телами андезитов и дацитов. На этом участке намечается еще субмеридиональная серия даек от ск. Слон до ск. Сфинкс, а также магмопроводящая зона северо-западного направления, которую можно проследить от м. Плойчатый, где по подтвержденным нами данным Н. Н. Новика и других расположен вулканический центр ск. Сфинкс, пред-

ставляющий, по мнению Ф. Ю. Левинсона-Лессинга [31], некк. Между ними располагаются мелкие изометричные и дайкообразные субвулканические тела, группирующиеся в одну линию.

Вторая крупная поперечная зона приурочена к границе хребтов Магнитный и Кок-Кая и прослеживается в общем субширотном направлении. Она имеет сложную конфигурацию и очень сложное глубинное строение. Проведенные в 1976 г. З. А. Бойко и другими геофизические исследования показали, что здесь резко усложняется магнитное поле: на фоне постепенного возрастания значений  $\Delta Z$  к юго-востоку, т. е. к береговой части хребта, появляются локальные положительные аномалии субширотного направления шириной до 50÷70 м и протяженностью более 150 м. Ширина зоны достигает 350 м при протяженности в пределах выходов магматических пород около 600 м. Близ ее северного ограничения размещается жерловина (см. рис. 3), которая является центром извержений для серии потоков андезито-базальтов, прослеживающихся в южном направлении вдоль приводораздельной части хр. Магнитный, а также спускающихся к восток — юго-востоку по склону вдоль многочисленных промоин и ручейков в направлении бухт Гравийная и Ливадия, где они резко несогласно перекрывают породы нижней ассоциации, имеющие западное падение. Фрагменты потоков андезито-базальтов и андезитов прослеживаются и к западу от жерловины. Они имеют северо-западное падение,  $\angle 15\div 20^\circ$ . Близ жерловины встречены осадочные породы нижней пачки нижней ассоциации, а может быть, и более древние. Вдоль южного ограничения зоны прослеживается серия параллельных даек андезитов. На его восточном фланге в прибрежной части находится описанная выше крупная дайка андезитов, переходящая в нижней части в изометричное

куполовидное тело, и ряд параллельных ей даек, менее мощных и протяженных. Характерна насыщенность зоны современными разрывными нарушениями, обусловившими расчлененность и изрезанность рельефа данного участка.

Хр. Кок-Кая, расположенный в северной части хр. Береговой, отличается некоторым своеобразием: он характеризуется сравнительно высокой насыщенностью субвулканическими и жерловыми образованиями и соответственно более интенсивными дислокациями вулканических и вулканогенно-осадочных пород. В этом проявляется определенное сходство со строением симметрично расположенного западного фланга хр. Кара-Агач. Здесь резко преобладают образования средней ассоциации. Нижняя ассоциация сравнительно маломощна (до первых десятков метров).

Вулканы хр. Кок-Коя, судя по положению их нижней границы, залегают полого, центриклинально. Общая синклинальная структура усложнена антиклиналеподобным поднятием довулканического основания, трассирующимся вдоль водораздельной части хребта. Наличие последнего подтверждается расположением в приводораздельной части жерловин, группирующихся в цепочку, а также «оконов», сложенных осадочно-вулканогенными породами нижней пачки нижней ассоциации. Положение указанных жерловин определяется довольно уверенно по периклинальному залеганию лаво-пирокластических пачек и отдельных лавовых потоков, по наличию субвулканических штоков и серий даек. Последние отчетливо выделяются по призматической и крупноглыбовой отдельности в северо-восточных обрывах хр. Кок-Кая при наблюдениях со стороны бх. Лягушачья.

Многочисленные мелкие субвулканические куполовидные тела и дайки развиты вдоль западного ограничения вулканитов хр. Кок-Кая. Важные элементы

структуры этого участка — потоки и лаво-пирокластические пачки, которые, хотя и в виде реликтов, имеют определяющее значение для структурно-палеовулканологических реконструкций.

Дуговая тектоно-магматическая структура хр. Береговой трассируется по ряду субвулканических тел андезитов — диоритовых порфиритов к северо-западу от хр. Кок-Кая. Это — мелкие выходы южнее пгт Планерское в прибрежной полосе, сложная система пересекающихся даек и субпластовых интрузий среднего состава в районе высоты 143,8 м, субвулканические интрузии диоритовых порфиритов у западных подножий хр. Татар-Хабурга близ фермы. Для них надежно установлены активные интрузивные контакты с породами бат-келловейского возраста. Они занимают также вполне четкую структурную позицию по ограничению кольцевой структуры и закономерно увязываются с магматическими образованиями хр. Береговой.

На основании изложенного можно сделать следующие основные обобщающие выводы о строении вулканоплутонического комплекса хр. Береговой:

1. Основную магмоконтролирующую роль играют дуговые разломы, окаймляющие Карадагскую кольцевую структуру с юго-востока и северо-запада.

2. Судя по взаимоотношениям вулканических толщ между собой и с породами довулканического основания, вулканические центры со временем смещались к внутренней части кольцевой структуры, т. е. к северу и северо-западу.

3. Устанавливается большое значение в контроле магматических образований поперечных к простиранию хр. Береговой радиальных разломов. В узлах их пересечения с дуговыми располагаются вулканические центры и их группы, в том числе и наиболее крупный из них — Хо-ба-Тепе.

4. Послевулканические деформации

структуры хр. Береговой, интенсивно проявившиеся в неоген-четвертичный период, имели в основном разломно-блоковый характер и выразились в ступенчатом погружении разделенных дугowymi разломами блоков в сторону моря. При этом блоки погружались равномерно, без перекосов, в результате чего в большинстве случаев сохранился первичный наклон пород. По радиальным разломам происходили движения типа сбросо-сдвигов.

**Структура массива гор Святая и Малый Карадаг** представляет собой сложное сочетание линейных и изометрично-блоковых элементов, отражающих, видимо, основные особенности строения довулканического фундамента. Здесь, как и в хр. Береговой, отчетливо проявляется влияние дугowych и радиальных разломов, при этом роль последних становится ведущей.

Хорошо обособляется западная часть массива в виде субмеридиональной линейной структуры шириной до 300÷500 м и протяженностью около 1200 м. Ее западная часть, выделенная как зона интенсивных дислокаций шириной до 100 м, сложена субвертикально залегающими вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами нижней ассоциации, прорванными дайками и линейными сериями изометричных тел дацитов, трахиандезитов и их автомагматических брекчий. К востоку развиты агломератовые туфы и лавы трахиандезитов и дацитов, слагающие ряд сливающихся моноклинально залегающих пачек, для которых характерен пологий наклон слоев (до 20÷30°). Направление падения этих пачек изменчиво и зависит от положения многочисленных жерловин (вулканических центров), субвулканических образований (даек и штоков), которые обнаруживают между собой тесную пространственно-структурную связь. Наиболее ярко эта взаимосвязь проявлена для северной

части зоны — в районе г. Малый Карадаг (см. цветное фото).

У его вершины на южном склоне расположена жерловина, выполненная туфами трахиандезитов и пронизанная серией разноориентированных дайко- и штокообразных тел дацитов. Она находится в северной части дайковой зоны субмеридионального направления, которая продолжается и хорошо морфологически выражена далее к северу — близ вершины Малый Карадаг и на ее северных склонах. Местоположение этой жерловины надежно подтверждается пологим (20÷35°) периклинальным залеганием лаво-пирокластических пачек, «растекающихся» во все стороны от нее. Залегание последних хорошо видно при визуальных наблюдениях с определенного расстояния по положению структурно-геоморфологических элементов, соответствующих пластам и потокам, и подтверждается замерами слоистости в отдельных обнажениях. Мелкая жерловина намечается и в 300 м юго-восточнее вершины Малый Карадаг. К югу от нее отходит серия потоков дацитов, перемежающихся с туфами трахиандезитов — дацитов, наклоненных к западу и юго-западу,  $\angle 20\div 25^\circ$ . Это центр вулканической постройки, расположенной в зоне контакта средней и верхней ассоциаций. Она сопровождается поднятием довулканического фундамента и приурочена к радиальному разлому субмеридионального направления, который фиксируется по выходам на поверхность осадочных пород нижней ассоциации (может быть, байос-батского возраста).

В южной части линейной субмеридиональной структуры распространены туфы, меньше — лавы кислого — среднего состава, характеризующиеся как пологими, так и крутыми, до субвертикальных, залеганиями пластов. Основной ее структурный элемент — субвертикальная дайка Большая Стена и параллельные или

находящиеся на ее продолжении субпараллельные, более мелкие дайки андезитов и дацитов.

Примечательно, что в пределах развития образований средней ассоциации породы залегают в основном полого и лишь в приконтактных с дайками узких зонах шириной в первые десятки метров наблюдается крутое (до субвертикального) падение пластов, т. е. степень дислоцированности пород здесь значительно ниже, чем в расположенной к западу зоне интенсивных дислокаций. Возможно, это связано с тем, что интенсивность дислоцированности пород, связь которой с инъективными телами (в основном дайками) на данном участке намечается довольно определенно, зависит от глубины эрозионного среза и увеличивается с глубиной. Если это так, то мы вправе ожидать нахождения под сравнительно слабонарушенными отложениями средней ассоциации более древних, круто залегающих пород (нижней ассоциации и довулканических образований).

По данным З. А. Бойко, В. И. Литвинова и др., которые провели детальную магнитную съемку северной части линейной структуры, в ее пределах местами выделяются интенсивные положительные аномалии до  $6368 \cdot 10^{-4}$  А/м. При этом аномалии соответствуют зонам даек дацитов и андезитов, которые, вероятно, уходят на значительную глубину. Сами лаво-пирокластические образования, видимо, в силу своей малой мощности интенсивных положительных аномалий не создают.

Расположенный восточнее описанной структуры блок, в центральной части которого расположена вершина г. Святая, характеризуется преимущественным развитием вулканических пород кислого состава. Сведения о слагаемых ими структурных формах отрывочны и ограничены из-за сравнительно плохой обнаженности и не позволяют точно охарактеризовать

морфологию геологических тел. На основании имеющихся данных можно лишь наметить общую принципиальную модель.

В пределах этого участка встречаются (см. рис. 3) выходы на поверхность осадочных пород (песчаников, глинистых и кремнистых пород, туфов и туффитов), принадлежащих, очевидно, нижней пачке нижней ассоциации или довулканическим образованиям. Наиболее значительные из них расположены на юго-западном и северо-западном склонах г. Святая. В последнем случае, по данным Е. П. Черепановой, они содержат фауну батского возраста. В западной части этого участка, в приконтактной части с породами средней ассоциации, в 1933 г. А. К. Марковым найден аммонит *Parkinsonia parkinsoni*, определяющий позднебайосский возраст вмещающих пород. Это свидетельствует о незначительной мощности вулканических образований и дает основание предполагать в районе вершины г. Святая общую антиклинальную структуру довулканического цоколя (выходы пород батского возраста на фоне окружающих келловейских и более молодых).

В юго-западной части этого блока закартированы агломератовые и лапиллиевые туфы среднего — кислого состава. Этот участок насыщен дайками дацитов, среди которых встречаются и куполовидные интрузии. Дайки и другие субвулканические тела имеют субмеридиональное простирание, хотя насыщенная ими зона прослеживается в восток — северо-восточном направлении, т. е. почти перпендикулярно. В этом отчетливо проявляются мажорантующая роль и взаимодействие дуговых и радиальных разломов.

Как уже отмечалось выше, верхняя ассоциация представлена лавовыми и сваренными пирокластическими породами кислого состава. Там, где имелась

возможность определить элементы залегания флюиальности; устанавливается крутое залегание образованных ими тел. По данным Е. П. Черепановой, преобладают их северо-восточное простирание и крутые (до  $70\div 80^\circ$ ) наклоны к западу и северо-западу  $270\div 320^\circ$ . Наблюдения в коренных обнажениях, в частности в карьере на северных склонах г. Святая, показывают наличие субвулканических куполовидных структур и сложных дайкообразных тел, сложенных брекчиями риолитов и пирокластическими породами типа сваренных автомагматических брекчий.

Надо заметить, что предположение о наличии автомагматических брекчий, слагающих межпластовые тела на западном склоне г. Святая, было высказано Е. П. Черепановой в 1978 г. По нашему мнению, интрузивные субвулканические тела автомагматических брекчий и брекчиевых лав риолитов и риолит-дацитов играют определяющую роль в структуре данного участка, о чем свидетельствуют, в частности, их взаимоотношения с породами байос-батского возраста. Так, в скв. 1 и 2, пробуренных рядом в карьере на северном склоне г. Святая, автомагматические брекчии и брекчиевые лавы вскрыты под аргиллитами с линзами сидерита байос-батского возраста. Их подстилают аналогичные породы. При этом мощность магматических пород резко изменяется от 17,5 м в скв. 1 до 98,5 м — в скв. 2 на расстоянии в несколько десятков метров, что свидетельствует о значительной крутизне северо-восточного (лежачего) контакта. По данным Е. П. Черепановой, в скв. 1 висячий контакт с аргиллитами, наблюдаемый непосредственно в керне, также крутой, субпараллельный оси керна, неровный. Автомагматические брекчии и их обломки как бы вдавлены в аргиллит. Последний пронизан многочисленными прожилками кальцита. Висячий контакт брек-

чий риолито-дацитов с аргиллитами батского возраста вскрыт также в скв. 3, находящейся в 300 м к западу от скв. 1 и 2; ориентирован под углом  $45^\circ$  к оси керна. Все эти данные свидетельствуют о сложной, линзовидной и других формах тел, сложенных породами кислого состава, и, очевидно, интрузивных контактах их с аргиллитами, усложненными в последующем зонами дробления и наложенной гидротермальной минерализацией. Такие представления согласуются с приведенными ранее данными о позднеюрском возрасте магматических образований Карадага и о формировании кислых пород в заключительной стадии магматического цикла. Надо отметить при этом, что, как показало бурение скважин, выходы на дневную дочетвертичную поверхность аргиллитов обычно, особенно у подножий склонов, перекрыты мощным (до 20 м) шлейфом вулканических пород. Таким образом, очевидно, что поля развития последних значительно меньше, чем это может показаться при картировании по делювиальным-коллювиальным отложениям.

Плохая обнаженность участка и недостаточность горных выработок не дают возможности надежно оконтурить отдельные тела, сложенные магматическими породами, и точно установить их морфологию. Но имеющиеся данные все же позволяют с достаточной достоверностью сделать следующие, более общие выводы о строении данного участка.

1) Здесь расположено антиклиналеподобное поднятие довулканического основания, сложенного байос-батскими породами.

2) Вулканические образования нижней и средней ассоциации развиты локально в виде реликтов и имеют незначительную (до первых десятков метров) мощность. О наличии их свидетельствуют многочисленные включения в автомагматических брекчиях кислого состава

трахиандезитов, андезитов. Включения, как правило, появляются в значительном количестве в приконтактных частях субвулканических тел.

3) В пределах этого участка сконцентрированы многочисленные субвулканические тела (купола, штоки, дайки, их серии) и сопровождающие изверженные породы.

Расположение субвулканических тел и жерловин, их форма во многом контролируются структурными элементами довулканического фундамента и кольцевой структурой более высокого ранга. Это проявляется, в первую очередь, в группировке субвулканических тел и магматических каналов в дуговые и радиальные линии, в результате чего обособляются отдельные секториальные блоки. Одна из таких зон отчетливо прослеживается (см. рис. 3) вдоль южного ограничения массива гор Святая — Малый Карадаг. В западной его части развиты дайки и куполовидные тела дацитов. При этом характерна ориентировка отдельных даек в субмеридиональном направлении, а зоны — в субширотном. К северо-востоку на продолжении этой зоны развита серия даек северо-восточного простирания, согласных с общим направлением зоны. Вторая дуговая магомконтролирующая зона может быть намечена примерно в 450 м к северо-западу (более внутренняя относительно кольцевой структуры). В западной части Мало-Карадагской линейной структуры, близ ист. Гяур-Чешме, располагается дайка андезито-дацитов, имеющая аномальное для этого участка северо-восточное простирание; далее к востоку — одна из мелких жерловин, через которую извергались вулканы средней ассоциации. В районе г. Святая расположено сложное, амебообразное в плане, субвул-

каническое тело риолитов и риолито-дацитов. В северо-восточной части этой дуговой зоны располагаются субвулканические тела, частично вскрытые в карьере на северном склоне г. Святая.

Заметно также влияние на конфигурацию и размещение субвулканических тел риолитового и риолито-дацитового состава радиальных разломов. Один из них прослеживается через вершину г. Святой в северо-западном направлении и трассируется рядом дайкообразных тел риолито-дацитов и линейных ответвлений северо-западного направления от сложного субвулканического тела г. Святая, расположенного в узле пересечения дугового и радиального разломов.

В целом блок г. Святая представляется, с одной стороны, как куполовидная складка в довулканическом фундаменте. Мало-Карадагская линейная структура приурочена к ее западному крылу. Вероятно, в пределах последней на сочленении структур различного знака, в условиях максимального растяжения, произошли наиболее интенсивные извержения магматических продуктов первой и второй стадий и внедрения многочисленных интрузивных тел.

С другой стороны, вулканический массив гор Святая — Малый Карадаг выступает как своеобразная обособленная структура, характеризующаяся определенной автономностью. При наблюдениях с биостанции и с хр. Кара-Агач она выделяется как единый цельный, близкий к изометричному блок, окаймленный скальными обрывами по западному и южному ограничению. Ее существование подтверждается заворотом элементов Мало-Карадагской линейной структуры в ее северной части с изменением направления с субмеридионального

и северо-западного на северо-восточное. Особенно четко это видно на карте ДЗ, составленной З. А. Бойко, В. И. Литвиновым, А. Т. Москальским и др. В 200 м от вершины Малый Карадаг к запад — северо-западу выделяется интенсивная (до  $4776 \cdot 10^{-4}$  А/м) положительная аномалия размером  $(300 \times 100)$  м<sup>2</sup>, обусловленная, вероятно, нескрытым дайкообразным интрузивным телом, простирающаяся по аз. северо-восток  $45 \div 50^\circ$  и особенно отчетливо подчеркивающая этот разворот.

В заключение следует отметить, что описанные выше разнопорядковые тектоно-магматические структуры хр. Береговой и массива гор Святая — Малый Карадаг хорошо увязываются между собой как составные части сегмента охарактеризованной в начале главы более крупной изометричной структуры. Так, Мало-Карадагская линейная структура трассируется к югу в виде серии даек в районе отметки 214,3 м среди пород келловейского возраста и поперечной зоны вулканических жерловин и субвулканов в хр. Кара-Агач в районе высоты 282,6 м и ск. Иван Разбойник. На одной радиальной структурной линии расположено сложное субвулканическое тело риолитов — риолито-дацитов г. Святая и шток дацитов хр. Хоба-Тепе. Субвулканические тела, вскрытые в карьере на северном склоне г. Святая, находятся в пределах одной радиальной зоны с серией жерловин и даек на стыке хребтов Магнитный и Кок-Кая. Между ними в полосе развития келловейских карбонатно-терригенных пород выделяется магнитная аномалия размером  $(100 \times 70)$  м<sup>2</sup> северо-восточного направления, фиксирующая субвулканическое тело, хорошо «укладывающееся» в эту радиальную зону.

## Глава 6

### МИНЕРАЛЫ КАРАДАГА



На Карадаге известно 40 минеральных видов [65], а с учетом аксессуарных их, по-видимому, около 50 (рис. 27). Выделяется несколько десятков разновидностей кальцита, кварца, халцедона и опала. Первые работы по изучению минералов Карадага были проведены в 1823—1825 гг. маркшейдером Г. Козиним, обратившим внимание на разнообразие халцедонов. Расцвет минералогических исследований приходится на конец XIX — начало XX ст. Здесь были обнаружены минералы [8]: сидерит, эпидот и мезолит — П. Н. Чирвинским, натролит — А. Е. Лагорио, десмин и гейландит — С. П. Поповым, барит, аметист, цитрин, празем и роговик — П. А. Двойченко, ломонтин, птилолит и пренит — А. Е. Ферманом. Некоторые минералы были обнаружены на Карадаге впервые в нашей стране. Это касается, например, датолита — минерала из группы боросиликатов, найденного С. П. Поповым в 1898 г. [52] на сопке Андезитовая. Значительный вклад в изучение минералов внесли М. Н. Шкабара [77], Н. Н. Макаров и В. А. Супрычев [36, 62—65, 67] и др.

Карадаг — единственное место в СССР, где столь широко представлены минералы группы цеолитов — водных алюмосиликатов щелочных и щелочноземельных элементов. В имеющейся научной литературе описаны (либо упомянуты) следующие цеолиты: анальцит, апофиллит, гейландит, гмелинит, десмин, леонгардит, ломонтин, мезолит, морде-

нит, натролит, пренит, птилолит, сколецит, томсонит, хабазит, эпистильбит. Цеолиты — продукты гидротермальной и пневматолито-гидротермальной деятельности — приурочены в основном к эффузивным горным породам, часто заполняя в них миндалины, жёоды и трещины. Большинство цеолитов образовалось в последнюю стадию магматического процесса, при действии средне- и низкотемпературных гидротерм. Об этом свидетельствует их парагенезис с датолитом, кальцитом, селадонитом, халцедоном, хлоритом, эпидотом и др.

Примечательно, что морденит — цеолит с высоким содержанием воды, образовавшейся в результате гидратации вулканических стекол в пустотах эффузивных горных пород г. Святая, — породообразующий минерал трассов — халцедонморденитовых пород с активными гидравлическими свойствами. Трассы Карадага представляют собой крупнейшее в мире месторождение, прогнозные запасы которого составляют десятки миллионов тонн [67]. Разработка трассов на восточном склоне г. Святая велась карьерным способом с 1927 по 1941 г. Добытый материал вывозили на цементные заводы в Новороссийск и использовали при производстве высококачественного портланд-цемента. Образовавшийся карьер существенно «подправил» древний ландшафт. В настоящее время, в условиях заповедности Карадага, возобновление разработок трассов исключено.

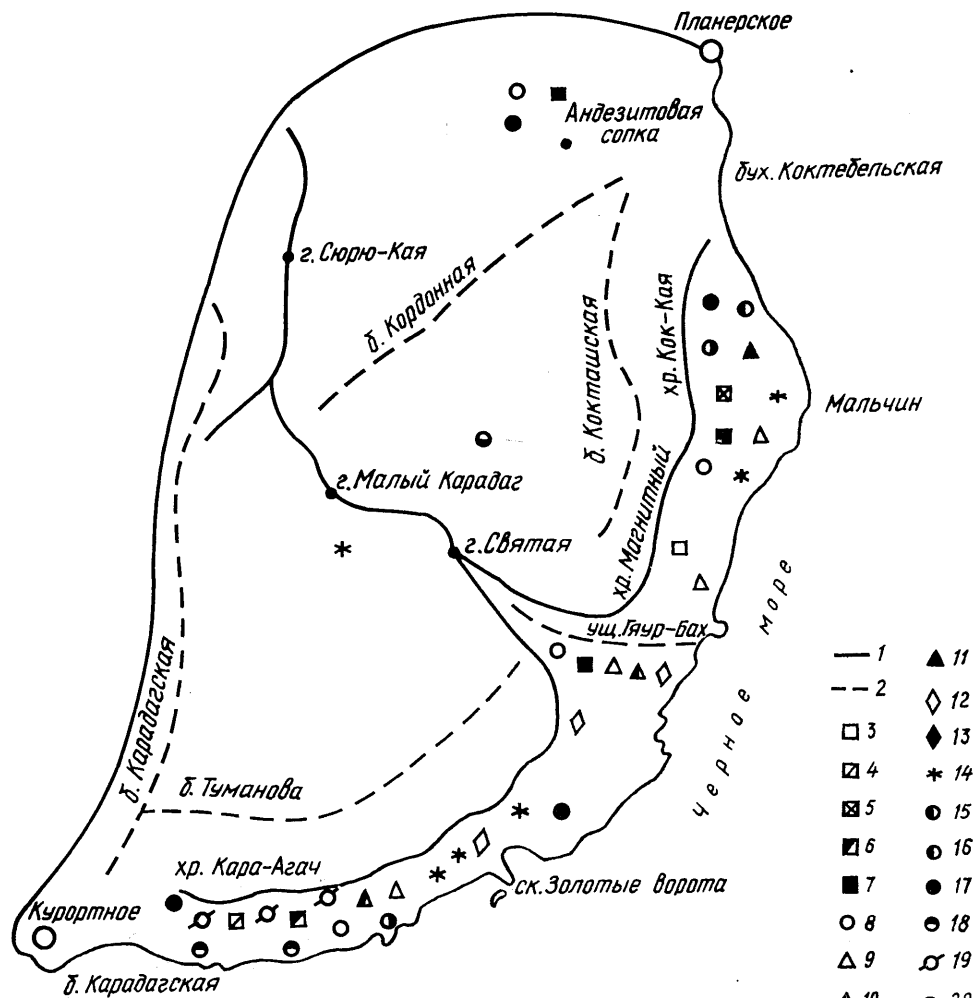


Рис. 27. Схема распространения основных минералов и самоцветных камней вулканической группы Карадаг:

1 — линии водоразделов, 2 — тальвеги, 3—8 — цеолиты (3 — гейландит, 4 — десмин, 5 — анальцит, 6 — мезолит, 7 — апофиллит, 8 — натролит), 9—11 — кварц (9 — горный хрусталь, 10 — аметист, 11 — морион), 12—14 — халцедон (12 — сердолик, 13 — агат, 14 — оникс), 15 — псевдоморфозы по аммонитам, 16 — опал, 17 — кальцит, 18 — лептохлориты, 19 — гидротермальные халцедонолиты (яшмы), 20 — трасс (черноморит)

Трасс — порода яшмовидного облика сине-зеленого, зеленого, серого, коричневого цвета, часто полосчатая и пейзаж-

ная с разнообразным рисунком. Красивая трассовая галька часто встречается на пляжах заповедника и изредка в прилегающих районах. В. А. Супрычев предложил назвать карадагский трасс черноморитом, поскольку эта горная порода характерна только для Крымского побережья Черного моря.

По своим ювелирным и декоративным качествам наиболее интересны микрокристаллические разновидности кремне-

зема — халцедон, а также опал и яшма. Генетически эти минералы связаны с эффузивными породами и как цеолиты — продукты гидротермальных и пневматолито-гидротермальных процессов.

Кварц образует неправильные изометричные зерна, сросшиеся с другими минералами. На приморском склоне хр. Береговой часто встречаются небольшие жилы молочно-белого кварца. В 1914 г. П. А. Двойченко [8] обнаружил на сопке Андезитовая кварцевую жилу мощностью 1 м. При добыче андезита эта жила была уничтожена.

Из разновидностей кварца на Карадаге известны: *горный хрусталь* — бесцветный прозрачный кварц в виде небольших кристаллов, встречающийся практически во всех районах распространения эффузивных пород; *аметист* — фиолетовый кварц бледных оттенков представлен мелкими кристаллами, встречается в районе ущ. Гяур-Бах, приморского склона хр. Кара-Агач, а в местах, примыкающих к заповеднику, — в карьере г. Татар-Хабурга; *морион* — кварц буро-черного цвета, непрозрачный; *цитрин* — желтый кварц и *празел* — зеленый кварц различных оттенков, попадаются редко.

Галька халцедонизированных пород различных цветов и оттенков, в большом количестве встречавшаяся ранее на пляжах пгт Планерское, была объектом многолетнего любительского сбора. Как указывал В. Х. Кондраки [18], эта галька собиралась пограничной стражей и продавалась туристам. Галька Карадага, как отмечал А. Е. Ферсман [70], широко использовалась Петергофской фабрикой для мозаичных и ювелирных работ. В 1884 г. эта фабрика выписала 10—15 пудов камней, «которые находятся на Южном берегу Крыма под названием «голышки», необходимые для мозаичной работы» [70]. В 1914 г. П. А. Двойченко [8] указывал, что красивые галь-

ки с включениями халцедонов, сердолика, агата, яшм продавались экскурсантам.

В 1967 г. в бх. Коктебель, в результате длительных разработок пляжных отложений для строительных целей и зарегулирования стока балок, произошел полный размыв пляжа. Исчез один из лучших в мире пляжей — коктебельский, а с ним исчезла и халцедонизированная галька — «коктебельские камушки», описанные М. А. Булгаковым. В последние годы в пгт Курортное и Планерское созданы искусственные пляжи с известняковой щебенкой. Однако эти безликые антропогенные образования не в состоянии вызвать те трепетные чувства, которые испытывал человек при виде карадагского чуда — пестроцветной вулканической гальки.

Собственно халцедон представлен жильными выходами преимущественно голубоватого, серовато-белого и сероватого цвета, а также своими разновидностями в миндалинах, жеодах и жилах эффузивных пород хр. Кара-Агач, ущ. Гяур-Бах и хр. Магнитный. По распределению окраски можно выделить следующие разновидности халцедона:

1. Халцедон равномерно или относительно равномерно окрашенный: *сердолик*, или *карнеол*, — красный разных оттенков; *сардер* — бурый с красным оттенком; *плазма* — темно-зеленый, луково-зеленый; *хризопраз* — яблочно-зеленый.

2. Халцедон, в котором на основном цвете встречаются пятна другого цвета: *гелиотроп* — зеленый с красными точками или пятнами; *моховой агат* — прозрачный со спутанными ните- и мохообразными включениями; халцедоны серого, сизого, красноватого и другого цвета с пятнами более темных оттенков.

3. Халцедон с полосчатым распределением окраски — *агат*: выделяются бастионные, звездчатые, очковые, ландшафтные, круговые, иризирующие агаты.



Жила пестроцветной яшмы в верхней части хр. Кара-Агач

4. Халцедон с ленточно-полосчатым рисунком: *оникс* — чередование белых и черных слоев, *сардоникс* — чередование белых и бурых слоев, *карнеолоникс* — чередование белых и красных слоев: *халцедоникс* — чередование белых, серых или голубоватых слоев.

5. Псевдоморфозы халцедона по аммонитам.

По разнообразию, насыщенности цвета, эстетической красоте халцедоны Карадага — одни из лучших в СССР. Долгое время они были предметом промышленного и любительского промысла. В 1910 г. чех Яромир Тиханек, живший в пос. Коктебель (ныне пгт Планерское), организовал небольшую шлифовальную мастерскую, которая обслуживала отдельные мастерские Фаберже в Петербурге [70]. Для Петергофской гранитной фабрики в 1918 г. Н. Ф. Чуриным было добыто около 50 пудов халцедона и агата [75]. Халцедоны встречаются в мелких жилах и миндалинах и не образуют реальных промышленных запасов. Поэтому сравнительно быстро большая часть жильных выходов была отработана. При этом пострадали обнажения, представляющие научную и эстетическую ценность.

Гидроокись кремния — *опал* представлен: белым обыкновенным опалом, молочным опалом белого цвета с голубоватым оттенком, кахолоном — фарфоровидным, красновато-белого цвета, благородным опалом молочно-белого цвета, опалесцирующим, полосчатым и многоцветным; опалом-агатом и опалом-ониксом, непрозрачным тусклым полуопалом.

*Яшмы* (гидротермальные халцедониты), окрашенные окислами железа и включениями хлорита, селадонита и других минералов в различные цвета, встре-

чаются в жильных выходах преимущественно на хр. Кара-Агач. Здесь насчитывается около 10 яшмовых жил малиново-красного, коричневого, сургучного, сиреневого, желтого и другого цвета с различными оттенками. По своим художественно-декоративным качествам яшмы Карадага превосходят уральские [64]. Особое место среди яшм занимает парчовая, обнаруженная В. А. Супрычевым в 1960 г. В результате любительского промысла эта «царица» крымских яшм, которой по красоте нет равных в мире, полностью выработана. Отдельные экземпляры парчовой яшмы еще можно встретить в гальке пляжей заповедника. Наиболее полную классификацию карадагских яшм дал В. А. Супрычев [64]. Он выделил:

1. Одноцветные яшмы — зеленые, желтые, сургучные, красные, кремновые, розовые, сиреневые, черные.

2. Пятнистые яшмы — в одноцветной основной массе включения, струйки и заливывы яшмы иной окраски: красной с зелеными пятнами, голубовато-зеленой с красными заливками, сургучной с желтыми пятнами и др.

3. Пестроцветные яшмы: огненная — с включениями сердолика и халцедона; парчовая — осенних тонов с различными красивыми узорами, обусловленными включениями железистых соединений; пейзажные — яшмы с живописными рисунками.

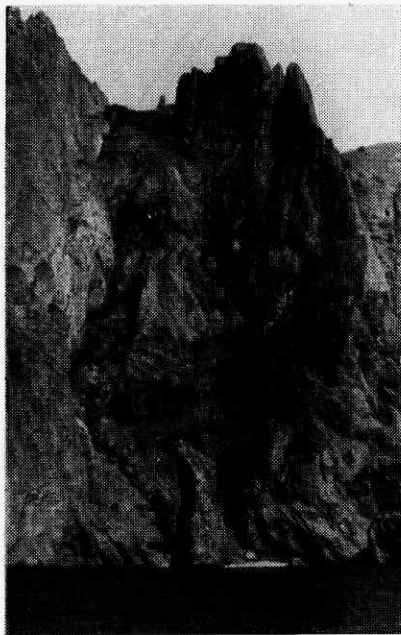
4. Агатовые яшмы с тонким чередованием халцедона, агата и сердолика с яшмовым материалом желтого и бледно-фиолетового цвета.

Чудом сохранившиеся яшмовые жилы могут быть оборудованы для показа с научно-познавательной целью. Одна из таких жил в верхней части южного скло-

на хр. Кара-Агач уже в ближайшее время может быть представлена для показа.

Широко распространен *кальцит* гидротермально-метасоматического происхождения. Его спутник — халцедоны, опал, цеолиты. Разновидности кальцита представлены *исландским шпатом* и *мраморным ониксом* — полупрозрачным серым плотным кальцитом. Жильный выход бесцветных кристаллов исландского шпата был найден в районе ск. Сфинкс и описан П. Н. Чирвинским (1907). Эта жила протяженностью несколько десятков метров и мощностью в 35 см вскоре была полностью выработана.

Карадаг — поистине минералогическая кладовая, представленная 50 видами минералов из 190, известных для Крыма [65]. Однако минеральное и самоцветное сырье, представляющее ювелирный интерес, подверглось хищническому уничтожению. И потери эти невозполнимы! Когда мы говорим, что Карадаг — это прежде всего выдающийся, мирового значения геологический объект, то почти не задумываемся, что больше всего пострадала от антропогенного воздействия его геологическая среда. Во многих случаях можно возродить исчезнувшие на Карадаге виды растений и животных — привезти из других районов и произвести так называемую реинтродукцию. Но исчезнувшие минеральные богатства не возродить уже никогда. Поэтому особенно актуальным становится вопрос о сохранении минеральных богатств заповедника. Уже сейчас нуждается в охране оставшийся в гордом одиночестве единственный в мире общедоступный пляж бх. Карадагская с красивой вулканической галькой.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты многолетних исследований авторов, а также анализ полученных ранее данных позволяют сделать ряд принципиально новых выводов по геологии Карадага, касающихся, в первую очередь, времени проявления магматизма, условий формирования структур вулканоплутонического комплекса.

Всесторонний анализ всей совокупности имеющихся палеонтологических характеристик осадочных пород Карадага и его окрестностей, а также их соотношений с магматическими породами лег в основу заключения о формировании основной массы последних в течение среднего келловоя — кимериджа. Такой вывод не согласуется с общепринятыми представлениями о байос-батском возрасте вулканитов и основанными на них взглядами на историю развития и особенности формирования структуры этого района. Вместе с тем находка тоарских аммонитов в андезитовых туфах в береговых обрывах бх. Тихая (в 3÷4 км от пгт Планерское) расширяет диапазон проявления магматических процессов и подтверждает данные [17] о периодическом их проявлении на протяжении всего мезозойского тектоно-магматического цикла (от триаса до раннего мела). В [17] авторы указывают на наличие раннемеловых вулканических аппаратов в районе м. Фиолент, горного массива Карадаг и других местах, формирование которых связано с активизацией вулканических центров, действовавших в бай-

осский век. В связи с этим мы не исключаем возможного наличия в вулканоплутоническом массиве Карадага и среднеюрских магматических пород: они могут быть в виде реликтов вулканических структур, переработанных в процессе позднеюрской активизации.

Совокупность данных о петрографических, текстурных и структурных особенностях магматических образований, взаимоотношения с осадочными породами позволяют сделать некоторые выводы об условиях их формирования, дополняющие существующие представления по этому вопросу [23, 29]. Важное, на наш взгляд, значение имеют установленные данные о синхронности или сближении во времени процессов магматизма с карбонатонакоплением. Об этом свидетельствуют, с одной стороны, включения в лавах карбонатных и глинисто-карбонатных пород, часто наблюдаемые резкие повышения количества округлых миндалеподобных скоплений карбоната, которые могут быть переработанными включениями, активные интрузивные контакты даек андезитов и дацитов с терригенно-карбонатными породами позднекелловейского — кимериджского возраста, проявляющиеся в перекристаллизации известковистого материала и его сильном ожелезнении в приконтактовых зонах. С другой стороны, устанавливаются многочисленные случаи содержания пирокластического материала в известковых породах, площадная карбо-

натизация лав андезитов и андезитотрахитов, видимо, связанная с их взаимодействием с карбонатным осадком. Следует отметить, что тесная сопряженность позднеюрско-раннемеловых магматических пород с известняками, часто рифовыми и биогермными, характерна также для Карпат [55] и Закавказья [39] и, видимо, является их отличительным признаком.

Вместе с тем обращают на себя внимание очень резкие фациальные переходы от вулканических толщ к синхронным известковым и известково-терригенным: пирокластический материал в последних обычно распространяется на расстояние не более первых сотен метров от полей сплошного развития вулканитов. Мы склонны объяснить это своеобразными условиями седиментации и вулканизма в морском бассейне, приведшими к незначительному разному вулканического материала, слабой его эрозии; за пределами вулканических построек и ближайших их окрестностей господствовало карбонатное осадконакопление. Видимо, в морском бассейне существовал довольно сложно расчлененный рельеф дна, обусловивший, в первую очередь, ограниченный разнос как вулканокластического, так и терригенного материала. Общая обстановка вулканизма была близка к условиям формирования зеленых туфов Курило-Камчатской вулканической дуги, в частности ее приматериковых частей. Здесь извержения [4] происходят вдоль разломов в условиях сравнительно небольших глубин (не более первых сотен метров). Они проявляются в прорыве вязких газонасыщенных магм на дно морского бассейна, формировании экструзивных куполов и других субвулканических тел с попутным образованием больших масс вулканокластического материала, главным образом пемзы, кристаллов и их обломков. Весьма примечательно как

для Курило-Камчатской дуги, так и для Карадага пространственное совмещение максимальных мощностей вулканических накоплений с экструзиями и субвулканическими телами андезитов, дацитов. На поверхность морского дна выжималась довольно вязкая масса, состоящая из смеси кристаллов и остатков расплава, давая в той или иной степени спекшиеся кристалло-игнибриды [4]. В результате значительного гидростатического давления формировалось большое количество пемзокластического материала, при этом для андезитов характерно крупнопузыристое строение, для более кислых и щелочных пород — тонковолокнистое. Перечисленные особенности, проявления магматизма, отмеченные для Курило-Камчатской дуги, также характерны и для Карадага, особенно для его средней ассоциации, что подчеркивает и сходство геодинамической обстановки их формирования, которая классифицируется как орогенная, или островодужная. Отмеченные особенности извержений и физико-географической обстановки проявления вулканизма во многом объясняют незначительный разнос вулканического материала по площади.

Детальные палеовулканологические реконструкции позволили выработать новые представления как о структуре карадагского вулкано-плутонического комплекса, так и общем строении района. Впервые дана систематическая характеристика структур различного ранга, их соотношений. Показана роль структур довулканического основания в контроле магматических образований. Эти структуры — составные части длительно развивающихся изометричных очаговых структур, на существование которых в Восточном Крыму впервые обращено внимание.

Вулканическая группа Карадага и г. Святая — очень сложная структура, сформировавшаяся в результате много-

актных проявлений вулканической деятельности. Каждый вулканический параксизм создавал новые структурно-геоморфологические формы, изменяя, деформируя, а иногда уничтожая ранее созданные постройки. Современная структурно-геоморфологическая группа хр. Береговой и г. Святая — интегрированный результат всех этих процессов.

Карадагский вулкано-плутонический комплекс представляет собой сложное сочетание лаво-пирокластических толщ, различного ранга вулканических аппаратов, субвулканических тел.

Прерывистость и локальность дислокаций, изменчивость их направлений, перемежаемость со слабо нарушенными участками лаво-пирокластических толщ свидетельствуют о том, что магматические образования Карадага не подвергались общему региональному сжатию и складкообразованию в определенную фазу или эпоху складчатости, как это представляется многими исследователями.

Лаво-пирокластические образования испытывали неоднократные значительные дислокации как в результате внедрения субвулканических тел и формирования новых вулканических аппаратов, так и (совместно с последними) в процессе блоковых движений и гравитационных перемещений массивов пород. Это обусловило мелкозоначно-блоковый облик современной структуры. Таким образом, основную роль в создании современной структуры Карадага сыграли субтектонические движения магмы и дифференцированные блоковые движения.

Как уже отмечалось выше, в формировании карадагского позднеюрского — раннемелового вулкано-плутонического комплекса выделяются три фазы. Магмоконтролирующие структуры различного ранга (вулканические аппараты, магмоконтролирующие зоны и узлы и т. п.)

обнаруживают четкую тенденцию к наследованию на протяжении всего периода магматической деятельности. Есть основания предполагать, что тектономагматические структуры сравнительно высокого ранга (магмоконтролирующие зоны, крупные вулканические постройки) пространственно совмещены или сближены с ранне- или среднеюрскими, формирование которых принято связывать с раннегеосинклинальной и предорогенной стадией вулканизма [17]. Такая особенность намечается [17] для всего Крыма и должна учитываться при изучении конкретных вулканических районов. Правильность такого положения в определенной мере подтверждается находками тоарских туфов среднего состава, по составу сходных с верхнеюрскими, что позволяет, хоть и весьма предположительно, говорить не только о пространственной и структурной, но и петрохимической унаследованности. Но в настоящее время эти положения слабо аргументированы; для выяснения этих вопросов нужны скрупулезные и разноплановые исследования.

Принципиальное значение для оценки истории развития структуры Восточного Крыма, связи тектонических и магматических процессов и геодинамической обстановки проявления последних имеет правильное определение формационной принадлежности магматических пород Карадага. Отнесение его к андезитовой формации орогенного класса хорошо согласуется с ревизией представлений о возрасте магматических пород, для подавляющего большинства которых устанавливается среднекембрийский — киммериджский возраст, т. е. соответствует орогенному этапу развития киммерид Горного Крыма.

Однако такая трактовка временных и пространственных соотношений тектоники и магматизма не единственно возможна. В. И. Лучицкий неоднократно пре-

достерегал от некритического отношения к канонизированным схемам, подчеркивая, что большинство конкретных магматических формаций в них не укладываются.

Видимо, эти предостережения действительны и по отношению к Крыму, где вулканические образования, связываемые с различными этапами развития геосинклинали, в формационном отношении мало чем отличаются. В связи с этим остановимся более подробно на изложении представлений о структурно-временном положении вулканитов Карадага в соответствии с обоснованной Ю. М. Довгалем и др. [72] концепцией о новейшей Азово-Черноморской геосинклинали.

Карадагская вулканическая группа расположена во внутренней части Крымского сегмента Средиземноморского подвижного пояса — на восточном окончании Крымских альпийских возрожденных гор, выступающих как центральное геоантиклинальное (интрагеоантиклинальное) поднятие новейшей Азово-Черноморской геосинклинальной системы.

В современном структурном плане Крымский сегмент представляет собой два субширотно ориентированных прогиба, частично разделенных поднятием Крымских гор. Внешний (северный) прогиб охватывает южную окраинную часть Восточно-Европейской платформы, северо-западный шельф Черного моря, Равнинный Крым и котловину Азовского моря. Основание прогиба — древняя Восточно-Европейская и молодая Скифская платформы.

Заполнен внешний прогиб осадочно-вулканогенными отложениями в диапазоне от баррема, местами апта или альба, до четвертичных включительно, разделенными двумя несогласиями (предолигоценным и раннеэоценовым) на три структурных яруса. *Нижний ярус* представлен сланцево-граувакковой, сланцево-карбонатной, известняковой геосин-

клинальной, отдаленной кремнистой и андезитовой формациями общей мощностью до 5000 м. Андезитовый вулканизм здесь явно тяготеет к внутренним поднятиям основания комплекса.

*Средний ярус* — преимущественно глинистые и песчано-глинистые отложения, обладающие определенными чертами сходства с флишомидным формационным типом. Мощность его — от первых сотен метров на поднятиях до 4000 ÷ 5000 м в прогибах между ними. *Верхний ярус* образован многократно сменяющимися по разрезу и латерали песчано-глинистыми, грубообломочными, карбонатными, в том числе ракушечниковыми, мергелистыми, эвапоритовыми отложениями, принадлежащими морским, прибрежно-морским и континентальным фациям мощностью до 2000 м.

Внутренний (южный) прогиб, более глубоководный, располагается в границах Крымского шельфа и северного континентального склона Черного моря. На севере прогиб граничит с Горным Крымом, а на юге «открывается» в сторону Черноморской котловины с океанической корой, представляя собой односторонний прогиб. Сведения о строении внутреннего прогиба получены исключительно в результате геофизических исследований [1, 38, 44—46], которые до настоящего времени неполны, проблематичны и вызывают разночтения.

Для внутреннего прогиба характерны повышенная сейсмичность, мощные магнитные аномалии, свидетельствующие о располагающихся на глубине магматизма основного и ультраосновного состава (проблематичный вулканический пояс). Все эти качества свойственны эвгеосинклинальным зонам геосинклинальных систем.

По геофизическим данным, на дне Черного моря, возле южных берегов Крымского полуострова, располагается интенсивно дислоцированная и нарушен-

ная многочисленными разломами толща осадочных пород мощностью до  $12 \div 13$  км. Внутри ее на уровнях  $2,5 \div 4,0$  и  $4,5 \div 5,0$  км отражающие площадки указывают на наличие угловых несогласий. В верхней части осадочные породы дислоцированы весьма полого, часто залегают субгоризонтально, аналогично залеганию меловых — кайнозойских отложений во внешнем прогибе.

Крымские горы (Горный Крым), разделяющие северный и южный прогибы, занимают центральную часть Крымского сегмента и расположены в виде дуги, слабо выгнутой на северо-запад. Это типичное горное сооружение глыбового типа, в котором на поверхность выведена верхняя часть комплекса основания северного и южного прогибов. В нижней части Крымских гор залегают исключительно сложнослоистые верхнетриасовые и нижнеюрские (таврическая серия), средне- и частично верхнеюрские (до середины келловея) песчано-глинистые, чаще всего флишевые и флишидные отложения, накопившиеся в условиях киммерийской геосинклинали. Породы таврической серии служат основанием всех структурных элементов Главной гряды Крымских гор. Ими сложены обширные антиклинальные поднятия (антиклинории), в которых сильно перемятая флишевая толща выступает на земную поверхность. Триасовые и юрские отложения широко представлены и на Карадаге.

Эскиординскими и битакскими грубообломочными толщами нижнего тоара — нижнего байоса фиксируется частная инверсия в разрезе главного геосинклинального комплекса киммерид.

Синклинальные прогибы (синклинории) сложены полого дислоцированными, местами со сложной дизъюнктивной тектоникой (именно так устроен Карадаг) верхнеюрскими и частично нижнемеловыми отложениями, залегающими с

резким структурным несогласием на верхнетриасовых и нижнеюрских отложениях. Это, главным образом, грубообломочные, известняковые, в том числе и рифогенные, песчано-глинистые, реже вулканогенные образования, сформировавшиеся в орогенный этап развития киммерийской геосинклинали.

Распространен орогенный комплекс в Главной и Внутренней грядах Крымских гор, в том числе и на Карадаге.

Примерно в 50 км южнее Крымского полуострова под осадочной толщей геофизическими методами выявлено крупное линзообразное аномальное тело с граничной скоростью продольных сейсмических волн  $6,2 \div 6,3$  км/с и мощностью около 6 км при ширине 75 км. По мнению И. В. Архипова и Ю. П. Непрочнова, характер магнитного поля дает основание предполагать, что эти магнитовозмущающие массы представлены породами основного или ультраосновного состава. Принимая во внимание, что с рассматриваемой зоной связано большинство эпицентров крымских землетрясений, наиболее глубокие из которых находятся в верхней мантии, можно с уверенностью сказать, что в совокупности эти факторы явно свидетельствуют о наличии здесь зоны глубинных разломов, ориентированной параллельно Крымским горам.

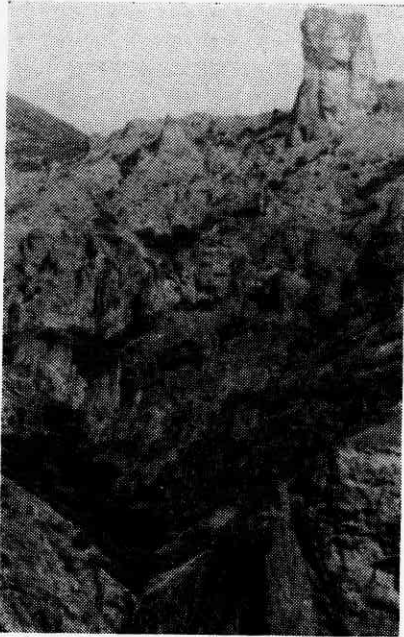
Что касается природы рассматриваемого аномального тела, то имеются различные точки зрения. Большинство исследователей рассматривают его как «второй гранитный слой», возникший в доальпийские геотектонические эпохи. По аналогии с другими кайнозойскими или новейшими геосинклинальными системами, Ю. М. Довгаль пришел к выводу, что рассматриваемое аномальное тело — объект вулканического происхождения, сформировавшийся в конце юры — начале мела в зоне повышенной проницаемости земной коры в результа-

те мощных излияний лав основного, среднего и умеренно кислого состава — крайних представителей дифференциации подкорового вещества. По-видимому, вулканы Карадага «внешняя ветвь» выходящей на поверхность тектоно-магматической структуры, скрытой водами и осадками Черного моря.

Исследователи Горного Крыма, начиная с Ф. Ю. Левинсона-Лессинга [23, 31], проявления магматизма на южном крыле Крымского геосинклинория считали габбро-плагиогранитным и спилито-кератофировым и связывали его со зрелой предорогенной стадией геосинклинального развития региона в середине юрского периода, что никак не увязывалось с теорией геосинклиналей, так как этот вулканизм должен быть связан с начальной стадией развития эвгеосинклинальной зоны.

Полученные нами выводы о принадлежности вулканитов Карадага к андезитовой формации в общем устраняют эти противоречия.

По Ю. М. Довгалю, одному из авторов настоящей работы, следует считать, что в результате получения данных о позднеюрском, а возможно, частично и раннемеловом возрасте вулканизма Карадага (спилит-кератофирового, по Ю. М. Довгалю), проблема места спилит-кератофирового вулканизма и его связи с эвгеосинклинальной зоной решается положительно, т. е. что эвгеосинклиналь новейшей Азово-Черноморской системы Крымского сегмента заложились в конце юры — начале мела и что вулканизм Карадага связан с началом заложения эвгеосинклинальной зоны. В связи с изменением представлений о формационной принадлежности карадагского вулканоплутонического комплекса использовать эти данные для обоснования связи его формирования с началом развития новейшей геосинклинали надо с большой осторожностью.



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

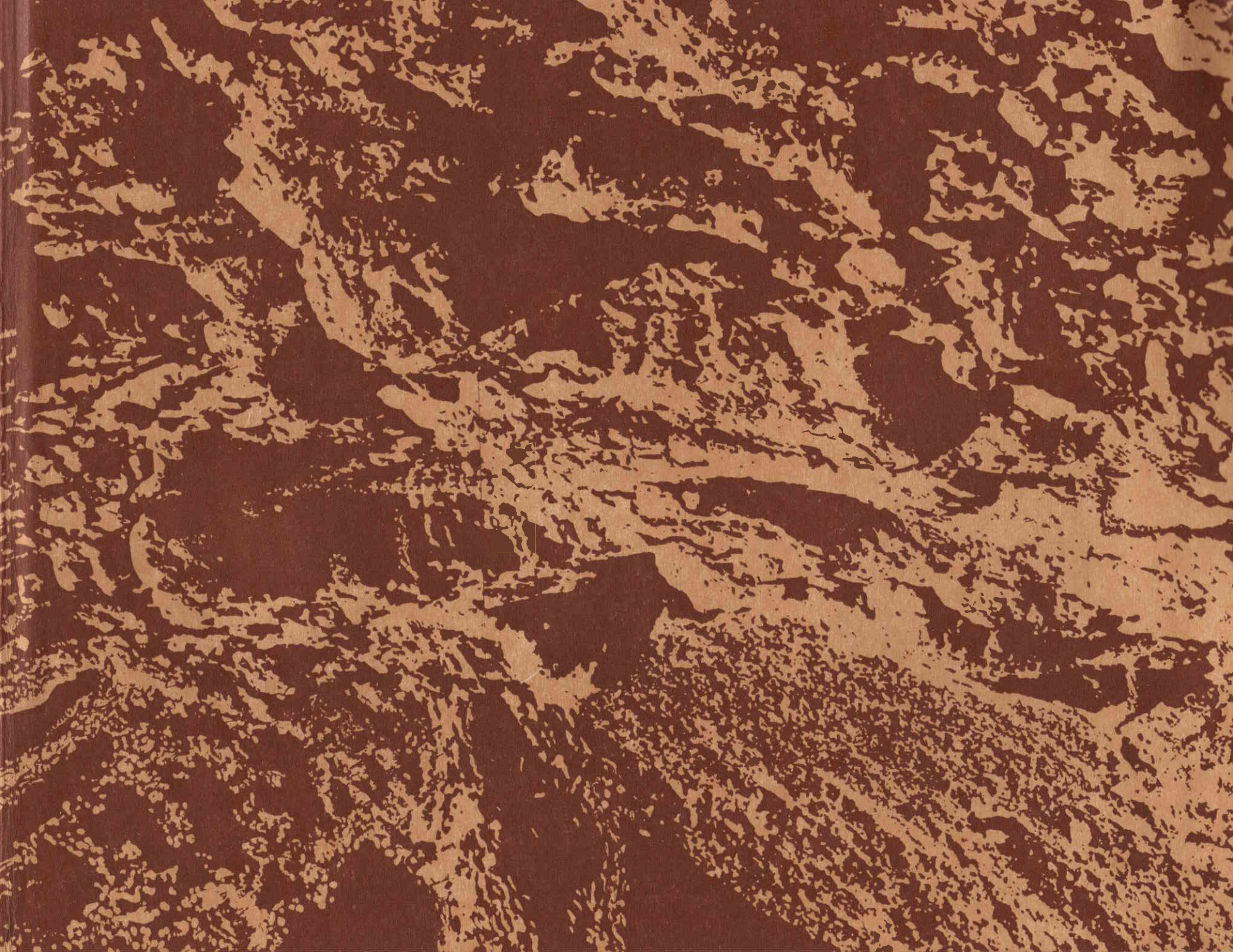
1. Белокуров В. С., Гаркаленко И. А., Коморная М. Я. и др. Поле упругих волн. Черное море // Земная кора и история развития Черноморской впадины.— М.: Наука, 1975.
2. Бородин Л. С. Петрохимия магматических серий.— М.: Наука, 1987.— 260 с.
3. Веников П. И. Базальты Монголии // Зап. Всерос. минерал. о-ва.— 1889.— 25.
4. Власов Г. М., Борисов О. Г., Петраченко Е. Д., Попкова М. И. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные рудные формации.— М.: Наука, 1978.— 178 с.
5. Габлиц К. И. Физическое описание Таврической области по ее местоположению и по всем трем царствам природы.— Спб., 1785.
6. Геология СССР. Крым.— М.: Недра, 1969.
7. Гинтов О. Б., Гутерман В. Г., Симоненко Т. Н. Кольцевые магнитные аномалии и начальные этапы развития земной коры // Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма: (Тез. докл. X съезда по геомагнетизму).— М., 1976.— С. 49.
8. Двойченко П. А. Минералы Крыма.— Пг., 1914, 208 с.— (Зап. Крым. о-ва естествоиспытателей и любителей природы; Т. 4).
9. Довгаль Ю. М., Токовенко В. С., Чернявский С. В. Прояв гідротермальної мінералізації у верхньооксфордських вапняках Гірського Криму // Доп. АН УРСР. Сер. Б.— 1988.— № 9.— С. 16—18.
10. Елпатьевский С. Крымские очерки.— М., 1913.
11. Ена В. Г. Заповедные ландшафты Крыма.— Симферополь: Таврия, 1983.— 123 с.
12. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы.— М.: Изд-во АН СССР, 1956.— 479 с.
13. Зенкович В. П. Геоморфологические наблюдения на побережье Восточного Крыма (на участке Карадаг—Меганом) // Уч. зап. Моск. ун-та. Геогр.— 1938.— Вып. 19.— С. 25—50.
14. Иванов С. Н. К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1960.— № 7.— С. 100—104.
15. Карпинский А. П. Анамезит в европейской России // Ко дню столетнего юбилея Горного института.— Спб., 1873.
16. Кизевальтер Д. С., Муратов М. В. Длительное развитие геосинклинальных складчатых структур восточной части Горного Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1959.— № 5.
17. Кирикилица С. И., Добровольская Т. И., Плехотный Л. Г., Лебедев Ю. С. Мезозойский вулканизм Крыма и некоторые аспекты металлогении // Современные проблемы палеовулканологии.— М.: Наука, 1985.— С. 119—122.
18. Кондараки В. Х. Универсальное описание Крыма.— Спб., 1875.— Т. 4.— 234 с.
19. Кориневский В. Г. Эффузивы Урала.— Свердловск: Изд-во Уральск. ун-та.— 1987.— 144 с.
20. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций.— М.: Недра, 1964.— 387 с.
21. Лагорио А. Е. К геологии Крыма. О некоторых массивных горных породах Крыма и их геологическом значении // Зап. Варшав. ун-та.— 1887.— № 5—6.
22. Лебединский В. И. Замечания к статье Е. К. Устинова «К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород» // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1960.— № 7.— С. 104—106.
23. Лебединский В. И., Макаров Н. Н. Вулканизм Горного Крыма.— Киев: Изд-во АН УССР, 1962.— 207 с.
24. Лебединский В. И., Шалимов А. И. Нові дані про геологічну будову вулканічної групи Карадаг // Геол. журн.— 1962.— № 3.— С. 45—58.
25. Лебединский В. И. По вулканическим местам Крыма.— Симферополь: Крымиздат.— 1964.— 111 с.
26. Лебединский В. И., Шалимов А. И. Магматические проявления в структуре и геологической истории Горного Крыма // Сов. геология.— 1967.— № 2.— С. 82—97.
27. Лебединский В. И. Гиалокластиты вулканической группы Карадаг (Крым) // Докл. АН СССР.— 1968.— 181, № 3.— С. 698—701.
28. Лебединский В. И., Кириченко Л. П. Основные вехи истории палеовулкана Карадаг // Палеовулканологические карты и вопросы металлогении: Тез. докл. VI Всесоюз. палеовулканол. симп. (Миасс, 23—26 мая 1983 г.)— Свердловск, 1983.— С. 31—32.

29. *Лебединский В. И., Соловьев Н. В.* Байосские вулканоструктуры Горного Крыма // Геол. журн.— 1988.— № 4.— С. 85—93.
30. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Успехи петрографии в России.— М.: Изд-во АН СССР. 1923.
31. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Дьяконова-Савельева Е. Н.* Вулканическая группа Карадага в Крыму.— Л.: Изд-во АН СССР.— 1933.
32. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю.* Введение в историю петрографии.— М.: Изд-во АН СССР. 1936.
33. *Луцицкий В. И.* Петрография Крыма.— М.: Изд-во АН СССР, 1939.— 97 с.
34. *Магматические горные породы.* М.: Наука, 1987.— 6.— 440 с.
35. *Магматические формации СССР.*— Л.: Недра.— 1979.— 1—2.— 598 с.
36. *Макаров Н. Н., Супрычев В. А.* Об эпимагматическом монтмориллоните из туфобрекчий палеолипарита на Карадаге (Крым) // Докл. АН СССР.— 1963.— 151, № 1.— С. 181—184.
37. *Макдональд Г. Вулканы.*— М.: Мир, 1975.
38. *Маловицкий Я. П., Непрочнов Ю. П.* Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных о строении земной коры Черноморской впадины // Строение Черноморской впадины.— М.: Наука, 1966.— С. 5—16.
39. *Мандалян Р. А.* О природе миндалевидных карбонатных включений в подушечных спилитах верхней юры междуречья Ахуп и Тавуш // Изв. АН АрмССР.— 1978.— № 1.— С.
40. *Муратов М. В.* Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран // Тектоника СССР.— М.: Изд-во АН СССР, 1949.— 510 с. (Тектоника СССР; т. 2).
41. *Муратов М. В.* Верхнеюрский вулканизм в Крыму и сравнение его с вулканизмом Грузии // Сб. трудов Геол. ин-та АН ГССР, Тбилиси.— 1959.— С. 179—187.
42. *Муратов М. В.* Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова.— М.: Госгеолтехиздат, 1960.— 207 с.
43. *Муратов М. В.* Руководство по учебной геологической практике в Крыму.— М.: Недра.— 1973.— 2.— 192 с.
44. *Непрочнова А. Ф., Непрочнов Ю. П., Ельников И. Н.* Строение осадочной толщи глубоководной впадины Черного моря к югу от Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1966.— № 7.— С. 64—74.
45. *Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Зверев С. М. и др.* Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в центральной части Черноморской впадины // Вопросы методики глубинного сейсмического зондирования.— М.: Наука.— 1965.— С. 51—83.
46. *Непрочнов Ю. П., Маловицкий Я. П., Белокуров В. С. и др.* Профильные сечения коры по данным ГСЗ // Земная кора и история развития Черноморской впадины.— М.: Наука, 1975.— С. 284—289.
47. *Остроумов А. А.* Отчет о пребывании на Карадагской научной станции.— М., 1917.— 107 с.— (Тр. Карадаг. науч. станции, Вып. 1).
48. *Офисер К. Б., Юинг Дж., Эдвардс Р. С. и др.* Геофизические исследования в восточной части Карибского моря (Венесуэльский бассейн, Антильская островная дуга и впадина Пуэрто-Рико) // Вопросы современной зарубежной тектоники.— М.: Изд-во иностр. лит., 1960.
49. *Павлов А. П.* Значение Восточного Крыма в развитии курортного дела и экскурсий как средства, усиливающего благотворное влияние курортов // Курортное дело.— 1923.— № 1.— С. 45—51.
50. *Паллас П. С.* Путешествие по Крыму в 1793 и 1794 годах / Пер. с нем. // Зап. Императ. Одес. о-ва истории и древностей.— 1881.— 12.
51. *Поленов Б. К.* Массивные горные породы северной части Витишского плоскогорья // Тр. Спб. о-ва естествоиспытателей.— 1899.— 27.
52. *Попов С. П.* Минералогия Крыма.— М.; Л.: Изд-во АН СССР.— 1938.— 207 с.
53. *Прозоровский-Голицын А. А.* Об изверженных породах горы Карадаг в Крыму // Тр. Спб. о-ва естествоиспытателей.— 1891.— 22.
54. *Пронин В. П., Соловьев В. В.* Корреляционная связь геофизических полей с морфоструктурами центрального типа.— М., 1988.— 21 с.— (Препр. / Ин-т земного магнетизма, моноферры и распространения радиоволн; № 7 (761)).
55. *Радзивилл А. Я., Радзивилл В. Я., Токовенко В. С.* Тектоно-магматические структуры неогена.— Киев: Наук. думка, 1986.— 159 с.
56. *Ремизов И. М.* До геології Карадагу // Уч. зап. Харк. ун-ту.— 1936.— № 6—7.
57. *Румянцева Н. А.* О классификации эффузивных пород // Зап. Всес. минерал. о-ва.— 1977.— № 1.— С. 53—61.
58. *Слудский А. Ф.* Гора Карадаг в Крыму и ее геологическое прошлое // Зап. Крым. о-ва естествоиспытателей и любителей природы.— 1912.— 1.— С. 33—43.
59. *Слудский А. Ф.* Новые данные по геологии и палеонтологии Карадага // Тр. Карадаг. науч. станции.— 1917.— Вып. 1.
60. *Слудский А. Ф.* О национальном парке на Карадаге.— Феодосия, 1924.— 7 с.
61. *Соколов Д. В.* Карадаг в Крыму.— Ростов н/Д, 1948.— 68 с.— (Материалы Азово-Черномор. геол. упр.; Сб. 23).
62. *Супрычев В. А.* Морденіт з ефузивних порід Карадагу (Східний Крим) // Доп. АН УРСР. Сер. Б.— 1968.— С. 125—128.
63. *Супрычев В. А.* Хабазит з гідротермалітів Карадагу (Гірський Крим) // Доп. АН УРСР.— Сер. Б.— 1971.— № 6.— С. 518—521.
64. *Супрычев В. А.* Сырьевые ресурсы самоцветных и поделочных камней Крыма и пути их практического использования // Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое.— М.: Наука, 1973.— С. 201—212.
65. *Супрычев В. А.* Занимательная геммология: Очерки о поделочных самоцветах Украины.— Киев: Наук. думка.— 1984.— 200 с.
66. *Супрычев В. А., Макаров Н. Н.* Халцедоново-морденитовые ритмические образования из вулканических пород Карадага (Крым) // Минерал. сб. Львов. ун-та.— 1968.— № 22.
67. *Супрычев В. А., Кирикилица С. И.* Цеолиты вулканогенных формаций— новый вид минерального сырья Украины // Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых: Экспресс-информация / ВИЭМС.— 1977.— № 6.— С. 1—14.
68. *Тамаки Итио.* Структура земной коры в Японии по годографам сейсмических волн от неглубоких землетрясений // Строение земной коры по сейсмическим данным.— М.: Изд-во иностр. лит.— 1959.— С. 351—360.
69. *Устиев Е. К.* К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1959.— № 11.— С. 3—8.
70. *Ферсман А. Е.* Крым // Драгоценные и цветные камни СССР.— Л., 1925.— 2.— С. 41—43.
71. *Филатов О. М.* Морфология и развитие структурных форм в юго-восточном Крыму // Сов. геология.— 1961.— № 2.— С. 92—107.
72. *Чебаненко И. И., Довгаль Ю. М., Токовенко В. С., Чернявский С. В., Михаленок Д. К.* Тектоника Северного Причерноморья.— Киев: Наук. думка.— 1988.— 163 с.
73. *Чирвинский П. Н.* Новое месторождение исландского шпата в Крыму, на Карадаге // Ежегодник по геологии и минералогии России.— 1907.— 9, вып. 3.— С. 65—66.
74. *Чирвинский П. Н.* Изверженные горные породы, вулканические брекчии и туфы Карадага в Крыму // Изв. Алексеев. Донского политехн. ин-та. Отд. 2.— 1916.— 5.
75. *Чурин Н. Ф.* О халцедонах Карадага // Рудный вестн.— 1918.— 3, № 1—4.— С. 54—55.
76. *Шалимов А. И.* Новая тектоническая схема Крыма и связь складчатых сооружений Горного Крыма и северо-западного Кавказа // Строение Черноморской впадины.— М.: Наука, 1966.— С. 49—58.
77. *Шкабара М. Н.* Новые данные по цеолитам Крыма // Тр. ГИН АН СССР.— 1940.— Вып. 31.— С. 63—64.— (Минералого-геохим. сер.; № 61).
78. *Bullard R. D., Moore I. G.* Photographic atlas of the Mid Atlantic ridge rift Valley.— New-York etc. Springer-Verl. 1977.— 114 p.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .	5	Классификация и номенклатура вулканитов Карадага . . . . .	43
ГЛАВА 1. КАРАДАГ — УНИКАЛЬНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ПАМЯТНИК. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ . . . . .	7	Петрохимические особенности и формационная принадлежность Карадагского вулканоплутонического комплекса . . . . .	44
ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЯ СТРАТИГРАФИЯ КАРАДАГА И ЕГО ОКРЕСТНОСТЕЙ. ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД . . . . .	12	Структурно-текстурные и петрографические особенности пород . . . . .	49
ГЛАВА 3. ОСНОВНЫЕ АССОЦИАЦИИ КАРАДАГСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА, ИХ СООТНОШЕНИЯ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ . . . . .	19	ГЛАВА 5. ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ КАРАДАГА . . . . .	58
ГЛАВА 4. КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ, ФОРМАЦИОННАЯ И ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КАРАДАГСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА . . . . .	43	Место магматических пород Карадага в структуре Восточного Крыма . . . . .	58
		Структура карадагского вулканоплутонического комплекса . . . . .	61
		Характеристика элементарных вулканических и вулканоплутонических структур . . . . .	62
		Строение хр. Береговой и массива гор Святая — Малый Карадаг . . . . .	86
		ГЛАВА 6. МИНЕРАЛЫ КАРАДАГА . . . . .	94
		ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	98
		Список литературы . . . . .	102



2 р. 50 к.

# Вулканы Қарадага

НАУКОВА ДУМКА

