# ME3030 NCK NN MATMATU3M ВОСТОЧНОЙ YACTV ЛАБИНО-МАЛКИНСКОЙ 3041



издательство • наука•

### АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИЙ

### Л. А. КОНДАКОВ

# МЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЛАБИНО-МАЛКИНСКОЙ ЗОНЫ (Северный Кавказ)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» Москва 1974 Мезозойский магматизм восточной части Лабино-Малкинской зоны (Северный Кавкаэ), Кондаков Л.А. Изд-во "Наука", 1974.

В работе изложены результаты полевых и лабораторных исследований по магматической петрологии одного из регионов Северного Кавказа, Автор выделяет ряд конкретных магматических формаций и приводит их детальную геолого-петрографическую характеристику. Предлагается схема эволюции мезозойского магматизма восточной части Лабино-Малкинской зоны в системе магматизма всего Большого Кавказа.

Табл. 20. Илл. 60. Библ. 170 назв.

Ответственный редактор член-корр. АН СССР Г.Д. АФАНАСЬЕВ

### **ВВЕДЕНИЕ**

Настоящая работа составлена по результатам исследований, проводившихся автором на Северном Кавказе в 1963-1968 гг.

Основной задачей геологических исследований являлось всестороннее изучение мезозойского магматизма восточной части Лабино-Малкинской (в понимании Е.Е. Милановского и В.Е. Хаина) зоны. Наиболее широко мезозойские магматические породы развиты в пределах Кубано-Малкинского междуречья. Поэтому основной объем проведенных работ был выполнен именно на этой территории, ограниченной с севера эскарпом скалистого хребта, с востока меридианом, проходящим через верховья р. Хасаут (левый приток р. Малки), с запада меридианом долины р. Кардоник и с юга граница площади исследований проходила в 11 км южнее устья р. Даут.

Несмотря на сравнительную легкодоступность для геологического изучения территории Кубано-Малкинского междуречья, первые крупные работы, посвяшенные петрографии пород мезозойского магматизма, появились только 30-40 лет назад (Лебедев, 1930; Муратов, 1940), и до настоящего времени отсутствовала единая схема эволюции мезозойского магматизма этой территории, увязанная с мезозойской историей развития всего Большого Кавказа. Настоящая работа призвана в какой-то мере восполнить этот пробел.

Изучение вещественного состава и геологического положения продуктов магматизма, общей направленности магматической эволюции было необходимо не только само по себе, но и потому, что без решения этих вопросов невозможно построить правильную картину геологического строения территории в целом и тем самым достаточно обоснованно оценить перспективы ее для поисков месторождений полезных ископаемых.

В процессе постановки исследований было намечено несколько узловых вопросов, без решения которых невозможно было решить поставленные задачи:

- 1) выделение среди продуктов мезозойского магматизма естественных ассоциаций горных пород:
  - 2) структурно-тектонический контроль мезозойских магматических тел;
- 3) морфологические особенности мезозойских интрузий в зависимости от состава слагающих их пород, литологического состава пород интрузивной камеры и тектонической обстановки в момент внедрения интрузий;
  - 4) петрология мезозойских магматических пород;
- 5) эволюция мезозойского магматизма восточной части Лабино-Малкинской зоны и ее особенности в сравнении с другими структурно-формационными зонами Большого Кавказа.

Полевые работы охватили всю территорию Кубано-Малкинского междуречья, что составляет примерно 1500 км<sup>2</sup>. Первоначально в процессе этих работ на отдельные участки составлялись крупномасштабные геологические карты и схемы, а затем на основе этих карт детально изучались породы и морфология отдельных интрузивных тел, их взаимоотношения друг с другом и с осадочными толщами, проводились рекогносцировочные маршруты для увязки магмопроявлений различных участков. Большое внимание было уделено вопросам структурно-тектонического строения территории и структурного контроля внедрения ме-

зозойских интрузий. Одновременно с упомянутым выше комплексом геологических исследований было отобрано значительное количество химических, спектральных, радиологических проб, характеризующих породы всех мезозойских магматических комплексов. Выводы, полученные при изучении магматизма одного из участков, проверялись и корректировались при геологическом изучении других участков и, наконец, окончательные выводы о развитии и характере мезозойского магматизма Кубано-Малкинского междуречья сопоставлялись с данными по территориям Северо-Западного. Центрального Кавказа и его Южного склона.

При написании настоящей работы учтены данные бурения в бассейнах Подкумка, Мары и Кубани нескольких десятков поисково-разведочных скважин и проходки нескольких сотен наземных горных выработок, проведенных здесь различными геологическими организациями. Материал большинства из этих выработок лично изучен автором.

В работе приводятся результаты 100 химических анализов пород, выполненных в лабораториях Ессентукской геологической экспедиции, ИГЕМ АН СССР и ВИМС в большинстве случаев по материалам, собранным автором.

Поскольку в задачу автора не входило составление кондиционной геологической карты какого-либо масштаба, равно как и стратиграфическое расчленение вмещающих для мезозойских магматических тел юрской и меловой толш, то при описании стратиграфии и тектоники региона широко используются данные предыдуших исследований, не всегда увязывающиеся с представлениями автора. Поэтому использованные геологические схемы, как и коррективы автора к ним, могут носить дискуссионный характер.

При написании настоящей работы, помимо собственных материалов, автором использовались данные геологов Ессентукской геологической экспедиции (Б.К.Ар-хипова, Г.Г. Бобырина, А.С. Либермана, Б.К. Октябрьского, В.Д. Соколова и др.), ВИМС (В.А. Лебедева, Г.З. Непомнящего, В.М. Якшина и др.), плодотворное содружество с которыми было и в камеральные и в полевые периоды, за что автор им искренне признателен.

Составление графических материалов было бы невозможно без использования данных геологосъемочных работ, проведенных на территории Кубано-Малкинского междуречья в 1957-1966 гг. Б.П. Лучниковым, Д.И. Пановым, Ю.Я. Потапен-ко, С.М. Седенко и А.М. Седых.

### Глава I КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геологическое строение интересующей нас территории впервые привлекло внимание геологов более ста лет назад (1846-1847 гг.), когда в районе с. Хумара (правобережье р. Кубани) были обнаружены промышленные пласты каменного угля.

Первое описание геологии района принадлежит Г.В. Абиху и относится к 1876 г. По его определению, угленосная свита бассейнов рек Кубани и Теберды имеет нижнелейасовый или рэтский возраст, а изверженные породы, приуроченные к ней, представлены мелафироподобными роговообманковыми андезитами.

В 1894 г. эдесь работал Н.П. Барбот-де-Марии (1895). По его представлениям, вулканические породы, отвесенные им к числу авгитовых андезитов, залегают в виде громадного потока на песчаниках юрской системы, которые к югу от р. Мары образуют небольшую очень пологую моноклиналь. Н.П. Барбот-де-Марии впервые указал на возможность существования эдесь лакколитовых инт-рузий в юрских песчаниках.

В 1895 г. район посетил И.В. Мушкетов (1896). В составленном им схематическом описании геологии района, в отличие от предыдущих исследователей, нижнеюрские вулканогенные породы определены как диабазы и диабазовые порфириты.

В последующее дореволюционное время появляются первые работы, посвященные стратиграфии юрских отложений бассейна р. Кубани и мезокайнозойскому магматизму Большого Кавказа (Левинсон-Лессинг, 1910, 1913, 1915).

С 1924 г. началось систематическое геологическое изучение описываемой территории.

В это же время было установлено (Агалин, 1929), что через г. Клухори (ныне г. Карачаевск) в широтном направлении протягивается полоса нижнеюрских
интрузий и эффузий андезитового и дацитового состава, приуроченных к угленосной песчаниковой свите, предположительно тоарского возраста. Исследования
Г.П. Агалина явились первой геологической съемкой, посвященной территории
развития мезозойского магматизма в верховьях р. Кубани.

Вскоре выходит в свет и первая крупная работа, посвященная описанию палеовулканической юрской формации рек Теберды и Кубани (Лебедев, 1930). В ней П.И. Лебедев выделяет несколько районов магматической деятельности: Кубано-Маринский и Кубано-Тебердинский водоразделы, Лево-Тебердинский и Шоанинский районы. При этом в каждом из них отмечается развитие измененных разностей пород на севере и неизмененных - на юге. Изучение магматических пород района привело автора к выводу о том, что "магматическая деятельность... происходила в ряде фаз, причем несколько менялся как химический состав извергаемой лавы, так и характер и состав пневматолитической составной части магмы, что влекло за собой появление новых петрографических видов, обязанных своим генезисом явлениям автопневматолиза". Помимо андезитов и базальтов. П.И. Лебедев впервые в районе выделяет альбитофиры (кератофиры). возникновение которых предполагается как результат воздействия термальнопневматолитических агентов на первичные породы. Считая кератофиры последней стадией кристаллизации магмы, автор рассматривает наиболее характерное явление постмагматического изменения плагиоклазов – альбитизацию как указание на присутствие щелочных паров во время образования этой фазы.

Работа П.И. Лебедева, несмотря на некоторые недостатки (объединение "базальтов" и андезитов в одну серию, невыделение интрузий гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров и т.д.), внесла существенный вклад в познание магматической геологии Кубано-Тебердинского района, впервые охарактеризовав довольно подробно петрографический состав мезозойских магматических пород и их вторичные изменения.

В конце 30-х и начале 40-х годов проводятся мелкомасштабные съемочные работы по всей территории развития угленосных отложений нижней юры. Результатом этих работ, проведенных к западу (Г.Е. Пилюченко) и к востоку отр.Кубани (Н.И. Цибовский), явилось разделение нижнеюрских отложений на шесть свит (Пилюченко), а отложения верхней юры впервые (Цибовский) были расчленены на келловей, оксфорд, лузитан, кимеридж и титон.

В этот же период группой сотрудников МГРИ под руководством М.В. Муратова проводились геологические исследования в южной части района Кавказских Минеральных Вод (Муратов, 1945). В результате этих работ в бассейнах рек Хасаут и Эшкакон было описано "семейство типичных интрузивных тел, среди которых можно различить главный массив с целой системой отпрысков и сателлитов, занимающих в общем значительную площадь (более 50 км²)". Как совершенно справедливо указывает автор, "порфиритовые интрузии... представляют несомненно генетически единую группу, связанную общностью очага и одновременностью внедрения. Среди них можно различить центральный или главный массив, находящийся в верховьях Эшкакона, и целый ряд более мелких массивчиков, расположенных на его периферии и являющихся его отпрысками".

Слагающие их магматические образования автором по структуре разделены на:

- 1) породы, близкие по составу и структуре к диоритам, иногда обладающие порфировой структурой, глубинная фация;
- 2) породы, обладающие порфировой структурой и являющиеся типичными диорит-порфиритами:
- кислые мелкозернистые породы, которые распространены в верхних частях некоторых массивов и являются, по-видимому, фацией, переходной к эффузивной.

По составу среди диорит-порфиритов бассейна р. Эшкакон М.В. Муратовым выделяются плагиоклазовые, плагиоклаз-авгит-роговообманковые, ортоклазовые и кварцевые разности.

Большая же часть работы посвящена детальному описанию морфологии интрузивных тел. При этом для обозначения пластовых тел с валообразным утолщением на конце вводится новый термин - хоматолит и предлагается объяснение механизма образования тел подобной формы.

Несмотря на то, что автором не выделяются интрузии гранит-порфиров и субшелочных габброидов, прорывающие тела долеритов Эшкакона, а также отсутствует описание взаимоотношений выделенных разностей магматических пород, эта работа является очень ценной и до настояшего времени единственной, довольно подробно освещающей интрузивные тела верховьев р. Эшкакон.

Примерно в это же время (1940-1941 гг.) Л.А. Варданянцем (1943, 1954, 1956) изучались мезозойские магматические образования Кубано-Тебердинского района. Проведенные исследования позволили автору совершенно определенно установить, что все магматические тела на этой территории можно разделить на несколько морфологических групп: пластовые тела (залежи), лакколиты, некки, дайки и два горизонта вулканогенных пород, верхний из которых трансгрессивно перекрывается ааленом. "Свежий" облик магматических пород района, по мнению Л.А. Варданянца, делает совершенно правомочным применение к ним номенклатуры кайнотипных эффузивных пород.

По составу среди изверженных пород района этим исследователем выделяются базальты, андезито-базальты, авгитовые андезиты, андезито-дациты и дациты.

Касаясь вторичных изменений пород андезитового облика, Л.А. Варданянц отмечает, что в ряде случаев эти породы обладают ясно выраженной трахитовой

структурой основной массы и полностью альбитизированными кристаллами полевых шпатов. Автор считает, что возникновение подобных пород нужно связывать либо с эпимагматической альбитизацией (особенно в периферических частях интрузий и эффузий), широко проявляющейся во всех изверженных породах этого района, либо же их нужно считать показателем существования второстепенной ветви пород с более щелочным составом, близким к трахиандезитам.

Широко проявленный в Кубано-Маринском районе вулканизм Л.А. Варданянц связывает с существованием в предавленское время на территории от Карачаевска до бассейна р. Хасаут ряда вулканических центров, извергавших одновременно разную по кремнекислотности магму.

Таким образом, до самого последнего времени работы Л.А. Варданянца были единственными, освещающими мезозойский магматизм Кубано-Маринского района, и, несмотря на некоторые ошибочные положения, сохраняют свою ценность до сих пор.

Непосредственно в предвоенное время появляются крупные работы по тектонике, вулканизму и истории развития Большого Кавказа в мезозое (Белоусов, 1938, 1939, 1940; Кузнецов, 1940<sub>1,2</sub>).

Великая Отечественная война 1941-1945 гг. прервала геологическое изучение территории Кубано-Малкинского междуречья.

Наиболее крупными работами послевоенных дет, посвященными проблеме юрского вулканизма Центрального Кавказа, являются статьи и монография А.П. Лебедева (1947, 1948, 1950). Монография А.П. Лебедева "Юрская вулканогенная формация Кавказа" (1950) явилась первой работой, посвященной палеовулканическим образованиям междуречья Терек-Баксан. Проведенные исследования привели к выводу о многофазном характере магматической деятельности: среднелейасовой, давшей спилитовые покровы, верхнелейасовой - эффузии кератофиров и альбитофиров, предкепловейской - синорогенные интрузии основной магмы. Выделяя среди юрских вулканогенных пород несколько фациальных типов, А.П. Лебедев проводит своеобразную параллель между дайками основных пород и трапповыми формациями Сибири, Кузбасса, Декана, Бразилии. Антарктиды и Гренландии, а также диабазовой формации Карру в Южной Африке. При этом он отмечает, что "с одной стороны, это будут излияния или внедрения магмы, распространяющиеся на огромной площади, в областях с платформенным типом тектоники. С другой стороны, - внедрение той же магмы в вертикальные трешины, образующиеся или сопровождающиеся образованием складчатых сооружений в фазу их окончательного формирования и поднятия в процессе преобразования бывшей геосинклинальной впадины в горную систему. В обоих этих типах мы находим образование весьма сходных по своему петрографическому составу тел основной магмы (дайки, силлы, траппы), возникающих в "спокойных" условиях тектоники и различающихся главным образом лишь масштабами своего проявления, т.е. по количеству принимающего участие магматического материала".

Забегая несколько вперед, можно заметить, что наши работы на территории Кубано-Малкинского междуречья также позволили впервые выявить силловую фацию основной магмы, напоминающую трапповые образования. Касаясь вопроса пространственного размещения центров юрского вулканизма на Большом Кавказе, А.П. Лебедев делает вывод, что в пределах геосинклинальной зоны Большого Кавказа вулканические проявления связаны в основном с тремя "параллельными линиями и зонами - Северной, Центральной и Южной", отличающимися по составу извергнутых вулканических продуктов". Автор, правильно отмечая большую роль продольных разрывных структур, совершенно игнорирует антикавказские разрывы, которые в альпийский этап развития региона играли. вероятно, доминирующую роль в пространственном размещении магматических продуктов. Большая ценность монографии А.П. Лебедева (1950) заключается также и в том, что в ней впервые более или менее подробно описаны столь широко проявленные в юрских вулканогенных породах, метаморфические изменения породообразующих минералов, хотя и не со всеми выводами автора можно согласиться.

В конце 40-х и начале 50-х годов в связи с интенсивным развитием промышленности Карачаево-Черкессии усиливается интерес к геологическому строенаю и перспективам угленосности полосы нижнеюрских осадочных пород между реками Кардоником и Малкой.

В течение последних двадцати лет появляется целая серия работ, посвященных в основном стратиграфии и угленосности юрских пород интересующего нас района (Живаго, 1960; Кахадзе и др., 1956; 1960; Мигачева, 1963; Панов, 1964; Панов, Леонов, 1959; Ростовцев, 1959<sub>1.2</sub>; Токмакова, 1963.

В 1955-1967 гг. на всей территории Кубано-Малкинского междуречья Северо-Кавказским геологическим управлением и Кавказской экспедицией МГУ проводились крупномасштабные геолого-съемочные работы (Гегучадзе, Лучников, Панов и др., Потапенко и др., Седых, Седенко и др.). Несмотря на то, что некоторые исследователи очень слабо разобрались в мезозойском магматизме изучаемых плошадей (Гегучадзе, Седых), в целом проведенные работы имели большое значение, так как однозначно расчленили осадочные образования юрского возраста, уточнили геологические границы магматических тел, общий план постинтрузивной тектоники, а в ряде случаев и строение фундамента (Панов, Потапенко). Общям наиболее серьезным недостатком проведенных работ надо считать отсутствие генетической и возрастной увязки мезозойских магматических проявлений соседних листов на всей территории проведенных работ.

В то же время появляются первые определения абсолютного возраста мезозойских образований бассейна р.Кубани, принадлежащие Г.Д. Афанасьеву (1950, 1952, 1953, 1954, 1955, 1956, 1957<sub>1—3</sub>, 1958<sub>1,2</sub>). Этим же исследователем впервые были определены конкретные геологические особенности и возрастные границы (150—100 млн.лет) мезозойского этапа развития магматизма на Северном Кавказе.

Наиболее крупной работой, вышедшей в этот период и посвященной геологическому строению всего Кавказа, является монография Е.Е. Милановского и В.Е. Хаина (1963). В ней впервые выделяется Лабино-Малкинская зона, подчеркивается специфичность ее геологического строения и развития, вытекающего из особенностей ее геологического положения (на границе эпигерцинской платформы и альпийской геосинклинали). Основные положения этой работы до сих пор находятся на вооружении исследователей геологии Кавказа.

В 1962-1965 гг. детальное изучение геологического строения обширной территории, включающей целиком и Кубано -Малкинское междуречье, проводила группа геологов из геологической экспедиции (г. Ессентуки) и ВИМСа (г. Москва), руководимая кандидатом геолого-минералогических наук В.М. Пацем.

В результате проведенных работ были составлены оригинальные тектонические, питологические, геологические, геофизические карты и схемы разных масштабов для всей территории исследований и отдельных ее участков. В работе приводится характеристика стратиграфии осадочных толш, описание разрывных и пликативных структур разных порядков, известных ранее и вновь выявленных мезозойских интрузивных тел, проявлений различной эндогенной минерализации в связи с особенностями геологического строения района. В целом, несмотря на схематичность в описании мезозойских магмопроявлений, эта работа несомненно явилась большим шагом вперед в деле познания геологии Центрального Кавказа, так как представляет собой сводку новейших представлений о геологии и металлогении территории междуречья Чегем — Зеленчук.

Наконец, в самые последние годы появляется несколько работ, посвященных мезозойскому магматизму отдельных частей территории Кубано-Малкинского междуречья и всего Большого Кавказа (Афанасьев, 1968; Кондаков, 1968; Кондаков, Непомнящий, 1968; Масуренков, 1961; Непомнящий, 1966; Потапенко, 1962).

В 1968 г. вышла из печати монография коллектива авторов во главе с Г.Д. Афанасьевым, посвященная развитию разновозрастных магматических комилексов в пределах выделенных ими структурно-формационных зон Кавказа (Афанасьев, Абдуллаев, Азизбеков и др., 1968). В этой обобщающей работе, в частисти, подчеркивается специфичность проявления одновозрастных магмопрояв-

лений в различных структурно-формационных зонах. Это позволяет в целом представить эволюцию магматизма в пределах такого крупного региона, как Кавказ, в течение всего фанерозоя.

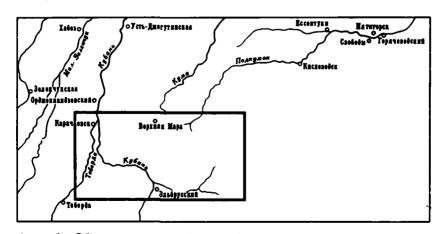
Суммируя все изложенное выше, можно констатировать, что, несмотря на значительное количество проведенных на территории Кубано-Малкинского междуречья геологических исследований, подавляющее большинство из них было посвящено вопросам угленосности, стратиграфии и тектоники мезозойских осадочных толш. Вопросы же петрографии мезозойских магматических образований, их абсолютного возраста, вторичных изменений и взаимсотношений были освещены недостаточно полно. В то же время эволюция мезозойского магматизма на этой территории и его отличия от одновозрастных магмопроявлений в других структурно-формационных зонах вообще не были разработаны. Принимая во внимание, что решение этих вопросов имеет не только научный, но и чисто практический интерес, так как с мазозойскими интрузиями пространственно связаны проявления разнообразной гидротермальной минерализации, и были проведены геологические исследования, результаты которых излагаются в настоящей работе.

# Глава II ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЛАБИНО-МАЛКИНСКОЙ ЗОНЫ

Район проведенных исследований в плане регионального структурно-тектонического районирования северной части Центрального Кавказа располагается в пределах крупного антикавказского поднятия, играющего роль основного водораздела между бассейнами Черного и Каспийского морей и названного Центральным Транскавказским поднятием (Белоусов, 1938; Шатский, 1948; Милановский, Хаин, 1963). Специфической особенностью развития во времени последнего является постоянная тенденция к воздыманию (абсолютному или относительному), зафиксированная в значительной приподнятости его доюрского основания. Эта тенденция получила особенно отчетливое выражение в системе передовых прогибов Северного Кавказа, где Е.Е. Милановским и В.Е. Хаиным выделен относительно приподнятый блок Скифской плиты (Муратов, 1955), разделяющий Терский и Западно-Кубанский передовые прогибы. Западной границей этого блока является Пшехско-Адлерская зона разломов, северной - зона Черкесского глубинного разлома, восточной - зона субмеридиональных глубинных разломов, проходящих по меридиану горы Эльбрус в бассейн р. Чегем и далее на север в район КМВ, наконец, - южной - Тырныауэ-Пшекишская шовная зона.

Названный Е.Е. Милановским и В.Е. Хаиным Лабино-Малкинской зоной, этот блок в западной и восточной периферических частях осложнен дополнительными вало- или свободообразными поднятиями, получившими название соответственно Адыгейского и Эльбрус-Кисловодского выступов. В их пределах поверхность фундамента расположена на абсолютной высоте 1500-2500 м. Эти выступы прослеживаются и севернее Лабино-Малкинской зоны. Так, на северном продолжении Эльбрус-Кисловодского выступа расположен меридионально вытянутый Ставропольский свод, образующий вместе с последним северную часть поперечного Кав-казу Ставропольско-Дзирульского поднятия.

Интересующая нас территория целиком расположена в пределах западного борта Эльбрус-Кисловодского выступа (фиг. 1), северная, восточная и южная



Фиг. 1. Обзорная карта района работ

границы которого совпадают с границами Лабино-Малкинской зоны, а западная - совпадает с зоной Кубанского разлома, проходящего в субмеридиональном направлении на территории междуречья Кубань-Кардоник. С точки эрения размещения в структурно-формационных зонах, выделенных в последнее время на Северном Кавказе Г.Д. Афанасьевым (1967), весь район проведенных исследований,
за исключением Даут-Кольтюбинского водораздела, относится к Лабино-Малкинской зоне.

Описываемая территория, являясь юго-восточной частью крупного блока эпигерцинской Скифской плиты (Лабино-Малкинской зоны), специфически развивалась в течение альпийского времени и характеризуется четко выраженным двухэтажным строением.

### СТРАТИГРАФИЯ

### Нижний структурный этаж

Фундаментом складчатых сооружений Кавказа служит сложный и еще недостаточно изученный комплекс древних метаморфических пород, прорванный различными по составу и возрасту интрузиями. Поэтому до настоящего времени между различными исследователями существуют разногласия как в наименовании древнейших свит, так и в определении их объема, стратиграфического положения, возраста и взаимоотношений между собой.

В пределах исследованного Кубано-Подкумского района породы фундамента выходят на дневную поверхность только на отдельных участках в долине р. Эшкакон и в бассейне рек Кубани и Даута. При этом преимущественным развитием пользуются нижнепалеозойские кристаллические сланцы, тогда как образования среднего и верхнего палеозоя слагают только довольно локальные участки (в основном в бассейнах Даута и Кольтюбе).

### Нижний палеозой

Древним образованием, слагающим складчатый фундамент Кубано-Подкумского района, является сложный комплекс зеленокаменно-метаморфизованных глинисто-терригенных и вулканогенных пород Хасаутской и Чегемской серий, представленных кварц-биотит-альбитовыми, эпивулканогенными амфиболовыми и хлорит-серицитовыми сланцами, амфиболитами, альбитофирами, метадиабазами, туфами, туфо-песчаниками, филлитизированными аргиллитами, алевролитами, песчаниками и конгломератами. Общая мощность отложений нижнего палеозоя до 5000-5500 м.

### Средний палеозой

Отложения среднего палеозоя в пределах исследованной территории обнажаются только в отдельных тектонических клиньях в бассейнах рек Даут и Кольтюбе. Здесь они представлены филлитами андрюкской свиты девона и нерасчлененными территенными отложениями верхнего девона - нижнего карбона.

### Верхний палеозой

Отложения верхнепалеозойского возраста отмечены в описываемом районе только в бассейнах рек Кубани, Даута и Кольтюбе, где они слагают отдельные тектонические блоки.

Средне-верхнекарбоновые образования представлены в основном терригенными породами - аргиллитами, алевролитами, конгломератами с подчиненным количеством вулканогенных пород (кварцевых порфиритов и их туфов) в низах разреза.

Пермские образования представлены красноцветными толщами конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов континентально-лагунного происхождения. Эти породы относятся к аксаутской свите нижней перми.

## Верхний структурный этаж (платформенный чехол)

На размытой поверхности доюрского фундамента, отделяясь от него региональным угловым и стратиграфическим несогласием, залегает толща неметаморфизованных и слабо дислоцированных мезокайнозойских отложений, образующих осадочный чехол. Последний покрывает почти всю территорию Кубано-Малкинского междуречья, отсутствуя лишь в глубоких врезах долины р.Кубани и ее основных притоков: Даут, Кольтюбе, Индыш и до.

Мошность чехла, определенная по разностям гипсометрических отметок современного рельефа и поверхности фундамента, в направлении с юга на север постепенно увеличивается от 250-300 м, в урочище Джалпак, до 750-900 м на Кубано-Маринском водоразделе и правобережье р. Мара. В широтном направлении колебания мощности чехла более резкие: от 800-1000 м к западу от р. Кубани до 500-600 м в более восточных районах.

В строении осадочного чехла в пределах изученного района принимают участие морские, континентальные и вулканогенные отложения юры и мела (Панов и др., 1959, 1964; Потаненко, 1962; Ростовцев, 1959<sub>1,2</sub>; Токмакова, 1963, и др.).

Поскольку в задачу настоящей работы не входило решение вопросов стратиграфии мезокайнозойских осадочных толщ, то этот раздел освещается в основном по данным Д.И. Панова. При этом необходимо отметить, что, проводя в течение последнего ряда лет рекогносцировочные и детальные съемочные работы в Кубано-Подкумском районе, автор имел возможность на конкретном полевом материале убедиться в правильности основных положений Д.И. Панова для стратиграфии осадочных толщ нижней и средней юры. Исключением является вопрос о составе и количестве вулканогенных горизонтов в лейасе, где автором приводятся свои данные.

В разрезе нижней и средней юры на территории района исследований Д.И.Пановым (1964) выделяются четыре поверхности регионального стратиграфического несогласия, позволяющие разделить всю толщу терригенных пород лейаса и доггера на пять свит: хумаринскую (карикс), шоанскую (домер?), муздухскую (нижний тоар?), джигиатскую (средний тоар - нижний байос) и красногорскую (байос - нижний бат).

Хумаринская свита (карикский подъярус плинсбахского яруса) слагает основание разреза осадочного чехла, трансгрессивно налегая на породы фундамента. С размывом, а местами и с угловым несогласием, она перекрывается трансгрессивно залегающими отложениями шоанской, муздухской или джигиатской свит.

Всюду свита представляет собой толшу светло-серых, в основном разнозернистых кварцево-полимиктовых песчаников, конгломератов, алевролитов и аргиллитов с пластами и прослоями каменного угля. Специфическими особенностями свиты являются исключительно сильная изменчивость и невыдержанность отдельных горизонтов, косая слоистость речного и дельтового типа, следы ряби и трещины усыхания на поверхности пластов, обилие растительного детритуса. Все это свидетельствует о крайней мелководности области осадконакопления.

Максимальная общая мощность хумаринской свиты в Кубано-Подкумском районе достигает 950-1200 м.

На участках резкого перегиба поверхности фундамента в разрезе хумаринской свиты появляются экструзивно-эффузивные породы $^1$ . Так, в бассейне р. Кубани в меридиональном направлении от Джалпакского плато на юге до р.Мары на севе-

В связи с тем, что детально петрографический состав и строение этих пород освещаются при описании магматических пород района, в этой главе описывается их геологическое положение.

ре Д.И. Пановым выделяется сложно построенное Дадумкаинское поднятие (Панов, Леонов, 1959).

Естественные выходы вулканогенных пород вытягиваются вдоль восточного борта Дадумканиского поднятия. Эти брекчиевидные образования (индышский вулканогенный горизонт, по Д.И.Панову, 1963) изучались автором в долине ручья Кертмекол (левый приток р. Мары), р. Индыш и на Джалпакском плато.

Всюду магматические породы имеют средний состав и залегают внутри осадочной толщи. Максимальная мощность этих образований (100-200 м) отмечается вдоль субмеридиональной линии ручья Кертмекол - р. Индыш, очевидно фиксирующей разлом, ограничивающий с востока Дадумкаинское поднятие. В пределах этой же субмеридиональной полосы наблюдаются и отдельные центры внедрения (приустьевая часть ручья Кертмекол, верховья р. Индыш и Отлукол). К северу, западу и востоку мошность магматических пород быстро сокращается вплоть до полного выклинивания. Детальное изучение контактовых взаимоотношений этих магматических образований, проведенное в бассейнах рек Индыш и Мары, показало, что всюду эти образования имеют эруптивный контакт с осадочными породами плинсбаха и имеют в своем составе обломки (часто угловатой формы) посленижнеюрских диорит-гранитоидных пород. Если еще учесть строгий структурный контроль и локальное распространение этих пород, то напрашивается вывод об их эруптивно-брекчиевом происхождении. Подробно состав и морфология этих эруптивных брекчий описываются в главах III и IV настоящей работы.

В верхней части хумаринской свиты на Бечасынском плато, в верховьях Карасырха, по р. Худес Д.И. Пановым выделяется второй – карасырхский – вулканогенный горизонт, представленный слоистой толщей туфобрекчий, туфов и туффитов дацитового состава с прослоями песчаников, обильными растительными остатками и местами с покровами липарито-дацитов. В процессе полевых исследований удалось установить, что породы этого "вулканогенного горизонта": 1) лежат несогласно на подстилающих отложениях хумаринской свиты и нигде не перекрываются отложениями последней, 2) имеют эруптивный контакт с отложениями тоара, 3) строение и химический состав их идентичны с вулканогенами левобережья р. Теберды, относимыми Д.И. Пановым к шоанской свите домерского подъяруса. Учитывая все сказанное, нам представляется более правильным отождествлять их с эффузивно-экструзивными породами, широко представленными на левобережье приустьевых частей р. Теберды.

Вся совокупность геологических и палеонтологических данных (Кахадзе, Цагарели и др., 1960; Панов и др., 1964) свидетельствует о дотоарском-среднелейасовом возрасте хумаринской свиты. Дополнительным доказательством этого служит и тот факт, что хумаринская свита на запад от р. Кардоник совершенно постепенно переходит (замещает) в вериютскую свиту, возраст которой по аммонитам доказан точно как карикский.

### Эффузивно-экструзивные породы

Вулканогенные породы "шоанской свиты" (Д.И. Панов) распространены только в междуречье Кардоника и Малки. Самым западным районом, где были зафиксированы вулканогенные породы, является бассейн р. Кардоника (Живаго и др., 1960; Лучников и др.), восточным – центральная часть Бечасынского нагорья, северным – водораздел ручья Шупшурук и р. Мары, южным – Джалпакское плато. Эти породы всюду располагаются на контакте пород разных горизонтов хумаринской свиты и отложений тоара и представлены лавами, агломератовыми лавами, туфами, туфопесчаниками, туфоконгломератами среднего и кислого состава. Это хорошо видно на левобережье р. Теберды, у г. Карачаевска, на Кубано-Маринском водоразделе, на Джалпаке. Вулканогенные породы залегают на очень неровной эрозионной поверхности пород хумаринской свиты, как бы заполняя ложбины палеорельефа. Вероятно, эти особенности залегания и послужили для выделения этих пород в качестве вулканогенного горизснта.

В качестве самостоятельной свиты вулканогенные образования Кубано-Мал-кинского района впервые были выделены Г.Е. Пилюченко (1946) и И.Р. Кахад-

зе и др. (1960). Название "шоанская свита", по горе Шоана на левом берегу р. Кубани, где описываемые образования пользуются наиболее широким распространением, предложено Д.И. Пановым.

Аналогичные по составу вулканогенные породы слагают и "карасырхский вул-каногенный горизонт", что, кстати, предполагалось в более ранних работах Д.И.Па-нова.

Мощность и состав описываемых вулканогенных пород зависят от расстояния до центра извержения вулканического материала. Вблизи центров преобладают лавы, лавобрекчии, а пирокластический материал находится в явно подчиненном количестве. Типичным примером в этом случае является левобережье р. Теберды у ее устья, где видны магмоподводящие каналы, а в разрезе преобладают лавовые породы общей мошностью до 300-330 м. При движении к югу на левобережье р. Теберды отчетливо видно, как на протяжении 6-7 км от г. Карачаевска вулканогенные породы резко сокращаются в мощности, лавовый материал начинает играть подчиненную роль, а на 10-12 км от г. Карачаевска к югу вулканогены полностью выклиниваются.

Аналогичная картина наблюдалась нами на Джалпакском и Бечасынском плато, в верховьях ручья Карасырх, на западном окончании Кубано-Маринского водораздела и на правобережье Кубани в 1,5-2 км к северу от долины р. Мары. Единственным отличием от района левобережья р. Теберды здесь является то, что всюду здесь мошность вулканогенных пород не превышает 150 м. На левобережье р. Малая Шоана и в верховьях левых притоков р. Большая Шоана описываемые образования имеют четкий эруптивный контакт с отложениями тоара. Таким образом, возраст этих пород не домерский, как предполагалось ранее, а во всяком случае, посленижнетоарский. Кроме того, отсутствие протяженных лавовых покровов, многочисленность магмоподводящих центров, довольно ограниченная площадная распространенность этих образований свидетельствуют о том, что вряд ли рационально объединять их в единый стратиграфический горизонт. Состав и морфология вулканогенных магматических тел описываются в главах III и IV настоящей работы.

Муздухская свита (нижнетоарский подъярус) распространена только в пределах междуречья Кардоника и Малки и нигде, кроме этой территории, не выделяется. Она трансгрессивно налегает на породы хумаринской свиты и также трансгрессивно перекрывается отложениями джигнатской свиты. Как самостоятельное стратиграфическое подразделение муздухская свита выделена Д.И. Пановым.

В составе свиты преобладают грубозернистые породы: светло-серые разнозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты, чередующиеся с пачками алевролитов. Свита отличается исключительной неоднородностью своего состава и быстрым изменением мощностей на небольших расстояниях — от 100-200 м до
полного выклинивания. Это, вероятно, свидетельствует об озерно-пролювиальном
характере этой континентальной толщи.

Поскольку эта свита перекрывается с размывом фаунистически доказанными среднетоарскими образованиями джигиатской свиты, то наиболее вероятный возраст муздухской свиты – нижний тоар.

Джигиатская свита (средний тоар — аален, местами и самые низы байоса). Отложения джигиатской свиты трансгрессивно налегают на разные горизонты подстилающих хумаринской и муздухской свит и с размывом перекрываются
трансгрессивно залегающими отложениями красногорской свиты (байос-бат).
Свита представляет собой единую толщу чередования зеленовато—серых и бурых
тонкозернистых и тонкослоистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с обилием сидеритовых конкреций с линзовидными пластами и пачками органогенно—обломочного известняка и оолитового шамозитового известняка, с обилием пелеципод, гастропод, брахиопод, белемнитов и аммонитов. Впервые свита выделена
Д.И. Пановым. Общая мощность свиты 330-400 м.

Отложения красногорской свиты представлены единой мощной и очень однообразной толшей аргиллитов и алевролитов с отдельными прослоями и пластами

песчаника. Среди аргиллитов часто встречаются линзовидные пласты черного пелитоморфного известняка мощностью до 5-20 м, иногда наблюдаются скопления сидеритовых конкреций. Характерно присутствие маломощного (3 м) маркирующего горизонта разнозернистых, карбонатных аркозовых песчаников (Безбородов, 1961; Живаго и др., 1960). Название свиты предложено К.О. Ростовцевым.

На всей территории Кубано-Подкумского района отложения красногорской свиты ложатся резко трансгрессивно на разные горизонты джигиатской и хумаринской свит и в свою очередь с размывом перекрываются трансгрессивно залегающими верхнеюрскими образованиями. Во всех разрезах красногорской свиты в направлении с юга на север происходят постепенное сокращение мощности и выжимивание нижнебайосских отложений и, наоборот, увеличение относительной роми верхнебайосско-батских. Общая мощность свиты до 150-500 м.

Галоидно-карбонатные породы верхней юры слагают эскарп Скалистого хребта, являющегося как бы естественной северной границей района исследований.

Верхнеюрская эпоха характеризуется накоплением главным образом карбонатных и в меньшей степени терригенных и сульфатно-галоидных осадков, чем сушественно отличается от нижне- среднеюрской. Началу образования осадков описываемой эпохи предшествовал крупный региональный перерыв, обусловленный предкелловейской трансгрессией.

Как для средне- и нижнеюрской эпох, так и для верхнеюрской эпохи территория Кубано-Подкумского района характеризуется сокращенными мощностями, неоднократными размывами. Всю толщу верхнеюрских осадочных образований можно разделить на три части: нижнюю карбонатно-терригенную (келловей), среднюю карбонатную (оксфорд и часть кимериджа) и верхнюю галоидно-карбонатную (кимеридж и титон).

Келловейские породы представлены песчаниками, гравелитами и конгломератами. Мощность их на Кубани - 20 м, а на Подкумке и Эшкаконе - 100 м. Оксфордские породы представлены песчанистыми известняками с песчаниками и конгломератами в нижней части толши. Мощность 5-50 м.

Кимериджские породы сложены пелитоморфными доломитизированными известняками. В бассейне р.Кубани и Эшкакона в отложениях оксфорда отмечается значительная примесь терригенного материала. Минимальная мощность описываемых отложений отмечена на Подкумке – 65 м, а к западу и востоку отсюда мощность увеличивается.

Титонские отложения представлены красноцветными лагунно-континентальными отложениями – загипсованными глинами с пластами и линзами гипсов и ангидритов. Мощность этих отложений 80-100 м.

Карбонатно-территенные породы няжнего мела представлены в пределах исследованной территории отложениями валанжина и готерива. Эти образования сохранились только к северу от эскарпа Скалистого хребта, где они трансгрессивно залегают на красноцветных осадках титона.

Представлены породы валанжина в нижней части толши чередованием глин, мергелей и известняков, в верхней – монотонными массивными известняками. Общая мощность их в Кубано-Подкумском районе 5-10 м.

Готеривские породы с размывом залегают на отложениях валанжина и представлены уже существенно терригенными фациями. Их толща сложена чередующимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинами и содержат в нижней части разреза прослои известняков и мергелей. Общая мощность 100-150 м.

### ТЕКТОНИКА

Как уже указывалось выше, территория проведенных исследований находится в юго-восточной части Лабино-Малкинской зоны. Последняя образовалась как крупный структурный элемент на разнородном по составу и строению фундаменте. Герцинский и альпийский этапы развития этой области характеризуются различным структурно-тектоническим планом.

Согласно представлениям Д.С. Кизевальтера, Е.Е. Милановского и др. (Кизевальтер, Робинсон и др., 1960; Белов, Кизевальтер, 1962) в поэднегерцинское время интересующая нас территория целиком относится к Северо-Кавказскому антиклинорию, занимающему северную часть современной Лабино-Малкинской зоны. Северная граница его совпадает с Черкесским разломом, а южной, в междуречье Кубань-Баксан, является зона Северного разлома.

В центральной части описываемый антиклинорий делится в широтном направлении неглубоким Хасаутским синклинорием на две положительные структуры: Черкесско-Кисловодский антиклинорий на севере и Бечасынский антиклинорий на юге.

Мезокайнозойский осадочный чехол почти нацело бронирует Северо-Кавказский антиклинорий и судить о его строении можно лишь по обнажениям в глубоких долинах рек Кубани, Даута, Малки, Хасаута. По обнажениям южной части Бечасынского антиклинория эта структура представляет собой сложное складчатое сооружение, состоящее из многочисленных линейных, почти изокликальных складок обшекавказского простирания.

В строении Северо-Кавказского антиклинория и особенно его северной части (Черкесско-Кисловодского антиклинория) эначительную роль играют интрузии верхнепалеозойских гранитоидов, объединяемых Г.Д. Афанасьевым в формацию "северных" гранитов (Афанасьев, 1968). Они обнажены в долинах рек Эшкакон, Индыш, Малка и вскрыты многими буровыми скважинами.

Вследствие широкого развития гранитов Бечасынский и Черкесско-Кисловодский антиклинории, четко разделяющиеся восточнее меридиана р. Эшкакон Хасаутским прогибом, западнее - практически не различаются, и условная граница между ними проводится по зоне широтного Срединного разлома (Ажгирей, 1962). Последний является, вероятно, долгоживущей глубинной структурой, так как в бассейне р. Малки к нему приурочено внедрение нижнепалеозойского Малкинского серпентинитового массива, а в бассейнах рек Эшкакон, Подкумок, Мара и Кубань он контролировал внедрение диорит-гранитоидных и долеритовых интрузий посленижнеюрского возраста.

Хасаутский прогиб представляет собой синклинальную структуру близширотного простирания, замыкающуюся на западе, в бассейне р.Эшкакон, и открывающуюся на восток в сторону современной впадины Терского передового прогиба. Приосевая часть этого синклинория, выполненного нижнепалеозойскими метаморфическими сланцами, осложнена зоной Срединного разлома, срезающего северное крыло синклинали.

Альпийский этап развития этой области характеризовался резкой перестройкой структурного плана. Влияние южнее расположенной геосинклинальной области выразилось в закономерной смене трансгрессий и регрессий мезо-кайнозойских бассейнов. Постоянная тенденция к воздыманию мегантиклинория Большого Кав-каза в этот период обусловила активизацию продольных "кавказских" разломов и формирование параллельной им зональности.

Однако, как было указано в начале настоящей главы, интересующая нас территория входит и в состав крупного поперечного поднятия. С ростом этой положительной структуры в альпийское время связаны значительное воздымание фундамента и сохранение на всей территории Лабино-Малкинской зоны платформенного режима. Постоянное воздымание фундамента приводит к разделению продольных геосинклинальных и передовых прогибов на изолированные впадины, а также к активизации существующих и возникновению новых разрывов, но уже параллельных оси поднятия. Следствием этого является формирование в пределах всей Лабино-Малкинской зоны поперечной структурной зональности.

Таким образом, участие Лабино-Малкинской зоны в альпийское время в формировании двух взаимно перпендикулярных положительных структур обусловило наложение продольной и поперечной зональности друг на друга, в результате чего зона приобрела четкое блоковое строение.

Эльбрус-Кисловодский выступ, в западной половине которого расположен интересующий нас Кубано-Подкумский район, является крупным блоком, слагающим восточную часть Лабино-Малкинской зоны. Поверхность фундамента в пределах

выступа образует свод с осью, вытянутой в субмеридиональном направлении. Превышение свода над фундаментом, граничашем с Эльбрус-Кисловодским выступом с запада Зеленчукской впадины, составляет в среднем 250-300 м. Всюду в пределах изученной территории поверхность фундамента полого погружается на север с уклоном примерно 3 м на 100 м.

В поперечном разрезе Эльбрус-Кисловодский выступ асимметричен. Его восточный склон имеет наклон 5-7°, а западный - не более 2-3,5°. Оба склона выступа осложнены серией субмеридиональных сбросов, перемещения по которым в пределах восточного склона достигают 400-500 м, а в пределах западного - не более 100-150 м.

Переходя к краткой характеристике разрывных и пликативных дислокаций в пределах Кубано-Подкумского района, необходимо отметить, что вопросы изучения разломов глубокого заложения привлекают сейчас пристальное внимание многих исследователей (Пейве, 1953; Томсон, 1964 и др.). Это объясняется тем, что с ними увязывается индивидуальность развития основных структурнофациальных зон Кавказа (Афанасьев и др., 1968; Милановский, Хаин, 1963; Хаин и Леонтьев, 1950 и др.), а также благодаря выявленному в последние годы их важному металлогеническому значению.

Исходя из классификации разрывных нарушений И.Н. Томсона (1964), можно констатировать, что на территории Кубано-Подкумского района развиты только скрытые глубиные разломы. Поэтому большинство из них в верхнем структурном этаже выражается не разрывами, а прослеживается по цепочкам интрузивных массивов, зонам повышенной трешиноватости, флексурным перегибам пластов, вытянутым в определенном направлении, зонам смены фаций и т.д. Проведенные в 1962-1966 гг. В.М. Якшиным, Б.К. Архиповым, А.С. Либерманом и другими анализ и интерпретация данных аэромагнитной съемки на интересующей нас территории показали, что, помимо перечисленных геологических признаков, скрытые глубинные разломы фиксируются характерными изменениями физического поля.

Так как классификация глубинных разломов по масштабам в настоящее время разработана еще недостаточно четко, то масштаб их косвенно определяют по масштабам глубинных блоков земной коры, с которыми сопряжены разломы (Томсон, 1964). По этому принципу все глубинные разломы в пределах Кубано-Подкумского района В.М. Якшиным, Б.К. Архиповым, Б.К. Октябрьским и др. разделены на две условные категории (порядки), примерно соответствующие IV и V порядкам по Томсону.

Разломы II порядка (IV по И.Н. Томсону) расчленяют западную часть Эльбрус-Кисловодского выступа на крупные блоки, характеризующиеся разной историей геологического развития. К ним относятся Черкесский, Кубанский (выделенные и названные Е.Е. Милановским и В.Е. Хаиным, 1963), Джазлыкский (выделен А.А. Беловым и Д.С. Кизельвальтером, 1962), Эльбрус-Эшкаконский (выделен Ю.П. Масуренковым, 1961; назван В.М. Якшиным, Б.К Архиповым и др.), Срединный (выделен и назван Г.Д. Ажгиреем, 1962), и Лабино-Кубанский (выделен и назван В.М. Якшиным, Б.К. Архиповым и др.). Расположение всех указанных выше разломов показано на фиг. 3.

Разломы III порядка (V по И.Н. Томсону) являются внутриблоковыми. Они осложняют строение больших блоков, ограниченных разломами более крупных порядков, с которыми они, возможно, и сопряжены. Такими разрывами являются Арнаутский, Индыш-Маринский, Карасырхский, Подкумский (все впервые выделены и названы В.М. Якшиным, Б.К. Архиповым, Б.К. Октябрьским и др.).

Все отмеченные выше глубинные разломы являются долгоживущими, заложенными еще в палеозое и затем развивающимися унаследованно. В то же время между "кавказскими" (субширотными и запад-северо-западными) и "антикавказскими" (субмеридиональными) имеются и существенные различия. Если продольные разрывы заложились еще в нижнем палеозое, то поперечные, вероятно, только в верхнепалеозойское время и являлись наложенными структурами. Необходимо отметить и закономерность в изменении роли "кавказских" и "антикавказских" разломов в течение всего фанерозоя. Во время каледонского "Сбай-

кальского) и, возможно, раннегерцинского этапов тектогенеза доминирующее значение в структурно-тектоническом плане Кавказа имели продольные разрывы. В позднегерцинском структурном плане отчетливо проявились (хотя и в подчиненном значении) поперечные глубинные разломы, осложнившие продольную структурную зональность. В альпийский же этап тектогенеза главное значение приобрели поперечные разрывы, в то время как среди продольных разломов тектонически активными остались лишь те, которые разграничивали крупные блоки земной коры.

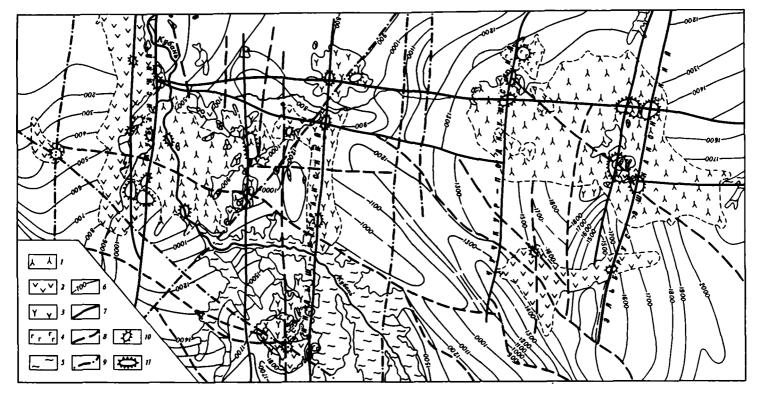
Характерной особенностью глубинных разломов является приуроченность к ним проявлений магматической деятельности. Поэтому крупные глубинные разрывы, активно проявлявшиеся на протяжении нескольких тектонических этапов, контролируют, как правило, внедрение разновозрастных магматических масс. В то же время более молодые (по времени заложения) разломы являются магмоподводящими путями для интрузивных тел, сложенных породами одного или двух магметических комплексов. Наиболее яркими примерами, иллюстрирующими сказанное выше, являются зоны Срединного и Индыш-Маринского глубинных разломов. Первая из них контролирует внедрение нижнепалеозойских ультрабазитов Малкинского массива, верхнепалеозойских "северных" гранитоидов бассейнов рек Эшкакона и Мары, а также мезозойских диорит-гранитоидов и долеритов в бассейнах рек Подкумок, Мара и в районе г. Карачаевск. Вдоль зоны Индыш-Маринского разлома произошло внедрение трахитоидных порфиров урочища Джаллак, эруптивных брекчий рек Кертмекол и Индыш и интрузивных тел, сложенных породами основного, среднего и кислого состава на Кубано-Маринском водоразделе и на правобережье верховьев р. Мары.

Таким образом, в первом случае зона долгоживущего глубинного разлома контролировала внедрение магматических тел разного состава на протяжении всего палеозоя и мезозоя, а во втором – только в раннеальпийское время. Говоря о структурном контроле внедрения магматических массивов, необходимо указать и на специфические условия размещения интрузий и эффузивов мезозойского возраста. Большинство мезозойских магматических тел тяготеет к узлам сопряжения разнонаправленных глубинных разломов и лишь незначительная часть их располагается вдоль субмеридиональных разрывов (фиг. 2, 3). Последнее подтверждает мнение о доминирующем значении поперечных разрывов в альпийское время.

Разломы, обусловливающие мошные зоны брекчий и милонитов в породах нижнего структурного этажа, специфически проявляются в осадочных породах верхнего структурного этажа. Они образуют здесь либо сравнительно небольшие по масштабам разрывные нарушения, либо складчатые деформации. Эти разрывы не являются разломами глубокого заложения и не служат магмоподводящими структурами. Они имеют крутое падение и небольшую амплитуду смещения (обычно первые десятки метров) или же являются пологими межпластовыми и межформационными разрывами. Типичным примером крутопадающих разрывов подобного рода является северо-западный разлом, проходящий через нижнее течение рек Аманкол, Индыш, Отлукол, по которому контактируют осадочные породы лейаса с метаморфическими сланцами нижнего палеозоя и верхнепалеозойскими гранитоидами.

Вторым типом дизъюнктивных дислокаций являются межпластовые и межформационные разрывные нарушения, которые представлены обычно зонами интенсивного рассланцевания, милонитизации и будинирования осадочных пород. Наиболее широко подобные деформации проявлены в бассейне р. Мары и на Кубано-Маринском водоразделе.

Пликативные деформации в тектонике верхнего структурного этажа распространены менее, чем разрывные. К ним относятся флексуры, складки (связанные, как было указано выше, с зонами глубинных разломов), а также типично платформенные брахиформные антиклинали и синклинали. Примерами последних являются Арбакольский и Дадумкаинский валы и Верхне-Маринская впадина (Д.И. Панов). В большинстве случаев подобные структуры возникали над воздымающимися блоками доюрского фундамента и особенно четко проявлены в песчано-глинис-



Фиг. 3. Схема поверхности домезозойского фундамента и структурного контроля мезозойского магматизма Кубано-Малкинского междуречья. Составил Л.А. Кондаков с использованием материалов Б.К. Архипова, А.С. Либермана, Б.К. Октябрьского, В.М. Якшина

1 - долериты; 2 - вулканогенные породы; 3 - интрузии диорит-гранитоидов; 4 - габбро-трахитоидные породы; 5 - участки выхода на дневную поверхность пород доюрского фундамента; 6 - изогипсы погребенной поверхности доюрского фундамента; 7 - глубинные длительно развивающиеся разломы, контролировавшие распределение мезозойских интрузий; 8 - разломы более высоких порядков; 9 - глубинные разломы, выделенные по геофизическим данным; 10 - наиболее крупные центры мезозойской вулканической деятельности; 11 наиболее крупные центры мезозойской интрузивной деятельности

тых отложениях лейаса. Образовавшиеся таким образом брахиформные складки характеризуются углами наклона крыльев до  $25-50^{\circ}$  и в общих чертах повторяют конфигурацию выступов основания.

Другим широко распространенным видом пликативных деформаций являются купола. Образование их связано с формированием лакколитов, штоков и других дискордантных тел изверженных горных пород.

Широко развиты на исследованной территории и зоны смятия, развивающиеся на фронте согласно залегающих интрузивных тел. Такие зоны обычно представлены серией дисгармоничных линейных складок, вытянутых вдоль границы плошадного развития силлов и осложненные в непосредственной близости от них небольшими продольными надвигами. Наклон крыльев таких складок закономерно уменьшается по мере удаления от интрузивного тела, строение их упрощается, а затем складчатые деформации совершенно исчезают. Ширина таких зон смятия меняется в зависимости от мощности и характера залегания силла. Если мощность последнего не превышает первых метров и он постепенно выклинивается, то и мощность зон смятия не превышает первых метров (силлы правобережья рек Теберды и Кубани). Если же мощность силлов измеряется десятками метров, как, например, на Кубано-Маринском водоразделе и вдоль южной окраины Эшкаконского массива, то и мощность фронтальных зон смятия также достигает десятков метров. Мощность зон смятия увеличивается также и в том случае, если интрузивное тело внедряется не строго по напластованию, а сечет последнее под острым углом. Примером этому служат интенсивные дислокации в песчаниках лейаса, вдоль юго-восточной окраины Эшкаконского массива. Здесь перед фрон том массива осадочные породы нижней юры образуют резко асимметричную, довольно крупную синклиналь. Изверженные же породы, налегая на смятые песчаники, создают впечатление надвига.

В заключение необходимо заметить, что охарактеризованные выше виды разрывных и пликативных дислокаций в Кубано-Подкумском районе обычно накладываются друг на друга, создавая сложный план деформаций осадочной толщи.

# Глава III ГЕОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ

Мезозойские магматические образования на территории Кубано-Малкинского междуречья известны в бассейнах рек Кардоник, Теберда, Кубань, Мара, Подкумок, Эшкакон, Хасаут и др. Представлены они либо вулканитами посленижнеюрского возраста, либо чрезвычайно разнообразными по морфологии и петрографическому составу слагающих пород интрузиями посленижнеюрского-мелового возраста. Эффузивно-экструзивные породы, играющие в раннеальпийском (киммерийском) магматизме территории проведенных исследований явно подчиненную роль, включают лавы и пирокластический материал в основном среднего состава, а интрузивные — образуют широкий по составу ряд гипабиссальных пород: от габброидов до кислых гранитоидов.

### СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ

Пространственное размещение описываемых образований находится в тесной связи с тектоническим строением территории Кубано-Малкинского междуречья. Как показано на фиг. 2 и 3, посленижнеюрская эффузивно-экструзивная магматическая деятельность контролировалась зонами субмеридиональных глубинных разломов, а наиболее крупные центры ее развития приурочены к узлам пересечения разнонаправленных глубинных разломов. Об этом свидетельствует размещение вулканогенных пород Бечасынского плато вдоль зон Эльбрус-Эшкаконского и Чучкур-Подкумского разломов, эффузивов левобережья Теберды - вдоль зоны Кубан-Наиболее крупный центр посленижнеюрской эффузивно-экструского разлома. располагался, очевидно, в районе г. Карачаевска, где мы зивной деятельности имеем в настоящее время максимальные мощности вулканогенных пород. Возникновение ero обусловлено сочленением на этом участке зон Срединного и Kyбанского разломов. Основная масса вулканитов образовалась в пределах западного, опущенного по зоне Кубанского разлома блока. Локальные участки развития эффузивных пород на правобережье р. Кубани являются, вероятно, результатами деятельности второстепенных вулканических центров, связанных с оперяющими Кубанский разлом структурами. Аналогичная структурная обстановка наблюдается и на Даут-Кольтюбинском водоразделе, где образование эффузивно-экструзивных пород связывается с деятельностью вулканического центра, приуроченного к участку пересечения Индыш-Маринского и Джазлыкского разломов.

Интрузивный магматизм проявился на территории Кубано-Малкинского междуречья гораздо интенсивнее эффузивного. Всюду встречаются территориально-сопряженные группы интрузивных тел разного петрографического состава и возраста. Такое пространственное распределение интрузивов закономерно и объяснияется особенностями структурного контроля их внедрения.

Подавляющее большинство мезозойских интрузивных тел пространственно тяготеет к узлам пересечения разнонаправленных (кавказских и антикавказских) разломов. Основной широтной структурой, контролирующей внедрение мезозойских интрузий, является зона Срединного разлома. Пересечение этой зоны с субмеридиональными (Кубанским, Арнаутским, Индыш-Маринским, Чучкур-Подкумским и Эльбрус-Эшкаконским), разломами и обусловило внедрение почти всех мезозойских магматических тел Кубано-Малкинского междуречья (см. фиг. 3).

Исключение составляют интрузивы Даут-Кольтюбинского водораздела, внедрение которых контролируется узлом пересечения Индыш-Маринского и Джазлыкского разломов.

### ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

Детальное изучение петрографического, минерального и химического состава мезозойских магматических образований, а также их возрастных взаимоотношений друг с другом и с осадочной толшей позволило впервые выделить среди них несколько магматических комплексов. Сразу же необходимо заметить, что под магматическим комплексом, согласно Г.Д. Афанасьеву (1958), понимается "совокупность структурно-территориально сопряженных, близких по возрасту магматических пород различного фациального положения (интрузии, эффузии, экструзии), имеющих общие черты специфики вещественного состава, которые обусловлены общностью происхождения этих пород из единого магматического источника в процессе развития определенного этапа тектогенеза". Каждый магматический комплекс объединяет комагматические продукты нескольких фаз магматической деятельности.

Наиболее ранними мезозойскими магматическими образованиями на территорик Кубано-Малкинского междуречья являются производные базальтоидного послеплинсбахского магматического комплекса. Первая фаза мезозойского магматизма знаменуется образованием долеритов, слагающих широко распространенные
на описываемой территории силлы. На конечных стадиях этого периода магматическая деятельность протекала в эффузивно-экструзивной фации, что привело к
образованию вулканогенных пород среднего и кислого состава и трахиандезитов,
слагающих несколько крупных некков на левобережье р. Теберды (горы Великан,
Брат Великана, Джингирик и др.).

Все производные этого комплекса имеют несомненно послеплинсбахский возраст, так как всюду прорывают песчаники плинсбахского возраста. Кроме того, на левобережье р. Теберды нами описано несколько обнажений, где эффузивно-экструзивные породы имеют несомненно эруптивный контакт с вышележащими песчаниками нижнего тоара. Наиболее характерное из них (фиг. 4) расположено на левобережье р. Малой Шоаны в 500 м западнее монастыря, Здесь непосредственно под песчаниками тоара, имеющими азимут падения 310°, угол 10°, залегают темные андезиты, четко срезающие маломощный (0,7-1 м) базальный горизонт нижнего тоара. Вулканогенные породы вблизи контакта становятся светлосерыми, а песчаники - плотными, темно-серыми, окварцованными на мощность до 0,7 м. Контакт четкий, припаянный. Обломки древесины, довольно часто встречающиеся в конгломератах базального горизонта, непосредственно на контакте с вулканогенными породами обуглены.

В верховьях р. Малая Шоана нами наблюдался аналогичный характер контакта с нижним тоаром. Кроме того, здесь в зоне эндоконтакта в вулканогенных породах были найдены обломки нижнетоарских песчаников с характерной для них фауной белемнитов.

Если к этому добавить, что в разрезах вулканогенных пород по рекам Джингирик и Джанук-кол среди обломков были отмечены долериты, то можно констатировать, что вулканогенные породы являются посленижнетоарскими и более молодыми, чем долериты. Завершают развитие этого комплекса трахиандезиты. Они слагают несколько штокообразных тел на левобережье р. Теберды (горы Джингирик, Великан, Брат Великана и др.) и один шток на правобережье р. Теберды в 0,5 км восточнее горы Джингирик. Всюду они прорывают отложения плинсба-

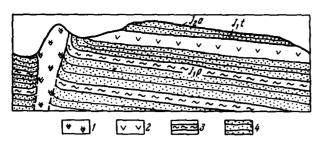




Фиг.4. Пересечение песчаников тоара вулканогенными породами

А – общий вид обнажения, Б – детель обнажения, выделенная на снимке А четырехугольником

ха и долериты, но не имеют непосредственного контакта с вулканогенными породами и песчаниками тоара. Однако подошвы этих образований в современном эрозионном срезе находятся гипсометрически ниже расположенных соответственно в 150 и 200 м западнее апикальных частей массивов трахиандезитов гор Великан и Джингирик. Если учесть, что в пределах разделяющей массивы и обнажения полосы не отмечено каких-либо послеплинсбахских дизыонктивных нарушений (см. фиг. 2), то можно предположить, что трахиандезиты прорывают и вулканогенные породы и тоар (фиг. 5).



фиг.5. Взаимоотношение вулканогенных пород, песчаников тоара и трахиандезитов некка Великан на левобережьи р.Теберды (масштаб 1:25000)

1 - трахиандезиты, 2 - вулканогенные породы, 3 - аргиллиты, 4 - песчаники

Таким образом, развитие послеплинсбахского базальтой потокомплекса происходило от долеритов к трахиандезитам. Вопрос о верхней возрастной границе магматических пород этого комплекса решается на основе многочисленных фактов прорывания долеритов и вулканогенных пород интрузиями диорит-гранитоидного состава, которые предварительно выделены в самостоятельный комплекс.

Магматические продукты этого комплекса образовались в три фазы интрузивной деятельности и представляют близкие по возрасту и химизму дифференциаты единой гранитоидной магмы. В первую наиболее интенсивную фазу гранитоидной магматической деятельности образовались диорит-порфиры; во вторую - гранодиорит-порфиры, третья фаза знаменовалась развитием интрузий гранит-порфиров, Сразу же надо оговориться, что мы вслед за Фогельзангом применяем для обозначения наиболее ранних гранитоидных пород термин "диорит-порфир" (а не диоритовый порфирит) в целях акцентирования внимания на характерных особенностях состава и генезиса этих пород. Во-первых, эти породы слагают крупные лакколитоподобные интрузивы. Во-вторых, по составу они отвечают диоритам кварцевым диоритам и несомненно генетически связаны с последующими более кислыми дериватами гранитоидной магмы. В-третьих, несмотря на порфировый облик, эти породы имеют полностью раскристаллизованную основную массу. Вместе с тем мы хорошо понимаем дискуссионность вводимого термина, что лишний раз подчеркивает необходимость выработки новой номенклатуры для эффузивных, экструзивных и гипабиссальных пород.

Все перечисленные выше разновидности горных пород диорит-гранитоидного комплекса прорывают отложения плинсбаха. При этом на контактах наблюдаются маломощные зоны дисгармонично складчатых и несколько брекчированных осадочных пород (мощностью до 8-10 м), изменение их направления и угла падения, часто встречаются угловатые ксенолиты осадочных пород (от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров). Характерной особенностью контактовых взаимоотношений изверженных и осадочных пород является то, что всюду (за исключением согласных с напластованием пород интрузий) вдоль экзоконтакта наблюдается тонко распыленное глинистое вещество, окрашивающее песчаники приконтактовой зоны почти в черный цвет. Оно образовалось за счет растаскивания вдоль контакта материала аргиллитов и алевролитов, игравших при внедрении уже частино затвердевшей магмы роль своеобразной "смазки".

Контакты с более молодыми, чем плинсбахские, отложениями известны только для гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. Наиболее показательными в этом отношении являются два небольших массива. Один из них, сложенный гранодиорит-порфирами, располагается в верховьях балки Шайлыланы и в современном эрозионном срезе протягивается в субмеридиональном направлении. Здесь под нормально залегающими железистыми песчаниками авлена наблюдается контактовая брекчия (мошностью до 40 см), сложенная обломками магматических пород и песчаников аалена (размеры обломков до 20-25 см), сцементированных темно-бурым тонкозернистым материалом, Песчаники на контакте в полосе мощностью 5 см приобретают темно-бурую окраску, похожую на обожженную корочку. Гранодиорит-порфиры на контакте сильно обелены и несколько брекчированы. Иногда отмечается проникновение небольших апофиз изверженных пород в лесчаники.

Контакт гранит-порфиров с ааленскими песчаниками, изучавшийся в верховьях балки Абсаланы-Кишлак (правый приток р. Мары), очень четкий и извилистый. В приконтактовой части массива изверженные породы обелены, количество вкрапленников кварца и полевого шпата уменьшается, возрастает карбонатизация. Непосредственно на контакте в песчаниках наблюдается маломошная (2-3 см) корочка уплотненных пород. Вдоль контакта развиваются короткие (до 1 м) и маломощные прожилки кальцита с вкрапленностью сульфидов свинца, цинка и железа. Иногда в теле интрузива на расстоянии 1-1,5 м наблюдались маломощные пластинки карбонатизированного песчаника, не имеющие видимой связи с завегающими выше породами авлень.

Все породы, входящие в состав диорит-гранитоидного комплекса, прорывают долериты и вулканогенные породы базальтоидного комплекса. Так, в западной части Кубано-Маринского водораздела и на водоразделе р. Мара и ручья Шуп-шурук наблюдалось непосредственное прорывание вулканогенных пород базальто-идного комплекса небольшими штоками диорит-порфиров. На правобережье же верховьев ручья Карасырх в обнажениях прекрасно видно, как гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры прорывают силлы долеритов, образуя в массивах последних четко выраженные многочисленные апофизы. В одном из обнажений, расположенном в 400 м к северу от МТФ, над одним из небольших штоков гранит-порфиров до сих пор сохранилась кровля долеритов. Кроме того, нами неоднократно ранее в Арнаутском массиве гранодиорит-порфиров наблюдались довольно крупные (до 10-15 см) округлые ксенолиты измененных долеритов. Приведенные факты свидетельствуют о послеавленском возрасте гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров.

Изучение взаимоотношений диорит-гранитоидных пород проводилось на примере лакколита гор Кеклекая — Кеклебаши. Как показано на фиг. 2, последний располагается на правобережье верховьев р. Мара. Почти всюду периферическая часть лакколита сложена плотными темно-серыми диорит-порфирами. В центральной части лакколита наблюдаются биотитовые диорит-порфиры; прорывающие более ранние диорит-порфиры без биотита. Обе разновидности диоритовых пород прорываются гранодиорит-порфирами. Хотя массивы последних в краевой части бывают часто переполнены ксенолитами диорит-порфиров, непосредственные контакты этих пород удалось наблюдать только по керну скважин, пробуренных на участке слияния ручьев Гитчеезен и Шайлыланы (правобережье р. Мары). Линия контакта очень извилиста, с заливами гранодиорит-порфиров в тело вмещающей интрузии. В зоне экзоконтакта породы осветлены, а в зоне эндоконтакта приобрели характерную плитчатую отдельность, развивающуюся параллельно направлению контакта. Так же ориентированы длинные оси кврапленников темноцветных минералов в гранодиорит-порфирах.

В центральной части лакколита гор Кеклекая - Кеклебаши известно несколько небольших штокоподобных тел гранит-порфиров, прорывающих диорит-порфиры. При этом гранит-порфиры на контакте приобретают зеленоватую окраску; а диорит-порфиры светлеют. В приконтактовых частях наиболее крупных массивов гранит-порфиров (например, расположенных в верховьях правого притока ручья Абсаланы-Киш-пак) часто встречаются округлые, частично ассимилированные ксенолиты диорит-порфиров. Непосредственный контакт гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров известен только в истоках ручья Карасырх. Здесь небольшая дайка гранит-порфиров прорывает биотит-амфиболовые гранодиорит-порфиры. Последние вблизи контакта осветлены на мощность 1,5-2,0 м.

Таким образом, можно констатировать, что:

- 1) все производные диорит-гранитоидного комплекса прорывают магматичес-кие образования базальтоидного комплекса;
- 2) для членов диорит-гранитоидного комплекса устанавливается следующая возрастная последовательность: диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры.

Самый молодой - меловой - магматический комплекс, впервые выделяемый нами на территории Кубано-Малкинского междуречья, включает субщелочные и шелочные габброиды. К этому же комплексу нами предположительно отнесены трахитоидные порфиры.

Среди габброидов выделено несколько разновидностей основных пород: лабра-дориты, микрогаббро и пироксеновые габбро-порфириты. Все эти породы про-

рывают терригенные образования плинсбаха, "задирая" на контактах пласты осадочных пород и слабо метаморфизуя их.

Наиболее показателен в этом отношении контакт плинсбахских песчаников и габброидов на восточной окраине скалы Дадумкая. Это тело представляет собой мошную (видимая мошность 50-60 м) дайку, наклоненную к востоку под углом  $40\text{--}50^\circ$ . Прорываемые ею пласты плинсбахских песчаников имеют эдесь азимут падения  $120^\circ$  угол  $40^\circ$ . У контакта песчаники уплотнены, рассланцованы согласно падению и имеют нехарактерный для них темный цвет. В зоне эндоконтакта габброиды представляют собой зеленовато-серые мелкопорфировые породы, разбитые вертикальной призматической отдельностью, простирающейся по азимуту  $30\text{--}35^\circ$ . Общая мощность этих пород, являющихся краевой фацией габброидной интрузии, колеблется в пределах 5-7 м. Ближе к центру дайки эти породы быстро сменяются очень плотными черными габброидами с прекрасно выраженной столбчатой отдельностью. Аналогичный характер контакта отмечался эдесь ранее Л.А. Варданянцем (1954), называвшим эти породы базальтами.

На правобережье р. Подкумок против устья ручья Уллу-кол известен контакт габброидов с карбонатными отложениями верхней юры. Здесь габброиды слагают силлообразное тело видимой мощностью 50-60 м, залегающее на контакте верхне- и среднеюрских пород. Постепенно к северо-востоку мощность силла умень- шается до полного выклинивания. Это тело образует по всему простиранию большой обрыв, являющийся естественным продолжением вниз верхнеюрского эскарпа. Линию контакта габброидов и келловейских пород на всем протяжении наблюдать не удается, так как зона контакта закрыта делювием. Однако в 0,4 и 1 м выше линии контакта келловейские карбонатные песчаники настолько уплотнены, что напоминают уже метаморфическую породу. На расстоянии же 2 м от контакта они опять приобретают неизмененный облик.

Габброиды в 0,5 м от контакта становятся мелкозернистыми, буровато-серыми, очень напоминающими краевую фацию интрузива горы Дадумкая. Все это позволило считать контакт габброидов и пород верхней юры интрузивным, что кстати подтвердилось данными определения абсолютного возраста.

Габброиды повсюду (бассейны рек Эшкакон, Подкумок, Кубано-Маринский водораздел) прорывают долериты, а на Даут-Кольтюбинском водоразделе в виде небольших даек и силлов интрудируют вулканогенные образования базальтоидного комплекса (фиг. 2, 6).

Всюду в зоне эндоконтакта габброиды имеют очень мелкозернистое строение, буровато-серый цвет и афанитовую структуру. Мощность этой зоны варьирует от 0,5-0,7 до 3-5 м. Нередки в ней ксенолиты интрудируемых пород размером до 10-15 см.

На водоразделе рек Кубани и Мары отмечается прорывание габброидами штока гранодиорит-порфиров (рис. 7).

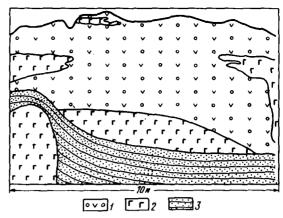
В приустьевой части правого истока ручья Карасырх нами детально изучен контакт габброидов и гранит-порфиров, вскрытый здесь на протяжении 20 м горной выработкой (фиг. 8). Габброиды внедрились здесь в виде небольшой дайки (мощностью до 6 м) в шток гранит-порфиров вблизи контакта последних с доперитами. Этот контакт очень четкий, крутопадающий, фиксируется полосой (мощностью до 7 м) эксплозивных брекчий. Последние переполнены остроугольными обломками гранит-порфиров. Габброиды образуют многочисленные апофизы во вмещающие гранит-порфиры. При этом на контакте габброиды светлеют, приобретая серый цвет, а гранит-порфиры темнеют, становясь светло-серыми и рыхловатыми. Часто в зоне эндоконтакта габброидов наблюдаются угловатые ксенолиты долеритов и гранит-порфиров.

Таким образом, полевые наблюдения показывают, что габброиды являются более молодыми, чем магматические образования диорит-гранитоидного и тем более базальтоидного комплексов.

Щелочные габброиды (шошониты) известны в настоящее время только в одном массиве, расположенном у подножия старинного монастыря на водоразделе рек Большая и Малая Шоана. Они слагают небольшой шток, прорывающий песчаники плинсбаха и эффузивно-экструзивные породы в сводовой части так называемой "шоанинской" антиклинали, выделенной еще Л.А. Варданянцем (1956).

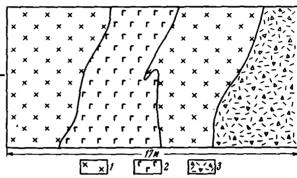
Фиг. 6. Прорывание габброидами вулканогенных пород на Даут-Кольтюбинском водоразделе

1 - миндалекаменные порфиры; 2 - габброиды; 3 плинсбахские песчаники



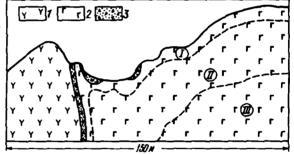
Фиг. 7. Прорывание габброидами штока гранит-порфиров на Кубано-Маринском водоразделе

1 - гранит-порфиры; 2 - габброиды; 3 - эруптивные брекчии



Фиг. 8. Зональное строение штока габброидов, расположенного в верховьях ручья Карасырх (правобережье р. Кубани)

1 - долериты; 2 - габброиды; 3 - эруптивные брекчии I - краевая зона; II - промежуточная зона; III - зона ядра



Взаимоотношения щелочных габброидов со всеми другими породами неизвестны, и объединение их в один комплекс с субщелочными габброидами основывается в основном на данных абсолютного возраста и описании сходной ассоциации пород на Северо-Западном Кавказе (Афанасьев, Борсук, 1959; Борсук, 1963).

Трахитоидные порфиры слагают четыре обособленных массива на Даут-Кольтюбинском водоразделе (левобережье р. Кубани). Детальное геологическое картирование и бурение нескольких скважин показали, что эти породы имеют непосредственный контакт только с осадочными образованиями плинсбаха, которые они прорывают. Канава, вскрывшая западный контакт юго-восточного из четырех известных массивов трахитоидных порфиров, показала, что песчаники на контакте поставлены на голову и в полосе мощностью 1,5-2,0 м раздроблены. Трахитоидные порфиры в эндоконтакте раздроблены и хлоритизированы. Более плотными они становятся только на удалении 0,5 м от контакта и лишь на расстоянии 4 м от контакта они приобретают неизмененный облик.

Отнесение трахитоидных порфиров к габброидному комплексу обусловлено в основном данными абсолютного возраста и нуждается в дополнительных доказательствах.

Морфология мезозойских магматических тел на территории Кубано-Малкинского междуречья чрезвычайно разнообразна. Это объясняется несколькими факторами и в первую очередь особенностями геологического строения этого района.

- 1. Формированию мезозойских интрузий предшествовала интенсивноя тектоническая деятельность, неодинаково проявившаяся в породах нижнего и верхнего структурных этажей. Жесткий фундамент разбит крупными разломами, по которым происходили перемещения отдельных блоков. Поверхность этого фундамента до отложения юрских пород неоднократно нивелировалась экзогенными процессами. Пласты молодых пород представляют покров, который как бы сцепляет отдельные крупные блоки древних образований, разделенные между собой разломами. Во время раннеальпийских тектонических подвижек панцирь юрских пород оказывал противодействие движению блоков. Это противодействие складывалось из веса толщи и из внутренней силы сцепления осадочных пород. Если сила, перемещающая древний блок, превосходила суммарное сопротивление перекрываюших пород, то в них образовывались флексурообразные перегибы, своды или сквозные разломы. Первоначально разрывы возникали лишь в подошве мезозойских пород. Только при наиболее интенсивных подвижках разрывы постепенно увеличивались, захватывая все более высокие горизонты этих толш. Таким образом, в результате тектонических напряжений в разных структурных этажах возникали морфологически разные полости (расколы и зоны дробления - в фундаменте; межпластовые срывы и "карманы" - в юрском чехле), обусловившие образование разнообразных по форме интрузивных тел. Широкое развитие в Кубано-Малкинском междуречье территориально сближенных зон магмоподводящих разломов (Кубанского и Арнаутского; Чучкур-Подкумского и Эльбрус-Эшкаконского) привело к максимальному развитию межпластовых нарушений в осадочных породах между этими зонами, что в свою очередь выразилось в наибольшем развитии на этих участках силловых интрузий основного состава (см. фиг. 3). Аналогичный механизм образования для лакколитоподобных гипабиссальных тел района Кавкаэских Минеральных Вод ранее описан В.Н. Павлиновым (1949).
- 2. Подавляющее большинство мезозойских интрузивных тел формировало свою камеру в пределах многослоистой неоднородной по механическим свойствам нижнеюрской толши. Это, вероятно, можно объяснить большой способностью последней к образованию крупных в основном согласных с напластованием осадочных пород "магматических ловущек". Исключение составляют щелочные гранит-порфиры Даут-Кольтюбинского водораздела, образовавшие интрузивную камеру в глубоко метаморфизованных образованиях нижнего палеозоя.
- 3. Механическая энергия интрудировавшей магмы была значительна. Об этом свидетельствуют не только перемещение на значительное расстояние отторженцев фундамента огромных размеров (размер до 0,4 км², перемещение на 600-800 м Кубано-Маринский водораздел, правобережье Мары), но и возникновение своеобразных купольных структур, о чем было упомянуто выше.
- 4. Продолжительность преобразования расплава в твердое интрузивное тело определяется многими факторами глубиной образования, температурой и составом магмы, степенью отдачи тепла в окружающие породы и размером магматического тела (Боуэн, 1934; Заварицкий, 1940; Усов, 1932). В вопросе определения глубины образования интрузии обычно различают две стороны: глубину стратиграфическую, т.е. в каком возрастном горизонте размещена магматическая камера, и глубину гипсометрическую, т.е. расположение этого резервуара по отношению к поверхности рельефа, существовавшего во время интрузии. Стратиграфическое положение камер магматических тел, т.е. контакты с различными по возрасту осадочными и метаморфическими породами, уже было описано выше в настоящей главе. Поэтому здесь мы только кратко остановимся на вопросе определения гипсометрической глубины образования выделенных магматических формаций. Для этого необходимо методом палеогеографических реконструкций восстановить глубину залегания во время становления различных по возрасту и составу интрузивных тел. Такие подсчеты, приближенно проведенные нами

для всех мезозойских магматических формаций Кубано-Малкинского междуречья, привели к следующим результатам.

Силлы долеритов образовались на глубинах от 200-350 м (апикальные части многоэтажных тел) до 1000-1200 м (нижние горизонты многоэтажных тел). Магматические образования эффузивно-экструзивной фации образовались на глубине 0-100 м, диорит-гранитоидного комплекса - 250-450 м; тела габброидов - от 700 (шток в устье Мизгича) до 250 м (силлы правобережья Подкумка); шток щелочных габброидов на горе Монастырской - 100-300 м, лакколиты трахитоидных порфиров урочища Джалпак образовались на глубине 100-1300 м. Приведенные данные показывают, что во всех случаях мы имеем дело с типичными гипабиссальными интрузиями, большинство из которых являются близповерхностными. Об этом же кстати свидетельствуют и петрографические особенности этих пород — порфировые структуры, преобладание микролитовых, трахитоидных; криптокристаллических и т.п. структур основной массы, опацитизация темноцветных минералов и т.д.

Незначительность проявления контактовых изменений, даже в апикальных частях интрузий, о чем было указано выше в настоящей главе, свидетельствует о слабой химической активности, бедности летучими компонентами и сравнительно низкой температуре интрудирующей магмы. Об этом же свидетельствует и часто наблюдающаяся четкость контактов с ксенолитами. Для приближенного определения температуры внедряющейся магмы нами была предпринята попытка выяснения температуры образования дайки гранодиорит-порфиров по степени метаморфизма прорываемых ею каменных юрских углей. Образцы для этой цели были любезно предоставлены нам научным сотрудником ВИМС А.В. Горшковым, а лабораторные исследования были проведены в лаборатории ИГиРГИ под руководством И.В. Еремина, которым автор выражает искреннюю благодарность. Образцы угля были отобраны у контакта мощной (приблизительно 50 м) дайки гранодиорит-порфиров северо-западного простирания, вскрытой на левобережье приустьевых частей р. Мары штольней 13-бис треста "Ставропольуголь". Степень метаморфизма углей определялась по сравнению отражательной способности образцов в воздухе и в иммерсионном масле (N=1,515), Результаты приведены ниже.

Номер образца	Расстояние от қонтакта, м	Отражатель- ная способ- ность в воздухе, %	Отражатель- ная способ- ность в масле, %	Температура метаморфизма углей, <sup>о</sup> С
1537/1	0	11,2	2,25	300
1537/2	1	8,6	1,00	250
1537/4	8	8,2	0,86	190
1537/5	10	8,2	0,86	190

Приведенные результаты показывают, что уже в 8 м от контакта угли имеют обычный для всех углей этого района метаморфизм, обусловленный нагрузкой вышележещей толши, процессами регионального метаморфизма и т.д. Температура же внедряющегося гранитоидного расплава оказалась около 300°. Явное занижение этой цифры связано с небольшими размерами дайки и быстрым ее остыванием в гипабиссальных условиях, т.е. недостаточностью времени воздействия высокой температуры для изменения структуры угля. Работы в направлении более достоверной термометрии мезозойских интрузий нами в настоящее время продолжаются.

Низкая температура внедрившейся гранитоидной магмы должна была выразиться в повышении ее вязкости. И действительно, это доказывается распределением ксенолитов в боковых и апикальных частях массивов и небольшим количеством апофиз во вмещающие породы. Очевидно, интрудирующая гранитоидная магма находилась в частично раскристаллизованном состоянии. Это была относительно подвижная масса, способная передавать оказываемое на нее давление с глубины с одинаковой силой во все стороны. В этих условиях давления магмы на стенки камеры, с одной стороны, и их противодействия — с другой, происходило затвердевание расплава. Слабо параллельная ориентировка прототектонических элементов, нечетко выраженная зональность в строении диорит-граниточиных массивов, несмотря на отсутствие нераскристаллизованного стекла в основной массе, свидетельствует о довольно быстром охлаждении магмы, что в свою очередь косвенно подтверждает расчеты глубины застывания диорит-граниточдных магм, приведенные выше.

Каких-либо данных о температурах образования пород двух других магмати-ческих комплексов у нас нет, и поэтому можно лишь сослаться на многочисленные работы советских и зарубежных исследователей по петрологии основных пород Южной Африки, Тасмании, Декана, Сибирской платформы и других регионов, довольно однозначно определяющие температуру внедрения таких образований в  $1000-1200^{\circ}$ С.

- 5. Широкие вариации мезозойских интрузий Кубано-Малкинского междуречья по химическому составу также повлияли на морфологию образовавшихся массивов. Кислый расплав в силу своей значительной вязкости, как правило, образовывал несогласные с напластованием осадочных пород интрузии типа штоков (массивы гранит-порфиров балки Малиновой Кубано-Маринского водораздела верховьев рек Мары и Подкумок), реже дайки (верховья р. Подкумок и ручья Карасырх). Средний по составу расплав образовывал лакколиты и лакколитопо-добные тела. Типичным примером такого тела является лакколит гор Кеклекая Кеклебаши. И, наконец, основной базальтоидный расплав образовывал обширные по площади многоэтажные силлы.
- 6. В результате неравномерной кристаллизации расплава внутри многих мезозойских интрузивных тел можно наметить совершенно определенную зональность. Она наиболее характерна для пород основного состава и наименее для пород диорит-гранитоидного комплекса. В идеальном случае выделяются три зоны, контакты которых в общем параллельны поверхности массива. Первоначальный жесткий панцирь массива, возникший от быстрого застывания расплава на контакте, бывает образован мелкокристаллическими породами и называется краевой фацией. Мощность ее обычно невелика. Второй тип характеризует широкую промежуточную зону между краевой зоной (зоной закала) и породами центральной части массива. В этой зоне лучше всего проявляются плоскости и линии движения магмы. Внутренняя зона зона ядра бывает обычно сложена порфировыми породами с дезориентированными столбчатыми кристаллами темноцветных минералов и плагиоклазов. Границы между этими зонами обычно нерезкие, и мощность их сильно варьирует.

В качестве типичного примера зонального строения массива основных пород можно привести небольшой шток габброидов, расположенный на правобережье верховьев ручья Карасырх. Это тело в современном эрозионном срезе имеет овальные очертания и размеры 200 × 300 м. Оно прорывает долериты, образуя крутые контакты (см. фиг. 8).

В юго-западной части этого тела наблюдаются следующие взаимоотношения. В 10-15 м северо-восточнее контакта в небольшом седле сохранилась кровля, представленная почти черными "обожженными" долеритами. Ниже наблюдается очень пологий контакт с габброидами. Последние эдесь несколько светлеют, становятся афанитовыми и содержат долериты в виде ксенолитов. Видимая мощность этой оторочки 0,5-0,7 м. Далее идет довольно мощная (около 5 м) зона автофрекчий габброидов, быстро выклинивающаяся к северо-востоку. В этом же направлении несколько увеличивается и мощность плотных, слабо раскристаллизо-ванных габброидов, достигая 8 м. Для этой краевой зоны характерна столбчатая отдельность. Плотные черные породы этой зоны в глубь массива сменяются мелкозернистыми темно-серыми габброидами промежуточной зоны. Для пород последней, имеющих мощность 18-20 м, характерна блоковая отдельность. Еще ниже по рельефу, темно-серые породы промежуточной зоны постепенно переходят в среднезернистые серые, хорошо раскристаллизованные габброиды зоны ядра,

для которых характерна глыбовая, несколько сглаженная отдельность. Видимая мощность пород этой зоны 20-25 м. Необходимо отметить, что промежуточная зона не всегда фиксируется, и тогда краевая зона резко переходит в зону ядра (интрузив горы Дадумкая, дайка габброидов урочища Джалпак).

Все указанные выше геологические факторы неразрывно связаны с морфологией мезозойских магматических тел. Последние можно разделить на несколько типов, различающихся как по форме, так и по механизму образования.

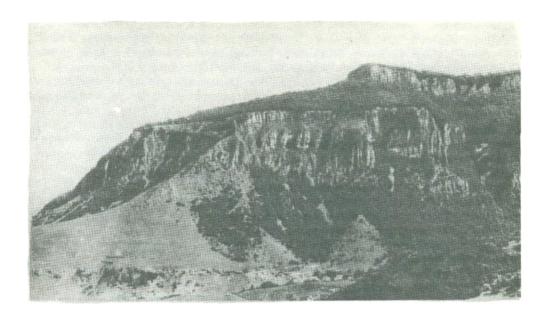
Межпластовые интрузивные тела (силлы) являются наиболее распространенной формой для долеритовых тел Кубано-Малкинского междуречья. Они наиболее широко развиты в бассейне рек Эшкакон и Подкумок, а также на Кубано-Маринском и Кубано-Тебердинском водоразделах. Мощность отдельных силлов часто достигает 100-120 м, и реже 250-300 м, а по простиранию они непрерывно прослеживаются на несколько километров (фиг. 2). Повсюду эти тела сложены плотными темно-серыми долеритами. Значительно реже силлоподобные тела осложняют морфологию гранитоидных массивов. Однако в этом случае эти тела не имеют значительного развития ни по горизонтали (по площади), ни по вертикали (по мощности). Наиболее показательным в этом отношении является массив гранодиорит-порфиров, расположенный на левобережье р. Мары в 7 км от ее устья (см. фиг. 2).

Бурение скважин, проведенное различными организациями в бассейнах рек Те-берды и Кубани, показало, что силлы долеритов иногда настолько часто "прошивают" по напластованию осадочную толщу плинсбаха, что на 300 м глубины скважины приходится 7-8 горизонтов силлов. Если к этому прибавить еще 3-4 горизонта, известные на современной поверхности, то получается в общей сложности 11-12 горизонтов силлов. Полевые наблюдения в бассейнах рек Теберды и Кубани южнее г. Карачаевска показывают, что один и тот же силл имеет, как правило, несколько магмоподводящих каналов, мощность которых варьирует от 1-2 м до 5-10 см (фиг. 9, 10). При этом "корни" вышележащих силлов часто не совпадают с местоположением "корней" у нижележащих.

Наиболее широко долеритовые силлы проявились вдоль западной периферии Эльбрус-Кисловодского выступа. Механизм образования этих тел, а следовательно, и их морфология вдоль западной границы выступа (Кубано-Маринский район) и на востоке территории проведенных исследований (Подкумский район) несколько различны. В Кубано-Маринском районе мы имеем широкое развитие много-этажных силлов, мощность от дельных тел которых обычно не превышает 100-120 м, на периферии силлов отсутствуют мощные зоны брекчированных вмещающих пород, последние в кровле и подошве этих тел, как правило, не смещены. В Подкумском же районе количество горизонтов силлов резко убывает, мошность отдельных тел возрастает до 250-300 м, на периферии этих тел появляются зоны смятия и брекчирования юрских песчаников, а породы кровли часто перемещены.

В.И. Гоньшакова (1961), изучавшая трапповый вулканизм Сибирской платформы, отмечает максимальную локализацию трапповых интрузий в областях сочленения двух разнотипных структур (синеклиз и антеклиз), объясняя это явление с помощью схемы, предложенной А.А. Полкановым (1955). Согласно представлениям последнего, образование флексур сопровождается глубокими разрывными нарушениями, по которым возникает система даек, служащих подводящими каналами для пластообразных интрузий, проникающих в трещины отслаивания. По этим представлениям геологическая обстановка в районе г. Карачаевска очень благоприятствует образованию пластовых интрузий. На возможность развития такого типа магматических тел в юре на Центральном Кавказе указывали А.П. Лебедев (1950) и Г.Д. Афанасьев (1968). Проведенные наблюдения в значительной мере подтвердили представления этих исследователей.

Отсутствие мощных зон брекчированных пород на фронте образованных силлов и перемещения пород их кровли и подошвы позволяют присоединиться к мнению В.И. Гоньшаковой (1961), что внедрение межпластовых интрузий долеритов в наиболее ослабленные зоны пород может происходить клинообразно и сопровождаться постепенным завоеванием пространства с частичным уплотнением вме-



щающих пород. При этом константы силлов обычно согласны с напластованием осадочных пород. Возможность уплотнения пород в условиях высоких давлений доказана многочисленными экспериментальными данными (Розанов, Косыгин, Лучицкий, 1950; Делицин, Розанов, 1959, и др.).

Иная картина наблюдается в бассейне р.Эшкакон. Как справедливо было подмечено ранее М.В. Муратовым (1945), крупный Эшкаконский массив, центральная часть которого располагается в долине одноименной реки между реками Гудгора и Алебастровая, является крупным линэообразным интрузивным телом с очень неровной кровлей. Характерен южный контакт этого тела, где долериты в момент внедрения активно воздействовали на песчаники лейаса, вызвав в последних интенсивные дислокации. В результате перед фронтом массива песчаники лейаса образуют резко асимметричную синклиналь довольно крупного масштаба, на которую как бы надвинуты долериты. В контакте наблюдаются даже брекчии из обломков слабо метаморфизованных песчаников. Такое явление, учитывая незначительность термального метаморфизма песчаников, может быть объяснено только внедрением достаточно вязкого расплава.

Многочисленные сателлиты этого массива, известные в бассейнах рек Хасаут, Эшкакон и их притоков, имеют пластообразную форму и залегают либо согласно с вмещающими породами, либо косо секут их. Они отличаются обычно неравномерной мошностью и характеризуются отдельными выступами кровли, иногда довольно крупных размеров.

Весьма интересной особенностью многих силлов бассейнов Эшкакона и Хасаута (отсутствующей в силлах Кубано-Маринского района) является образование в местах их окончания резкого раздува, создающего подобие вала, окаймляющего замыкание силла. Впервые описавший это явление М.В. Муратов (1945) предложил оригинальное объяснение механизма образования подобных тел, названных им хоматолитами.

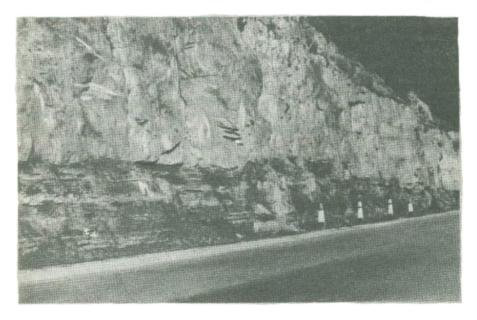
Таким образом, в двух довольно близко расположенных районах один и тот же по составу расплав имеет различный механизм внедрения. В целом долеритовые силлы Кубано-Малкинского междуречья отличаются по способу образования от сибирских траппов, механизм внедрения которых Ф.Ю. Левинсон-Лессинг (1934) рассматривает совершенно по-другому, связывая образование, занимаемого траппами пространства с опусканием подошвы вмещающих пород.

Возможность различного механизма образования силлов долеритов в одном и том же регионе доказывается наблюдениями целого ряда исследователей долеритов Карру (Уокер и Польдерварт, 1950) и Тасмании (Эдвардс, 1950). Так,

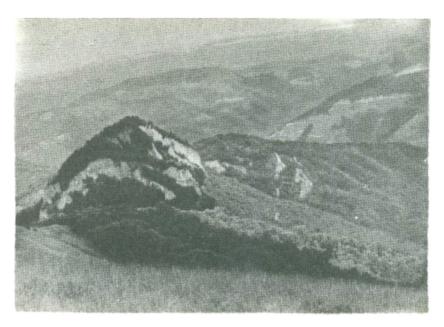


Фиг. 9. Пластовые тела долеритов в устье балки Каменомостской (правобережье р. Кубани). Вид с юга

по данным Ф.Уокера и А. Польдерварта (1950), долеритовая магма в бассейме Карру внедрялась "путем ряда импульсов, сопровождаемых то ее поднятием, то опусканием, свободно разветвляясь, но всегда отыскивая плоскости наименьшего сопротивления – горизонтальные или вертикальные... Преобладающей формой инт – рузий Карру является согласный и более или менее горизонтальный силл, который мог внедряться вследствие поднятия кровли или оседания подошвы или вследствие того и другого вместе. В Карру магма занимала свое настоящее положение главным образом вследствие поднятия кровли – черта, особенно резко выраженная в северном Натале. Однако в очаговой области Базутоленда и Транскейя внедрение происходило как путем поднятия кровли, так и при опускании подошвы интрузии.



Фиг. 10. Силл долеритов с магмоподводящими каналами на 175 км дороги Черкесск – Домбай (правобережье р. Теберды)



Фиг. 11. Арнаутский лакколит гранодиорит-порфиров, расположенный на левобережье р. Мары, в 7 км от устья. Вид с юга

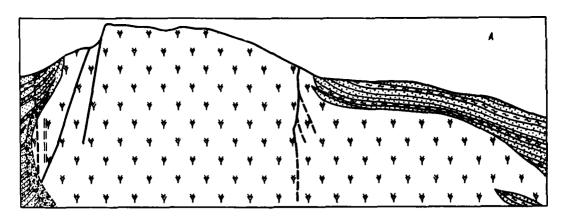
Таким образом, долеритовый магматизм Кубано-Малкинского междуречья проявился в образовании пластовых тел, характерных для областей с платформенным режимом развития.

Лакколиты и лакколитоподобные тела встречаются в Кубано-Малкинском междуречье реже силлов. Характерна приуроченность лакколитовых интрузий к участкам непосредственных пересечений глубинных разломов, так как в этих условиях магма имела возможность к перемещению и в горизонтальном и в вертикальном направлениях.

Наиболее характерны лакколиты для диорит-порфиров, гранодиорит-порфиров и щелочных гранит-порфиров. Морфологически среди подобных тел можно наметить три типа.

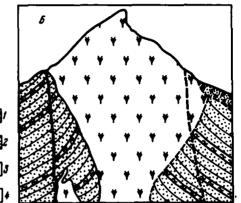
Первым являются куполовидные тела с крутыми боковыми склонами и круглыми или эллиптическими очертаниями в плане. Наиболее характерными примерами таких тел являются интрузии трахитоидных порфиров Даут-Кольтюбинского водораздела. Самый крупный из этих интрузивов - массив горы Караул-тюбе - занимает около 2 км<sup>2</sup> в современном эрозионном срезе. Этот массив, прорывая песчаники плинсбаха, имеет на вершине этдельные глыбы полого залегающих серых песчаников, похожих на тоарские. Породы плинсбаха, контактирующие с изверженными породами, имеют падение в стороны от массива под углами 35-75 Более крутые углы падения пластов отмечаются в юго-восточной и южной сторонах интрузива. Трахитоидные порфиры, слагающие массив, обладают первичнополосчатой текстурой течения, обусловленной чередованием темных и светлых полос. Плоскости первичной полосчатости (Елисеев, 1953) имеют обычно падение 20-40, направлены к периферии массива и только в самой восток-юго-восточной части современного выхода массива они горизонтальны. Анализ полевых наблюдений свидетельствует о том, что лакколит горы Караул-тюбе представляет собой асимметричный лакколит, корневая часть которого несколько смещена в плане к западу по отношению к центру современного выхода тела.

Вторым морфологическим типом (разновидностью) лакколитов Кубано-Маринского междуречья являются гребневидные возвышенности с вытянутой вершиной и крутыми боковыми склонами, часто образующими вертикальные или нависающие стены (фиг. 11). Типичным примером такой морфологической разновидности лак-



Фиг. 12. Морфология Арнаутского массива гранодиорит-порфиров в суб-меридиональном (А) и широтном (Б) сечениях (масштаб 1:20000)

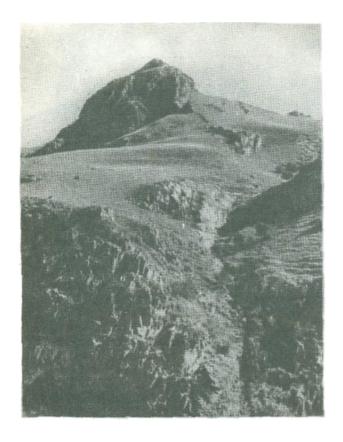
 1 - осадочные породы плинсбаха;
 2 - эруптивные брекчии;
 3 - гранодиорит-порфиры;
 4 - тектонические разрывы



колитов является Арнаутский массив граноднорит-порфиров. Он располагается на северном склоне Кубано-Маринского водораздела в 7 км от устья р. Мары. Массвв прорывает осадочные образования плинсбаха, "задирая" пласт до 20-50 запада, юга и востока его опоясывают многометровые скальные обрывы и только на севере он спокойно перекрывается осадочным чехлом. В современном эрознонном срезе интрузив вытянут в северо-восточном направлении на 1,5 км при максимальной ширине 600 м. Изучение элементов прототектоники, данные бурения и магниторазведки показывают, что описываемый массив представляет собой лакколитоподобное тело, северная периферия которого осложнена двумя небольшими по площади силлами. На юге массив круто уходит под песчаники плинсбаха и на глубине 200 м контакт резко поворачивает к северу. Западный контакт интрузива осложнен крупным субмеридиональным разломом. Поведение восточного контакта интрузива из-за широкого развития крупноглыбового делювия интерпретируется только по данным магниторазведки. На фиг. 12 представлен Арнаутский массив гранодиорит-порфиров в субмеридиональном и широтном сечениях.

Последней морфологической разновидностью лакколитов являются крупные асимметричные лакколиты. Типичным представителем подобных тел является межформационный лакколит гор Кеклекая-Кеклебаши, внедрившийся, по мнению Д.И. Панова, по контакту юрских и палеозойских образований (фиг. 12). Этот массив в современном эрозионном срезе несколько вытянут в широтном направлении я занимает площадь до 25-30 км². Массив имеет асимметричную форму, обусловленную крутым (до 80°) западным и пологим восточным и южным контактами. Южная периферия этого массива осложнена целой серней маломошных апофяз.

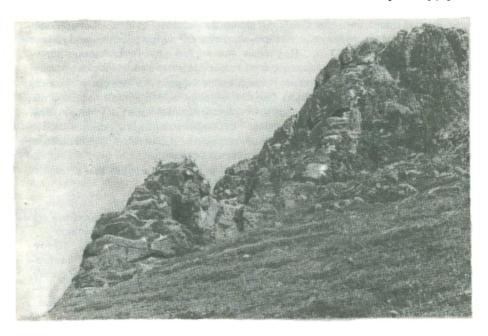
Штоки довольно широко распространены в Кубано-Малкинском междуречье, хотя тела подобной морфологии и не достигают никогда крупных размеров. Как правило, они характерны для гранит-порфиров и реже для габброидов. Наиболее



Фиг. 13. Дайка диоритпорфиров пересекает сили долеритов

Правобережье р. Кубани у с. Каменномост

Фиг. 14. Деталь дайки диорит-порфиров



крупный шток гранит-порфиров располагается на правобережье р. Мары в верховьях балки Малиновой. В современном эрозионном срезе этот массив имеет в плане округлые очертания, и площадь его выхода достигает 0,8-1,0 км<sup>2</sup>. Этот шток осложнен на юго-западе небольшим апофизом во вмещающие песчаники плинобаха. Весь интрузив разбит серией субмеридиональных тектонических разрывов на три блока, центральный из которых наиболее приподнят и эродирован. Штоки гранит-порфиров более мелких масштабов известны на Кубано-Маринском водоразделе, в бассейнах Эшкакона и Подкумка.

Штоки пород основного состава известны на левобережье р.Кубани у древнего монастыря, на правобережье р.Кубани в бассейне ручья Мизгич, в верховьях ручья Карасырх, бассейне р.Эшкакон и других местах. Всюду размеры их в современном эрозионном срезе не превышают первых сотен метров.

Дайки широко распространены как в Кубано-Маринском, так и в Подкумском районах. Петрографический состав слагающих их пород колеблется от долеритов и габброидов до гранит-порфиров. Мощность даек варьирует от 2-3 м (фиг. 13, 14) до 100 м (меридиональная дайка габброидов в урочище Джалпак). Характерна приуроченность даек к крупным тектоническим разрывам, что наиболее отчетливо наблюдается на правобережье р.Кубани к югу от г.Карачаевска. Интересно отметить тот факт, что всюду осадочные породы не испытывают даже малейшего воздействия со стороны даек, т.е. дайковые тела выполняли заранее образованные зияющие полости.

Некки. Необходимо кратко остановиться и на вопросах выделения и пространственного размещения жерловых фаций на территории изученного района. Этот вопрос имеет и чисто практическое значение, так как в СССР и за рубежом известна целая серия месторождений разнообразных благородных цветных и редких металлов, связанных с такими образованиями. Как показывают наши наблюдения в пределах Лабино-Малкинской зоны на Кавказе, а также литературные данные (Великий, 1961; Котляр, 1960, 1962; Коптев-Дворников, Яковлева, Петрова, 1967; Трусова, 1954; Устиев, 1962; Фаворская, 1956; Яковлев, Оленин и др., 1965), выводные каналы обычно приурочены к древним дизьюнктивным нарушениям и особенно к местам пересечения разнонаправленных разломов. Комптон отмечает, что центральный выводной канал часто находится в фокусе радиальных трешин. Наблюдения над современными вулканами на Камчатке и Курильских островах (Набоко, 1962) показывают, что наиболее активные современные вулканы приурочены к поперечным разломам и особенно к "узлам" пересечений продольных и поперечных разломов. А.Е. Святловский (1957) отмечает, что тектонические линии, на которых расположены вулканы Камчатки, ложатся между сбросами и совпадают с зонами четвертичных тектонических поднятий, в связи с которыми образуются трешины растяжения - "вулканические разломы",

На исследованной территории расположение жерловин подчиняется таким же закономерностям. При этом сравнительно с породами собственно эффузивной фаши образования жерловой фации встречаются весьма редко. По-видимому, количество выводных каналов, а следовательно, и объем жерловин были невелики по сравнению с объемом накапливающегося благодаря их действию вулканического материала. Вулканические жерла наблюдались автором на левобережье р. Теберды против г. Карачаевска, в верховьях ручья Карасырх и в приустьевой части ручья Кертмекол. Во всех случаях они являются выводными каналами одноактных извержений и представляют собой тела примерно цилиндрической формы, осложненные апофизами. Реже встречаются дайкообразные тела, имеющие в плаве резко удлиненную форму. Поперечник таких тел обычно не превышает первых десятков метров. Сложены некки обычно очень плотными, несколько брекчированными, часто пиритизированными лавами со специфической скорлуповатой отдельностью, располагающейся параллельно контуру тела. Породы, слагающяе некк, обычно более интенсивно изменены вторичными процессами, чем породы экструзивно-эффузивных толш. Большая часть жерловых образований на территории проведенных исследований в настоящее время не вскрыта эрозней.

Пластообразные тела, сложенные экструзивно-эффузивными магматическими породами среднего состава, максимальное развитие получили в бассейнах рек Кубани и Теберды, т.е. вдоль зоны Кубанского разлома, ограничивающего с за-

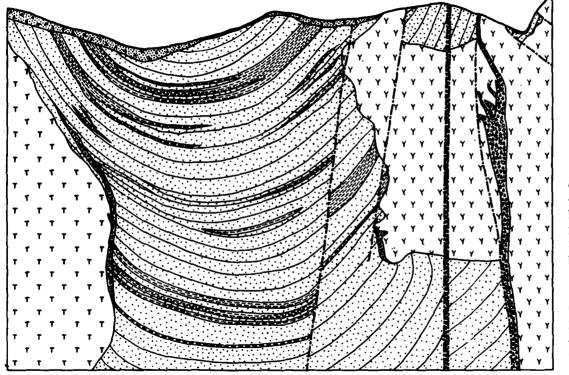


Фиг. 15. Вулканогенные породы, залегающие на неровной поверхности плинсбахских песчаников. Левобережье р. Теберды у г. Карачаевска

пада Эльбрус-Кисловодский выступ. Как правило, они имеют линзообразную форму мощностью 40-100 м и только в районе г. Карачаевска зафиксировано тело с максимальной мощностью до 300 м. Нижняя граница таких тел обычно неровная (фиг. 15). Межпластовые тела нередко сочетаются с крутопадающими телами дайкообразной или штокообразной формы, играющими роль магмоподводящих каналов. Большая сложность геологического строения территории развития пород экструзивно-эффузивной формации не позволяет в настоящее время без детального геологического картирования в масштабе 1:5000 – 1:10 000 дать подробную морфологическую характеристику этих образований.

Автобрекчий имеют широкое развитие в интрузивных телах Кубано-Малкинского междуречья. Поскольку внутренние части многих крупных массивов достаточно долгое время находятся в расплавленном состоянии, в результате очень
медленного и притом неравномерного остывания магмы в магматической камере
и в тех случаях, когда магмоподводящий канал довольно широк, может происходить выдавливание дополнительных порций магмы с глубины через внутренние
участки массива. Выжимаемый расплав ломает жесткий панцирь и цементирует
его обломки. Таким образом, получаются брекчии, цемент и обломки в которых
представлены идентичным материалом. Автобрекчии широко развиты вдоль контактов массивов трахитоидных порфиров урочища Джалпак, гранит-порфиров правобережья р. Мары и Кубано-Маринского водораздела, а также некоторых штоков
габброидов в бассейне Эшкакона и Кубани. Всюду мощность тел автобрекчий
варьирует в пределах 1-8 м.

Эруптивные брекчии. Характерной особенностью диорит-гранитоидного и базальтоидного комплексов является развитие связанных с ними эруптивных брекчий. Подобные образования неоднократно описывались в многих регионах (Гапеева и Вербицкая, 1958; Ловеринг, 1951; Мерлич, 1957; Мерлич и Снитковская, 1958; Тащинна и Чепрасов, 1955; Форган, 1953, и др.), в том числе и на Кавказе (Афанасьев, Борсук, 1960; Борсук, 1963; Борсук, Масуренков, 1964; Короновский и Милановский, 1961). В Кубано-Малкинском междуречье эруптивные брекчии обычно фиксируются либо вдоль крутых контактов интрузивов с вмещающими осадочными отложениями, либо на локальных участках пересечения разнонаправленных разломов.





- Υ γ
- 883
- ه است
- \_\_\_\_
- 5
- 6

Фиг. 16. Развитие приконтактовых эруптивных брекчий на Кубано-Маринском водоразделе у южной периферии Арнаутского массива гранодиорит-порфиров

1 - гранодиорит-порфиры; 2 - долериты; 3 - эруптивные брекчии; 4 - тектонические разрывы; 5 - осадочные породы плинсбаха; 6 - делювиальные отложения Приконтактовые брекчии образуют, как правило, лентообразные в разрезе тела мощностью от 1,5-2 м до нескольких сантиметров. Развиваются они непосредственно по контакту, повторяя его конфигурацию. В ряде случаев брекчии осложнены маломощными апофизами, проникающими как в тело интрузивной породы, так и во вмещающие осадочные отложения.

На правом берегу р. Теберды на 175 км шоссе Черкесск – Домбай силл долеритов прорывает горизонтально залегающие песчаники плинсбаха. Снизу к силлу подходит несколько вертикально расположенных магмоподводящих "ножек". В зоне вертикального контакта "ножки" с песчаниками располагается эруптивная брекчия. В нижней части обнажения мощность эруптивной брекчии 15-20 см, вверх мощность ее резко увеличивается, достигая 1,5 м. Обломки в брекчии представлены долеритами, песчаниками и палеозойскими гранитами. В составе цемента в значительном количестве содержится углистое вещество, захваченное из плинсбахских песчаников. Аналогичная картина наблюдается вдоль южного контакта Арнаутского массива гранодиорит-порфиров (фиг. 16).

Всякий подъем магматического расплава к поверхности обусловлен резким снижением давления вдоль зон глубинных тектонических разломов, достигих уровня магматического очага. По этим каналам устремляется к поверхности земли расплав, нормальная кристаллизация которого нарушается. В процессе подъема, осуществляемого в значительной степени за счет энергии расширяющихся газов, происходит резкая смена давления, сопровождающаяся бурным выделением газовой составляющей. Это выделение происходит либо на всем вертикальном протяжении канала, либо богатая летучими фаза обособляется в верхней части канала в зависимости от того, было насыщение летучими уже в очаге или же оно произошло на некотором уровне при движении магмы вверх. Наибольшей же интенсивности выделение газов достигает в близповерхностных условиях. Впереди поднимающегося "поршня" (Грейтон, 1949) образуется пенистая смесь газа, жидкого расплава и твердой фазы, представленной интрателлурическими вкрапленниками. Эта смесь, не доходя до поверхности, взрывается, образуя своеобразные штокоподобные тела, состоящие из распыленного пирокластического материала. Взрывы магматических газов, происходившие на некоторой глубине, обусловили внедрение по наиболее ослабленным зонам крутых контактов интрузивов, а также по направлению эндокинетических трешин в самих интрузивах чрезвычайно подвижного материала, состоящего из смеси газов, жидкого расплава и обломков минералов и пород. О легкой подвижности внедрявшегося материала свидетельствует морфология эруптивных брекчий, часто образующих дендритовидные разветаления, апофизы и жилки в теле интрузивных и вмещающих пород. Мощность таких апофиз-прожилков уменьшается часто до одного-двух миллиметров при протяженности в десятки сантиметров. О минимальной глубине, на которой происходили варывы магматических газов, можно судить на основании того, что в составе обломков эруптивной брекчии наблюдаются палеозойские граниты фундамента. Глубина же залегания последнего под отложениями юры в современном эрозионном срезе на территории Кубано-Малкинского междуречья колеблется в пределах 200-1000 м, что доказано геофизическими методами и проходкой большого числа буровых скважин. Если же учесть, что значительная часть осадочных отложений юры в районах выходов интрузивов уничтожена эрозией, то станет очевидным, что указанные значения являются заниженными,

Развитие на территории Кубано-Малкинского междуречья эруптивных брекчий, впервые доказанное нашими работами, позволит более целенаправленно проводить эдесь геологопоисковые работы, так как выход на поверхность тел эруптивных брекчий может указывать на существование скрытых магматических масс, генерировавших эти брекчии. Изучение же состава цементирующей массы брекчий и включенных в нее обломков дает основание для суждения о составе и характере магматических пород, не вскрытых эрозионными процессами.

# Глава IV ПЕТРОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Приведенные в предыдущей главе данные полевых геологических исследований достаточно определенно указывают на длительную историю развития мезозойского магматизма на территории Кубано-Малкинского междуречья. Несмотря общность структурного контроля разновозрастных интрузивных тел, состав пород различных магматических комплексов неодинаков. Это свидетельствует, вероятно, о широко проявленном в очагах процессе магматической дифференциации. Неоднократные проявления магматической деятельности в пределах одной и той же территории выразились в значительном вторичном изменении породообразующих минералов, особенно для пород ранних стадий развития магматизма. Часто в гранитоидных и базальтоидных породах мы наблюдаем псевдоморфозы разнообразных вторичных минералов по плагиоклазу и особенно по пироксену и амфиболу. В связи с этим диагностирование темноцветных минералов приходилось делать чаще всего оптически по габитусу зерен и их единичным слабо измененным реликтам. Проведение массового замера оптических констант этих минералов иммерсионным методом сделать было трудно, а изучение особенностей их химического состава вообще было невозможно.

Как указывалось выше, нами было выделено три магматических комплекса: базальтоидный, диорит-гранитоидный и габбро-трахитоидный, петрология извер-женных пород каждого из которых и приводится ниже.

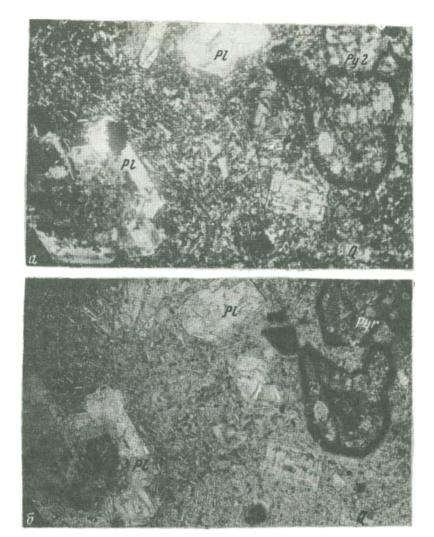
### БАЗАЛЬТОИЛНЫЙ КОМПЛЕКС

Изверженные породы основного, среднего и трахитоидного состава, объединяемые нами в этот комплекс, доминируют над породами других комплексов по распространению в современном эрозионном срезе на территории Кубано-Малкинского междуречья. Эволюция состава пород этого комплекса и специфика их фациального проявления явились основными причинами разделения этого комплекса на две генетические ассоциации (магматические формации по Г.Д. Афанасьеву) - долеритовую и андезито-трахитоидную.

#### Долериты

В первую фазу мезозойской магматической деятельности образовались долериты. Это – плотные неравномерно-зернистые породы с массивной текстурой, цвет которых меняется от светло-серого до темно-серого. На контакте с вмещающими породами цвет долеритов становится светло-серым с розоватым оттенком.

Одним из участков, где имеются хорошо вскрытые эрозией долеритовые силлы, является верховье р. Подкумок (фиг. 17). Здесь у горы Людмила в искусственной выемке дороги среди песчаников плинсбаха наблюдается вскрытый от подошны до кровли долеритовый силл с общей мощностью до 50-60 м. Породы, слагающие силл, имеют прекрасно выраженную шестигранную призматическую вертикальную отдельность. На 47 км автомобильной дороги Кисловодск — Карачаевск,



Фиг. 17. Долерит бассейна р. Подкумок, состоящий из вкрапленников плагиоклаза (PI), псевдоморфоз темноцветного минерала (руг) и полностью раскристаллизованной основной массы, в которой видны выделения кварца (Q), увел. 30, николи + (a), без анализатора (б)

ниже полотна ее в русле р. Подкумок известен водопад, образование которого обусловлено нахождением эдесь магмоподводящей "ножки" выше указанного силла. На этом участке в 60 м к северу от водопада нами взят из силла образец 36/67, который может служить типичным представителем долеритов Кубано-Малкинского междуречья. Это плотные синевато-черные долериты с порфировой структурой и массивной текстурой. Вкрапленники составляют 33,2%, представлены главным образом плагиоклазом и пироксеном (табл. 1).

Плагиоклаз слагает фенокристаллы по крайней мере двух генераций, четко различающиеся размером зерен, а также интенсивностью их вторичных изменений.

Размеры зерен ранней генерации варьируют в пределах 0,6-1,0×1,2-1,5 мм. Для них характерны зональное строение кристаллов (с количеством зон до 8-10) и образование гломеропорфировых скоплений с размером до 3-4 мм. Обычно эти кристаллы интенсивно карбонатизированы и альбитизированы, причем максимально процесс карбонатизации развивается по центральной, наиболее обогащенной анортитовой составляющей части зерна, а альбитизация — по периферии. Состав центральных частей зональных кристаллов отвечает лабрадору № 57-58, а краевые части кристаллов плагиоклазов ранней генерации имеют состав основного андезина — кислого лабрадора № 45-50.

Плагиоклазы поздней генерации образуют толстостолбчатые кристаллы с размерами 0,1-0,2 × 0,3-0,6 мм, обычно слабо карбонатизированные, но альбитизированные. По составу эти плагиоклазы отвечают чаще всего основному андезину – кислому лабрадору (№ 45-50).

Пироксены представлены чаще всего псевдоморфозами, имеющими в основном шестигранную или почти четырехугольную форму. Их размеры не превышают  $1.2 \times 1.5$  мм. В центральной части они обычно выполнены тонкочешуйчатым зеленоватым хлоритом, карбонатом и относительно крупными  $(0.05 \times 0.02 \text{ мм})$  выделениями магнетита, а периферию слагает опацитовая кайма из тонкодисперсных зерен рудных минералов. Значительно реже в центральных частях псевдоморфоз наблюдается развитие вторичного биотита. Характерно, что уже на удалении в  $0.5 \times 1.5 \times 1.$ 

Таблица 1 Минеральный состав долеритов (объеми. %)

		B:	крапленник	٢.	,	Основ	ная мас	Ca
<b>№ шлифе</b>	Место взятия образца	плагно— клаз	темно- шветный минерал и псевдо- морфозы по нему	руд— ный мине— рал	хло- рит	кар— 60— нат	вто- рич- ный кварц	неизме- ненная основная масса
36/67	Левобережье р. Под- кумок; у горы Людми- ла	26,3	6,9	3,0	0,5	-	1,9	61,4
32/66	Правобережье р. Куба- ни; в 10 км к югу от г. Карачаевска	22,4	8,9	2,6	_	-	2,9	63,2
21/66	Правобережье р. Куба- ни; в 15 км к югу от г. Карачаевска	10,2	0,2	1,2	_	_	0,8	87,6
30/1	Р. Мара, в 5 км от устья	6,6	1,5	0,4	_	-	-	91,5
2085–2	Кубано-Маринский водораздел	14,7	7,3	2,7	0,3	-	6,4	68,6
243/67	Правобережье р. Куба- ни; в 1,5 км к югу от г. Карачаевска	18,2	8,2	1,4	-	2,4	3,7	66,1
24x/67 24π/67 24m/67 24x/67 24x/67	Там же	29,9 31,6 22,7 25,0 8,1	3,7 3,8 2,6 3,3 8,4	0,9 0,7 1,5 2,0 1,3	-	-	2,1 3,1 2,6 4,2	63,4 60,8 70,6 65,5 82,2
52/67 53/67	Верховье р. Эшкакон Там же	12,9 19,8	11,7 6,8	0,7 1,1	0,8	-	1,5 0,6	72,4 71,7
114/2m	Правобережье р. Куба- ни, устье ручья Кара- сырх	29,1	8,7	_	_	_	3;2	59,0
	Средний состав	19,9	5,8	1,4	0,1	0,2	2,4	70,1

Рудные минералы слагают неправильные по форме выделения, довольно равномерно распределенные в основной массе долеритов. Их размеры колеблются от  $0.1 \times 0.2$  до  $0.01 \times 0.01$  мм.

Основная масса долеритов полностью раскристаллизована и имеет долеритовую структуру. Состоит она из толстостолбчатых микролитов плагиоклаза с максимальным размером  $0.15 \times 0.03$  мм, состав которых отвечает кислому андезину основному лабрадору (№ 45-50), полностью хлоритизированных зерен темноцветного минерала (размером до  $0.1 \times 0.03$  мм) и выделений хлорита неправильной формы с размером до  $0.1 \times 0.3$  мм. Часто в основной массе наблюдаются гнезда кварца (размером до  $0.2 \times 0.5$  мм), многие из которых приурочены к периферии крупных вкрапленников плагиоклаза.

Таким образом, описанные нами породы петрографически представляют типичные базальтоиды, минеральный состав которых несколько изменен наложенными процессами.

В целом же минеральный состав долеритов и интенсивность вторичных изменений породообразующих минералов могут несколько варьировать в зависимости от глубины застывания силла и места взятия образца в интрузиве. Неизмененные пироксены ряда диопсид-авгит были встречены лишь в нескольких шлифах из центральной части Эшкаконского массива и в нижних силлах балки Каменномостской. Здесь он образует несколько округлые бесцветные зерна размером до  $0.4-0.5\,\mathrm{Mm}$ , имеющие четкую спайность. Удлинение кристаллов положительное, с:  $N_g = 22-23^\circ$ ,  $2V = +58^\circ$ ; r > V. Иногда эти зерна образуют гломеропорфировые сростки размером до  $1.5-2\,\mathrm{mm}$ .

При наиболее полно проявленном процессе постмагматического замещения вкрапленников этого минерала можно наметить следующую картину развития вторичных продуктов. В центре зерна развивается карбонат, далее мелкочешуйчатый оливково-зеленый делессит ( $2V = -2^{\circ}, r \vee V$ ), в котором по мере движения к периферии увеличиваются количество точечных включений магнетита и, наконец, опацитовая кайма.

Акцессорная минерализация в долеритах всюду представлена единичными кристалликами сфена и апатита.

Взаимоотношение основных породообразующих минералов-вкрапленников показывает, что первым начал кристаллизоваться плагиоклаз I генерации, затем пироксен в наиболее глубоких частях интрузий и частично амфибол в более близповерхностных силлах. В самих верхних горизонтах силлов, более богатых летучими компонентами, в это же время происходило замещение амфибола биотитом. Образование вкрапленников завершилось кристаллизацией плагиоклаза II генерации.

Интересно сопоставить наблюдаемую последовательность кристаллизации с ходом кристаллизации долеритовой магмы, детально изученным В.С. Соболевым
(1936). В первый период, по данным этого исследователя, происходит выделение магнезиального оливина и основного плагиоклаза. Рост этих кристаллов происходил без явления переохлаждения, так что образовывалось лишь незначительное количество центров и росли крупные, хорошо ограненные кристаллы. Результат подобной же интрателлурической кристаллизации, но без оливина, наблюдался
нами и в базальтоидах Кубано-Малкинского междуречья.

Во втором этапе, по В.С. Соболеву (1936), формируется главная часть траппа. В то время как первый период характеризуется ростом отдельных крупных 
кристаллов, второй период связан с переохлаждением и образованием многочисленных центров кристаллизации. В самом начале этого периода к кристаллизации 
плагиоклаза присоединяется моноклинный пироксен (авгит). Весь этот период 
проходит очень быстро по времени и, по-видимому, при постоянной температуре. 
Охлаждение извне компенсируется скрытой теплотой плавления. Параллельно с 
кристаллизацией темноцветных минералов идет кристаллизация автолитовых кристаллов плагиоклазов, причем структура зависит от быстроты охлаждения и давления летучих. При очень быстром охлаждении образуется большое число кристаллизационных центров как для плагиоклаза, так и для пироксена, и мы получаем 
долеритовую структуру. Этот случай наиболее распространен в долеритах Кубано-

Малкинского междуречья. При несколько замедленной кристаллизации в гипабиссальных условиях получаются офитовая и пойкилоофитовая структуры.

В третьем периоде кристаллизации, по В.С. Соболеву, происходит кристаллизация пегматитового состава. В этот период в нашем случае происходили кристаллизация микролитов плагиоклазов в основной массе и выделение рудных минералов.

Продукты четвертого периода кристаллизации, по В.С. Соболеву (1936), - микропегматиты - в долеритах Кубано-Малкинского междуречья нами нигде не наблюдались, что можно объяснить незначительной глубиной застывания силлов долеритов и большой проницаемостью для летучих перекрывающей их толщи юрских пород.

 $\rm N_4$  наконец, в пятом периоде, по B.C. Соболеву (1936), происходят вторичные изменения ранее выделившихся минералов. Остаточные постмагматические растворы, обогащенные  $\rm Na_2O$ ,  $\rm SiO_2$ ,  $\rm CO_2$ , вышелачивают плагиоклаз и темноцветные минералы, образуя псевдоморфозы вторичных минералов. С этим же периодом связано и образование апатита и сфена.

В петрохимическом отношении долериты Кубано-Малкинского междуречья представляют базитовые породы нормального известково-щелочного ряда (коэффициент Пикока равен 57.8; табл. 2). Как правило, эти породы не пересыщены алюмини-ем, но несколько обогащены кремнекислотой (-1,7 < Q < 16,0), что является следствием процесса вторичного окварцевания долеритов. Об этом свидетельствуют и данные минералогических подсчетов на интеграционном столике, хотя содержания кварца по ним явно занижены, так как невозможно учесть все мельчайшие выделения его в мезостависе.

Для приблизительного расчета минерального состава долеритов можно воспользоваться имеющимися у нас данными химического анализа. При этом надо сразу же заметить, что, поскольку вторичные изменения долеритов являются спедствием автометаморфического процесса, то в целом баланс вещества в интрузивном теле принимается постоянным. Так как расчет приближенный, то учитываются только окислы, играющие главную роль в основных породообразующих минералах.

Для примера удобно воспользоваться описанным выше образцом долерита 36/67, данные минералогического и химического состава которого приводятся в табл. 1. 2 (анализ C-10/67).

Зная среднее содержание MgO и то, что в моноклинных пироксенах, являющихся основными темноцветными минералами безоливиновых долеритов, содержание этого окисла варьирует в пределах 13-15% (Чирвинский, 1953), можно считать, что количество пироксенов в долеритах примерно в 7 раз больше содержания этого окисла  $(3\% \times 7 = 21\%)$ . Если из этого количества вычесть 6,9% темноцветных минералов во вкрапленниках (см. табл. 1), то получим, что 14% пироксенов находится в основной массе долеритов.

Железо в долеритах входит главным образом в состав магнетита, ильменита и темноцветных силикатов. Учитывая, что содержание железа в силикатах невелико и количество их в долеритах незначительно, этим железом для приближенных расчетов вполне можно пренебречь. Тогда можно считать, что все железо пойдет на образование рудных минералов.

Расчет удобно вести на основе условной закиси железа FeO' (Штейнберг, 1964);  $FeO' = 0.9 Fe_2O_3 + FeO = 0.9 \cdot 3.04 + 5.40 = 2.74 + 5.4 <math>\approx 8.1\%$ .

Закись железа в ильмените составляет 0,9 от количества двуокиси титана, заключенного в этом же минерале.

Учитывая же незначительную примесь  $TiO_2$  в пироксенах и содержание его в сфене, можно примерно считать, что содержание FeO в ильмените может достигать 0,8 количества  $TiO_2$  в породе (0,88%×0,8 $^{\circ}$ 0,7%) FeO. Следовательно, общее количество ильменита в долеритах равно 0,7 $^{\circ}$ 0,08 $^{\circ}$ 1,6%, оставшаяся закись железа пойдет на образование магнетита 8,1 $^{\circ}$ 0,7 $^{\circ}$ 7,4%. Отсюда общее количество рудных минералов в долеритах равно 1,6 $^{\circ}$ 7,4 $^{\circ}$ 9%, из которых 6% образует мелкую рудную сыль, неучтенную при количественно-минералогических полсчетах.

Таблица 2 Химический состав долеритов (вес. %)

								Окис	лы							
№ образ⊶ ца	Место взятия об- разша	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeC	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> C	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Н <sub>2</sub> О	CC <sub>2</sub>	П.п.п.	Σ
2628	Правобережье р. Подкумок	52,12	0,99	16,58	6,02	3,76	0,07	1,38	8,29	3,36	1,39	0,05	0,27	4,22	1,74	100,24
2637	Левобережье р. Подкумок	53,07	1,13	16,51	5,58	3,98	0,09	1,93	7,04	3,48	0,92	0,07	0,70	2,77	2,54	99,80
25406 30 <b>-</b> 1	Там же Р. Мара, 5 км	52,41 54,28	- •	16,65 18,91				3,36 1,43		4,27 3,80		0,10 0,17	0,85 Не опр.	1,95 He οπρ.	4,24 3,74	100,20 99,81
	от устья	•					•							"	•	<u>-</u>
332 <b>-</b> B	Правобережье р. Кубани у г. Ка- рачаевска	52,57	1,03	18,42	1,99	4,48	0,15	4,42	9,44	2,34	0,74	Не опр	•	•	3,95	99,56
32/66	Правобережье р. Кубани, в 10км к югу от г. Кара- чаевска	54,10	റ,62	17,08	2,32	3,12	0,12	2,40	5,66	4,92	1,39	0,21	3,50	3,89	0,57	99,90
C-10/67	Долина р. Подку- мок, у горы Люд- мила	51,20	0,88	18,63	3,04	5,40	0,04	3,00	7,10	3,65	0,85	0,15	3,82	1,84	0,30	99,95
758/1	Левобережье р. Кубани, у г. Ка- рачаевска	54,24	0,70	17,05	1,33	5,98	0,10	2,65	4,55	3,17	0,95	0,25	Не опр.	Не опр.	8,68	99,70
5310/4	Правобережье р. Кубани, в 10км к югу от г. Кара- чаевска	53,18	0,48	15,90	1,49	2,81	0,17	2,70	6,72	3,14	1,50	0,20	•	•	12,04	100,33
21/67	Правобережье р. Кубани, в 1,5 км к югу от г. Кара- чаевска	54,80	0,76	17,39	3,48	2,87	0,09	2,07	7,09	4,35	1,33	-	2,47	3,47	-	100,22
139/64	Правобережье р. Теберды	53,13	1,12	16,78	4,23	2,82	0,13	5,18	7,64	2,55	0,97	0,22	3,58	1,71	-	100,07
	Среднее	53,32	0,85	17,27	3,48	3,86	0,10	2,77	7,10	3,55	1,13					

Таблица 2 (продолжение)

					41	исловы	е харак	геристи	ки по А	.H. 3aı	заришко	му		F 0 10 100	
№ образ иа	Место взятия об- разца	s ·	a	b	C	a'	ť,	m'	ċ'	Q	n	t	φ	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeC ·100 g Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO + MgO	Примечание
2628	Правобережье р. Подкумок	66,2	10,4	16,3	7,1	_	59,7	15,7	24,8	4,5	78,3	1,48	35,0	87,8	<del>                                     </del>
2637	Левобережье р. Подкумок	68,1	10,5	15,2	6,2	-	63,0	24,0	13,0	9,0	80,5	1,27	34,5	83,1	
25406	Там же	64,9	13,1	16,7	5,3	_	50,4	36,4	13,2	-1,7	76,5	1,13	33,3	72,3	
30-1	Р. М <b>ара,</b> 5 км от устья	68 <b>,6</b>	9,6			-	37,4	13,6	49,0	16,0	92,5	1,1	12,8	83,6	
332 <b>-</b> B	Правобережье р. Кубани у г. Ка-	66,0	6,8	17,2	10,0	-	38,0	47,4	14,6	8,4	82,6	-	-	<b>59,</b> 3	Л.А. Верде- нянц (1956)
32/66	Правобережье р. Кубани, в 10км к югу от г. Кара- чаевска	68,3	14,3	11,9	5,5	-	45,3	37,1	17,6	2,5	84,1	0,9	17,6	69,5	
C-10/67	Долина р. Подку- мок, у горы Люд- мила	65,6	10,4	15,3	8,7	-	56,7	3 <b>6,8</b>	6,5	1,7	86,2	1,3	18,9	73,5	
758/1	Левобережье р. Кубани, у г. Ка- рачаевска	69,6	9,5	14,7	6,2	12,9	52,9	34,2	-	14,0	83,1	9,9	9,3	73,5	Материалы Б.П. Луч- никова
5310/4	Правобережье р. Кубани, в 10км к югу от г. Кара- чаевска	70,2	10,5	13,9	5,4	-	33,4	37,8	28,8	14,0	76,0	0,8	10,2	61,5	То же
21/67	Правобережье р. Кубани, в 1,5 км к югу от г. Кара- чаевска	68,1	12,4	13,1	6,4	-	48,0	29,4	22,6	5,0	83,3	0,9	24,8	75,3	
139/64	Правобережье р. Теберды	66,0	7,6	18,0	8,4	-	38,2	52,8	9,0	8,4	79,9	1,6	21,6	57,6	Материалы Г.Д. Афа- насъева

Аналитики: Л.И. Зароченцева, Е.М. Нактинас, Э.В. Паст, Л.М. Толдова.

Теперь можно приблизительно рассчитать количество плагиоклазов в основной массе долеритов. Для этого из общего количества основной массы нужно вычесть рассчитанное содержание темноцветных и рудных минералов: 61,4-(14+6)=41,4%.

Отсюда обшее количество плагиоклазов в породе будет: 41,4+26,3=67,7%. Для проверки полученных выводов можно рассчитать теоретически ожидаемое количество  $SiO_2$  и CaO в долеритах. Порода, состоящая из 67,7% плагиоклаза №50 и пироксенов, должна иметь кремнекислотность 52,9% (Штейнберг, 1964, табл. 2). Если учесть понижающее ее на 3,5% влияние 8,1% рудных минералов и увеличение  $SiO_2$  на 1,9% за счет выделений кварца, то имеем: 52,9-3,5+1,9=51,3%.

Конечный результат точно соответствует данным химического анализа (см. табл. 2, анализ С-10/67).

За счет вычисленного минералогического состава долериты должны содержать 6% полевошпатовой извести (Штейнберг, 1964, табл. 10) и около 1,3-1,5% (а0 из пироксенов. Полученное содержание окиси кальция почти полностью совпадает с имеющимися данными химического анализа (см. табл. 2, анализ C-10/67).

Таким образом, приведенные подсчеты показывают правильность приближенно рассчитанного минерального состава и свидетельствуют об автометаморфическом характере вторичных изменений долеритов.

Интересно подсчитать общую шелочность долеритов. Известно, что содержание шелочей в долеритах зависит от количества и состава полевых шпатов и темноцветных минералов. Поскольку содержание шелочей в темноцветных минералах незначительно, и количество их невелико, то этими шелочами при приближенных расчетах можно пренебречь.

В таком случае содержание щелочей целиком будет определяться составом и количеством плагиоклазов. Для удобства подсчетов содержания Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O, известные по данным анализа C-10/67 (табл. 2), удобно пересчитать на условную сумму щелочей (Штейнберг, 1964):

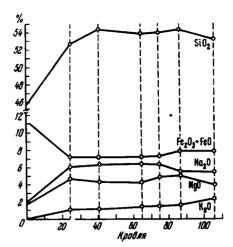
$$Na_2O' = Na_2O + 0.7 K_2O = 3.65 + 0.7 \cdot 0.85 \approx 4.2\%$$
.

За счет рассчитанного количества плагиоклазов долериты должны иметь теоретически также 4.2% Na<sub>2</sub>O' (Штейнберг, 1964, табл. 12).

Привлекает внимание, что долериты Карру и Тасмании (табл. 5) характеризуются меньшей щелочностью (2,66 и 2,21 соответственно). Если аналогичным образом рассчитать средний минеральный состав долеритов по приведенным в табл. 2 средним содержаниям главных окислов, мы увидим, что он будет незначительно отличаться от приведенного выше. Так, среднее количество темноцветных минералов равно 19%, рудных – 8%, плагиоклазов – 70%, а остальное приходится на долю выделений в основной массе хлорита, кварца и карбоната.

Для изучения вопроса дифференциации расплава долеритов в интрузивной камере была отобрана серия образцов из полностью вскрытого эрозией силла на правом берегу р. Кубани в устье балки Каменномостской. Часть этих образцов была проанализирована химически, результаты чего представлены в табл. З и на фиг. 18. Приведенные материалы позволяют прийти к некоторым основным выводам.

- 1. В пластовых интрузиях долеритов Кубано-Малкинского междуречья заметна некоторая дифференцированность магматических образований по химическому составу.
- 2. Наибольшее изменение химического состава пород происходит в интервале нижних 20 м силла, а далее вверх содержание MgO,  ${\rm Na_2O}$  и  ${\rm SiO_2}$  остается почти постоянным.
- 3. В нижней части силла долериты содержат минимальное количество  $SiO_2$ ,  $Na_2O$ , MgO,  $K_2O$  и максимальное железа,
- 4. От подошвенной к кровельной частям силла происходит непрерывное увеличение содержания К 20.



Фиг. 18. Изменение химического состава долеритов в вертикальном сечении силла, расположенного у с. Каменномост (правобережье р. Кубани)

Изменение химизма долеритов в вертикальном разрезе пластового тела отражается и в минеральном их составе (табл. 4). Верхняя часть пород силла обогашена хлоритом, тогда как в подошвенной части отмечаются повышенная каолинитизация и карбонатизация, а также интенсивное развитие по всем минералам гидроокислов железа. Снизу вверх загономерно изменяются характер и интенсивность процесса вторичных изменений вкрапленников плагиоклаза. Если в приконтактовых частях, особенно внизу, плагиоклазы замещаются в основном кальшитом, то в средней части значительно преобладают альбит, каолинит и хлорит. Одновременно с этим в центральной части силла отмечается широкое развитие в долеритах крупночешуйчатого делессита, а местами и биотита.

В заключение интересно хотя бы в общих чертах сопоставить долериты Кубано-Малкинского междуречья с крупнейшими долеритовыми провинциями мира.

Трапповые и плато-базальтовые формации Земли по времени их образования можно разделить на три большие группы (Соболев, 1936):

- а) допалеозойские и нижнепалеозойские траппы древних щитов;
- б) траппы гондванских платформ (от карбона до мела);
- в) третичные и четвертичные, главным образом плагио-базальтовые, а отчасти и настоящие трапповые формации.

Таблица 3
Изменение химического состава долеритов в вертикальном разрезе силла (вес. %)

№ пробы	Расстоя- ние от по- дошвы силла	. SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MgO	F <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +F <sub>2</sub> O
6/68	0	45,86	1,93	0,19	1,69	11,83
9/68	24	52,68	5,99	0,81	4,47	7,22
12/68	40	54,42	6,10	0,83	4,12	6,98
14/68	65	53,82	6,15	1,08	3,88	6,95
15/68	75	53,86	6,05	1,08	4,48	6,88
16/68	87	54,30	5,15	1,13	4,67	7,50
17/68	117	53,02	4,94	1,82	3,47	7,50

Примечание. Аналитики: В.И. Павлуцкая, С.А. Волков, Е.Л. Бородина (ИГЕМ АН СССР).

	Ì	В	крапленник	1		Основ	ная мас	ca	
№ об- разца	Место взятия образца	плагио- клаз	псевдо- морфозы по темно- цветным минералам	руд- ный мине- рал	хло- рит	квари	каоли- нит	био <u>—</u> тит	неизме- ненная основная масса
6/68	Силл в устье бал- балки Каменио- мостская, у по- дошвы	23 <b>,</b> 5	6,3	1,4	-	-	5 <b>,</b> 5	- -	63 <b>,</b> 2
9/68	Там же, 24 м от подошвы	26,9	4,6	0,4	-	0,6	_	_	6 <b>7,</b> 5
12/68	Там же, 40 м от подошвы	30,0	1,8	1,2	-	-	-	4,2	62,8
14/68	Там же, 65 м от подошвы	33,2	11,4	2,5	-	0,2	_	2,5	60,8
16/68	Там же, 87 м от подошвы	20,4	6,9	0,2	5,8	0,8	-	-	65,9
17/68	Там же, 117 м от подошвы	22,6	8,3	1,2	3,3	1,4	-	_	63,2

Большая часть траппов мира образовалась в основном в мезозойское время. Сюда относится формация сибирских траппов, формация Ньюарк (Newark, Северная Америка), долериты Южной Африки, Тасмании, Антарктиды, часть кварцевых долеритов Англии и некоторых арктических островов. Образование этих формаций начинается с верхнего карбона и кончается мелом, но наибольшей интенсивности вулканическая деятельность, по-видимому, достигла в конце триаса и начале юры.

Трапповая формация (Newark, сложенная терригенно-вулканогенными триасовыми отложениями, развита вдоль восточного побережья США к югу от г. Нью-Йорк. Средний состав внедрившейся магмы был близок к базальту, но благодаря кристаллизационной дифференциации появились и другие типы пород: гиперстеновые диабазы, диабазовые пегматиты, гранофиры, альбититы и др. Интрузивные тела перемежаются с осадочными породами и сопровождаются туфами и агломератами.

Траппы Южной Америки (бассейн р. Параны) представлены в основном покровами плато-базальтов, редко чередующимися с туфогенными образованиями. Интрузивные тела представлены обычно кварцевыми, реже оливиновыми диабазами. Некоторые разности кварцевых диабазов являются типичными диабаз-пегматитами.

Долериты формации Карру инъицируют песчано—сланцевые отложения  $J_1 - Cr_2$ . В верхней части этой формации широкое распространение получили вулканогенные породы, сложенные базальтами и отчасти туфогенными образованиями. Главная масса излившихся пород — безоливиновые базальты, хотя и встречаются оливиновые разности. Основной тип интрузивных пород — долериты с незначительным со-держанием оливина или совсем без него. Во многих случаях они могут быть названы кварцевыми долеритами, так как содержат микропегматит. В глубинных частях интрузий встречаются габбро и ультраосновные породы — пикриты.

Траппы Антарктиды и Тасмании имеют огромное распространение. В Антарктиде они в виде силлов и жил прорывают горизонтально залегающие отложения пермо-карбона, а в Тасмании - лейасовые породы. В обоих случаях это преиму-щественно кварцевые диабазы; не содержащие оливина. Иногда встречаются типичные диабазовые пегматиты с огромными кристаллами пироксена и плагиоклаза.

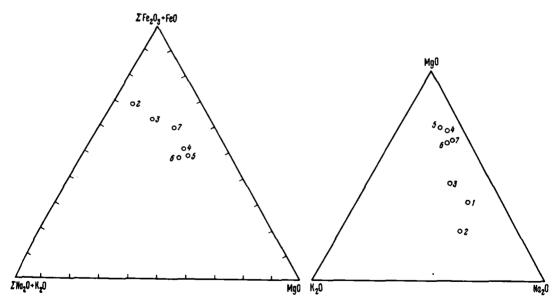
Сибирские траппы развиты на огромной площади (около 1,5 млн. км<sup>2</sup>), почти везде сложенной горизонтально залегающими осадочными отложениями палеозоя и нижнего мезозоя. В большинстве трапповых тел преобладают относительно грубозернистые габбро-долериты (габбро-диабазы) устойчивого минерального состава, содержащие в среднем 4-5% оливина, лишенные кварца, с пижонит-авгитовым клинопироксеном. В ряде мест присутствуют субщелочные траппы, мафические разности типа троктолитов и пикритов и кислые разности типа гранофировых долеритов, гранофиров и пр.

Таковы наиболее крупные мезозойские долеритовые провинции мира. Если сравнить долериты Кубано-Малкинского междуречья с аналогичными породами названных выше регионов, то можно наметить основные черты их сходства и различия. С этой целью на диаграммы (фиг. 19, 20) вынесены данные химического анализа различных долеритов, представленные в табл. 2, 5. Совместное рассмотрение позволяет сделать несколько основных выводов:

- 1. Долериты Кубано-Малкинского междуречья отличаются от долеритов мезозойских трапповых провинций повышенным содержанием глинозема, что можно
  объяснить только воздействием наложенных процессов, приведших к хлоритизации
  и каолинитизации.
- 2. Несколько пониженное количество кальция в наших породах связано, вероятно, с выносом последнего во время процесса альбитизации плагиоклазов.

Заниженное количество окиси магния и повышенное содержание кремнекислоты сближают долериты бассейнов Кубани и Подкумка с кварцевыми диабазами и долеритами Северной и Южной Америки, но последние содержат значительно больше железистых минералов и меньше щелочей (фиг. 4, точки 2, 3).

3. Долериты Южной Африки, Тасмании и Антарктиды (фиг. 4; табл. 5) отличаются от долеритов исследованной нами территории повышенным количеством МgO и меньшим количеством шелочей. Хотя необходимо заметить, что отдельные дифференциальные типы долеритов этих провинций очень напоминают по химизму и минералогическому составу базальтоидные породы Кубани и Подкумка, например типы Гангнест и горы Даунс в Южной Африке (Уокер, Польдерварт, 1950).



Фиг. 19. Диаграмма  $\Sigma Na_2O+K_2O-\Sigma Fe_2O_3+FeO-MgO$  для сравнения долеритов Лабино-Малкинской эоны и крупнейших мезозойских провинций мира. Номера точек на диаграмме соответствуют табл. 5

 $\Phi$ иг. 20. Диаграмма  $K_2O-Na_2O-MgO$  для сравнения долеритов Лабино-Мал-кинской зоны и крупнейших мезозойских провинций мира. Номера точек на диаграмме соответствуют анализам табл. 5

Место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe0
Средний (из 11) долерит	· · · · ·				
Кубано-Малкинского между-					
речья	53.32	0.85	17,27	3.48	3.86
Кварцевый диабаз формации	00,02	0,00		0,40	3,00
Newark	56,78	1.44	14,33	E 76	0.07
Кварцевый долерит из бас-	30,78	1,44	14,33	5,76	9,27
сейна р. Парана	E2 62	2.00	10.00	0.71	
· · · · · · · · · · · · · · · · · ·	52,83	2,08	12,69	9,71	5,21
Средний долерит Карру					
(Южная Африка)	52,5	1,0	15,4	1,2	9,3
Средний (из 6) долерит					
Среднии (из О) долерит Тасмании	50.05				_
	52,65	0,58	16,23	0,51	8,21
Долерит Земли короля Ге-					
орга, Антарктида	53,21	1,73	13,95	1,24	8,93
Средний трапп Тунгусско-					
го б <b>а</b> ссейна	48,50	1,42	1 <b>5,7</b> 5	3,43	8,88
				-	-

<sup>\*</sup>Анализ приведен в расчете на безводную навеску.

гора Нельсон на о-ве Тасмания (Эдвардс, 1950) и др. Коэффициент фракциони-рованности, равный  ${\rm FeO}$  +  ${\rm Fe}_2{\rm O}_3$ /MgO +  ${\rm FeO}$  +  ${\rm Fe}_2{\rm O}_3$ (Wager, Deer, 1939) и приводимый нами в табл. 2, доказывает сходство пород сравниваемых регионов.

4. Особенности химического и минералогического состава базальтоидов Кубано-Малкинского междуречья позволяют предполагать, что здесь в условиях активизированной эпигерцинской платформы проявился специфический базальтоидный магматизм, отличающийся в целом небольшим содержанием фемических компонентов и повышенным количеством щелочей. Это выразилось в практически полном отсутствии оливина, небольшом количестве темноцветных минералов и несколько более кислом против нормы составе плагиоклаза.

Взаимоотношение долеритовой магмы с вмешающими осадочными породами отражено главным образом в механических деформациях последних, тогда как зона закадки в интрузивных телах измеряется максимально сантиметрами, а явления переплавления осадочных пород полностью отсутствуют. Этим долериты Кубано-Малкинского междуречья коренным образом отличаются от аналогичных пород Карру и Тасмании. Долериты Кубани и Подкумка в зоне закалки содержат меньшее количество вкрапленников (см. табл. 1, 3, 4), хуже раскристаллизованную основную массу, иногда с участками нераскристаллизованного стекла, а осадочные породы в приконтактовой зоне частично перекристаллизовываются, при этом цемент их значительно обогащается кальцитом.

Спектральный приближенный количественный анализ долеритов, проведенный на несколько основных микроэлементов, установил, что среднее (из 61 пробы) содержание в долеритах равно:  $\text{Cr} - 6.8 \cdot 10^{-4}$ :  $\text{Co} - 2.1 \cdot 10^{-3}$ :  $\text{V} - 1.84 \cdot 10^{-2}$ !  $\text{Mo} - 1.7 \cdot 10^{-4}$ :  $\text{Sn} - 1.5 \cdot 10^{-4}$ ;  $\text{Pb} - 1.5 \cdot 10^{-3}$  и  $\text{Nb} - 2.9 \cdot 10^{-3}$ . Если сравнить эти содержания со средними значениями этих же элементов для основных пород, по A.П. Виноградову (1962), то видно, что в подавляющем большинстве случаев наблюдается соответствие содержаний.

В то же время, по материалам Г.Д. Афанасьева, долериты бассейна р. Подкумок (обр. 381/67 и 382/67, взятые на 47 км дороги Кисловодск-Карачаевск) содержат, по данным химического анализа в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР, повышенные содержания NiO = 0,042 и 0,013% и СпО- 0,017 и 0,013%, что, в частности, характерно для недифференцированных габбро-долеритов Норильского района (Годлевский, 1959).

<del></del>	<del></del>	·		<del></del>			
MnO	MgO CaO	Na <sub>2</sub> O	K20 ₽	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> H <sub>2</sub> O общ.	$\infty_2$	Σ	Примечание
	7	- 1-	<del></del>				
0,10	2,77 7,10	3,55 1	1,13 0,	13 1,93	3,02	-	
0,25	1,58 5,26	3,43 1	75 0,	36 0,44	Не опр.	100,64	Phillips (1899)
0,15	4,12 7,67	3,09 1	,61 0,	24 1,21		100,93	Walther (1927)
0,2	7,1 10,3	2,1	,80 0,	.1 -	-	-	Уокер, Польдер- ваарт (1950)
0,15	6,64 11,34	1,58 0	90 0,	01 1,33	-	100,13	Эдвардс (1950)
0,16	7,19 8,95	2,65 1	,13 0,	21 0,71	Следы	100,13	Brown (1923)
0,19	5,62 10,69	2,18 0	,62 -	2,65	-	-	А <b>.П.</b> Лебедев (1955)

Дальнейшее развитие во времени базальтоидной магмы и новые тектонические подвижки на границе нижней и средней юры привели к внедрению в западной и южной частях района проведенных исследований магматического расплава, явившетося основой для образования многочисленных субвулканических тел главным образом андезитового состава.

Экструзивно-эффузивные андезито-трахитоидные породы

Магматические тела, образовавшиеся во 11 фазу мезозойской магматической деятельности, занимают значительно меньшую площадь, чем предшествующие им долериты. Вероятно, это является свидетельством временного ослабления магматической деятельности в начале доггера. Большинство описываемых образований можно отнести к разряду субвулканических интрузий. Несомненно, что определенная часть магматического расплава, которую на настоящем этапе изучения оценить трудно, изливалась на поверхность, образуя малопротяженные эффузивные покровы.

Субвулканические тела вулканогенных пород всюду сложены в основном средними по составу породами, значительно реже в кровельной их части наблюдаются дациты.

В связи с пластообразной или линэообразной формой залегания этих интрузивных тел описание слагающих их пород удобнее проводить по вертикальным разрезам. Эти вертикальные разрезы изучались нами во всех районах проявления экструзивно-эффузивного магматизма на территории Кубано-Малкинского междуречья.

Одним из участков, где прекрасная обнаженность позволяет детально описать разрез вулканогенных пород, является левобережье нижней части р. Малая Шоана (левый приток Кубани). Здесь непосредственно к западу от горы Шоана (гора Монастырская) на контакте песчаников плинсбаха и тоара наблюдается мощное (110—120 м) субвулканическое тело, в котором снизу вверх наблюдаются:

1. Андезиты, довольно плотные, желтовато—серые, с сериально-порфировой структурой и криптокристаллической основной массой. Псевдоморфозы вторичных минералов по плагиоклазу и цветному минералу составляет примерно 50 объемн.%

(табл. 6, шлифы 2/67-68/67). Плагиоклаз представлен вкрапленниками двух генераций: ранняя — таблитчатые кристаллы размером 1,5-2 мм и поздняя — удлиненные кристаллы с размером вдоль длинной оси 0,4-0,6 мм. Как правило, почти все зерна замещены кальцитом и каолинитом, значительно реже развиваются альбит и хлорит. Иногда вкрапленники плагиоклаза образуют гломеропорфировые сростки размером до  $4 \times 6$  мм.

Цветной минерал образует столбчатые кристаллы размером по длинной оси от 0,5 до 2,5 мм. Он нацело замешен карбонатом, реже хлоритом и, как правило, опацитизирован. Образование этого минерала происходило позже вкрапленников плагиоклаза ранней генерации, так как в крупных кристаллах темношветного минерала иногда наблюдаются захваченные кристаллы плагиоклаза, а также отмечается корродирование крупных вкрапленников плагиоклаза темноцветным минералом.

В криптокристаллической существенно полевошпатовой основной массе наблюдаются редкие выделения магнетита размером до 0,05 мм и неправильные по форме гнезда хлорита размером 0,1-0,5 мм (табл. 6, шлиф 2/67).

В верхней части описываемого тела андезитов (табл. 6, шлиф 2а/67) резко увеличивается количество рудного минерала и хлорита, в результате чего породы становятся темно-серыми. Сильная опацитизация темноцветных минералов приводит к тому, что небольшие вкрапленники (до 1 мм по длинной оси) оказываются нацело замещенными рудным минералом. Мощность описанного тела андезитов составляет 17 м.

- 2. Туфобрекчии, состоящие из обломков андезитов размером 1-8 см, сцементированные туфогенной массой. Последняя сложена обломками кристаллов андезина размерами  $0.1 \times 0.5$  мм, очень редко, мелких (0.05 мм) зерен моноклинного пироксена, погруженных в почти нераскристаллизованную загрязненную гидроокислами железа связующую массу, содержащую большое количество мелких (0.3-0.4 мм) гнезд хлорита. Мошность туфобрекчий достигает 12 м.
- 3. Андезиты черные, плотные с игольчатыми водяно-прозрачными вкрапленниками плагиоклаза и гиалопилитовой структурой основной массы.

Размер вкрапленников плагиоклаза не превышает 0,5-0,7 мм. По ним развиваются только кальцит и хлорит, в отличие от плагиоклазов нижележащих андезитов.

Редкие вкрапленники темноцветных минералов нацело замещены гидроокислами железа и карбонатом, реже по ним развивается хлорит.

Слабо раскристаллизованная основная масса андезитов содержит много тонкораспыленного магнетита и мелких гнезд хлорита. Мощность этого тела 7 м.

- 4. Туфобрекчии, состоящие из обломков андезитов, аналогичных нижележащим, и кристалло-литокластических туфов, сцементированных слабо раскристаллизованной основной массой. Последняя представлена остроугольными обломками альбитизированного и карбонатизированного андезина, размером максимально 0,1-0,3 мм, нацело карбонатизированными зернами темноцветного минерала, сцементированными очень тонкозернистой слабо раскристаллизованной и сильно карбонатизированной связующей массой. Мощность этой толици 20 м,
- 5. Андезиты темно-серые, очень плотные, почти не содержащие обломков. Вкрапленники плагиоклаза в них слабо альбитизированы и представлены столбчатыми кристаллами двух генераций. Ранняя генерация кристаллов представлена андезином (№ 37), с максимальным размером зерен по длинной оси до 2-2,5 мм; поздняя кислым андезином (№ 32), кристаллы которого достигают размеров 0,1-0,15 мм (фиг. 21).

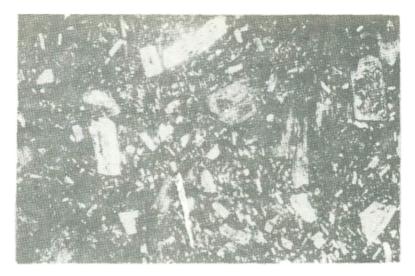
Темноцветные минералы (роговые обманки) частично замещены хлоритом, карбонатом и магнетитом, но есть и совершенно свежие зерна (с:  $N_g = 25^\circ$ ;  $2V = -70^\circ$ )

Основная масса имеет микролитовую структуру, содержит тонко диспергированный магнетит и много мелких (0,1-0,15 мм) выделений серпентина, образовавшегося, вероятно, по темноцветным минералам. На расстоянии 30-35 м от подошвы описываемого тела появляются обломки нижележащих андезитов и туфобрекций, причем количество их достигает 15-20 объеми. %. В цементирующей их массе, в общем аналогичной описанным выше андезитам, наблюдается интенсивная хлоритизация. Последняя по направлению к верхам описываемого тела еще более

Таблица 6 Минеральный состав вулканогенных пород (объемн. %)

			Вкрапленник	И		0	сновная м	acca	-	
№ шлифа (образца)	Место взятия образца	псевдомор- фозы карбо- ната, каоли- нита и аль- бита по пла- гиоклазу	псевдомор- фозы кар- боната, хлорита и др. по цветным минералам	биотит	рудные	прожилки и гнезда хлорита	прожил- ки и гнезда карбо- ната	вторич- ный кварц	неизме- ненная основная масса	Примечания
2/67	Левобережье									
	р. Малая Шоана	27,6	17,3	-	0,2	5,4	-	-	49,5	Андезиты
2a/67	Там же	30,6	14,7	-	3,6	8,9	-	Ea.	42,2	То же
5/67_	-	34,8	7,4	-	4,5	2,1	1,2	-	50,0	•
6a/67	•	32,2	10,3	-	3,8	5,5	-	-	48,2	
6в/67	•	31,5	10,0	-	2,9	2,9	0,2	-	52,5	•
52/666	ЮЗ окраина пос. Коста-Хе-									
	тагурово	20,7	4,2	0,5	4,2	-	-	2,4	70,7	Дацитовая лава
50/666	Там же	27,7	4,2	-	2,3	1,8	3,3	-	60,7	Агломерато- вая лава
49/666	•	30,2	7,2	-	0,7	3,5	7,2	_	51,2	То же
46/666	•	24,7	6,4	-	2,5	2,4	<u>-</u>	-	64,0	Обломки в туфоконгло-
48/666	•	21,8	3,2	-	3,5	-	-	-	74,0	мерате Обломок в агломера- товой лаве

			Вкрапленн	INKN			Основная	масса	·	}
№ шлифа (образиа)	Место взятия образца	псевдомор— фозы карбо— ната, каоли— нита и аль— бита по пла— гиоклазу	псевдомор- фозы кар- боната, хлорита и др. по цветным минералам	биотит	рудные	прожилки и гнезда хлорита	прожил- ки и гнезда карбо- ната	вторич- ный квари	неизме- ненная основная масса	Примечания
		1		T	1					7
8a/67	Левобережье р. Теберды	57,5	3,2	-	8,6	1,7	8,0	-	25,1	Обломок в лавобрекчии
8ж/67	Там же	35,7	5,6	-	1,6	1,1	5,8	-	50,2	Обломок в экспозивной
8n/67	•	16,9	5,0	-	Не опр.	25,2	9,4	-	42,3	брекчии Миндалека- менный ан- дезит
8k/67	•	25,2	8,2	_		10,4	3,4	-	52,0	То же
8м/67	•	5,8	3,2	-	7,3	-	-	-	83,7	Андезито-
8 <b>H</b> /67	,	13,9	2,2	_	1,5	_	4,0	_	78,4	дацит Лавобрекчии
8y/67	•	38,6	8,8	-	2,6	1,8	-	4,4	43,8	Обломок в лавобрекчии
7/67	Гора Шоана	32,2	7,2	-	5,0	~	-	-	32,1	Туфовые об- ломки пород в туфах 23,4%
7д/67	Там же	38,9	4,1	-	1,5	11,7	-	-	43,8	Обломок в туфе
7H/67		52,1	7,0	-	1,5	-	-	-	39,4	То же
73/67	•	30,0	5,4	-	2,4	-	-	-	76,0	•
80/66	Верховье ручья									
	Джанук-кол	28,5	1,9	-	2,7	9,3	-	-	57,6	Цемент <i>ла</i> - вобрекчии
85/66	Там же	43,8	10,0	-	1,4	-	-	-	44,8	Обломок в лавобрекчии
86/66	•	36,1	4,4	-	4,5	6,2	_	2,4	46,4	То же
90/66	•	31,8	4,2	-	4,9	7,1	-	_	52,0	Цемент в
95/66	•	30,8	8,4	_	3,0	_	_	3,2	55,4	лавобрекчии Кристо яво
		33,3	<b>3,</b> .		0,0	_	_	0,2	30,4	Кристалло- литокласти- ческий туф
81/586	Правобережье р. Теберды	38,7	4,4	0,3	1,0	-	-	4,7	50,9	Трахи-анде- эит
82/586	Некк Великан	30,9	4,8	-	6,6	_	_	5,5	57,0	То же
84/586	Там же	39,4	3 <b>,</b> 7	-	2,5	-	0,6	1,5	52,3	•
84a/586		32,0	3,6	-	2,0	-	1,3	2,4	59,5	
9/66	*	28,5	3,4	-	1,7	-	-	-	6 <b>0,</b> 5	5,9% — псевдомор- фозы сер— пентинита и талька
958/1	w	28,2	5,6	0,9	1,5	-	2,3	Сл.	61,5	То же
203/12	Некк Брат Ве-									
	ликана	17,4	<b>4,</b> 3	0,7	1,6	-	-	1,7	74,3	То же, из краевой ча- сти некка
18/66	Некк Великан	24,1	10,0	-	3,8	-	-	1,1	63,5	То же, из апофизы некка



Фиг. 21. Андезит горы Шоана. Увел. 30, николи +

усиливается, и породы приобретают светло-серый цвет. В верхней части субвулканической интрузии андезитов наблюдается большое количество пустот, в которых развивается мелкочешуйчатый хлорит. Маленькие (0,1-0,15 мм) пустоты и маломощные прожилки выполнены, как правило, почти бесцветным в проходящем неполяризованном свете хлоритом (пеннином?). Вдвое более крупные пустоты в центральной части содержат уже буровато-зеленый хлорит-делессит. Прожилки и пустоты более 1-1,5 мм в периферической части выполнены бесцветным хлоритом, далее идут буровато-зеленый и желтовато-зеленый делессит. В самой верхней части описываемого тела наблюдается "прослой" светло-серых андезитов мощностью 1,5-2 м, в котором часто встречаются пустоты, выполненные бесцветным анальцимом. Размер этих включений варьирует от 1-2 мм до 1 см. Общая мошность этой толици 50 м.

6. Андезиты черные, очень плотные, мелкозернистые, по внешнему виду несколько напоминающие базальты, состоят из удлиненных альбитизированных кристаллов плагиоклаза, имеющих размеры до 2,5-3 мм, псевдоморфоз карбоната и хлорита по темноцветному минералу, погруженных в микролитовую основную массу. В последней наблюдается много мелких гнезд и прожилков, выполненных хлоритом, реже карбонатом. Мощность этого тела 5-8 м, а на восток оно на расстоянии 25-30 м выклинивается.

Состав и строение субвулканических тел по простиранию быстро меняются, Уже в 3 км юго-восточнее описанного выше разреза, в 300-400 м к западу от юго-западной окраины с. Коста-Хетагурово снизу вверх наблюдаются:

- 1. Среднезернистые полевошпато-кварцевые песчаники карикского подъяруса плинсбахского яруса мощностью 60-70 м.
- 2. Туфопесчаники, состоящие из мелких (около 0,1 мм в диаметре) кластических зерен кварца, плагиоклаза, изогнутых обломков почти нераскристаллизованного стекла и небольшого количества пепла. Мощность этого прослоя 2,5 м.
- 3. Песчаник темно-зеленый, мелкозернистый, кварцевый. Цемент хлорит-серицитового состава. Мощность пласта 2-3 м.
- 4. Туфопесчаники, аналогичные описанным ранее. Иногда в них встречаются линэообразные прослои вулканического пепла, мошностью до 10-12 см. Общая мощность этой толщи достигает 20 м.
- 5. Туф кристалло-литокластический состоит из обломков зерен кварца (размером до 2 мм), плагиоклаза (№ 32), нацело хлоритизированного темноцветного минерала, обломков андезитов с гиалопилитовой и микролитовой структурами ос-

новной массы. Цементирующая масса представлена тонкораспыленным вулканическим материалом.

- 6. Дациты розовые, очень плотные, состоят из слабо альбитизированных кристаллов андезина (№ 33), хлоритизированной роговой обманки и мелких редких чещуек биотита. Цементирующая масса имеет фельзитовую структуру и кварц-полевошпатовый состав. Мощность этого пласта 1,5 м (табл. 6, шлиф 52/666).
- 7. Туфоконгломераты розовато—серые, плотные. Состоят из округлых обломков светло—серых андезито—дацитов с фельзитовой структурой основной массы, дацитов, аналогичных описанным выше, темных андезитов с криптокристаллической структурой основной массы, красных "северных" гранитов и песчаников плинсбаха, погруженных в туфогенную основную массу. Размеры обломков колеблются от первых сантиметров до 1,5—2 м. Цементирующая обломки масса состоит из обломков кристаллов кислого андезина (№ 32), полностью хлоритизированного темношветного минерала, микроскопических обломков андезитов и дацитов, погруженных в тонкораспыленный вулканический материал. Характерно, что состав этого материала заметно более кислый, чем у нижележащих туфов. В восточной части обнажения туфоконгломераты выклиниваются, и прямо на туфы налегает толща дашитовых лав.
- 8. Агломератовые лавы среднего состава. В нижней части эта толца содержит многочисленные обломки андезитов размером до 50 см, по составу и структуре полностью идентичные цементирующей массе. По направлению вверх их количество быстро убывает и в средней части тела они полностью отсутствуют. Описываемые лавы представлены андезитами, вкрапленники в которых сложены полностью альбитизированными плагиоклазами двух генераций: ранняя имеет размеры кристаллов вдоль длинной оси 1,5-2 мм, поздняя 0,1-0,3 мм. Вкрапленники темношетных минералов обычно нацело хлоритизированы и опацитизированы. Их размер вдоль большой оси не превышает 0,6-0,7 мм. Основная масса интенсивно пропитана гидроокислами железа и имеет бурый и коричневый цвет. Очень часты в ней причудливой формы гнезда хлорита, отороченные, как правило, каймой из кальшита. Тонкие прожилки, пересекающие породу (мощностью 0,05-0,1 мм), обычно выполняются только кальцитом, крупные же пустоты (порядка 1 мм в диметре) выполнены карбонатом, разделенным оторочкой хлорита. Общая мошность вулканогенных пород в этом месте достигает 80-90 м.

Сопоставление двух приведенных выше разрезов показывает, что количество пирокластического материала во втором случае возрастает, и состав его становится несколько более кислым.

Для изучения особенностей состава субвулканических тел к югу от наиболее крупного центра вулканической деятельности был детально изучен разрез экструзивно-эффузивных пород, вскрытый дорогой, проходящей в широтном направлении от пос. Джингирик на высокогорные пастбища. Здесь снизу вверх по разрезу наблюдаются:

- 1. Лавобрекчии, в которых разнообразные по форме и размерам (от 1,2 см до 1,5 м) обломки порфировых пород цементируются темно—серым мелкозернистым материалом. Среди обломков преобладают темно—серые андезиты с хорошо раскристаллизованной основной массой, интенсивно альбитизированными и карбо—ватизированными вкрапленниками плагиоклаза и редкими хлоритизированными вкрапленниками темнощетных минералов. Довольно часто среди обломков встречаются долериты, аналогичные описанным ранее. Цементирующий их материал представлен сильно карбонатизированной андезитовой лавой, Вкрапленники цветно-го минерала здесь полностью замещены гидроокислами железа и практически неотличимы от крупных выделений окисленного магнетита. В основной массе много гнезд и прожилков халщедона и гидроокислов железа. Видимая мощность этой толщи 4 м.
- 2. Андезиты серовато—зеленого цвета, несколько рыхловатые и поэтому по внешнему облику напоминающие туфогенную породу. Вкрапленники в описываемых породах представлены столбчатыми кристаллами полностью альбитизированного, карбонатизированного и хлоритизированного плагиоклаза и нацело карбонатизированным и хлоритизированным темноцветным минералом (роговой обманкой). Ос-

- новная масса имеет микролитовую структуру и содержит много гнезд хлорита и медких (0,1-0,35 мм) вкраплений магнетита. Мощность этого тела 1 м.
- 3. Туфы кристалло-литокластические, состстшие из обломков кристаллов альбитизированного плагиоклаза, мелких (0,4-0,5 мм в диаметре) обломков андезитов и песчаников, погруженных в нерескристаллизованную вулканогенную массу. Мощность прослоя 0,5 м.
- 4. Эксплозивная брекчия, состоящая из обломков андезита (размером 0,3—1,5 см) и кластических зерен кварца, сцементированных тонко распыленным вул-каногенно-осадочным материалом. Андезиты в обломках по составу и структуре идентичны андезитам описанных выше тел. Мощность прослоя 0,7 м.
- 5. Песчаники светло-серые мелкозернистые. Азимут падения их 220°, угол падения 14°. Мощность прослоя 0,7 м.
- 6. Лавы андезитового состава, светло—серые, очень плотные, с обильными длинными игольчатыми вкрапленниками плагиоклаза длиной до 1,2 см. Последние замещены хлоритом, альбитом и карбонатом. Вкрапленники темношветного минерала отсутствуют. Основная масса имеет микролитовую структуру и сложена из лейст плагиоклаза, хлорита и гидроокислов железа. Часто в основной массе наблюдаются пустоты, полностью выполненные концентрическими сферическими образованиями из халщедона, цеолитов и рудного вещества. Мощность лав 3 м.
- 7. Андезиты плотные, голубовато-серые, с миндалекаменной текстурой. Состав и структура их аналогичны непосредственно описанным выше андезитам, но меньше размеры и количество игольчатых вкрапленников плагиоклаза. Кроме того, часто наблюдаются миндалины, выполненные хлоритом (иногда с примесью гидроокислов железа), кальцитом и кремнисто-железистым веществом. Количество этих миндалин достигает 9,4 объемн. % (табл. 6, шлифы 8а/67, 8к/67). Размер миндалин 3-4 мм. Основная масса этих пород имеет микролитовую структуру и представлена лейстами плагиоклаза, погруженными в агрегат хлорита и магнетита, Иногда среди этих лав наблюдаются прослои почти голубых миндалекаменных андезитов, в которых, в отличие от описанных выше, количество миндалин не превышает 1,5%, но размер их достигает 1,5 см, и выполнены они только калынтом и реже хлоритом. Мощности этих прослоев не превышают 1-1,2 м. В 5-6 м от подошвы описываемой толици количество миндалин в лавах опять возрастает, размер миндалин убывает до 3 мм и выполнены они только карбонатом. Здесь же появляются в пустотах и мелких прожилках халцедон и каолинит. Общая мощность этой толии 36<del>-4</del>0 м.
- 8. Лавобрекчии, переполненные обломками разнообразных пород. Среди обломков встречаются все разновидности андезитов, отмеченные ниже по разрезу, пеочаники, туфы, лавобрекчии аналогичного состава. Размер обломков варьирует от
  0,5 см до 1,0 м. Цемент этой толщи светло-серый, почти белый, несколько рыхловатый, часто пересекается тонкими (до 1 см по мощности) прожилками эксплозивных брекчий. Под микроскопом это типичный андезит с андезитовой структурой
  основной массы. Редкие вкрапленники плагиоклаза полностью альбитизированы и
  карбонатизированы. Размер их по длинной оси не превышает 0,8 м. Вместо цветных минералов отмечаются псевдоморфозы хлорита и карбоната (табл. 6, шлиф
  8м/67). Мощность этой толщи 5-6 м.
- 9. Лавы очень светлые, несколько рыхловатые. Под микроскопом это андезито-дацит (табл. 6, шлиф 8а/67) с микролитовой структурой основной массы. Редкие и небольшие по размерам (0,3—0,6 мм) вкрапленники полностью альбитизированного плагиоклаза погружены в очень тонкозернистую квари-полевошпатовую массу. Редкие зерна пветного минерала полностью замещены гематитом. Часто в основной массе отмечаются гнезда гематита размером до 0,5—0,7 мм, имеющие альбитовую оторочку. Мощность лав 3,5 м. Контакт этих пород с залегающими выше буровато-серыми песчаниками тоара очень четкий, ровный, неприпаянный, но и без базального конгломерата. Иногда в теле изверженных пород наблюдаются маломощные (5—8 см) пластинки аналогичных вышележащих песчаников. Азимут падения песчаников тоара здесь 350°, угол падения 10—12°, т.е. песчаники лежат совершенно спокойно. Общая мощность вулканогенных пород в этом разрезе 60—65 м.

Таким образом, вулканогенные породы района пос. Джингирик отличаются от разреза по р. Малой Шоане более кислым составом материала в верхней части и от разреза у пос. Коста—Хетагурово значительно меньшим количеством туфоген—ного материала.

Несколько иной характер разреза вулканогенных пород известен по скважинам, пробуренным в 1966 г. Карачаевской ГСП СКГУ. Наиболее интересен разрез, вскрытый скважиной 3с в долине р. Кардоник в 3,5 км южнее пос. Кызыл-Ок-тябрьский. Непосредственно под песчаниками тоара здесь залегают породы общей мощностью 52 м, сложенные породами среднего состава. В нижней половине этой толици довольно часто встречаются округлые обломки темных, хорошо раскристал-пязованных андезитов, размером от нескольких миллиметров до 20-30 см. Макроскопически это зеленовато-серые, обычно плотные породы с массивной текстурой и порфировой структурой. На темном фоне скрытокристаллической основной массы четко выделяются светлые фенокристаллы плагиоклаза, имеющие, как правило, довольно правильные короткостолбчатые очертания и размер от 3 до 5 мм. Микроскопическое изучение этих пород показало, что породообразующими компонетами являются плагиоклаз, псевдоморфозы карбоната и хлорита по темношветному минералу и рудные минералы, погруженные в полевошпатовый базис.

Плагиоклаз (андезин № 32-34) образует таблитчатые или столбчатые кристаллы с максимальным размером до 2-2,5 мм и гломеропорфировые сростки размером 3×5 мм. Зерна плагиоклаза составляют 35-40 объеми. % в верхней части толщи и 25-30 объеми. % в нижней. Как правило, это слабозональные кристалы, почти полностью замещенные альбитом, карбонатом, каолинитом и реже серишитом. Интересен тот факт, что в верхней части покрова плагиоклазы менее альбитизированы, чем в средней и нижней. Это свидетельствует о том, что метаморфизующие растворы двигались снизу. Псевдоморфозы карбоната, реже карбоната и хлорита, по темнощветному минералу наблюдаются в основном в верхней части описываемого тела, но и здесь их количество редко превышает 2-3 объеми. %. Судя по сохранившемуся иногда габитусу кристаллов, подчеркнутому опацитовой каймой и небольшим реликтам неизмененных зерен, изменению подверглись амфиболы. Размеры псевдоморфоз не превышают 1 мм.

Рудные минералы представлены неправильными по форме зернами (размером 0,1-0.5 мм) магнетита и ильменита, причем последний часто замещен пейкоксеном.

Основная масса описываемых пород представляет собой тонкокристаллический агрегат из лейст плагиоклаза, погруженных в полевошпатовый мезостазис. Стелень раскристаллизации основной массы и ориентировка в ней лейст плагиоклаза незакономерно изменяются, что обусловливает появление различных структур (от витрофировой до пилотакситовой, но преобладает гиалопилитовая). Иногда в основной массе наблюдаются маломощные прожилки и неправильной формы выделе нии карбоната, хлорита и эначительно реже вторичного мелкозернистого кварца.

Ниже залегает мощное (88 м) сложное тело лавобрекчий. Макроскопически – это довольно плотная порода серого или зеленовато—серого цвета брекчиевидной текстуры. Последняя обусловлена угловатыми обломками серых и светло—серых андезитов, песчаников и алевролитов плинсбаха, располагающихся в почти нераскристаллизованном цементе. Размер обломков варьирует от 1–2 мм до 40–50 см. Иногда среди обломков встречается вулканическое стекло. Количество обломков колеблется от 8–10 до 35–40 объемн. %, Представлены они в основном андезитами, реже встречаются песчаники, алевролиты и фельзиты. Цементирующая обломки масса состоит из вкрапленников плагиоклаза (30–40 объемн.%), редких псевдоморфоз карбоната по темноцветному минералу, мелких вкраплений рудных минералов и криптокристаллического базиса, загрязненного тонкой рудной пылью.

Плагиоклаз (№ 35) образует отдельные короткостолбчатые кристаллы размером до 2,5 мм или гломеропорфировые сростки размером 2-3×4-5 мм. Плагиоклазы обычно довольно интенсивно альбитизированы, но в отличие от плагиоклазов вышележащего тела андезитов слабо карбонатизированы и серицитизированы.

Псевдоморфозы карбоната по темноцветному минералу встречаются редко (1—2 объемн. %) и, судя по сохранившемуся габитусу кристаллов, развиваются в основном по амфиболу, реже по пироксену.

Рудные минералы представлены магнетитом и лейкоксенизированным ильмени-

Основная масса описываемых пород имеет криптокристаллическую структуру и буроватый при одном николе цвет. Участками в основной массе отмечаются скопления рудной пыли, делающие ее непрозрачной. Иногда наблюдаются тонкие прожилки и выделения кальцита и хлорита. Общая мощность вулканогенных пород здесь достигает 140 м.

Характерной особенностью описанного разреза экструзивно-эффузивных пород является то, что описанная вулканогенная толща прорывается двумя телами дио-рит-порфиров. Первый из них (мощностью 3 м) располагается на контакте лав и лавобрекчий, а второй (мощностью 10 м) — в нижней части толщи лавобрекчий. Этот факт свидетельствует в пользу вывода о более позднем развитии гранитоидного магматизма.

Скважины 1с и 2с, расположенные соответственно в 5,5 и 7,5 км южнее скважины 3с, вскрыли разрез вулканогенных пород, отличающийся от описанного выше тем, что количество пирокластического материала — прослоев туфобрекчий — здесь достигает 30—50%, тогда как в скважине 3с он полностью отсутствует.

Разрез вулканогенных пород на водоразделе рек Даут-Кольтюбе имеет много общего с описанными выше разрезами. Здесь также основную роль играют миндалекаменные лавы среднего состава, включающие отдельные маломощные прослок светло-серых андезитовых лав и туфов. Специфическим для этого разреза является то, что вулканогенные породы здесь пронизаны несколькими горизонтами силлов черных мелкозернистых габброидов (см.фиг. 6), ошибочно включавшихся предыдущими исследователями в состав вулканогенного горизонта. Прослеживание этих силлов по простиранию позволило обнаружить корневые части этих силлов, прорывающие в виде штокоподобных тел плинсбахские песчаники и эффузивные породы. Общая мощность вулканогенных пород здесь колеблется в пределах 30-35 м.

Интересно теперь для сопоставления рассмотреть разрез вулканогенных пород на правобережье р. Кубани. Лучше всего его можно наблюдать в верховыях ручья Джанук-кол, где речная эрозия создала прекрасные обнажения. Здесь снизу вверх можно наблюдать:

1. Переслаивание светло—серых туфов, туфобрекчий и лавобрекчий. Вся толша имеет горизонтальную плитчатую отдельность и слагается довольно плотными породами. Лавобрекчии состоят из обломков андезитов размером от 1-2 до 10-15 см, погруженных в серую, слабо раскристаллизованную цементирующую массу. Последняя представляет собой андезит с микролитовой структурой основной массы. Лейкократовые вкрапленники представлены полностью альбитизированными плагиоклазами двух генераций: ранняя образует таблитчатые кристаллы с максимальным размером до 2 мм, поздняя - столбчатые кристаллы размером 0,2-0,4 мм по длинной оси.

Редкие вкрапленники темноцветного минерала превращены в агрегат хлорита, гидроокислов железа и магнетита. В основной массе микролиты плагиоклаза по-гружены в тонко раскристаллизованный базис, содержащий большое количество гнезд хлорит-делессита (размером 0,3-0,4 мм) и тонкораспыленного магнетита (см. табл. 6, шлиф 80/66).

Обломки, присутствующие в этой толще, отличаются от цемента только несколько большим количеством и меньшей измененностью вкрапленников цветных минералов. Иногда в этой толще наблюдаются довольно мощные (до 3–5 м) прослои кристаллокластических туфов и туфобрекчий, состоящих из обломков андезитов, аналогичных цементу лавобрекчий, обломков кристаллов плагиоклаза, реже псевдоморфоз карбоната и хлорита по цветному минералу и обломков кварца, погруженных в обогащенную тонко распыленным магнетитом криптокристаллическую основную массу. Мощность этой толщи 70 м.

2. Грубообломочные лавобрекчии, состоящие из разнообразных по составу, цвету, степени раскристаллизованности и размерам обломков, сцементированных зеленовато-серой, ясно раскристаллизованной лавой андезитового состава. Среди обломков, размер которых варьирует от 2-5 см до 1,5 м, наблюдаются в основном андезиты, аналогичные обломкам и цементу нижележащей толщи лавобрекчий,

но значительно более переработанные процессами вторичного изменения (карбонатизацией, хлоритизацией и др.). Реже встречаются обломки кристалл—литокласти ческих туфов.

Цементирующая обломки масса представлена андезитом с микролитовой структурой основной массы (см. табл. 6, шлиф 90/66). Мощность толщи 20 м.

- 3. Туф литокластический светло—серый, рыхловатый с мелкими обломками темно—серых андезитов. Цементирующая масса состоит из субмикроскопических обломков андезитов, туфов, кристаллов плагиоклаза, погруженных в слабо раскри сталлизованный вулканический материал. Мощность 0,5 м.
- 4. Туф кристаллокластический, бурый, с редкими обломками вулканического стекла. Состоит из альбитизированных кристаллов плагиоклаза, карбонатизированных зерен цветного минерала, сцементированных гидроокислами железа и хлоритом. Мощность 0,7 м.
- 5. Туфы кремоватого цвета кристалл-литокластические, состоящие из обломков миндалекаменных андезитов, редких обломков светло-серых андезитов, дацитов, сцементированных настолько сильно карбонатизированной массой, что сейчас в ней можно с трудом определить только кристаллы полностью альбитизированного плагиоклаза. Мошность туфов 1 м.
- 6. Туф кристали—литокластический светло—серого цвета с очень редкими обломками дацитов. Связующая обломки масса состоит из осколков крупных (до 5 мм) кристаллов плагиоклаза, сцементированных нераскристаллизованной массой, содержащей большое количество зерен магнетита, гнезд хлорита и вторичного кварца (см. табл. 6, шлиф 95/66). Мощность толщи 2,5 м. Общая мощность вулканогенных пород 100—105 м.

Таким образом, мы видим, что в разрезе вулканогенных пород в верховьях ручья Джанук-кол, несмотря на существенную примесь пирокластического материала, преобладают лавокластические породы. Однако уже на правобережье нижнего течения этого же ручья, т.е. в 1 км юго-западнее только что описанного разреза, вся толща сложена только туфогенными породами. Это подтверждает высказанное ранее мнение, что образование всех вулканогенных пород в верховьях ручья Джанук-кол следует связывать с деятельностью небольшого вулкана, нахо-ящегося в верховьях ручья Карасырх.

Аналогичный характер имеют вулканогенные породы и на Бечасынском плато. Здесь они представляют собой толшу чередования андезитовых лав, лавобрекчий, туфов и туфобрекчий с мошностью, не превышающей нескольких десятков метров.

Изучение химического состава вулканогенных пород характеризуемой магматической формации показывает, что дифференциация в магматическом очаге привела к накоплению в верхних его частях расплава существенно андезитового состава. Неоднократные и быстро следующие одна за другой тектонические подвижки привели к образованию в посленижнетоврское время в близловерхностных условиях целой серии субинтрузивных тел. Состав этих тел варьировал от андезито-базальта (табл. 7, анализ 49/66) до липарито-дацита или даже трахита (табл. 7, анализ 52/66). Основная масса вулканогенных пород имеет средний состав, а кислые дериваты в большинстве случаев являются более поэдними по времени образованиями. Наряду с широкими колебаниями состава вулканогенных пород по кремнекислотности резко меняется их насыщенность глиноземом. Пересыщенность последним кислых разновидностей пород обусловлена более интенсивным процессом альбитизации и каолинитизации полевых шпатов и широким развитием хлорита не только по темноцветным минералам вкрапленников, но и по основной массе. Для всей описываемой серии вулканогенных пород характерны в общем незначительное количество полевошпатовой извести и постоянное резкое преобладание натрия над калием. Это находит свое выражение в довольно однообразном составе плагиоклазов. Степень упорядоченности плагиоклазов, замеренная по диаграмме А.С. Марфунина (1962), колеблется в пределах 0,2-0,6, т.е. мы имеем типичные высокотемпературные неупорядоченные плагиоклазы. Замерить плагиоклазы в дацитах, к сожалению, не удалось из-за сильной замещенности их вторичными продуктами. Постоянное и значительное преобладание в составе вулканогенных пород суммы железа над магнием позволяет предполагать, что основным темноцветным минера-

Таблица 7 Химический состав экструзивно-эффузивных пород

№ образ <del>-</del>	Место взятия	Краткое опре-						Оки	слы, ве	c. %					= -
ца	образца	деление	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> 0*	H <sub>2</sub> O <sup>†</sup>	CO <sub>2</sub>
52/666	ЮЗ окраина пос. Коо- та-Хетагурово	Липарито-дацит	71,20	0,45	15,04	0,31	0,41	0,06	0,10	2,53	5,65	2,71	0,28	0,64	0,61
49/666	Там же	Агломератовая лава	51,54	1,19	17,50	3,77	3,17	0,20	5,96	<b>4,</b> 70	4,81	1,05	1.58	3,20	0,83
48/666	•	Обломок даци- та в агломе- ратовой лаве	68,76	0,51	15,30	0,78	0,77	0,06	0,64	1,30	5,99	3,31	0,34	1,07	0,92
79/1	Левый берегр. Ма⊷ лая Шоака	Андезит	55,40	0,73	18,12	4,81	1,84	0,13	1,70	6 <b>,</b> 72	<b>4,</b> 56	1,25	Не опр.	He onp.	Не опр.
C-1/67	Левоберожье р. Те- берды у пос. Джин- гирик	Дацит	58,97	0,50	21,70	3,12	0,82	0,16	0,60	1,74	5,50	0,88	4,9	90	0,78
5024	Гора Великан	Трахиандезит	59,30	0,79	16,98	1,88	3,79	0,10	1,88	4,75	4,48	1,84	Неопр	. Не опр.	Не опр.
<b>64</b>	Там же	•	59,25	0,81	18,11	4,50	1,52	0,10	2,25	5,02	4,10	1,70	1,5	32	•
84/586	•	*	60,02	0,85	17,82	3,11	2,11	0,14	2,16	4,11	5,37	1,64	2,0	)	0,38

№ образ–	Место взятия	Краткое оп-	}	Окислы,	вес. %		,	Числои	вые х	аракт	еристи	ки по	а.н. з	авари	шому			_вьемвидП
ць .		ределение	N.n.n.	P20 5	Σ	5	a	Ь	С	a	T.	m'	c'	Ó	n	t	Φ	ния
52/666	ЮЗ окраина пос. Кос- та-Хетагурово	Липарито— дацит	-	0,19	100,18	79,9	16,1	2,1	1,9	-	35,5	9,7	54,8	25,7	75,8	0,5	12,9	Матерналы А.М. Бор- сука
49/666	Тем же	Агломера— товая лава	-	0,35	99,85	63,5	12,9	17,8	5,8	-	38,4	60,0	1,6	4,7	87,0	1,7	19,2	То же
48/666	•	Обломок да- цита в агло- мератовой лаве	-	0,16	99,91	78,0	17,9	2,9	1,2	-	51,1	11,7	37,2	19,0	73,5	0,5	23,2	•
79/1	Левый берег р. Ма- лая Шоана	Андезит	4,88	0,25	100,38	69,2	12,9	11,1	6,8	<u> </u>	58,1	28,4	13,5	5,8	83,0	1,0	40,5	Материалы Б.П. Луч- никова
C-1/67	Левобережье р. Те-, берды у пос. Джин- гирик	Дацит	5,70	0,36	100,05	67,5	13,5	17,9	1,1	74,9	19,4	5,7	-	6,9	90,0	0,6	19,2	То же
5024	Гора Великан	Трахианде- эит	3,74	0,28	99,53	71,7	13,2	9,7	5,4	-	57,5	35,0	7,5	11,6	78,8	1,1	17,2	•
6 <b>4</b>	Там же	То же	1,71	Не опр.	100,39	71,3	12,0	10,3	6,4	6,9	54,2	38,9	-	12,2	78,5	1,0	38,9	Л.А.Вар- данянц (1956)
84/586	•	•	-	•	99,70	71,5	14,7	8,3	5,0	-	54,8	43,6	1,6	9,1	83,0	1,0	30,6	Матерналы А.М. Бор- сука



Фиг. 22. Трахиандезит горы Великан. Увел. 30, николи + PI – вкрапленники плагиоклаза; Атрh – псевдоморфозы по темношветному минералу

лом, по которому образовались псевдоморфозы вторичных минералов, была роговая обманка, а не моноклинный пироксен, более характерный для долеритов.

Интересным является факт находки в розовых туфоконгломератах у юго—западной окраины сел. Коста—Хетагурова крупных обломков розоватых пород, напоминающих по химическому составу и структуре трахиты (табл. 7, анализ 52/66-6).

Это позволяет высказать предположение, что конечными членами рассматриваемого нами базальтоидного комплекса были трахиты, т.е. в данном случае мы имеем обычное для многих субплатформенных областей мира развитие базальтового магматизма в сторону повышения содержания кремнезема и щелочей. Однако это предположение в настоящее время нуждается в подкреплении большим количеством фактов.

Генетически с описанными выше породами связаны трахиандезиты, некки которых широко известны на левобережье р. Теберды.

Трахиандезиты – плотные, серые до темно—серых породы порфировой структуры. Вкрапленники, составляющие 40-50 объеми, %, погруженные в полностью раскристаллизованную основную массу, представлены плагиоклазом, псевдоморфовами вторичных продуктов по цветному минералу и единичными кристаллами биотита (табл. 6, фиг. 22).

Плагиоклаз образует кристаллы нескольких генераций. Наиболее ранняя генерация представлена крупными (1,5-2,5 мм) широкотаблитчатыми зональными зернами андезина (№38). По микротрешинкам в этих кристаллах развиваются альбит и кальцит. Последний часто замещает одну или несколько зон, подчеркивая зональное строение плагиоклазов ранней генерации. Иногда в центральных частях таких зерен наблюдается развитие небольших скоплений тонкочешуйчатого пеннина. Плагиоклаз поздней генерации представлен обычно короткостолбчатыми кристаллами андезина (№31-35) с максимальным размером вдоль длинной оси 0,2-0,5 мм. Плагиоклазы поздней и ранней генераций часто образуют гломеропорфировые скопления размером до 5 × 4 мм. Как правило, по плагиоклазам поздней генерации вторичные продукты развиты слабее и среди них преобладает альбит.

Иногда в "рупных кристаллах ранней генерации плагиоклаза удается наблюдать псевдоморфозы хлорита и магнетита по темноцветному минералу и небольшие кристаллы плагиоклазов поздней генерации.

Темноцветные минералы, за исключением биотита, представлены чаще всего псевдоморфозами по ним вторичных минералов. Среди этих образований по размеру зерен и характеру развивающихся продуктов можно выделить несколько тимов. І тип псевдоморфоз имеет вид удлиненных или ромбовидных кристаллов размером до 2,5 мм. Эти псевдоморфозы выполнены клинохлором, в котором наблюдается тонкая россыпь магнетита и редкие листочки вторичного биотита, опацитовая кайма обычно отсутствует. В псевдоморфозах этого типа довольно часто встречаются зерна плагиоклаза. Псевдоморфозы ІІ типа имеют вид удлиненных короткостолбчатых кристаллов размером 0,2-1,5 мм вдоль алинной оси. Эти псевдоморфозы в центральной части всегда бывают выполнены кальцитом, имеют широкую опацитовую кайму, а промежуток между опацитовой каймой и ядром зерна бывает выполнен пеннином. И, наконец, в породах центральной части некка гор і Великан встречені удлиненные столбчатые кристаллы размером 0,2-1,0 мм, полностью замещенные клинохлором и тальком.

Биотит встречается в виде единичных широкотаблитчатых кристаллов размером до  $0.3 \times 0.5$  мм, слабо хлоритизированных и опацитизированных. Изредка встречаются единичные округлые вкрапленники кварца размером до 0.3-0.4 мм.

Акцессорная минерализация в трахиандезитах представлена единичными столбчатыми кристалликами циркона и апатита. Рудные минералы (магнетит, реже – титано-магнетит и пирит) образуют обычно единичные неправильной формы зерна, размер которых варьирует от 0,01 до 0,2 мм.

Основная масса трахиандезитов имеет микролитовую структуру и в основном квари-полевошпатовый состав. Она состоит из лейст андезина, сцементированных неясно раскристаллизованным мезостазисом. В последнем довольно часто наблюдаются игольчатые выделения нацело хлоритизированного темноцветного минерала, мелкая "рудная сыпь" и неправильные по форме выделения вторичного квариа размером 0,03-0,1 мм. В периферических частях некка и в апофизах в основной массе появляется значительное количество гнезд и прожилков кальцита и гидрокислов железа.

Изучение химического состава трахиандезитов показывает, что эти породы несколько пересыщены кремнехислотой (Q = 9, 1 - 12, 2), что выражается в появлении кварца в интерстициях основной массы.

Интересно приблизительно рассчитать по данным химического анализа минеральный состав этих порфировых пород. Для этого надо иметь в виду, что средний химический состав трахиандезитов равен:  $SiO_2 = 59,32$ ;  $TiO_2 = 0,82$ ;  $Al_2O_3 = 17,64$ ;  $Fe_2O_3 = 3,16$ , FeO=2,47, MnO=0,11, MgO=2,09, CaO=4,63,  $Na_2O=4,65$ ,  $K_2O=1,73\%$ . Средний же количественный минеральный состав в объеми. % по данным подсчета 8 шлифов на интеграционном столике равен: плагиоклаз = 33,0; псевломорфозы по темноцветным минералам = 5,2, биотит = 0,2, рудные минералы = 2,5, карбонат = 0,7, вторичный кварц = 2,4, основная масса = 56,0%.

Повторяя приведенные ранее для долеритов рассуждения, можно подсчитать, что трахиандезиты содержат 16,7% темноцветных минералов или их псевдомор-фоз (из них 3,7% в основной массе), 74% плагиоклазов №30 (из них 33% — во вкрапленниках), 0,2 биотита, 0,7 карбоната и 2,4% кварца.

Таким образом, изучение особенностей химического, петрографического состава и взаимоотношений экструзивно-эффузивных пород позволяет сделать несколько выводов:

- 1. Развитие посленижнеюрского экструзивно-эффузивного магматизма происходило в сторону увеличения содержания кремнекислоты и шелочей в магматическом расплаве. Начальные стадии проявления этого магматизма знаменовались внедрением субвулканических тел андезито-базальтов и андезитов, которые затем сменились андезито-дацитами, дацитами и трахиандезитами.
- 2. Соответственно с изменением химического состава, поднимающегося к поверхности магматического расплава, менялся и минеральный состав образовавшихся пород. Если в андезито-базальтах и андезитах исевдоморфозы вторичных минералов развивались по пироксену и амфиболу, то в андезито-дацитах и трахинандезитах присутствуют в основном амфиболы, но начинает появляться биотит. Вместе с этим увеличивается количество кварца в основной массе и во вкрапленниках.

- 3. Интересно отметить и факт постепенного уменьшения в ходе эволюции описываемых пород во II фазу мезозойской магматической деятельности объема извергаемого материала. Основные и средние по составу продукты этой фазы (андезито-базальты и андезиты) имеют широкое площадное распространение, кислые же слагают отдельные маломощные тела, быстро выклинивающиеся по простиранию, а трахиандезиты известны только в четырех некках в низовые р. Теберды.
- 4. Приближенный количественный спектральный анализ экструзивно—эффузивных пород, проведенный на те же элементы, что и в долеритах, показал, что средние из 20 проб содержания равны в андезитах и трахиандезитах соответственно: ( $\Gamma = 5,2\times10^{-3}$  и  $1,1\times10^{-3}$ : Co  $= 1,7\times10^{-3}$  и  $1,4\times10^{-3}$ : Ni  $= 3,3\times10^{-3}$  и  $7\times10^{-4}$ : V=  $1,3\times10^{-2}$  и  $1,4\times10^{-2}$ ; Мо  $= 6\times10^{-5}$ и  $2\times10^{-5}$ ; Sn  $= 4\times10^{-4}$ и  $9\times10^{-5}$ ; Pb  $= 9\times10^{-4}$  и  $6\times10^{-4}$ ; Nb  $= 1,6\times10^{-3}$  и  $2\times10^{-3}$ . Приведенные значения точно соответствуют средним содержаниям этих элементов в средних породах, по A.П. Виноградову (1962), т.е. какой—либо специализации по ним расплава поздних дериватов базальтоидного расплава не наблюдается.

## Общие выводы по базальтоидному комплексу

1. Приведенный в настоящем разделе фактический материал показывает, что в пределах восточной части Лабино-Малкинской зоны, начиная с позднего лейаса - раннего доггера, т.е. со времени перехода этой территории к субплатформенной стадии развития, начинает проявляться базальтоидный комплекс.

В процессе эволюции пород последнего, как и в других мезозойских провинциях мира, проявилась не только интрузивная, по и экструзивно-ффузивная магматическая деятельность, приведшая к образованию субвулканических тел, сложенных средними, кислыми и субщелочными по составу породами, причем в исследованном нами регионе интрузивная деятельность несколько опережает эффузивную.

Начальные члены этого комплекса — долериты — образуют многоярусные силлы на площади  $300-330~{\rm km}^2$ , проявления андезитов и дацитов известны только на площади  $60-70~{\rm km}^2$ , и трахиандезиты в современном эрозионном срезе занимают площадь, не превышающую  $3-5~{\rm km}^2$ . Таким образом, явно видно уменьшение объема извергаемого магматического материала.

- 2. Кристаллизация базальтоидных пород происходила в специфических близповерхностных или даже поверхностных условиях, характеризующихся быстрой сменой режимов давления и температуры. Это отразилось в целом ряде микроструктурных черт, таких как:
- а) широкое распространение гломеропорфировых сростков и гломерокристаллических скоплений;
  - б) развитие нескольких генераций плагиоклазов:
  - в) зональное строение крупных вкрапленников плагиоклазов;
  - г) дробление отдельных вкрапленников;
  - д) интенсивная опацитизация темноцветных минералов;
- е) преобладание порфировой структуры пород при преимущественном развитии микролитовой, субофитовой, андезитовой и других структур основной массы и т.д.
- 3. Разнообразие разновидностей базальтоидных пород может быть объяснено с помощью дифференциации магматического расплава, с одной стороны, в интру⇒ зивной камере, с другой в магматическом очаге.

Дифференциация расплава в интрузивной камере привела к обогащению пород нижних частей одного и того же пластового тела окислами железа, и наоборот, обеднению их  $SiO_2$ . MgO,  $Na_2O$  и  $K_2O$ . При этом контакт между породами верхней и нижней частей силла постепенный, без четких границ.

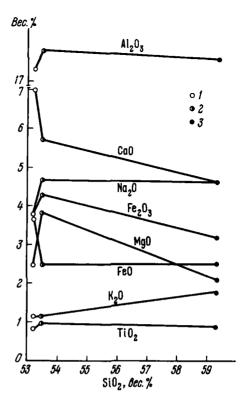
Дифференциация в магматическом очаге привела к появлению на более поздних стадиях развития базальтоидного комплекса дацитов и трахиандезитов, т.е. развитие магматизма шло нормальным путем от основных пород к кислым и субщелочным. Для иллюстрации эволюции химического состава базальтоидной магмы было построено несколько диаграмм.

Фиг. 23. Диаграмма изменения химического состава изверженных пород в процессе развития базальтоидного комплекса

1 - долериты; 2 - андезитовые породы; 3 - трахиандезиты

Диаграмма, иллюстрирующая изменение во времени содержания в породах основных породообразующих окислов, представлена на фиг. 23.

Диаграмма, построенная по методу А.Н. Заварицкого (фиг. 24), показывает, что постоянно в составе базальтоминого комплекса доминировали нормальные породы с преобладанием натрия над калием, содержащие незначительное количество темноцветных минералов ( b = 8-20), и плагиоклазы типа андезина и реже лабрадора. Для сравнения на эту же диаграмму нанесена кривая эволюции составов пород генетической серии Лассен-Пика (Заварицкий, 1952). Сравнение этих кри-



вых показывает, что кривая дифференциации базальтоидов Кубано-Малкинского междуречья смешена на плоскости ASB в сторону большего количества шелочных алюмосиликатов, а на плоскости CSB - в сторону большего содержания CaO в лейкократовых минералах долеритов. Такое отклонение, вероятно, в значительной мере обусловлено не только разницей в минеральном составе сравниваемых по-род, но и влиянием процессов вторичного изменения минералов.

Диаграмма  $Na_2O-K_2O-MgO$  (фиг. 25) свидетельствует, что в процессе эволюции рассматриваемого комплекса значительно менялось содержание  $Na_2O$  и MgO, т.е. окислов, характерных для базальтовых магм. В то же время, несмотря на дифференциацию от андезито—базальта до дацита, содержание  $K_2O$  — типичного окисла гранитоидных магм — менялось очень мало.

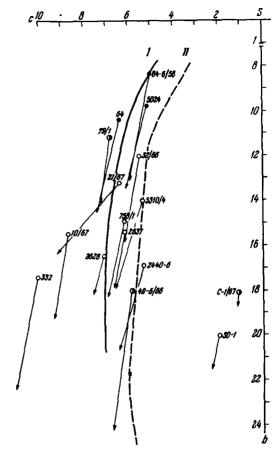
Иллюстрацию эволюции базальтовых магм платформенных областей принято показывать на диаграммах  $\Sigma \Gamma e_2 O_3 + \Gamma eO - \Sigma N_2 O + K_2 O - MgO$  (фиг. 26). Эта
диаграмма наглядно показывает одинаковый со многими трапповыми провинциями мира характер дифференциации базальтовых пород: от магнезиальных к
железистым и далее к щелочным. Специфической чертой эволюции базальтоидной
магмы Кубано-Малкинского междуречья является отсутствие магнезиальных членов этого ряда. Минералогически это выразилось в отсутствии в долеритах оливина и небольшом количестве темноцветных минералов и особенно пироксенов.
Возможно, что наиболее магнезиальные члены долеритовой формации в настояшее
время еще не вскрыты эрозией и залегают в нижних частях юрского осадочного
чехла, недостаточно изученного буровыми работами в Кубано-Подкумском районе.

Косвенным подтверждением этого предположения является факт находки мелких зерен очень похожего на оливин минерала в обломках долеритов среди эксплозивных брекчий горы Людмила (верховья р. Подкумок), о чем подробно будет сказано ниже при описании эруптивных брекчий.

4. Магматические породы базальтоидного комплекса Кубано-Малкинского междуречья характеризуются значительными изменениями минералов вкрапленников. Наиболее широко вторичные изменения затронули темноцветные минералы, пре-

Фиг. 24. Диаграмма А.Н. Заварицкого для изверженных пород базальтоилного комплекса

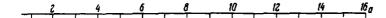
I - вариационная кривая базальтондов Кубано-Малкинского междуречья, II - вариационная кривая Лассен-Пик по А.Н. Заварицкому. Условные обозначения см. на фиг. 23

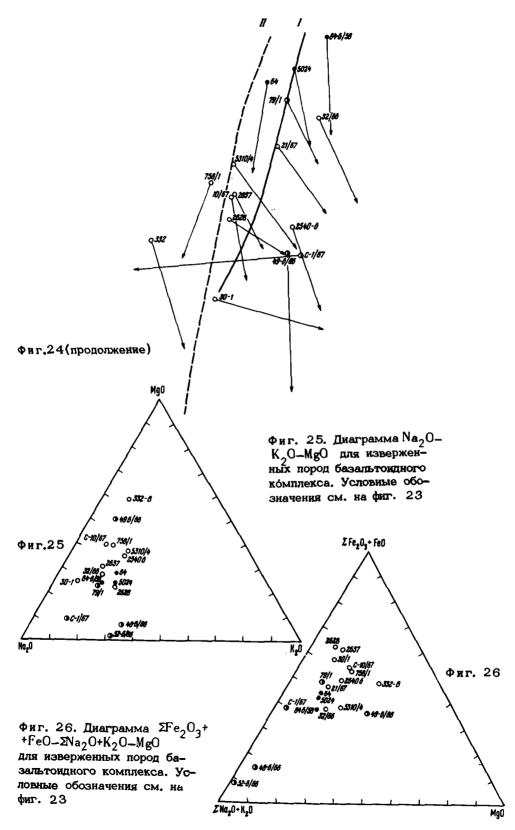


вращенные в настоящее время в псевдоморфозы хлорита, гидроокислов железь и карбоната. Плагиоклазы описываемых пород подвержены процессам альбитизации, каолинитизации, карбонатизации, реже хлоритизации. В целом можно отметить, что интенсивность вторичных изменений увеличивается от долеритов к андезитам и дацитам.

Вторичные изменения породообразующих минералов связаны, вероятно, с одной стороны, с воздействием на сформировавшиеся породы остаточных богатых летучими постмагматических растворов, с другой — с воздействием более молодых интрузий диорит-гранитоидного и габбро-трахитоидного комплексов.

Таким образом, приведенные выше факты свидетельствуют, что эволюция мезозойского магматизма на территории Кубано—Малкинского междуречья началась
с развития пластовых интрузий долеритов, а закончилась образованием некков
трахиандезитов, т.е. мы в общем наблюдаем обычную для платформенных областей последовательность развития базальтоидных пород. Однако специфический
химический и петрографический состав долеритов Кубано—Малкинского междуречья, приближающихся к диорит—порфирам, не позволяет на настоящем этапе изучения геологии этого региона однозначно решить вопрос о единстве или разобшенности родоначального магматического очага для базальтоидов и гранитоидов.
Поэтому вопрос о разделении базальтоидов и вулканитов среднего состава, с одной стороны, и гранитоидов, с другой — является явно дискуссионным и нуждается в значительном уточнении.





#### ЛИОРИТ-ГРАНИТОИДНЫЙ КОМПЛЕКС

Магматические породы диорит-гранитоидного комплекса знаменуют следующий крупный этап в истории развития мезозойского магматизма Лабино-Малкинской зоны. В магматической деятельности этого периода выделяются три главные фазы, продукты которых различаются по химическому и минеральному составу. Поскольку возрастные взаимоотношения между породами различных фаз и различных разновидностей внутри каждой фазы освещены нами в главе [[], то эдесь мы остановимся только на особенностях их химического и минералогического состава.

# Диорит-порфиры

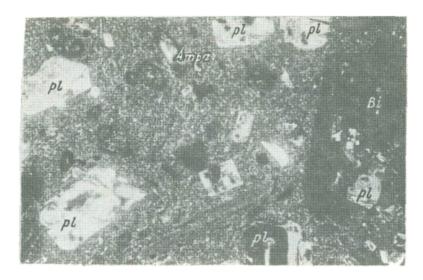
Диорит-порфиры являются начальными членами эволюционного ряда гранитоидов. Среди этих пород четко выделяются две разновидности — биотитовые и амфибо-ловые диорит-порфиры. В основу такого разделения положен признак присутствия биотита во вкрапленниках. Поскольку химический состав этих разновидностей несколько отличается только количеством кремнекислоты, то описываются они вместе.

Наиболее типичные диорит-порфиры слагают лакколит гор Кеклекая-Кеклебащи. Они представляют собой плотные темно-серые, реже зеленовато-серые, порфировые породы, с массивной текстурой. При выветривании и на контакте с осадочными породами они несколько светлеют. Объемный вес их колеблется в пре-

Таблица 8
Количественный минеральный состав диорит-порфиров (объеми, %)

			E	Зкрапле	HHKK	ı		Основ	ная мас	Ça
N <sub>0</sub> π/π	№ об-	Место взятня образца	пла- гио- клаз	амф <del>и-</del> бол	бно- тит	кварц	руд- ные	кар- бо- нат	гнезда вторич ного кварца	ненная основная
1	86/58	Правобережье р. Теберды у г. Карачаевска	23,2	15,3	<del>-</del>	-	0,4	1,7	2,3	57,1
2	2027	Правобережье р. Мары, гора Кеклекая	22,2	13,8	0,8	_	-	-	0,9	62,3
3 4	2040-A 617a/66		24,1 15,6	6,6 8,8	0,7	1,3 -	1,0 4,0	1,0		66,3 70,6
5	2117	Правобережье р. Мары, гора Кеклебаши	21,9	11,5	0,1	0,1	Не опт	) <b>. –</b>	_	66,4
6 7	957-1 648-1	Там же		15,6 8,7			2,0 1,1	3,1 -		56,0 61,4
8	2014	Левобережье р. Мары, устье ручья Кнух	27,9	4,5	0,8	_	Не оп	p <b>. –</b>	-	66,8
9 10	5/1 2015	Там же	22,8 21,8		5, <b>4</b> 0,6		0,9 0,8	-	<u>-</u>	67,0 70,4
		Средний состав	23,1	9,3	0,9	0,4	1,5*	0,6	0,3	63,9

<sup>\*</sup>Среднее количество рудных минералов вычислено по 7 шлифам (№ п/п 1, 3, 4, 6, 7, 9, 10).



Фиг. 27. Диорит-порфир горы Кеклебаши. Вкрапленники представлены плагиоклазом (PI), псевдоморфозами по амфиболу (Amph) и биотитом (Bi). Увел. 30, без анализатора



Фиг. 28. Зональный вкрапленник плагиоклаза в диорит-порфирах горы Кеклекая. Увел. 75, николи +

делах 2,44-2,70 г/см<sup>3</sup> (по 250 замерам). Вкрапленники, обусловливающие порфировую структуру пород, слагают 27-44 объемн. % и погружены в нацело раскристаллизованную мелкозернистую основную массу. Среди вкрапленников количественно значительно преобладает плагиоклаз, далее идут амфиболы, биотит и кварц (табл. 8, фиг. 27).

Плагиоклаз встречается в виде зерен двух генераций. Ранняя - образует крупные зональные таблитчатые кристаллы размерами от  $2.5 \times 5$  до  $5 \times 5$  мм (фиг. 28). Часто эти интрателлурические кристаллы имеют обломанные края, а центральные части их покрыты сеткой микротрешин. Обычными для них являются гломеропорфировые сростки диаметром до 5-8 мм. По составу этот плагиоклаз отвечает андезину (№ 36-37). Поздняя генерация представлена несколько округлыми зернами кислого андезина (№ 32). Наиболее часто встречающийся их размер не превышает 0,5 × 0,8 мм. В крупных кристаллах плагиоклаза наблюдаются включения псевдоморфоз вторичных минералов по темноцветному минералу, мелкие зерна плагиоклаза поздней генерации, удлиненные кристаллики циркона, а также мелкие зерна магнетита и кварца. Кроме того, в крупных кристаллах плагиоклаза по микротрещинам, реже по отдельным зонам, развивается кальцит. Интенсивность этого процесса значительно меньше, чем в трахиандезитах, андезитах и дацитах. Иногда развитию кальшита сопутствует образование гнезд каолинита (только в центральной части зерен), а также пятен и прожилков гидроокислов железа. И лишь в биотитовых диорит-порфирах по отдельным микротрещинкам и по периферии кристаллов развиваются тонкие ветвящиеся прожилки альбита.

Темноцветный минерал обычно замещен вторичными продуктами. Значительно пеже амфибол сохраняется. Форма псевдоморфоз довольно разнообразна - удлиненная, столбчатая, ромбовидная, реже шестиугольная. Их размеры варьируют от 0,2 до 2,5 мм по длинной оси, Гломеропорфировые сростки для них нехарактерны. Иногда в крупных псевдоморфозах наблюдаются небольшие кристаллы плагиоклаза, и в то же время псевдоморфозы корродируют крупные кристаллы ранней генерапии плагиоклаза. По характеру развивающихся вторичных минералов можно наметить четыре типа псевдоморфоз: | тип представлен мелкими до 0,4 мм столбчатыми кристаллами, полностью выполненными магнетитом и гидроокислами железа. II тил имеет тонкую опацитовую кайму, а центральная часть зерна выполнена тонкочешуйчатым хлоритом с редкими скоплениями тонкозернистого карбоната и отдельными мелкими зернами магнетита. П тип представлен псевдоморфозами, обрамленными толстыми опацитовыми каймами, а центральная часть зерна выполнена хлоритом и карбонатом, образующими своеобразную мозаичную структуру. Иногда центральную часть таких псевдоморфоз выполняет только карбонат, в котором методом прокрашивания удалось выделить наряду с кальцитом и доломит. тип псевдоморфоз представляет крупные зерна, обычно толстостолбчатые, превращенные в агрегат магнетита, делессита и биотита (фиг. 29). Биотит развивается незакономерно, т.е. иногда с середины зерна, а иногда его развитие идет и от периферии. Края таких псевдоморфоз обычно подчеркиваются тонкой цепочкой медких магнетитовых зерен, прерывающейся в местах, корродированных основной массой.

Биотит встречается только в биотитовых диорит-порфирах. Он образует кристаллы двух генераций. Ранние аллолитовые вкрапленники имеют широкотаблитчатый габитус кристаллов, размер которых иногда достигает 1 см, но обычно колеблется в пределах 2,5-3 мм. Эти кристаллы, как правило, интенсивно корродированы основной массой и хлоритизированы. Поздняя генерация биотита представлена мелкими почти квадратными зернами размером от 0,5 мм. Все кристаллы этого минерала слабо хлоритизированы.

Кварц не является характерным минералом для диорит-порфиров и присутствует в виде вкрапленников спорадически только в биотит-амфиболовых их разновидностях. Он образует округлые верна с размером до 0,3 мм. Чосто границы этих верен нерезки, и имеются "заливы" основной массы внутри верна.

Погасание кварцевых зерен резкое и одновременное, что вместе с фактом слабого развития трешиноватости указывает на отсутствие каких-либо признаков катаклаза.

Рудные минералы представлены обычно неправильными по форме образования—ми магнетита и ильменита, значительно реже пирита и арсенопирита размером по 0,15 мм. Иногда магнетит образует довольно крупные (до 0,5 мм) гексагональные зерна. Довольно часто наблюдаются округлые гнезда лейкоксена разме-



Фиг. 29. Развитие вторичного биотита по амфиболу в диорит-порфирах горы Кеклекая. Увел. 30, без анализатора

ром до 1,5 мм, развитого, очевидно, по ильмениту. Большая же часть рудного вещества образует тонкодисперсную пыль, равномерно распределенную в породе.

Для изучения акцессорной минерализации научным сотрудником ВИМС В.И. Волковым была отобрана в центральной части горы Кеклекая большая проба (25 кг), материал которой исследован в минералогической лаборатории ВИМС. В результате было установлено, что около 80% акцессорных минералов представлено апатитом, мелкие кристаллики которого часто рассеяны в основной массе и зернах биотита. Значительно реже встречаются очень мелкие кристаллы касситерита, циркона, дистена и граната. В единичных случаях отмечены сидерит, монацит, флюорит, андалузит, вольфрамит и шеелит.

Основная масса полностью раскристаллизована и состоит из игольчатых микролитов плагиоклаза (№ 27-28) и очень редких, нацело хлоритизированных зерен темноцветных минералов, погруженных в кварц-полевошпатовый мезостазис.
В последнем повсеместно наблюдаются неправильные по форме выделения кварца
размером от 0,2 мм. Структура основной массы гиалопилитовая, микролитовая,
а в более кислых (биотит-амфиболовых диорит-порфирах) структура становится
криптокристаллической. В наиболее раскристаллизованных разностях структура
основной массы при большом увеличении напоминает призматически зернистую.
Довольно обычны, особенно в приконтактовых частях, гнезда кальцита размером
до 1,5 мм.

В петрохимическом отношении диорит-порфиры представляют собой типичные известково-шелочные породы (табл. 9). Однако при рассмотрении химизма подобных порфировых да еще и постмагматически измененных пород приходится сталкиваться с определенными трудностями при попытках установить как первичный состав этих пород, так и состав их базиса. Поэтому удобен тот метод приближенного расчета минералогического состава, который мы уже применяли при рассмотрении базальтоидов. Согласно этим расчетам диорит-порфиры состоят из 10,6% темноцветных минералов и их псевдоморфоз (из них 0,5% в основной массе), 5,1% рудных минералов (из них 3,6% - в основной массе), 83% плагиоклаза в среднем № 32 (из них 60% - в основной массе), 0,7% кварца (из них 0,4% - во вкрапленниках) и 0,6% карбоната.

Спектральный анализ диорит-порфиров, проведенный на ряд элементов, приближенным количественным методом в лаборатории ИГЕМ АН СССР, показал, что средние содержания (из 40 проб) в них равны: Nb - 2,4  $\times$  10 $^{-3}$ , Cr - 1,2  $\times$ 

Таблица 9 Химический состав диорит-порфиров

N∘							Окис	лы (вес	:. %)							
образца	Место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	C02	П.п.п.	Σ
1411	Правобережье р. Мары, гора Кеклебаши	59,05	0,50	19,25	! 2,72	1,14	0,02	0,60	7,19	3,81	1,59	0,22	l -	· -	4,57	100,54
4672	Правобережье р. Кубани, верховье ручья Карасырх	59,48	0,68	17,63	3,10	2,04	0,11	2,00	5,60	4,96	1,20	0,20	0,38	0,70	2,44	99,82
957 <b>-1</b> 617a/66	Правобережье р. Мары, гора Кеклекая Там же	59,52 59,60	•	16,29 16,90	•	3,16 2,10	0,08 0,10	2,03 1,70		4,10 3,94	1,10 1,65	0,15 0,21	_ 2,30	_ 2,64	4,40 6,20	99,52 100,51
2679	Верховье р. Эшкакон, гора Мамычар	59,77	0,63	21,84	1,06	0,29	0,05	1,80	5,51	4,48	1,02	0,14	0 <b>,3</b> 8	1,47	1,89	99,32
2028 2118	Правобережье р. Мары, гора Кеклебаши Там же	59,86 60,36	0,66 0,60	15,94 17,51	-	•	0,10 0,06	•	6,12 5,54	•	0,94 1,26	0,14 0,17	_ 0,60	-	4,90 5,10	99,51 100,35
2561	Верховье р. Подкумок	60,76	0,72	15,85	5,29	1,36	0,04	2,02	3,70	5,60	1,66	0,05	0,51	0,52	2,21	100,27
2024	Правобережье р. Мары, гора Кеклебаши	60,88	0,60	17,11	2,75	2,65	0,08	0,71	5,33	5,40	1,30	0,17	-	-	3,44	100,42
2282	Верховье р. Подкумок	61,25	0,70	16,63	4,76	1,15	-	1,78	4,00	4,30	1,98	0,07	0,46	0,19	2,04	100,00
648-1	Правобережье р. Мары, гора Кеклебаши	61,64	0,60	17,76	2,26	2,44	0,07	0,71	4,81	4,80	1,40	0,16	_	-	3,40	99,55
28 <b>32</b>	Верховье р. Эшкакон, гора Мамычар	61,87	0,74	16,68	1,51	1,04	0,09	1,58	3,93	4,48	1,28	0,41	0,82	1,54	2,40	100,10
	Средний состав	60,29	0,65	17,57	2,73	1,96	0,07	1,51	5,20	4,53	1,37					

Таблица 9 (продолжение)

N <sub>2</sub>				Ч	исловы	е харак	геристик	и по А.1	I. Зава	рицкому				Примечание
образца	Место взятия образца	S	a	b	С	a	ſ'	m'	c′	Q	n	t	φ	
1411	Правобережье р. Мары, гора Кеклебаши	7 <b>3,</b> 8	11,8	6,9	7,5	-	58,8	16,1	30,1	16,5	78,2	0,6	28,1	1
4672	Правобережье р. Кубани, верховье ручья Карасырх	71,2	13,3	9,8	5,7	_	48,9	36,5	14,6	10,1	86	1,1	7,7	
957 <b>-</b> 1 617a/66	Правобережье р. Мары, гора Кеклекая 3 Там же	73,9 73,6	11,5 12,0	8,5 8,7	6,1 5,7	-	71,3 49,1	22,6 35,6	6,1 15,3	18,7 17,5	84,6 78,5	0,9 0,6	32,2 23,7	
2679	Верховье р. Эшкакон, гора Мамычар	72,0	12,1	9,3	6,6	51,2	13,9	34,9	_	13,2	86,8	0,8	10,1	
2028 2118	Правобережье р. Мары, гора Кеклебаши Там же	73,1 74,5		13,4 6,9	3,1 6,5	-	40,7 68,1	33,0 21,3	26,3 10,6	-	85,3 83	0,9 0,8	20,4 12,8	Биотит <b>⊷</b> амфиболовые
2561	Верховье р. Подкумок	71,4	15,0	10,2	3,4	_	58,1	33,8	8,1	9,4	83,8	0,9	44,6	диорит-порфиры Тоже
2024	Правобережье р. Мары, гора Кеклебаши	72,6	14,3	8,3	4,8	<u>.</u> .	61,5	14,6	23,9	11,8	86	0,8	29	Тоже
2282	Верховье р. Подкумок	72,8	13,8	9,2	4,2	_	57,6	33,9	8,5	13,8	78,6	0,9	30,1	•
648-1	Правобережье р. Мары, гора Кеклебаши	75,1	12,2	6,5	6,2	11,7	70,1	18,9	_	19,6	82,3	0,8	31,1	•
2832	Верховье р. Эшкакон, гора Мамычар	73,6	11,9	10,8	3,7	52,6	21,7	25,7	-	19,7	86,4	0,9	11,8	•

Аналитики: Г.И. Менькова, Л.В. Зароченцева, Э.В. Паст, Л.М. Толдова.

 $10^{-3}$ , Ni = 6,3 ×  $10^{-4}$ , Co = 7,9 ×  $10^{-4}$ , V = 8,3 ×  $10^{-3}$ , Mo = 6,5 ×  $10^{-3}$ , Mo = 7,5 ×  $10^{-5}$ , Pb = 2,4 ×  $10^{-3}$ , Sn = 1,8 ×  $10^{-5}$ . Приведенные значения равны средним содержаниям этих элементов в средних породах по А.П. Виноградову (1962). Небольшое повышение содержания отмечается только для Sn, но этот факт нуждается в тщательной проверке.

Дальнейшая эволюция мезозойского гранитоидного расплава привела к образованию интрузий гранодиорит-порфирового состава.

## Гранодиорит-порфиры

Породы. IV фазы магматической деятельности, являясь средними членами гранитоидного эволюционного ряда, с одной стороны, наследуют основные свойства диорит-порфиров, с другой – являются качестве...но новыми дифференциатами мезозойской гранитоидной магмы. Так же как и диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры можно разделить на две разновидности – биотитовую и биотит-амфиболовую. Непосредственных контактов между этими разновидностями установить в процессе полевых работ не удалось, однако можно предполагать, что биотитовые гранодиорит-порфиры являются более поздними, так как отличаются более кислым составом пород, переходным к гранит-порфирам (см. табл. 10, 11).

Необходимо отметить, что обший объем гранодиорит-порфировых интрузивов значительно меньше, чем диорит-порфировых.

Поскольку химический и минералогический составы обеих разновидностей гранодиорит-порфиров довольно близки, рационально описывать их совместно.

Типичными представителями характеризуемых пород является гранодиоритпорфиры Арнаутского массива, наиболее детально изученные нами (табл. 10, все
анализы, кроме трех; табл. 11, шлифы 2001, 2004, 2010-А, С-45-9, С-4522). Аналогичные породы прорывают диорит-порфиры на правобережье р. Мары
в пределах лакколита гор Кеклекая-Кеклебаши (табл. 11, шлифы 2021, 2108,
2109, 122/66, 2105, 2106).

Гранодиорит-порфиры – это плотные неравномерно-зернистые породы с массивной текстурой, имеющие темно-серый, светло-серый, реже зеленовато-серый цвет. При выветривании и на контакте с осадочными породами гранодиорит-порфиры приобретают розовато-серую окраску. Объемный вес этих пород колеблется от 2,42 до 2,6 г/см3.

Структура пород эвпорфировая или сериально-порфировая (Половинкина, 1966) и обусловлена присутствием разнообразных по размерам фенокристаллов, сцементированных тонкозернистой основной массой. Общее количество вкрапленников варьирует в среднем от 35 до 40 объемн. % (табл. 11, фиг. 30). В количественном отношении среди минералов вкрапленников значительно преобладает плангиоклаз, затем идут измененный амфибол, кварц и биотит. Количество рудных минералов в гранодиорит-порфирах незакономерно изменяется не только от одного массива к другому, но и в пределах одного и того же массива.

Плагиоклаз представлен во всех случаях кислым андезином, реже олигоклазом. Он образует толстостолбчатые или таблитчатые кристаллы, максимальный размер которых варьирует в широких пределах: от 0,2 до 3,0-4,0 мм. При этом можно выделить две разновременные генерации. К генерации относятся зерна с размерами 0,8-4,0 мм. Эти кристаллы обычно имеют зональное строение. Количество зон достигает 25, при этом состав ядра таких кристаллов отвечает кислому андезину (№ 30-32), а состав периферической оболочки соответствует плагиоклазам II генерации. Наиболее распространенные законы двойникования—альбитовый и альбит—карисбарский. Часто вкрапленники этой генерации образуют гломеропорфировые сростки с размерами в поперечнике до 6-7 мм. II генерация представлена мелкими кристаллами размером 0,2-0,8 мм. По составу эти плагиоклазы отвечают олигоклазу (№ 27-28).

В кристаллах плагиоклаза довольно часто наблюдаются небольшие (0,1-0,2 мм) включения округлой или червеобразной формы основной массы нацело измененного



Фиг. 30. Гранодиорит-порфир Арнаутского массива. Вкрапленники представлены измененным плагиоклазом (PI), кварцем (O), псевдоморфозами по амфиболу (Amph) и биотитом (Bi). Увел. 30, николи +



Фиг. 31. Характер развития вторичных минералов (Ab – альбита, Ca карбоната и Caol – каолинита) по плагиоклазовому вкрапленнику в гранодиорит-порфирах Арнаутского массива. Увел. 75, николи +

темноцветного минерала (роговой обманки?), мелких кристалликов биотита и циркона. Реакционные взаимоотношения между включениями и плагиоклазом обычно отсутствуют.

Все вкрапленники плагиоклаза интенсивно изменены постмагматическими процессами. По ним вдоль спайности, микротрешин и по периферии зерен развивается альбит, в промежутках между отдельными "струйками" альбита наблюдаются участки, замещенные каолинитом и кальцитом. Значительно реже, причем сразу

Таблица 10 Химический состав гранодиорит-порфиров

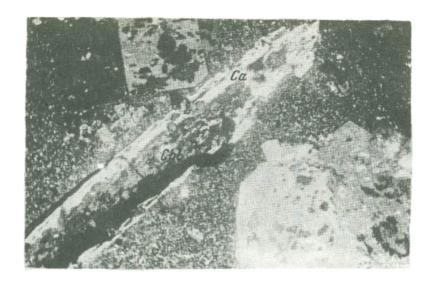
<b>№</b>							Ox	ислы,	вес. %	•							
пробы	Место взятия пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> C	κ <sub>2</sub> 0	P <sub>2</sub> 0	S	П.п.п.	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	Σ
P-194-1	Левобережье р. Мары,	T	1		1								1				1
	67 км от устья	62,08	0,38	14,80	0,48	2,24	0,13	0,86	5,91	3,00	1,72	0,11	0,04	7,92	0,06	3,69	99,73
P-193-2	Там же	62,66															99,50
2112-Д	Правобережье р. Мары,																
	у устья ручья Шайлыланы	62,82	0,48	16,31	2,18	2,01	0,09	0,85	5,33	5,10	1,44	0,14	0,01	3,46	0,96	1,76	100,22
ПС-43-2	Левобережье р. Мары,																
	7 км от устья	63,28	0,46	15,13	1.92	2,15	0.09	1.03	4,30	3,10	2,32	0.12	0,01	5,62	Не опр	. Не опр.	99,53
ПС-43-1	Там же	63,34															100,61
2001-Д	•	65,30	0,39	15,90	1,17	1,95	0,08	1,39	2,92	4,25	1,80	0,12	_	4,82	0,52	3,34	100,90
P-195-9	•	65,50	0,44	15,64	0,51	2,64	0,07	1,20	3,66	3,68	1,76	0,12	0,01	4,38	0,04	2,38	99,65
ПС-45-4	Левобережье р. Мары,																
	67 км от устья	66,16	0,40	15,41	1,50	2,06	0,09	1,33	2,36	6,08	2,04	0,12	0,04	2,00	Не опр.	Не опр.	99,61
ПС-47-1	Там же	66,55	0,40	15,17	2,21	2,04	0,13	1,93	1,72	5,60	2,04	0,13	0,01	1,64	•	•	99,57
5932-1	•	66,94	0,34	15,83	0,80	1,95	0,06	0,94	3,66	4,20	1,48	0,12	0,01	3,20	-	1,85	99,53
5932-8	•	67,32	0 <b>,3</b> 6	15,52	1,62	1,92	0,06	0,70	2,90	4,20	1,60	0,10	0,01	3,10	0,12	1,30	99,53
2122-Д*	Правобережье р. Мары,																
	в верховьях ручья																
	Шайлыланы	67,60	0,37	15,96	0,84	1,97	80,0	0,94	3,18	2,96	2,00	0,12	-	4,00	0,28	3,40	100,12
1295-1*	Там же	68,62	0,46	16,40	1.17	1.72	0.09	0.97	2.40	3.30	1.90	0 12	_	2 74	He om	Wa 077	100,09
	Средний состав												·	-, , 4	ite oub	. He onp,	100,08
	Оредини состав	65,25	0,40	15,46	1,30	2,01	0,09	1,15	3,75	3,91	1,80	-	-	-	-	-	-

Таблица 10 (продолжение)

N <sub>2</sub> .	Место взятия пробы				Числовые	характер	истики по	А.Н. Завар	ицкому	<u>-</u> -			
пробы		S	a	Ь	С	a′	ſ.	m'	c '	Q	n	t	•
P-194-1	Левобережье р. Мары,			7	T	]							1
	67 км от устья	77,8	9,9	6,4	5,9	_	44,7	24,7	<b>3</b> 0,6	29,9	72,8	0,5	7,1
P-193-2	Там же	78,5	9,7	5,8	6,0	-	49	34	17	31,6	70	0,5	15,6
2112-Д	Правобережье р. Мары,												
2112-4	у устья ручья Шайлыланы	74,3	13,7	7,6	4,4	-	53,0	27,0	20,0	16,8	84	0,6	26
ПС-43-2	Левобережье р. Мары,												
	7 км от устья	77,8	10.3	5,9	5,4	_	32,1	67,9	-	28,4	67,5	0.5	29,6
ПС-43-1	Там же	78,5	8,6	6,7	6,2	_	46.1	46,2	7,7	33,6	72,4	0,5	25,3
2001-Д	•	76,5	12,7	7,2	3,6	25,2	40,8	34,0	_	24,0	76,5	0,4	7,7
P-195-9	•	77,5	12,8	5,3	4,4	40,0	58,8	1,2	-	25,0	65,8	0,4	0,8
ПС~45-4	Левобережье р. Мары,												
	67 км от устья	75,4	16,3	6,2	2,1	_	53,3	37.8	8,9	16,1	82,0	0,5	20
ПС-47-1	Там же	74,6	14,9	8,6	1,9	15,9	46.0	38,1	_	17,5	80,7	0,5	22,2
5932-1	•	78, <b>3</b>	11,7	5,7	4,3	24,7	46,9	28,4	_	28,9	81,4	0,3	12,3
5932-8	•	77,8	11,8	7,0	3,4	<b>3</b> 6	47	17	-	28,6	80	0,5	20
2122-Д*	Правобережье р. Мары,												
	в верховьях ручья												
	Шайлыланы	77,2	9,3	9,6	3,9	46,7	36,5	16,8	_	31,9	6 <b>9</b>	0,5	16
1295-1*	Там же	77,2	9,7	10,2	2,9	58,8	25,5	15,7	_	32,1	72,7	1,1	9,2

Аналитики: Л.В. Зарочецева, Г.И. Менькова.

<sup>\*</sup>Образны 2122-Д и 1295-1 отвечают биотитовым гранодиорит-порфирам.



Фиг. 32. Характер развития вторичных минералов (Са – карбоната и Сhl – хлорита) по амфиболу в гранодиорит-порфирах Арнаутского массива. Увел. 30, николи +

по всему зерну, развиваются мелкие чешуйки серицита (фиг. 31). Наблюдения над взаимоотношением вторичных продуктов показывают, что альбит развивался раньше. чем все другие минералы, так как кальцит, каолинит и серицит часто накладываются на него. Видимо, этот процесс вторичного преобразования плагиоклазовых вкрапленников следует связать с деанортитизацией плагиоклазов под воздействием ранних щелочных постмагматических растворов. Очевидно, что в плагиоклазах гранодиорит-порфиров мы имеем тот же процесс замещения первичных минералов вторичными, что и в диорит-порфирах, но проявившийся значительно интенсивней. Характер изменения проявления этих процессов вторичного замещения минералов в интрузивных массивах в зависимости от удаленности от контакта рассматривается ниже, после описания пород этой фазы.

Амфибол обычно представлен псевдоморфозами ромбовидной, клиновидной или столбчатой формы размером по длинной оси от 0,7 до 4,0 мм. Все зерна этого минерала настолько сильно замешены вторичными продуктами, что из нескольких сотен изученных шлифов лишь в единичных удалось найти реликты неизмененного минерала ( $C: Ng=22^{\circ}, 2V=-67^{\circ}$ ). В большинстве же зерен только по размерам  $\pm$  001, где сохранились реликты спайности с тупым углом  $124^{\circ}$ , и по габитусу зерен, резко подчеркнутому опацитовой каймой, можно судить о принадлежности этих минералов к группе амфиболов (фиг. 32). По амфиболу развиваются чаще всего хлорит и карбонат, реже каолинит, гидроокислы железа, а также мелкие зерна магнетита и вторичного биотита. Интересно отметить, что мелкие зерна этого минерала, как правило, замещены либо магнетитом, либо только карбонатом, а весь вышеперечисленный комплекс вторичных минералов развивается только по крупным вкрапленникам. Применив метод прокрашивания, удалось установить, что среди вторичного карбоната доминирует кальцит, но присутствует и доломит. Таким образом, состав вторичного карбоната по амфиболам отличен от состава карбоната, развивающегося по плагиоклазам, который представлен только кальцитом.

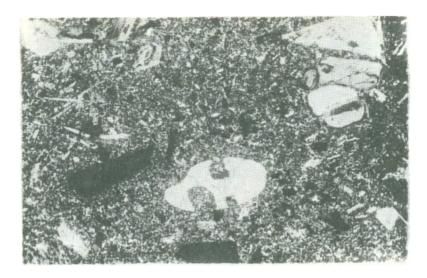
Квари образует разнообразные по форме, округлые или резко корродированные кристаллы, иногда с расплывчатыми границами. Размер их колеблется обычно от 0,5 до 1,5 мм и только в одном массиве гранодиорит-порфиров, располагающемся в верховьях ручья Шайлыланы (правобережье р. Мары), их размер достигает 5-4 мм. Количество кварцевых вкрапленников варырует в широких пределах (табл. 11). Необходимо отметить, что оно значительно больше в биотито-

Таблица 11 Количественный минеральный состав гранодиорит-порфиров (объеми. %)

		Bĸ	рапле	ник			НОВНА АССА	я	
		пла-	ам-		кверц	руд-	BTO-	неиз- менен-	Приме-
№ шлифа (образца)	Место взятия образца	LHO-	фн-	THT		ные	•	HAR	нание Приме—
(Copiesia)		клаз	бол				кверп	основ— ная масса	
38/66	Правобережье р. Кубани, вер- ховье ручья Карасырх	29,8	4,8	2,2	4,6	1,6	3 - 5	57,0 Kp	aenas
2021	Правобережье р. Мары, верховье ручья Абсаланы-Кишлак		3.7	3.1	11.4				СТЬ
2024	Там же				2,5				
2108	Правобережье р. Мары, верховье								
2109	ручья Абсаланы—Кишлак Там же				4,10				٠
122/66	там же			2,1	11,6 7,0		) -	66,5 T 65,2	о же
2105	Правобережье р. Мары, устье	·	•	•		•		·	
	ручья Шайлыланы			1,8			<b>-</b>	•	
2106	Там же	28,4	2,2	2,0	3,6	1,8		62,0	
37-1	Левобережье р. Мары, верховье ручья Кнух	20,8	3,4	2,5	1,1	2,5		69,7	
2001	Левобережье р. Мары, 7 км от								
2004	устья Там же			1,5 2,5		•	-	57,2 61,8	
2010A	, and the second		-	1,3	-		_	61,0	
									онтакт с
C-45-9	•	26.0	_	0.3	1.3	0.1			линсба— ом
C-45-10	•	•		_	-			75,8	
C-45-11	•			0,1			•	72,0	
C-45-17	,			1,6			-	63,2	
C-45-18				0,5			· -	68,8 <sub>Bi</sub>	нотито-
C-45-22			5,2	2,0	1,6	0,8		. 56	
2121	Правобережье р. Мары, верховье ручья Шайлыланы		_	5,1	9,9	0.6	. –	57.0 TG	диорит— орфир
2122	Там же	-			25,6		_	47,7 T	
2129	•	-		•	12,0		-	60,0	•
836-1	•	31,0	2,4	4,8	2,5	0,3	-	59,0	
5/1	Левобережье р. Мары, <b>11</b> км от устыя		5,3	5,4	1,7	0,9	) <b>–</b>	63,9	
	Средний состав	24,4	3,8	2,4	6,8	1,1	0,1	61,3	

вых гранодиорит-порфирах. Большинство кристаллов кварца разбито сетью тонких микротрешин, образовавшихся, вероятно, в стадию консолидации массива, когда сжимающаяся при охлаждении магматическая масса воздействовала на его хруп-кие зерна.

Вкрапленники кварца часто вследствие воздействия магматического расплава на уже выделившиеся кристаллы приобретают прихотливые овальные очертания, изрезанные заливами основной массы в тело кристалла. Иногда эти заливы имеют очень узкое горло, иногда же основная масса образует включения в кварцевых вкрапленниках. В последнем случае раскристаллизация ее бывает меньше, чем основной массы породы. Очень редко можно наблюдать, что во включения попадает вместе с основной массой мелкий вкрапленник кварца, причем стенки его не



Фиг. 33. Формы кварцевых вкрапленников в гранодиорит-порфирах лакколита гор Кеклекая - Кеклебаши. Увел. 30, николи +



Фиг. 34. Коррозия вкрапленников биотита в гранодиорит-порфирах горы Кеклекая. Увел. 30, николи +

касаются стенок большого вкрапленника. Резюмируя сказанное, можно констатировать (фиг. 33), что неправильные формы кварцевых вкрапленников связаны, с одной стороны, с процессом коррозии зерен магматическим расплавом, а с другой – с процессом роста кристаллов во время переноса их конвекционными магматическими течениями в очаге и интрузивной камере (Леммлейн, 1930).

Биотит наблюдается чаше всего в виде столбчатых опацитизированных кристаллов, реже – в виде шестигранных пластинок. Размер их колеблется от 0,5 до 1,5 мм. Довольно обычны несколько деформированные кристаллы, легко отлича-ющиеся по изогнутым линиям спайности. Иногда часть крупного верию биотита как бы растворена в основной массе породы, в таком случае на месте ассимилированной части остается тонкая россыль мелких вернышех магнетита, по форме

точно повторяющая контуры исчезнувшей части кристалла. Подобный факт наводит на мысль о ксеногенном характере этих зерен. Довольно часто наблюдается корродирование зерен биотита основной массой и кристаллами плагиоклаза [[ генерации (фит. 34).

Среди включений в биотите необходимо отметить зерна полностью измененного темноцветного минерала, мелкие столбчатые кристаллики апатита и мелкие капельки слабо раскристаллизованной основной массы. Крупные зерна биотита, корродированные основной массой, отличаются от мелких кристаллов интенсивной 
клоритизацией.

Рудные минералы представлены мелкими (0,01-0,1 мм) эернышками либо четырехугольными, либо неправильных очертаний магнетита и ильменита. Эти зерна неравномерно рассеяны по основной массе породы и обычно ассоциируют с апатитом. Вторичные минералы представлены гидроокислами железа, развивающимися по магнетиту, и лейкоксеном — по ильмениту.

Вблизи тектонических трешин в зонах постмагматических измененных гранодиорит-порфиров отмечается мелкая вкрапленность пирита и содержащего мышьяк марказита.

Очень редко встречаются единичные зерна галенита размером до 0,12 мм. Акцессорная минерализация гранодиорит-порфиров представлена касситеритом, цоизитом, цирконом, апатитом, сфеном и анатазом.

Наиболее часто встречаются апатит, циркон, сфен и анатаз.

Апатит количественно преобладает среди акцессорных минералов. Он образует небольшие (0,25-0,7 мм) гексагональные прозрачные призматические кристаллики, иногда с пленкой гидроокислов железа.

Циркон образует единичные многогранные призматические кристаллики розового цвета. Их размер колеблется в пределах  $0,15-0,25\,$  мм и редко достигает до  $1\,$  мм.

Сфен встречается очень редко и наблюдается в виде неправильных образовавий с мелкими точечными и красноватыми включениями. Размер зерен не превышает 0,25 мм.

Анатаз образует единичные плоские кристаллы со штриховкой на гранях размером до 0,2 мм. Их окраска варьирует от оранжево-желтой до желтовато-зеленоватой,

Основная масса гранодиорит-порфиров имеет существенно квари-полевошпатовый состав и состоит из множества очень мелких лейст плагноклаза и реже мелких кристалликов нацело измененного темноцветного минерала, сцементированных квари-полевошпатовым мезостазясом. Степень раскристаллизации основной массы от контакта к центру интрузивных тел меняется, в соответствии с чем и структура основной массы варьирует от микрофельзитовой и фельзитовой до микролитовой и даже микрогранитовой. Иногда в основной массе наблюдаются выделения неправильной формы хлорита, кальцита и гидроокислов железа. Их размер обычно не превышает 0,2-0,4 мм.

В зоне эндоконтакта массивы гранодиорит-порфиров часто содержат ксенолиты вмешающих пород плинсбаха и реже магматических пород. Размеры ксенолитов варьируют от 1 см до 10-12 м. Ксенолиты песчаников обычно имеют угловатые очертания, а ксенолиты магматических пород более сглаженные и округлые. Песчаники в ксенолитах имеют несколько перекристаллизованный серицит-карбонатный цемент, что свидетельствует о том, что это ксенолиты і типа (Борисов, 1963), испытавшие только термальный метаморфизм. Ксенолиты магматических пород представлены отторженцами гранитного фундамента и гранодиорит-порфирами, аналогичными слагающим массив, т.е. в последнем случае мы имеем образования типа автобрекчий.

Химический состав гранодиорит-порфиров отражает не только первичный минеральный состав этих пород, но и учитывает вторичные изменения, наложенные на породы в раннюю постмагматическую (автометаморфическую) стадию. Поэтому данные химического анализа гранодиорит-порфиров, приведенные в табл. 10, отличаются от химического состава среднего типа гранодиорит-порфиров по Дэли. Кроме того, отдельные анализы отличаются и друг от друга, что объясняется тем, что не всегда была возможность взять пробу на анализ в строго определенном месте интрузивного тела (например, в центре современного эрозионного среза), где вторичные процессы проявлены примерно одинаково.

Поскольку в гранодиорит—порфирах около 60 объеми. % занимает основная масса, интересно, пользуясь ранее описанной методикой (см. главу IV, раздел "До-лериты"), сделать приближенный пересчет среднего химического состава этих пород на минеральный. В результате таких подсчетов мы имеем, что гранодиорит-порфиры состоят из 60,9% плагиоклаза (из них 36,5% содержится в основной массе), 26,3% кварца (из них 19,5% — в основной массе), 6,8% амфиболов (из них 3% — в основной массе), 2,4% биотита и 3,6% рудных минералов (из них 2,5% составляют тонкую рудную "сыпь" в основной массе). При этом надо укавать, что для расчета количества свободного кремнезема в породе мы использовали общензвестную формулу А.Н. Заварицкого  $\frac{5}{6}$ Q + 7 > qu >  $\frac{5}{6}$ Q + 1, взяв среднее значение Q из табл. 10.

Таким образом, приведенные рассуждения свидетельствуют, что во вторую фазу гранитоидной магматической деятельности образовывались гипабиссальные интрузивные тела, сложенные нормальными известково-шелочными породами. Последние порции сформировавшего их магматического расплава, давшие начало биотитовым гранодиорит-порфирам, были близки по составу к гранит-порфирам.

Спектральный анализ гранодиорит—порфиров, проведенный приближенным количественным методом в лаборатории ИГЕМ АН СССР, показал, что средние содержания элементов в них равны: Nb=  $1.9 \times 10^{-5}$ , Cr =  $3.3 \times 10^{-3}$ , Ni =  $1.6 \times 10^{-3}$ , Co =  $1.3 \times 10^{-3}$ , V =  $8.9 \times 10^{-3}$ , Zn =  $6.5 \times 10^{-3}$ , Mo =  $1.5 \times 10^{-4}$ , Pb=7.7×  $\times 10^{-3}$ , Sn =  $2.1 \times 10^{-4}$ . Приведенные значения почти точно соответствуют средним содержаниям этих элементов в аналогичных породах по А.П. Виноградову (1962). Исключение составляет ниобий, содержание которого понижено примерно в 100 раз.

Изучение контактов гранодиорит-порфиров проводилось на примере взаимодействия их с терригенными образованиями плинсбахского и ааленского ярусов. Характер эндоконтактовых изменений в обоих случаях различный.

Гранодиорит-порфиры на контакте с ааленом (массив в верховьях ручья Шайлыланы - правобережье р. Мары) сильно трешиноваты, рыхловаты и обелены. Вторичные изменения выражаются в альбитизации, каолинитизации и карбонатизации примерно половины площади вкрапленников плагиоклаза и слабой хлоритизации зерен биотита, карбонатизации и развитии гидроокислов железа в основной массе.

Совершенно иной, типично интрузивный, характер имеет контакт гранодиоритпорфиров с песчаниками плинсбаха. Объектом для изучения таких взаимоотношений явился Арнаутский массив, расположенный на левобережье р. Мары, в 7 км
от ее устья.

Здесь контакт изверженных и осадочных пород очень четкий, осложненный быстро выклинивающимися апофизами магматических пород в осадочные. Термальные изменения экзоконтакта слабо выражены и фиксируются лишь по уплотнению осадочных пород на мощность в несколько сантиметров. Часто по линии контакта развивается маломощная (0,1-0,3 мм) полоска гидроокислов железа. Последние же часто выполняют микротрешины в эндоконтакте гранодиорит-порфиров (фиг. 35).

Гранодиорит-порфиры в эоне эндоконтакта осветлены на мошность до 1 м, а вкрапленники темноцветных и плагиоклаза полностью замешены вторичными продуктами. Кроме того, уже макроскопически видно, что от контакта в центр массива увеличивается общее количество вкрапленников биотита и кварца.

Для более точного изучения качественного и количественного изменений минерального и химического состава гранодиорит-порфиров по одной из скважин, вскрывшей центральную часть Арнаутского массива, была отобрана серия образцов, проанализированных затем химически и петрографически. Результаты этого

86

Фиг. 35. Характер контакта гранодиорит-порфиров (светлое) и песчаников плинсбаха на северо-восточной окраине Арнаутско-го массива. Видно проникновение маломощных апофиз изверженных пород во вмещающие песчаники и деформация последних на контаке. Натур. вел.

изучения суммируются в следующих выводах и графически иллюстрируются на фиг. 36-38.

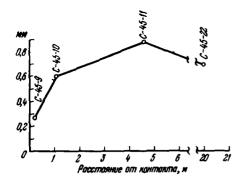
- 1. Массовые замеры размеров зерен плагиоклаза, приведенные в нескольких закономерно взятых шлифах, свидетельствуют о том, что размер плагиоклазовых вкрапленников по мере удаления от контакта увеличивается (фиг. 36).
- 2. Максимальные колебания химического и минерального состава гранодиоритпорфиров происходят в зоне эндоконтакта мощностью до 5 м (фит. 37).
- 3. Кремнекислотность изверженных пород на контакте несколько падает, что, вероятно, связано с выносом части кремнезема в зону экзоконтакта с образованием там мелких включений вторичного кварца.
- 4. Количество глинозема на контакте увеличивается в связи с настолько резко возрастающей каолинитизацией плагиоклазов, что она полностью компенсирует убывание хлоритизации темноцветного минерала.
- 5. Количество окиси натрия на контакте убывает. На фиг. 38 это же отражается уменьшением степени альбитизации плагиоклазов.
- 6. Известь ведет себя в приконтактовой зоне в плагиоклазах, и темноцветном минерале по-разному. Непосредственно у контакта карбонатизация темноцветных и плагиоклазов незначительна, но в 1 м от контакта, в отличие от плагиоклазов, темноцветные минералы полностью замещаются карбонатом. В результате этого и повышения карбонатизации основной массы общее содержание извести в гранодиорит-порфирах в зоне эндоконтакта возрастает.
- 7. Содержание окиси калия и мафических окислов в целом по массиву не меняется.

Таким образом, можно констатировать, что в Арнаутском массиве гранодиорит-порфиров в зоне эндоконтакта: увеличивается каолинитизация плагиоклазов и карбонатизация темноцветных; уменьшается хлоритизация темноцветных и альбитизация плагиоклазов.

Вторичные изменения гранодиорит-порфиров проявляются с меньшей интенсивностью и в породах других массивов, но общая закономерность развития вторичных продуктов по минералам вкрапленников сохраняется.

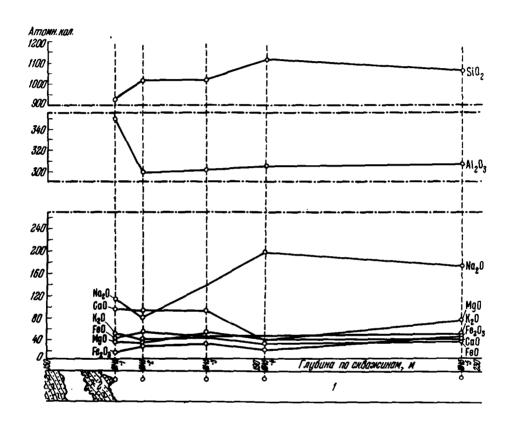
## Гранит-порфиры

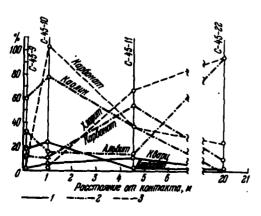
Развитие диорит-гранитоидного комплекса завершается интрузиями гранит-порфиров. Эти интрузивы на всей территории Кубано-Малкинского междуречья представлены небольшими штокообразными телами, общий объем которых значительно



Фиг. 33. Изменение среднего размера вкрапленников плагиоклаза гранодиорит-порфиров в зоне эндоконтакта Арнаутского массива

Фиг. 37. Изменение химического состава гранодиориторфиров Арнаутского массива (1) на контакте с песчаниками плинсбаха (2)





Фиг. 38. Развитие вторичных минералов в гранодиорит-порфирах Арнаутского массива на контакте с песчаниками плинсбаха:

1 - по основной массе; 2 - по вкрапленникам плагиоклаза; 3 - по вкрапленникам амфибо-лов

меньше, чем предшествующих им интрузий диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Таким образом, мы имеем изменение с течением времени не только состава родственных пород, но и их количества.

Поскольку химический и минеральный составы гранит-порфиров различных массивов близки, ниже приводится единое описание этих пород.

Гранит-порфиры — очень плотные кремовато-белые, иногда с розоватым или зеленоватым оттенками порфировые породы с массивной текстурой. При выветривании они становятся рыхловатыми и приобретают белый цвет, а на контакте с плинсбахскими песчаниками их цвет становится нежнорозовым. Объемный вес этих пород колеблется от 2,19 до 2,45 г/см<sup>3</sup>.

Структуры гранит-порфиров неодинаковы для всех массивов Кубано-Малкинского междуречья. Наиболее распространены породы с порфировой структурой и только для пород массивов из верховьев р. Эшкакон характерны афировые и субафировые структуры.

Фенокристаллы в гранит-порфирах обычно представлены плагиоклазом, кварцем и биотитом и лишь гранит-порфиры бассейна р. Эшкакон отличаются отсутствием вкрапленников кварца. Общее количество фенокристаллов варьирует от 5-7 до 17-18 объемн. % (табл. 12, фиг. 39). В количественном отношении среди вкрапленников преобладает плагиоклаз, затем кварц и биотит. Практически значимые количества рудного минерала (0,4-0,8 объемн. %) зафиксированы только в небольших дайках из верховьев ручья Абсаланы-Кишлак и р. Подкумок. Характерной особенностью гранит-порфиров является постоянное присутствие редких, но крупных (до - 4-5 мм в диаметре) гломеропорфировых сростков плагиоклаза и биотита или гломерокристаллических скоплений плагиоклаза.

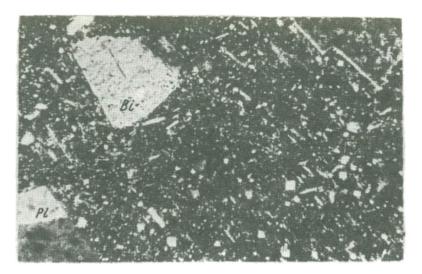
Плагиоклаз в гранит-порфирах представлен альбит-олигоклазом № 10-12. Он образует широкостолбчатые кристаллы размером по длинной оси 0,5-2,5 мм. Судя по резко неодинаковому размеру вкрапленников, они сложены кристаллами нескольких генераций. Разницу в составе мелких и крупных кристаллов установить невозможно, так как мелкие нацело альбитизированы. Иногда в описываемых вкрапленниках отмечаются включения небольших пластинок биотита.

Как правило, большинство вкрапленников плагиоклазов в гранит-порфирах полностью замещено вторичными минералами: альбитом, каолинитом, значительно реже карбонатом. При этом мелкие вкрапленники только альбитизированы, тогдо как в фенокристаллах более ранних генераций наблюдается развитие каолинита и карбоната. Характер развития вторичных минералов по плагиоклазам гранит-порфиров полностью напоминает этот процесс в описанных выше диорит-порфирах и гранодиорит-порфирах, но интенсивность его здесь выше (фиг. 40).

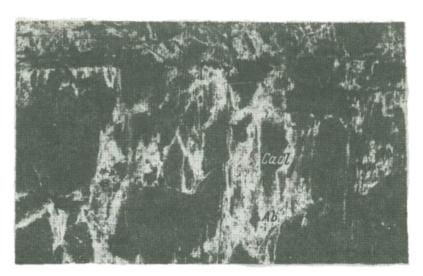
Кварц образует редкие, спорадически встречающиеся округлые зерна, размеры которых по диаметру достигают 0,5-1,0 мм. Для них характерны нерезкие, как бы затушеванные границы. Резко корродированные основной массой крупные фенокристаллы кварца, столь характерные для гранодиорит-порфиров, здесь встречаются реже.

Биотит наблюдается чаще всего в виде широкотаблитчатых и короткопризматических кристаллов, максимальные размеры которых достигают 0,5 < 1,5 см. В параллельных николях эти вкрапленники имеют зеленовато-бурую окраску за счет слабо проявленного процесса хлоритизации. Передко вокруг зерен биотито наблюдается маломощная опацитовая кайма, а внутри зерен - включения рудных минералов, циркона и апатита.

Рудные минералы представлены в основном очень мелкими (0,01-0,2 мм) изометричными в плане зернышками лейкоксенизированного ильменита и магнетита. Необходимо отметить, что для описываемых пород в отличие от диоритпорфиров и гранодиорит порфиров, характерна очень тонкодисперсная форма нахождения рудных минералов в основной массе. Поэтому при подсчетах на интеграционном столике количественного минерального состава гранит-порфиров невозможно учесть большую часть рудных минералов. Для более объективной качественной оценки рудной минерализации и одновременно изучения акцессорной минерализации сотрудником ВИМС В.И. Волковым была отобрана крупная минералогическая проба (30 кг) из массива гранит-порфиров, расположенного на



Фиг. 39. Гранит-порфир из массива на правобережье р. Мары (руч. Абсаланы-Кишлак). Видны вкрапленники плагиоклаза (РI) и биотита (Ві). Увел. 75, николи +



Фиг. 40. Характер развития альбита (Ab) и каолинита (Caol) по плагиоклазовым вкрапленникам в гранит-порфирах из верховьев р. Подкумок. Увел. 75, николи +

правобережье р. Мары в верховьях Абсаланы-Кишлак. Результаты качественного изучения этой пробы в лаборатории ВИМС были любезно предоставлены В.И.Волковым в наше распоряжение, за что автор приносит искреннюю благодарность. Помимо упомянутых рудных минералов, в гранит-порфирах обнаружены касситерит, единичные знаки арсенопирита, пирита, галенита и шеелита. Количество арсенопирита и пирита резко возрастает в зонах гидротермально измененных пород. Здесь же появляется халькопирит, содержание которого достигает 0,2%.

Акцессорная минерализация представлена довольно большим количеством минералов. Наиболее часто встречаются монацит — содержание на фракцию до 3,56. 10<sup>-2</sup>, пиркон — до 0,008% и корунд — до 0,0007%. Значительно реже встречаются апатит, барит, флюорит, дистен, пироксен, гранаты. Последние образуют

№ шлифа		Вко	апленни	ки		Основная ма	cca
(образца)	Место взятия образца	пла- гио- клаз	кварц	био— тит	руд- ные	вторичный кварц	неизменен- ная основ- ная масса
144/66 2052 <b>-</b> Д	Ручей Абсаланы-Кишлак Там же	7,3 10,4		5,9 1,9	0,8 0,7	-	82,4 81,3
2141-Д	Верховье правого притока ручья Абсаланы—Кишлок	7,2	2,4	0,5	-	-	89,9
КД-155-2	Верховья балки Малиновой (правобережье р. Мары)	1	0.4	0.9	_	_	97,7
КД-155-3	Там же	4,9	•	0,6	_	_	94.0
КД-155-4	•	5,4	•	0,2	-	_	93,7
КД-155-7	•	3,9	0,1	1,1	_	-	94,9
КД-124-5	•	4.8	0.3	0,4	_	_	94,5
КД-149-3	•	4,4	2,4	0,6	_	_	92,6
КД-124-7	•	4,5		1,0	_	~	94,5
КД-124-8	•	9,5	2,3	1,5	_	_	86,7
КД-127-12	•	3,4	0,1	0,3	_	_	96,2
КД-127-14	•	5,3	-	0,9	-	-	93,8
8247-3	Верховье р. Эшкакон	2,0	_	-	_	-	98.0
8061-1	Там же	5,0	-	1,0	_	-	94,0
33/67	Верховье р. Подкумок	8,5	_	0.7	_	-	90,8
62a/67	Там же	6,3	3,0	1,2	0,4	6,0	83,1
	Средний состав	5,5	1,3	1,1	0,1	0,4	91,6

очень мелкие и редкие кристаллики оранжево-красного, бледно-розового и желтоватого цвета. Была предпринята попытка выделить из искусственного шлиха по нескольку кристалликов каждой разновидности гранатов. Затем в выделенных зернах определяется показатель преломления, оказавшийся равным 1,806-1,813 для бледно-розовых гранатов; 1,773-1,785 — для оранжево-красных и 1,926 — для желтоватых. Это позволило первые и вторые отнести к группе альмандина-спессартита, третьи — к группе андрадита (шорломит?). Последнее подтверждено данными рентгеноструктурного анализа, определившего размер элементарной ячейки, равный =12,12±0,02 Å (аналитик В. Смоленская). Незначительное содержание гранатов в гранит-порфирах не позволило выделить достаточное количество их для проведения химического анализа. Интересно здесь отметить, что в целом аналогичный состав гранатов описан А.М. Борсуком (1963) для верхнеюрских гранитоидов Западного Кавказа.

Помимо перечисленных минералов, в гранит-порфирах отмечены единичные знаки анатаза, рутила, сфена, турмалина, пироксена, мусковита и топаза.

Основная масса гранит-порфиров имеет кварц-полевошпатовый состав и фельзитовую либо микролитовую структуру. Последняя обусловлена мелкими микролитами альбита, погруженными в кварц-полевошпатовый базис. В составе последнего четко выделяются за счет большего показателя преломления неправильные по форме выделения кварца (похожие на первый взгляд на кластические обломки) и многочисленные мелкие (0,02-0,2 мм) округлые гнезда хлорита и каолинита. Результаты прокрашивания гранит-порфиров кобальтинитратом натрия свидетельствуют, что калиевый полевой шпат не образует в основной массе минеральных индивидов, а мелко рассеян по основной массе пород. Иногда при большом увеличении в основной массе наблюдаются очень мелкие столбчатые кристаллы темноцветного минерала (не биотита), который более точно диагностировать не удалось.

Таблина 13 Химический состав гранит-порфиров

							Окис	<sub>лы</sub> (ве	c. %)							
№ образца	Мосто взятия образца	SiO <sub>2</sub>	1i0 <sub>2</sub>	11 <sub>2</sub> 0 <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FcO	MnO	ilgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	К <sub>2</sub> О	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	120	CO <sub>2</sub>	П.п.п.	Σ
2877a	Верховье р. Полкумок	69,49	0,20	15,60	1,34	0,94	0,05	0,82	1,90	4,64	2,80	0,11	0,35	0,41	1,85	100,50
C=6/67	Там же	69,50	0,18	14,95	1,20	1,80	0,06	1,00	1,20	4,52	2,62	0,13	2,15	0,56	-	99,94
2455-n	•	69,50	0,04	15,19	0,54	0,95	0,10	1,19	3,18	2,40	2,68	0.09	0,22	0,85	3,24	100,17
2585-6	•	69,83	0,27	14,71	1,15	1,42	0,06	0,45	2,08	3,52	2,20	0,05	0,42	0,85	3,37	99,88
2632	*	70,06	0,24	14,84	0,33	1,82	0,13	0,94	2,34	3,00	2,40	0,06	0,43	2,43	4,10	100,26
2725	•	70,43	0,26	15,53	1,47	1,21	0,06	0,29	1,60	3,60	2,88	0,05	0,27	0,88	2,08	100,61
2876 <del>-</del> a	•	70,44	0,18	11,40	4,16	0,76	0,07	0,66	3,78	4,82	2,44	0,21	0,31	1,02	2,03	100,28
2632-n	•	70,56	0,28	15,17	0,46	2,73	0,06	0,82	0,94	2,60	2,10	0,06	0,71	1,40	4,40	100,19
2875~π	*	71,16	0,22	15,41	0,19	1,07	0,11	0,30	1,66	3,84	3,10	0,05	0,11	1,51	2,76	99,90
2684	Верховье р. Эшкакон	71,38	0,23	15,15	1,63	0,68	0,07	0,21	0,64	5,28	1,10	0,06	0,73	0,26	1,92	<b>99,3</b> 6
25 <u>8</u> 5~в	Верховье р. Подкумок	71,42	0,22	15,24	0,81	0,89	0,09	0,31	1,02	3,48	2,72	0,01	0,57	0,35	2,78	99,90
1301*	Правобережье р. Мары	72,04	0,12	17,25	0,40	0,45	0,01	0,60	0,59	4,67	2,32	0,12	_	Не опр.	1,81	100,46
263 <b>0-</b> 6	Верховье р. Подкумок	72,48	0,27	14,83	1,69	0,55	0,03	0,44	0,72	3,12	2,38	0,03	0,58	0,11	3,06	100,29
1087-1	Правобережье р. Мары	72,50	0,04	14,13	0,24	0,98	0,06	_	2,46	2,23	3,16	0,02	Не опр.	Не опр.	3,78	99,79
267 <b>3</b> a	Верховье р. Эшклкон	72,85	0,26	14,48	1,87	0,50	0,02	0,20	1,33	4,00	1,18	0,05	0,71	0,08	2,61	100,09
C-12/67	Верховье р. Подкумок	<b>73,</b> 60	0,06	13,98	0,90	0,55	0,06	0,46	0,60	3,75	3,02	0,15	2,20	0,16	3,60	99,83
2147	Правобережье р. Мары	73,60	0,11	14,88	0,45	0,43	0,06	0,09	0,96	3,14	3,36	0,03	0,40	0,11	1,71	<b>99,9</b> 8
C=9/67	Верховье р. Подкумок	73,80	0,07	15,04	0,80	0,30	0,04	Следы	0,68	3,25	2,68	0,10	3,00	0,10	-	99,86
1312-1	Правобережье р. Мары	74,50	0,04	13,97	0,42	0,69	0,02	-	0,75	3,88	3,56	-	-	-	1,6	100,24
1310-1	Там же	74,61	0,03	13,70	0,19	1,00	0,03	0,46	0,85	3,44	3,42	0,02	-	_	2,0	99,78
K-124-1	•	75,66	0,10	14,73	0,94	0,14	Следы	-	0,43	2,60	2,80	0,04	0,14	0,18	2,78	100,36

Таблица 13 (продолжение)

№ образци	Место взятия образца				Чис.	повые хара	ктеристики	το Α.Η.	Заварицко	му			
ļ		S	а	ь	с	a'	ſ'	m*	c'	Q	n	,	φ
2877a	Верховье р. Подкумок	78,2	14,2	5,3	2,3	34,6	39,8	25,6		24,7	71,4	0,3	21,8
C-6/67	Там же	78,8	13,7	6,1	1,4	36,4	27,2	36,4	-	28,8	72,3	0,3	6,9
2455-π	•	79,9	9,3	6,9	3,9	49,0	21	30	_	37,3	57,8	0,1	7,0
2585-б	₹	79,8	10,9	6,7	2,6	54,1	34,7	11,2	-	35,2	71,0	0,3	14,3
26 <b>3</b> 2	•	79,4	9,9	7,8	2,9	53,0	27,0	20,0	-	36,1	65,7	0,3	4,3
2725	•	78,8	11,9	7,4	1,9	61,3	32,4	6,3	~	32,2	77,3	0,3	16.2
2876	*	76,8	13,5	6,6	3,1	_	64,0	16,0	20,0	23,5	75	0,3	5,2
2632-n	•	76,5	8,3	13,0	2.2	67 <b>,5</b>	22,5	10,0	-	34,2	65,6	0,3	3,0
2875-π	•	80,0	12,8	5,2	2,0	67,6	23,4	9,0	_	32,4	65,3	0.3	2,6
2684	Верховье р. Эшкакон	78,8	12,6	7,8	0,8	69,5	26,3	4,2	_	31,6	87,5	0,3	17,8
2585-в	Верховье р. Подкумок	79,3	11,3	8,2	1,2	75,6	18,7	5,7	_	<b>34,</b> 8	66,0	0,3	8,1
1301*	Правобережье р. Мары	77,2	12,8	9,3	0,7	80,8	9,0	10,2	_	28,1	76,0	9,0	4,1
2680-6	Верховье р. Подкумок	79.1	9,9	10,1	0,9	74,0	18,8	7,2	-	37,5	67,0	0,3	14,3
1087-1	Правобережье р. Мары	83,0	9,6	4,4	3,0	73,8	26,2	o	-	40,8	51,2	-	3,1
2673a	Верховье р. Эшкакон	80,5	10,3	7,6	1,6	69,6	26,1	4,3	_	<b>3</b> 8,8	83,3	0,3	20,0
C-12/67	Верховье р. Подкумок	80.7	12,2	6,4	0,7	68.4	20,4	11,2	_	36,3	65,5	0,1	12,3
2147	Правобережье р. Мары	83,3	11,8	4,0	0.9	73,0	22,0	5,0	_	42,1	59,0	0,1	10,0
C-9/67	Верховье р. Подкумок	80,7	10.7	7,7	0,9	88,1	11,9	0	-	39,1	64,5	0,1	8,5
1312-1	Правобережье р. Мары	81,8	9, 1	8,2	0,9	87,0	13,0	0	-	32,4	62,6	_	10,0
1310-1	Там же	81,6	12,0	5,4	1,0	67	19,5	13,5	_	38,2	60,7	_	2,4
K-124-1	•	81,0	9,3	9,2	0,5	90,2	9,8	0	-	42,9	58,3	-	8,1
	Средний состав	71,88	0,16	14,72	1,01	0,95	0,06	0,44	1,42	2,64			

Аналитики: Л.И. Зарочениева, Г. Менькова, Э.В. Паст, Л.М. Толдова.

<sup>\*</sup>Образец 1301 по данным Д.И. Панова.

Кроме того, показатель преломления у слобо раскристаллизованных участков основной массы ниже, чем у канадского бальзама. Следовательно, калинатровый полевой шпат, выделявшийся из расплава последним, не успел индивидуализироваться во вкрапленники ко времени быстрого продвижения расплава из глубин в приповерхностные условия. Гранит-порфиры верховьев р. Эшкакон характеризуются меньшей раскристаллизацией основной массы, там доминирует криптокристалическая структура. В целом же степень раскристаллизации основной массы от контакта к центру интрузивных тел увеличивается, в соответствии с чем меняется и структура — от криптокристаллической и микрофельзитовой до микролитовой и грубофельзитовой. Значительно реже встречается микрофпюидальная, трахитоидная структура.

В периферических частях наиболее крупных в современном эрозионном срезе массивов гранит-порфиров (например, расположенных в верховьях балок Малиновая, Абсаланы-Кишлак и ручья Карасырх) довольно часто можно наблюдать ксенолиты песчаников плинсбаха. Их размеры варьируют от нескольких сантиметров до 160 м. В последнем случае (южный контакт массива гранит-порфиров балки Малиновой) они представляют узкие (10-15 м максимум) клиновидные тела песчаников и аргиллитов, отслоившиеся по напластованию при внедрении магмы в осадочную толшу плинсбаха. Контакты крупных ксенолитов обычно бывают осложнены постинтрузивными подвижками. Песчаники в ксенолитах на мощность до 0,5 м несколько уплотнены и приобретают темно-серый цвет. Цемент в песчаниках зоны контакта перекристаллизован и имеет серицит-карбонатный состав.

Реже встречаются почти нацело ассимилированные ксенолиты диорит-порфиров. Размеры их не превышают 30-40 см, очертания округлы, границы нерезкие. Все это свидетельствует о взаимных реакциях между магмой и ксенолитами, большая интенсивность которых обусловливалась значительной разницей в кремне-кислотности, т.е. их фазовый состав не находился в равновесии при существую-ших условиях (Ноккольдс, 1934).

Подобные образования наиболее часты в породах массива в верховьях балки Абсаланы-Кишлак.

В петрохимическом отношении гранит-порфиры представляют собой пересыщенные кремнекислотой (Q до 42,9) и алюминием лейкократовые породы, в которых железо преобладает над магнием, а натрий над калием (табл. 13).

Порфировое сложение этих пород и слабая раскристаллизация кислой основной массы не позволяют микроскопическим методом расшифровать минеральный состав этих пород. Поэтому рационально вновь применить указанную выше методику приближенных расчетов, рассчитывая при этом аналогично гранодиорит-порфирам содержание свободного кремнезема. Произведенные подсчеты показывают, что гренит-порфиры состоят из 61,3% полевых шпатов (из них 55,8% содержится в основной массе), 33,2% кварца (из них 31,5% - в основной массе), 3,5 биотита (из них 2,4% - в основной массе) и 2,0% рудных минералов (из них - 1,9% в основной массе). При этом надо принять во внимание, что основными калийсодержащими минералами являются в гранит-порфирах биотит и ортоклаз. Если же учесть, что содержание в биотитах равно примерно 8% (Чирвинский, 1953) и потому общее содержание K2O за счет биотита в гранит-порфирах ничтожно мало, то приходим к выводу, что основными богатыми калием минералами являются шелочные полевые шпаты. Поскольку содержание окиси калия в них, по данным П.А. Чирвинского (1953), равно в среднем 12%, можно приближенно считать, что количество калиевых полевых шпатов в гранит-порфирах будет в 8 раз больше содержания в них  $K_{20}$  (2,64  $\times$  8 = 21,1%). Следовательно, из 61,3% полевых шпатов на долю плагиоклазов приходится 61,3 - 21,1 = 40,2%, что подтверждается данными прокрашивания гранит-порфиров кобальтнитратом натрия.

Спектральный анализ гранит-порфиров, проведенный приближенным количественным методом в лаборатории ИГЕМ АН СССР, показал, что средние содержания микроэлементов в этих породах следующие: Nb =  $2.3 \times 10^{-3}$ , Cr =  $3 \times 10^{-4}$ , Ni =  $2.7 \times 10^{-4}$ , Co =  $7 \times 10^{-5}$ , V =  $2.1 \times 10^{-3}$ , Zn =  $4.1 \times 10^{-3}$ , Mo =

 $1.1 \times 10^{-4}$ , Pb –  $3.5 \times 10^{-3}$ , Sn –  $2.3 \times 10^{-4}$ . Приведенные значения точно соответствуют средним содержаниям этих микроэлементов в кислых породах по А.П. Виноградову (1962). Исключение составляет хром, содержание которого в гранит-порфирах меньше общемирового среднего ( $2.5 \times 10^{-3}$ ) в 10 раз.

Таким образом, на заключительных стадиях развития гранитоидного магматизма формируются небольшие гипабиссальные интрузии, минеральный состав пород которых близок к гранитной эвтектике.

В заключение описания гранит-порфиров хотелось бы кратко описать их измения на контактах с песчаниками плинсбаха.

Песчаники плинсбаха, как указывалось выше, интрудируются гранит-порфирами. Для изучения характера приконтактовых изменений нами была отобрана серия образцов по массиву балки Малиновой. Часть этих образцов была проанализирована химически и все изучены под микроскопом. Результаты такого изучения представлены графически на фиг. 41, 42. Необходимо заметить, что для исследования были отобраны две серии образцов: первая из них (3 штуки) была взята по одной из канав на расстоянии от контакта, не превышающем 6 м, вторая, взятая по другой магистральной канаве (2 штуки), сопоставляла контактово-измененные и совершенно неизмененные гранит-порфиры. Результаты химического анализа всех этих образцов по сериям представлены на фиг. 41.

Приведенные графические результаты (фиг. 41, 42) позволяют сделать несколь-ко выводов:

- 1. Эндоконтактовая зона максимально измененных гранит-порфиров имеет мощность до 2 м. В этой зоне усиливаются хлоритизация и карбонатизация основной массы и уменьшается общее количество щелочей. Однако степень альбитизации редких плагиоклазовых вкрапленников здесь возрастает.
- 2. По мере движения в глубь массива возрастает количество глинозема за счет хлоритизации и каолинитизации основной массы, щелочей за счет увеличения количества вкрапленников плагиоклаза и усиления степени их альбитизации и убывает содержание СаО вместе с уменьшением карбонатизации основной массы.

Подобные изменения химического состава пород характерны и для других массивов гранит-порфиров на исследованной территории.

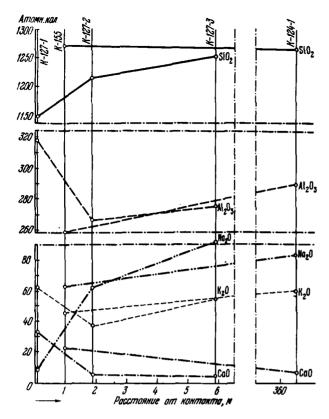
Эруптивные брекчии, связанные с породами диорит-гранитоидного комплекса

Нами впервые установлено широкое развитие на территории Кубано-Малкинского междуречья эруптивных или эксплозивных брекчий. Предполагаемый механизм образования подобных пород уже был описан ранее в главе IV настоящей работы, поэтому здесь мы только кратко остановимся на петрографическом составе этих пород.

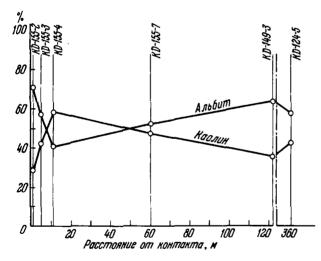
В последние годы считается доказанным, что эксплозивные процессы могут происходить на определенных этапах эволюции магматических расплавов различного первоначального состава. В пределах описываемой нами территории эксплозивные брекчии также оказались связанными с магматическими породами всех трех мезозойских комплексов. Однако наиболее широкое развитие эти образования получили в связи с диорит-гранитоидами. Вероятно, повышенная кремнекислотность и относительно большое содержание летучих играли в этом случае решающую роль.

В процессе полевых работ было намечено и изучено несколько массивов и тел, сложенных эксплозивными брекчиями и расположенных в различных частях Кубаво-Подкумского района.

Наиболее показательным объектом для изучения эруптивных брекчий является интрузив горы Людмила, расположенный в верховьях р. Подкумок. В северо-западной и западной частях эта гора почти от подножия до вершины, т.е. не менее чем на 300 м по высоте, сложена эксплозивными брекчиями. Макроскопически по текстуре среди них можно выделить несколько разновидностей: а) образования



Фиг. 41. Изменение химического состава гранит-порфиров из массива балки Малиновой (правобережье р. Мары) на контакте с песчаниками плинсбаха



Фиг. 42. Вторичные изменения вкрапленников плагиоклаза в эоне эндоконтакта гранит-порфиров массива балки Малиновой (правобережье р. Мары)

типа кластолав; б) образования типа туфов — от мелкообломочных до агломератовых; в) образования типа окремненных песчаников, слагающие отдельные гривки на западном склоне горы Людмила.

Петрографический состав первых двух разновидностей имеет обшие черты. Эксплозивные брекчии состоят из обломков и цементирующей их массы. Размеры обломков различных пород варьируют от микроскопических величин до 1 м в поперечнике. Среди обломков в эксплозивных брекчиях преобладают долериты с тиличной долеритовой структурой, причем степень раскристаллизации основной массы в этих обломках значительно превосходит таковую в образцах, взятых на поверхности. В одном из обломков долеритов обнаружены редкие мелкие (0,1-

0,2 мм) зерна оливина. Они обычно имеют округлые очертания, высокую интерференционную окраску, интенсивно разбиты трешинами. Однако очень небольшие размеры зерен не позволяют достаточно точно исследовать их оптическими методами. Факт находки долеритов с оливином подтверждает ранее высказанное нами предположение о возможном размещении наиболее магнезиальных долеритов в нижних частях юрского осадочного чехла, не вскрытых в настоящее время эрозионными процессами. Несколько реже в обломках наблюдаются диорит-порфиры. Это породы светло-серые или желтовато-серые, вкрапленники которых изменены вторичными процессами — альбитизацией, каолинитизацией и карбонатизацией — значительно интенсивней, чем в образцах из массивов этих пород. Еще реже встречаются обломки гранодиорит-порфиров, пироксеновых андезитов, гранитов фундамента, песчаников и алевролитов.

Цементирующая обломки пород масса состоит из угловатых обломков плагиоклазов, кварца, нацело опацитизированных кристаллов темноцветного минерала и очень мелких (0.01 мм) обломков зерен моноклинного пироксена, погруженных в слабо раскристаллизованное вещество. В проходящем свете без анализатора цементирующая обломки минералов масса имеет за счет интенсивной хлоритизации грязно-зеленый цвет, на фоне которого отчетливо выделяются обильная рудная пыль и отдельные пятна коричневатого цвета, похожие на первый взгляд на пелитизацию. Несомненно, что эти участки обусловлены тонко рассеянным материалом плинсбахских аргиллитов. Осадочное происхождение имеют и кластические зерна кварца в цементирующей массе, Слагающее же основную часть цемента вещество настолько плохо раскристаллизовано, что слабо действует на поляризованный свет. Таким образом, цементирующая обломки пород и кристаллов масса представляет тонкодисперсную смесь из осадочного и магматического материала. Подобные крупные тела эруптивных брекчий не редкость в верховьях бассейна р. Подкумок. Эксплозивные образования типа окремненных песчаников сложены очень тонкозернистым существенно глинистым материалом с вкрапленностью пирита, цементирующим редкие кластические зерна кварца и обломки долеритов.

Несколько иначе проявился эксплозивный процесс в бассейне рек Мары, Кубани и Теберды. Здесь отсутствуют в современном эрозионном срезе крупные массивы брекчий. Маломошные тела последних наблюдаются либо вдоль крутых контактов интрузивов, либо образуют небольшие штокообразные тела, прорывающие как осадочные, так и извержанные породы гранитоидного ряда (фиг. 16, 43).

Так, на правобережье р. Мары вблизи слияния ручья Гитчеезен и Шайлыланы биотит—амфиболовые диорит—порфиры прорываются жилообразным телом эксплозивных брекчий, максимальная мощность которого достигает 0,5 м. Эти образования представляют собой породы типично брекчиевой текстуры, обусловленной множеством угловатых обломков разнообразных пород, сцементированных рыхловатой массой зеленовато—серого цвета. Среди обломков преобладают обломки биотит—амфиболовых диорит—порфиров, бликайшие выходы которых известны в 1,5 км от описываемого тела брекчий. Единственным отличием обломков этих пород от подобных пород в массивах является большая интенсивность вторичных изменений в них вкрапленников плагиоклазов и темноцветных минералов, хотя характер этих изменений остается прежним. Реже встречаются обломки амфиболовых диорит—порфиров и аплитовидных гранитов фундамента.

Цементирующая обломки пород масса состоит из остроугольных ксеногенных обломков кварца размером до 0,5 мм, таких же по размерам обломков диоритпорфиров, изогнутых и разорванных чешуек хлоритизированного биотита и обломков кристаллов полностью альбитизированного плагиоклаза, погруженных в хлоритизированный базис. Последний в проходящем свете без анализатора имеет светло-зеленый цвет, на фоне которого четко выделяются буроватые пятна глинистого
вещества и равномерно рассеянные зернышки окисленного магнетита.

В других случаях состав и строение тел эксплозивных брекчий были аналогичными. Таким образом, можно сделать общий вывод о широком развитии эксплозивного процесса, связанного с диорит-гранитондами. В каждом конкретном случае петрографический состав обломков брекчиевых тел зависит от состава генерирующей их интрузии и прорываемых эксплозивными образованиями пород. При



Фиг. 43. Эруптивная брекчия, взятая из сква-жины, пробуренной на Арнаутском массиве. Видны светлые обломки гранодиорит-порфиров, кварца, сцементированные слабо раскристаллизованной массой (черное). Натур. вел.

этом надо отметить более редкую встречаемость обломков осадочных пород. Это связано, очевидно, с их меньшей механической прочностью, что приводит при вырыве к их дезинтеграции. Цемент эксплозивных брекчий представляет собой тонкокристаллическую смесь осадочного и магматического материала.

Обшие выводы по диорит-гранитоидному комплексу

Рассмотрение петрологических особенностей диорит-гранитоидных пород позволяет сделать несколько основных выводов об эволюции мезозойского гранитоидного магматизма Кубано-Малкинского междуречья.

- 1. В процессе эволюции во времени количество гранитоидного расплава, поднимающегося из единого очага, непрерывно убывало. Об этом свидетельствует тот факт, что интрузии диорит-порфиров в современном эрозионном срезе в сумме занимают 33—35 км², площадь гранодиорит-порфиров 9–10 км², а гранит-порфиров только 2,5—3 км².
- 2. Кристаллизация гранитоидных пород происходила в условиях малых глубин, характеризующихся резкой сменой режима давления и температуры. Специфика условий кристаллизации диорит-гранитоидных пород выразилась в целом ряде характерных черт микроструктуры, таких как:
- а) преобладание порфировой структуры пород при преимущественном развитии фельзитовой, пилотакситовой, микролитовой и т.д. структур основной массы;
- б) отсутствие в основной массе пород нераскристаллизованного вулканического стекла;
  - в) разнообразие законов двойникования плагиоклаза;
- г) широкое развитие процессов вторичного замешения плагиоклазов и темноцветных минералов;

- д) широкое распространение гломеропорфировых сростков и гломерокристаллических скоплений:
  - е) развитие нескольких генераций плагиоклаза;
  - ж) зональное строение крупных плагиоклазовых вкрапленников:
  - з) дробление отдельных вкрапленников и разъедание их основной массой;
  - и) интенсивная опацитизация темноцветных минералов и др.
- 3. Развитие гранитоидного магматизма происходило нормально: от более основных по составу пород диорит-порфиров к более кислым гранит-порфирам. В процессе этого развития закономерно увеличивалось содержание кремнекислоты, шелочей и убывало количество глинозема, окислов железа, магния и кальция (фиг. 44).

В целом гранитоидные породы можно отнести к известково-щелочной серии (коэффициент Пикока равен 60,3).

Пересчет химического состава гранитоидных пород по методу А.Н. Заварицкого (табл. 13), данные которого иллюстрированы на фиг. 45, наглядно показывает, что:

- а) все диорит-гранитоидные породы в разной степени пересыщены кремнеземом;
- б) начальные члены гранитоидного комплекса диорит-порфиры не пересышены глиноземом, среди гранодиорит-порфиров в 50% случаев встречаются пересыщенные глиноземом породы, а гранит-порфиры все интенсивно пересыщены глиноземом. Подобное поведение окиси алюминия связано с различной степенью вторичных изменений темноцветных минералов и плагиоклазов пород различных магматических фаз этого комплекса, о чем подробнее будет сказано ниже;
- в) в сумме шелочей в гранитоидных породах постоянно преобладает окись натрия. Это свидетельствует не только об интенсивном процессе альбитизации, но и о небольшой роли калиевых полевых шпатов даже в кислых дифференциатах этого комплекса.

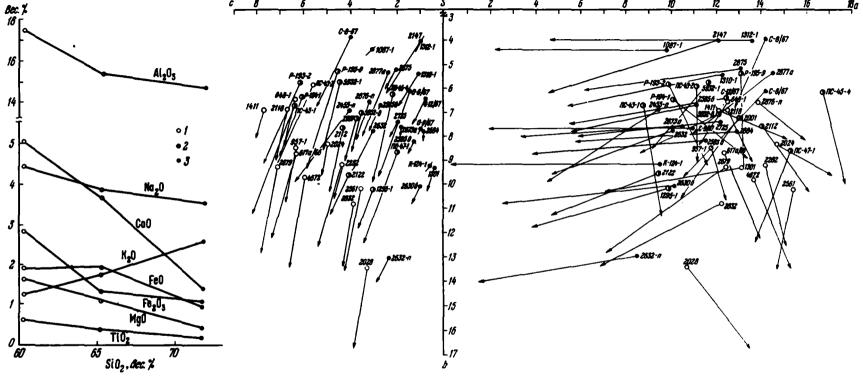
Интересные выводы можно сделать, анализируя диаграмму  $K_2O-Na_2O-MgO$  (фиг. 46).

Магматические породы диорит-гранитоидного комплекса располагаются в пределах обособленных полей и только поле развития гранодиорит-порфиров несколько перекрывают поле развития диорит-порфиров. Этот факт свидетельствует о широком развитии переходных от диорит-порфиров к гранодиорит-порфирам разностей пород.

Существенное отличие гранитоидных пород последовательных фаз магматической деятельности друг от друга заключается в различном содержании  $K_2O$  тогда как содержание  $Na_2O$  в среднем остается постоянным. Этим гранитоиды коренным образом отличаются от предшествующих им базальтоидных пород, где в процессе эволюции меняется содержание  $Na_2O$ .

4. Мезозойские диорит-гранитойдные породы Кубано-Малкинского междуречья характеризуются значительными вторичными изменениями породообразующих минералов. Наиболее широко этот низкотемпературный процесс затронул минералы вкрапленников, в результате чего плагиоклазы замещаются альбитом, карбонатом, каолинитом и реже хлоритом, а темноцветные минералы, за исключением биотита, представлены псевдоморфозами хлорита, карбоната, магнетита, биотита и т.д. При этом надо отметить, что в процессе выщелачивания более подвижной оказывается окись натрия, содержание которой даже в породах одной фазы сильно варьирует. К2О ведет себя более стабильно, непрерывно накапливаясь в процессе магматической дифференциации в более поздних дериватах.

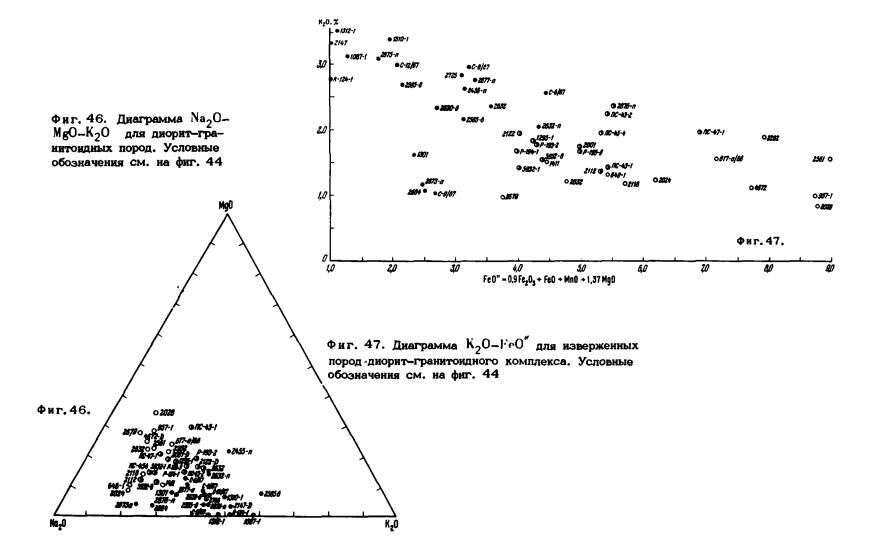
Низкотемпературный метаморфизм гранитоидных (да и базальтоидных) пород, приведший к разложению полевых шпатов и темношветных минералов и к развитию по ним характерного комплекса вторичных минералов (хлорита, карбоната, альбита и т.д.), следует, очевидно, связывать с воздействием на породы остаточных постмагматических гранитоидных растворов, богатых щелочами и летучими. Это предположение подтверждается и тем, что породы более молодого габбро-трахитоидного комплекса почти не подверждены вторичным изменениям, так как метаморфизующий процесс завершился до времени их образования.



Фиг. 44. Диаграмма изменения среднего химического состава изверженных пород в процессе эволюции диорит-гранитоидного комплекса

1 - диорит-порфиры, 2 - гранодиорит-порфиры, 3 - гранит-порфиры

Фиг. 45. Диаграмма А.Н. Заварицкого для изверженных пород диорит-гранитоидного комплекса. Условные обозначения см. на фиг. 44



- 5. Существует множество методик для изображения химизма естественных ассоциаций горных пород. Каждая из них имеет определенные достоинства и недостатки, но все они в основном рассчитаны на иллюстрацию химизма неизмененных пород и малоприменимы для иллюстрации химизма описываемых нами измоненных субэкструзивных гранитоидов. Поэтому здесь нужно было применить т:кой графический метод, который показывал бы эволюцию гранитоидной магмы, основываясь на окислах, являющихся, с одной стороны, основными породообразуюшими, а с другой - мало участвующих в процессах вторичного преобразования гранитоидных пород. В качестве таких параметров были выбраны Коо и ГеО. Причины выбора (20) обоснованы выше, а  $1e0^{\circ} = 0.91e_{2}O_{3} + FeO + 1.37 MgO + MnO)$ (Штейнберг, 1964) является величиной, характеризующей общую меланократовость пород и позволяет одновременно учитывать изменение в процессе эволюции расплава количества магния и железа. Диаграмма K<sub>2</sub>O - FeO(фиг. 48) показывает, что в процессе эволюции пород диорит-гранитоидного комплекса на фоне постоянно убывающей общей меланократовости пород непрерывно проходил рост содержания К 20. Отклонения отдельных точек от эволюционной кривой свидетельствуют о большой роли процессов вторичного изменения пород, которые учесть трудно.
- 6. Еще 10 лет назад А. Стейнер, изучая ассоциацию вулканических пород в окрестностях г. Таупо (Новая Зеландия), показал, что величина суммы алюмощелочных окислов ( $\Sigma Al_2O_3$ +  $Na_2O_3$ +  $Na_2O_3$ +  $Na_2O_3$ ) может служить критерием участия или отсутствия процессов ассимиляции в образовании определенных серий пород. Согласно его исследованиям, в ходе дифференциации нормальной известково-шелочной магмы эта величина остается практически постоянной, колеблясь около определенного среднего значения, если при этом процесс ассимиляции не проявляется, и, наоборот, значительно отклоняется от среднего значения при наличии таких процессов. Кроме того, эта сумма в пределах генетически единой ассоциации горных пород не остается постоянной, должна постепенно уменьшаться от более ранних основных к поздним - более кислым дифференциатам. Применение этой методики для интерпретации химических составов гранитоидных пород показывает, что сумма адюмощелочных окислов, оставаясь примерно постоянной в пределах пород каждой фазы, постепенно уменьшается от 22,6% в диорит-порфирах до 21,8% - в гранит-порфирах. Экстремальные отклонения от среднего значения этой суммы (21,57%) составляют 1,43%. Это свидетельствует о том, что дифференциация расплавов на глубине сопровождалась небольшим по масштабу процессом ассимиляции кристаллического материала из пород доюрского фундамента. Этот процесс, очевидно, явился причиной некоторого удревнения" абсолютного возраста мезозойских гранитоидных пород, о чем ниже будет сказано подробнее. Кроме того, по мнению А. Стейнера, постоянство суммы алюмощелочных окислов приводит к важному выводу о том, что подобные ассоциации пород могут возникнуть при магматической дифференциации иным путем, чем фракционная кристаллизация, или не только за счет фракционной кристаллизации. Значительную роль в образовании подобных ассоциаций пород могут играть процессы ассимиляшии кристаллического материала.

## ГАББРО-ТРАХИТОИДНЫЙ КОМПЛЕКС

Магматические образования, объединенные в габбро-трахитоидный комплекс, образовались на границе ранне- и среднеальпийской стадии альпийского тектогенеза, когда на всей территории Лабино-Малкинской зоны уже установился устойчивый платформенный режим. В этих условиях субмеридиональные в основном расколы жесткого палеозойского фундамента привели на границе раннего и позднего мела к образованию интрузий основного состава, породы которых имеют повышенную щелочность. С заключительными фазами этого этапа нами связывается образование лакколитов трахитоидных порфиров в урочище Джалпак на Даут-Кольтюбинском водоразделе. Все породы габбро-трахитоидного комплекса образование в результате пооявления трех фаз магматической деятельности, каждая из которых объединяет родственные образования определенного возраста, петрографического и химического состава. На этой основе нами выделены субщелочные и щелочные габброиды, а также трахитоидные порфиры, характеристика которых приводится ниже.

Эти породы – производные основной магмы повышенной шелочности - количественно значительно преобладают над другими породами этого же комплекса. Среди габброидных пород можно выделить несколько петрографических разновидностей, различающихся по минеральному составу, структуре, площадному распространению: габброиды с ромбическими и моноклинными пироксенами, габбро-порфириты, плагиоклазиты (лабрадориты), эссексит-диабазы,

1. Габброиды с ромбическими и моноклинными пироксенами встречаются в основном в бассейне р. Подкумок и практически неизвестны в западной половине Кубано-Малкинского междуречья, за исключением урочища Джалпак.

Причиной этому является, по-видимому, разная глубина эрозионного вскрытия западной и восточной частей территории проведенных исследований, благодаря чему на Подкумке обнажены более глубокие горизонты юрского осадочного чехла.

Описываемые габброиды представляют собой очень плотные темно-серые, почти до черных, полнокристаллические порфировые породы с массивной текстурой. Вкрапленники, составляя в среднем 58,6 объемн. %, сложены плагиоклазом (в среднем 26,8%), моноклинным (7,0%) и ромбическим (4,1%) пироксенами, погруженными в полностью раскристаллизованную хлорит-пироксен-плагиоклазовую основную массу (табл. 14, фиг. 48).

Плагиоклаз представлен кристаллами двух генераций, отличающимися по габитусу, размерам и составу. Кристаллы I генерации, обычно таблитчатые или короткостолбчатые, имеют размер 0,7-1,0 мм × 2,5-3,0 мм. Для них характерно зональное строение, хотя количество зон обычно не превышает 4-5. Довольно часто эти кристаллы образуют гломеропорфировые сростки. По составу плагиоклазы I генерации обычно отвечают лабрадору—битовниту № 50-70. Наиболее часто они сдвойникованы по альбитовому и карлсбадскому законам.

Плагиоклазы II генерации представлены мелкими незональными столбчатыми кристаллами с размером 0,1-0,5 мм × 0,5-1,5 мм. Для этих плагиоклазов совершенно не характерны гломеропорфировые сростки и какие-либо включения. По составу плагиоклазы поздней генерации отвечают андезину – лабрадору № 38-50.

В отличие от плагиоклазов ранее описанных базальтоидного и диорит-гранитоидного комплексов плагиоклазы габброидов почти не затронуты процессами вторичного изменения,

Темноцветные минералы представлены несколькими разновидностями. Наиболее часто встречаются изометричные в плане зерна моноклинного пироксена, размер которых колеблется от 0,2 до 2,0 мм. Эти зерна имеют четко выраженную по (110) спайность, бесцветны или очень слабо зеленоваты при одном николе, имеют положительный оптический знак, с:Ng колеблется от 39 до 49°, 2V =+57°,+59°, Ng-1,727, Np-1,695. Все приведенные константы характеризуют этот минерал как диопсид (Трегер, 1958). Характерно, что в габброидах часто наблюдаются шлирообразные скопления этих минералов размером до 2 мм. Моноклинные пироксены, как правило, совершенно не изменены процессами вторичного минералобразования.

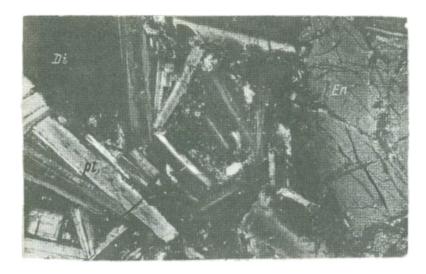
Значительно реже встречаются столбчатые кристаллы размером  $0.04-0.08 \times 0.7-0.7$  мм, совершенно бесцветные или слабо розоватые при одном николе. Эти кристаллы имеют прямое угасание, хорошую спайность по (110) и четкую отдельность перпендикулярно этому направлению (100), удлинение положительное, оптический знак отрицательный,  $2V \approx 61^{\circ}$ , Ng $\approx 1.728$ , Np =1.714, Nm=1.716. Такая оптическая характеристика свидетельствует о том, что в данном случае мы имеем ортопироксен из ряда энстатит — гиперстена, по составу приближающийся к гиперстену (Трегер, 1958). Этот вывод был подтвержден и данными рентгеноструктурного анализа.

В виде единичных, но крупных (до 1,5 × 2,0 мм) зерен в силле габброидов на правобережье верховьев р. Подкумок нами были встречены обыкновенные роговые обманки, в общем-то не характерные для габброидов,

Рудные минералы в габброидах представлены обычно небольшими до размерам. (до 0,1-0,2 мм) и неправильными по форме зернами магнетита и ильменита,

Таблица 14 Количественный минеральный состав субщелочных габброндов (объеми. %)

		Вкраг	іленники		0	сновная	масса			
№ шлифа	Место взятия образца	плагио— клаз	лирок- сен мо- ноклин- ный	пирок— сен ромби— ческий	рудный минерал		карбо— нат	хлорит	ненемскен восьения ная масса	.,р
100/66	Кубано-Марийский									
	водорадел	33,7	5,8	_	3,1	· 🗕	-	-	57,4	
67/66	Там же	31,5	2,0	-	7,1	-	-	3,3	56,1	
<b>75/6</b> 6	•	18,0	0,3	-	0,3	-	_	-	81,4	Краевая часть штока
78/66	•	68,6	Eρ.	-	3,6	~	3,7	8,3	- •	Центральная часть штока, 3,1% серишита
5173/1	•	17,0	-	-	1,3	1,5	7,6	2,5	70,1	Краевая часть штока
5150/4		42,6	6,1	-	2,3	2,4	2,5	1,1	43,0	
263/67	Верховье р. Подку-									
	MOK	22,4	7,3	3,7	0,7	. <b>-</b>	-	-		Габбро с ромбическим и моно-
38/67	Там же	40,0	3,3	_	1,2	_	_	_	55,5	
19 <b>-B</b>	*	32,3	10,7	2,5	2,5	-	1,3	-	52,5	Габбро с ромбическим и моно- клинным пироксенами
20 <b>-B</b>	,	25,6	3,0	6,1	1,5	-	3,8	-	59,8	То же
159/66	Даут-Кольтюбин- ский водораздел	41.0	4.0	_	2,0	_	2.0	_	40,0	
2414 <del>-</del> e	Там же	69,4	10,6	-	1,8	2,7 1	5,5	-	-	
8170-1	Верховье р. Эшк <i>а</i> - кон	46,0	4,6	-	4,2	3,9	-	8,4	33,4	
-	(из 3) состав габбро- оноклинным пироксе-	40,8	3,7		2,7	1,1	3,1	2.4	46,2	
Средний	(из 10) состав габ- иритов с ромбическим	70,0	3,7	-	۷, ۱	1,1	O, 1	۵,٦	70 <sub>1</sub> &	
	инным пироксенами	26,8	7,0	4,1	1,8	-	1,7	-	58,6	



Фиг. 48. Двупироксеновый габброид из дайки, расположенной на Даут-Кольтюбинском водоразделе

PI – плагиоклаз, En – ромбический пироксен, Di – моноклинный пироксен. Увел. 75, николи +

равномерно рассеянными по всей породе. Значительно чаше эти минералы диспергированы до состояния "рудной пыли", довольно обильной в основной массе габброидов.

Основная масса описываемых габброидов имеет пироксен-полевошпатовый состав, офитовую или диабазовую структуру и полностью раскристаллизована. Она состоит из удлиненных лейст плагиоклаза, отвечающего по составу андезину (№ 33-35), и мелких зерен моноклинного и ромбического пироксена. Иногда, как, например, в силле из верховьев р. Подкумок, пироксены составляют до 50% основной массы, но чаще доминирует в ее составе плагиоклаз. Почти всюду в основной массе развиваются карбонат и хлорит, причем соотношение этих минералов в разных частях и разных интрузиях сильно варьирует. Довольно часто в базисе описываемых пород можно наблюдать гнезда, выполненные в середине кальшитом, а по периферии — хлоритом. Иногда же карбонат и хлорит (делессит) обособляются и образуют мономинеральные агрегаты.

2. Западнее меридиана перевала Гумбаши распространена в основном вторая разновидность габброидных пород — габбро-порфириты. Они образуют обычно не-большие несогласные с вмещающей толщей юры интрузии типа штоков и даек. Наиболее типичными представителями этой разновидности габброидных пород сложены интрузии скалы Дадумкая (левобережье верховьев р.Мары), верховье ручья Карасырха, р. Мизгича (правобережье р. Кубани) и т.д.

Габбро-порфириты — плотные темно-серые мелкокристаллические, порфировые породы с массивной текстурой. Они состоят из вкрапленников плагиоклаза (41 объемн. %), моноклинного пироксена (4%) и рудных минералов, погруженных в полностью раскристаллизованный существо полевошпатовый мезостазис, измененный наложенными процессами хлоритизации, карбонатизации и реже окварцевания (фиг. 49).

Плагиоклазы встречаются в виде столбчатых кристаллов, среди которых по составу и размерам можно наметить две генерации. Плагиоклазы II генерации слагают зерна размерами до 0,3-1,5 мм. Иногда среди них встречаются таблитчатые зерна зонального строения. По составу они соответствуют лабрадору (№ 55). Иногда в их центральных частях наблюдаются точечные включения магнетита и хлорита, повторяющие контур какой-нибудь из зон.

Плагиоклазы II генерации слагают только столбчатые кристаллы размерами до  $0.1 \times 0.3$  мм. По составу они обычно отвечают основному андезину (N = 42 - 48).

Темношветные минералы представлены двумя разновидностями псевдоморфоз. Первая разновидность представляет агрегат тонкодисперсного магнетита, полностью повторяющий форму замещенного зерна. Размер таких псевдоморфоз достигает 0,5 × 1,5 мм. Встречаются они редко.

Значительно чаще встречается второй тип псевдоморфоз, когда примерно изометричные в плане или толстостолбчатые зерна темноцветных минералов нацело замещаются мелкочешуйчатыми делесситом и охристо-желтым серпентином. Обшее же количество псевдоморфоз по темноцветным минералам здесь в несколько раз меньще, чем в ранее описанных габброидах.

Рудные минералы встречаются либо в виде мелких (до 0,02 мм в диаметре) неправильных по форме зерен магнетита и ильменита, либо в виде тонкой "рудьной пыли" среди основной массы пород.

Основная масса габбро-порфиритов представляет собой тонкий войлок из мелких лейст плагиоклаза, длина которых не превышает 0,1 мм. Довольно часто среди лейст плагиоклаза наблюдаются мелкие (до 0,05 мм в диаметре) зерна моноклинного пироксена типа диопсида, Структура основной массы габбро-порфиритов микролитовая или микродиабазовая. Рудный минерал образует равномерно распределенную в мезостазисе рудную пыль. Основная масса описываемых пород значительно изменена вторичными минералами. В краевых частях интрузий наблюдается повышенная карбонатизация, выражающаяся в образовании гнезд и прожилков кальщита. Повсеместно же наблюдается хлоритизация, иногда сопровождаемая развитием гидроокислов железа.

3. Значительно реже, чем две упомянутые разновидности, встречаются дайки пород, называемых нами плагиоклазитами (лабрадоритами). Необходимо заметить, что типичных плагиоклазитов без примеси цветных минералов (Заварицкий, 1955) нами не встречено. Поэтому породы, объединяемые нами под этим названием хотя и состоят в основном из плагиоклаза, но содержат и небольшое количество цветных минералов (фиг. 50).

Плагиоклазиты представляют собой темно-серые среднезернистые массивные породы. Главной составной частью их является основной плагиоклаз. Последний образует часто соприкасающиеся друг с другом обычно толстостолбчатые кристаллы! генерации, промежутки между которыми выполнены основной массой с кристаллами плагиоклазов! генерации. Иногда порода состоит почти из одних крупных кристаллов лабрадора и имеет панидиоморфнозернистую структуру. Чаще же структура пород порфировая.

Плагиоклазы первой генерации образуют кристаллы с размерами 0,3-1,0 мм × x1,5-5,0 мм. Они часто зональны, хотя количество зон невелико (до 4-5). Наиболее часто встречающиеся законы двойникования альбитовый и альбит-карлсбадский. По составу эти плагиоклазы отвечают лабрадору - битовниту № 55-75. Так же как и плагиоклазы ранее описанных разновидностей, вкрапленники этих минералов в плагиоклазитах почти не подвержены вторичным изменениям. Лишь в центральной части крупных зональных зерен иногда наблюдается развитие крупночешуйчатого серицита и хлорита.

Плагиоклазы II генерации имеют размеры от  $0.05 \times 0.5$  до  $0.3 \times 1.0$  мм. Эти зерна по составу соответствуют основному андезину лабрадору № 38-50. Плагиоклазы этой генерации обычно имеют альбитовый закон двойникования и не подвержены вторичным изменениям.

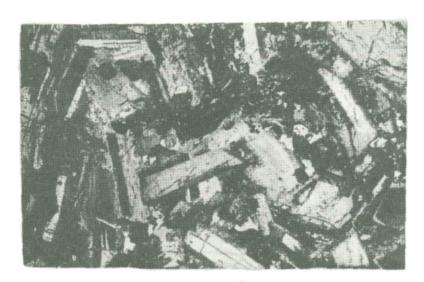
Темноцветные минералы встречаются редко и представлены либо псевдоморфозами вторичных минералов, либо сильно хлоритизированным биотитом.

Первый тип псевдоморфоз представляет собой изометричные в плане или же гексагональные зерна (диаметром от 0,25 до 2,5 мм), выполненные карбонатом и магнетитом. Последний либо образует неправильные выделения (более крупные из них тяготеют к центральной части зерна, а мелкие располагаются по периферии), либо вместе с карбонатом тонко диспергирован. Кое-где сохранились реликты спайности, свидетельствующие предположительно об амфиболовом первоначальном составе этих зерен.



Фиг. 49. Габбро-порфирит из верховьев р. Подкумок

PI – плагиоклаэ, Руг – моноклинный пироксен. Увел 30, без анализатора



Фиг. 50. Плагиоклазит из штока, расположенного в устье руч. Мизгич (правобережье Кубани). Увел. 30, николи +

Второй тип псевдоморфоз представляет столбчатые зерна размером  $0.15 \times 0.3$  мм. Эти зерна выполнены тонкодисперсным агрегатом хлорита и карбоната, ограниченным по периферии зерен опацитовой каймой. Довольно часто эти зерна присутствуют в виде включений в крупных вкрапленниках плагиоклаза.

Биотит очень редко встречается во вкрапленниках, да и тогда он обычно образует небольшие сильно хлоритизированные зерна кластического облика, границы которых сильно корродированы. Такой характер выделений биотита позволяет предполагать, что он является в данном случае ксеногенным и захвачен из гранитов палеозойского фундамента.

Рудные минералы представлены неправильными по форме зернами магнетита и ильменита, размер которых варьирует от тысячных долей миллиметра до 0,2 мм.

Таблица 15 Химический состав габёнондов

N	Место взятия					Окислы	(в вес.	%)		-
пробы	пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> 0 <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O
5173/1	Кубано-Маркинский водораздел	48,77	0,84	16,43	0,71	6,85	0,13	5,75	9,51	2,52
C-4/67	Правобережье р. Ку- бани, устье ручья Миэгич	49,10	1,60	16,75	3,10	4,73	0,15	3,10	9,06	<b>3,7</b> 8
2870	Верховье р. Под- кумок	52,65	0,84	16,10	5,15	2,02	0,01	5,84	8,75	3,10
2625	Там же	52,71	0,70	16,00	0,32	5,84	0,10	5,56	7,33	2,96
67/66	l∵убано–Маринский водораздел	53,30	1,26	18,50	4,34	3,05	0,18	2,26	5,61	5,15
2628a	Верховье р.Подку- мок	54,88	0,85	14,51	4,03	3,72	0,07	4,40	6,77	3,36
78/66	Кубано-Маринский водораздел	54,89	1,75	17,91	3,30	2,91	0,17	2,82	6,28	3,73
289/B	Там же	55,30	1,14	19,57	3,99	2,90	0,10	3,05	5,84	4,09
C-7/67	Верховье р. Под~ кумок	55,45	0,82	15,43	2,52	4,28	0,13	4,90	7,26	3,70
2677	Верховье р.Эшкакон	55,65	0,93	18,11	4,14	3,01	0,07	3,90	6,56	3,68
28 <b>7-B</b>	Там же	56,74	1,40	18,60	3,44	4,36	0,15	2,54	5,66	3,75
2545a	Верховье р.Подкумок	56,83	1,04	17,51	5,08	1,51	0,14.	2,01	6,50	4,64
2543a	Там же	56,92	0,84	17,16	3,33	1,35	0,10	2,10	7,83	4,45
325/67	Правобережье р. Мары	45,66	0,98	16,39	2,24	<b>5,6</b> 8	0,18	4,63	6,08	4,46
	Средний состав габ- броидов с ромбиче- ческим и моноклин- ным пироксенами (из 2 анализов)	·	0,83	15,76	3,83	3,15	0,07	5,37	8,05	3,40
	Средний состав габ- броидов с моноклин- ным пироксеном (из 11 анализов)		1,12	17,37	3,25	3,66	0,12	3,41	7,00	3,83

Аналитики: Л.И. Зароченцева, Г.И. Менькова, В.А. Некрасова, Э.В. Паст, Л.М. Толдова,

Основная масса плагиоклазитов полностью раскристаллизована, имеет аллотриоморфиозернистую структуру и в основном полевошпатовый состав. Лишь отдельные участки ее размером до 0,1 × 0,3 мм сложены неправильными по форме выделениями вторичного кварца. Значительно реже встречаются мелкие зерна нацело хлоритизированного темноцветного минерала. Повсеместно наблюдаются мелкие гнезда кальцита и хлорита диаметром до 1-1,5 мм.

В верховьях р. Подкумок, на правобережье р. Мары, в 2,5 км от ее устья, а также на Кубано-Тебердинском водоразделе нами встречены небольшие штокообразные или силлоподобные тела, состоящие из полностью раскристаллизованных плотных черных порфировых пород. Вкрапленники в них представлены диопсидом, титан-авгитом, роговой обманкой, андезит-лабрадором и погружены в полностью раскристаллизованный мезостазис. Последний состоит из изометричных кристал-пов основного андезина (№ 40-42), мелких (0,1-0,2 мм) зерен титано-магнетита, небольших, полностью хлоритизированных кристаллов темноцветных минералов, гнезд хлорита и карбоната. Минеральный состав этих пород, так же как и данные их химического анализа (табл. 15, анализ 325/67), свидетельствует

	Оки	слы (в	вес. %)			Числовь	ие харак	теристик	и по А.Н	і. Заварі	ицкому
K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	П.п.п.	Σ	S	a	ь	r	a'	1.
0,88	0,19	He οπρ	Не опр.	7,40	99,88	61,5	7,6	22,6	8,3	_	34,2
0,78	0,50	2,00	4,30	7,45	100,10	64,6	10,7	17,4	7,3	-	46,9
0,69	0,01	0,99	2,28	1,76	100,19	63,6	8,2	21,0	7,2	-	31,7
1,01	0,09	0,78	5,00	1,89	99,69	65,0	8,7	19,8	6,5	-	32,2
1,20	0,44	2,91	-	-	100,20	67,3	14,3	12,5	5,9	7,1	59,6
1,39	0,05	1,17	3,41	1,51	100,41	66,2	9,9	17,9	6,0	-	41,4
0,95	0,28	3,63	-	-	99,65	69,6	10,6	12,0	7,8	-	52,2
1,07	-	-	-	2,03	100,47	67,8	11,2	13,5	7,5	1,1	48,6
1,20	0,19	1,50	2,90	-	100,28	65,6	10,3	18,6	5,5	-	35,1
0,98	0,19	1,44	0,35	1,90	100,91	67,6	10,2	14,4	7,8	-	47,3
1,16	Не опр	Не опр.	Не опр.	1,31	99,92	69,7	10,5	13,1	7,3	8,8	58,3
1,20	0,14	1,99	1,13	1,61	100,43	69,2	12,7	12,1	6,1	-	51,2
1,06	0,001	1,07	1,88	2,01	100,10	69,4	12.2	12,2	6,2	-	36,3
2,30	0,20	0,50	4,73	-	99,60	59,6	14,0	20,6	5,0	-	41,0

0,94

1.06

об их принадлежности к группе щелочных габброидов типа эссексит-диабазов (Заварицкий, 1955).

В петрохимическом отношении описанные выше габброиды представляют собой известково-щелочные породы основного состава. Однако, как было указано ранее, среди них можно выделить (не считая плагиоклазитов) две основные петрографические разновидности, минералогический состав которых, а следовательно, и химизм несколько различны. Сразу же надо оговориться, что большинство химических анализов, представленных в табл.15, соответствуют габбро-порфиритам, содержащим моноклинный пироксен, анализы 2870 и С-7/67 характеризуют габброиды с ромбическим и моноклинным пироксенами и только анализ 325/67 – эссексит-диабазы.

Поскольку, так же как и в предыдущих случаях, мы имеем дело с порфировыми породами, интересно для приближенных расчетов применить методику пересчетов химического состава на минеральный, использованную нами уже ранее в предыдущих разделах.

N	Место взятия	Числов	не харак	теристик	и по А.	Н. Завар	ицкому	Примечания
пробы	пробы	m,	c '	Q	n	t	φ	примечания
5173/1	Кубано-Малкинский водораздел	46,7	19,1	<b>-0,</b> 5	80,0	1,2	26,3	Данные Б.П.Лучникова
C <b>-4</b> /67	Правобережье р.Кубани, устье ручья Мизгич	34,0	19,1	+0,5	87,8	2,4	16,8	
2870	Верховье р. Под- кумок	44,5	18,8	+3,6	87,8	1,1	22,2	Габброиды с ромбическим в моноклинным пироксенами
2625	Там же	51,7	16,1	+6,1	81,7	1,0	1,6	
67/66	Кубано-Маринский водораздел	33,3	-	+0,1	86,5	1,8	32,7	
2628a	Верховье р.Подку- мок	43,7	14,9	+6,7	78,2	1,1	20,5	
78/56	Кубано-Маринский водораздел	43,5	4,3	+10,2	85,2	1,6	26,1	
289/B	Там же	40,3	-	+5,7	85,1	1,5	26,7	Л.А.Варданянц (1956)
C=7/67	Верховье р. Под- кумок	45,6	19,3	+5,4	82,2	1,1	12,1	Габбронды с ромбическим и моноклинным пироксенам
2677	Верховье р.Эшкакон	47,3	15,4	+7,0	84,5	1,3	25,9	
287-B		32,9	-	+9,9	83,0	1,9	23,6	Л.А.Варданянц (1956). Краевая зона массива
2545a	Верховье р.Под- кумок	29,8	19,0	+6,8	85,3	1,4	38,1	
2543a	Там же	31,0	32,7	+8,2	86,2	1,1	25,0	
325/6	7 Правобережье р. Мары	42,8	16,2	-15,6	75,0	1,7	10,3	Эссексит-диабаз. Материалы Г.Д.Афанась- ева

В результате таких пересчетов мы получаем, что габброиды, содержащие ромбический и моноклинный пироксены, состоят в среднем из 57,3% плагиоклаз-лабрадора (30,5% из них находится в основной массе пород), 32,2% пироксенов
(из них 21,1% - в основной массе), 8,8% рудных минералов (из них 7% - в
основной массе) и 1,7% выделений кальцита в основной массе. Несколько иной
характер, хотя и близкий к описанному выше, имеют габброиды и с одним моноклинным пироксеном. Они состоят в среднем из 62,1% лабрадора (из них
21,3% содержатся в основной массе), 23,8% пироксенов (из них 20,1% - в
основной массе), 7,5% рудных минералов (из них 4,8% - в основной массе) и
выделений кальцита (3,1%), хлорита (2,4%) и кварца (1,1%) в мезостазисе породы.

Спектральный анализ габброидов, проведенный приближенно количественным методом в лаборатории ИГЕМ АН СССР, установил, что среднее содержание основных микроэлементов в этих породах равно: Nb =  $1.2 \cdot 10^{-3}$ , Cr =  $2.3 \cdot 10^{-2}$ , Ni =  $9.6 \cdot 10^{-3}$ , Co =  $4.7 \cdot 10^{-3}$ , V =  $1.05 \cdot 10^{-2}$ , Zn =  $9 \cdot 10^{-3}$ , Mo =  $1.10^{-4}$ , Pb =  $6.2 \cdot 10^{-4}$ , Sn =  $4 \cdot 10^{-4}$ , Cu =  $4 \cdot 10^{-3}$ , Sr =  $5 \cdot 10^{-2}$ , La=  $5 \cdot 10^{-3}$ , Y =  $3 \cdot 10^{-3}$ , Ga =  $2 \cdot 10^{-3}$ . Приведенные эначения точно соответствуют средним содержаниям этих элементов в основных породах по A.П. Виноградову (1962).

Таким образом, резюмируя сказанное, можно отметить, что габброиды Кубано-Малкинского междуречья, знаменующие начало развития габбро-трахитоидного
комплекса, представляют собой магматические породы основного состава с
колько увеличенным содержанием кремнезема и шелочей.

В отличие от описанных ранее гранитоидов габброиды почти не содержат ксенолитов. Это можно объяснить тем, что в большинстве случаев они имеют тре — шинный характер образования, когда расплав выполняет подготовленные тектони-кой полости, не оказывая на вмещающие породы сколько-нибудь заметного механического воздействия. Лишь в устье ручья Мизгич (правобережье р. Кубани) в штоке габброидов, прорывающем песчаники плинсбаха, были встречены округлые ксенолиты гранитов фундамента размером до 15-20 см в диаметре.

Характер контакта габброидов с вмещающими осадочными толщами зависит от литологического состава последних. Так, например, на левобережье верховьев р. Мары, почти у вершины Кубано-Маринского водораздела, песчаники плинсбаха прорываются штоком габбро-порфиритов, известным под названием скалы Дадумкая и описанным Л.А. Варданянцем (1954). Вся внутренняя часть этого штока сложена плотными черными габбро-порфиритами. Периферическая же часть интрузии представлена серой или зеленовато-серой порфировой породой. Переход от одной разновидности к другой резкий и сопровождается появлением продольных трещин отдельности вдоль их границ. В этой краевой фации фенокристаллы представлены лабрадором и псевдоморфозами рудного минерала по темноцветным минералам. Основная масса здесь чаще трахитоидная, реже гиалопилитовая и состоит из ориентированных вдоль контакта лейст плагиоклаза и зерен магнетита, расположенных в хлорит-карбонатовом мезотазисе. В отдельных гнездах появляется эпимагматический кварц. Результаты химического анализа центральной и краевой фации сходны (табл. 15, анализы 287-В и 289-В) и отличаются только соотношением окислов железа, что может быть объяснено воздействием атмосферного воздуха на близповерхностные участки горных пород.

Песчаники плинсбаха на контакте нарушены и имеют элементы залегания: азимут падения  $120^{\circ}$ , угол  $40^{\circ}$ . В зоне экзоконтакта песчаники тонко рассланцованы и имеют темный цвет. Цемент их пропитан гидроокислами железа и кальцитом.

Контакт габброидов с карбонатными отложениями верхней юры наблюдается на правобережье р. Подкумок, против устья ручья Уллукол. Доломиты верхней юры в зоне экзоконтакта на мощность до 1-1,5 м уплотнены и содержат гнезда кварца и хлорита. Габброиды в зоне эндоконтакта значительно карбонатизированы, причем наблюдаются и кластические зерна карбоната до 1 мм в диаметре. Характерно, что в кровельной части интрузии мощностью примерно 10 м появляется большое количество мелких зерен биотита, а также наблюдается интенсивное развитие биотита по пироксенам. Это связано, очевидно, с повышенным количеством летучих в этой части интрузии. Ниже биотит полностью исчезает, и габброиды имеют обычный для них минеральный состав,

## Шелочные экструзивные габброиды

Несмотря на то, что породы этой формации известны в современном эрозионном срезе лишь в одном месте - на левобережье р.Кубани, у монастыря на горе Монастырской (гора Шоана) - их необходимо выделять в отдельную фазу магматической деятельности мелового возраста. Причинами этого являются особенности их химического и петрографического состава, а также относительно более поздний возраст их образования.

Щелочные габбронды – плотные темно-серые порфировые породы массивной текстуры. Вкрапленники в них, составляя 42-43 объемн.%, сложены плагиоклазом и пироксеном и погружены в интенсивно хлоритизированный мезостазис (табл. 16, фиг. 51).

Плагиоклазы представлены зернами двух возрастных генераций. К I генерации относятся крупные кристаллы широкотаблитчатой и столбчатой формы с размерами  $1 \times 2.5$  мм и  $1 \times 1$  мм. Часто они образуют гломеропорфировые сростки

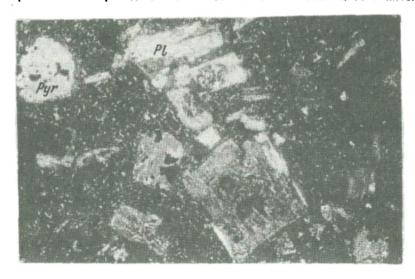
		Вкрапл	енники	Основная масса				
№ шлифа	Место взятия образца	плагио- клаз	пироксен моно- клинный	рудный минерал	хлорит	нензменен- ная основная масса		
31/66	Гора Шоана, ле- вобережье					T		
7H/67	р.Кубани Там же	38,1 39,2	3,4 5,0	7 <b>,</b> 5 7 <b>,</b> 2	7,5 7,6	43,4 41,0		
	Средний состав	38,6	4,2	7,4	7,6	42,2		

размером 3 x 5 мм. Довольно редко среди этих зерен встречаются зональные кристаллы, но количество зон в них обычно не превышает 2-3. Иногда в плагио-клазах I генерации наблюдаются очень мелкие включения моноклинного пироксена. По составу эти плагиоклазы соответствуют андезину № 35-37.

Плагиоклазы II генерации образуют только столбчатые кристаллы размером  $0.1-0.2 \times 0.5-0.7$  мм. В отличие от описанных выше они не содержат ни-каких включений, незональны и никогда не образуют гломеропорфировые сростки. По составу эти плагиоклазы соответствуют кислому андезину № 30.

Фенокристаллы полевых шпатов обеих генераций интенсивно изменены. Наиболее широко проявлен процесс альбитизации, захватывающий сразу все зерно. На фоне вторичного альбита отчетливо видны прожилки и гнезда хлорита и отдельные довольно крупные чешуйки серицита. Развитие вторичных минералов затушевывает двойниковое строение плагиоклазов настолько, что в большинстве случаев не остается даже реликтов зерен, где бы можно было замерить номер плагиоклаза.

Темноцветные минералы в отличие от плагиоклазов представлены совершенно неизмененными изометричными кристаллами авгита размером до  $1 \times 1.2$  мм. Этот минерал имеет в проходящем свете светло-зеленоватый цвет и плеохромру-



Фиг. 51. Шошонит из штока горы Монастырской Руг. – пироксен, PI – плагиоклаз. Увел. 30, николи +

ет от оливково-зеленоватого цвета по Ng, до очень светло-зеленого — по Np, удлинение положительное,  $C:Ng=40^{\circ}, 2V=+55^{\circ}, Ng=1,694, Np=1,672, Nm==1.679.$ 

Кристаллы авгита корродируют фенокристаллы плагиоклаза ' генерации, оставаясь сами совершенно неизмененными. Характерно почти полное отсутствие опацитизации этих минералов, что коренным образом отличает темноцветные минералы шелочных габброидов от аналогичных минералов гранитоидов. Изредка встречаются зерна авгита с двойниковым строением.

Рудные минералы распространены в описываемых породах очень неравномерно. Иногда они слагают довольно крупные  $(0,1\times0,2\text{ мм})$  включения неправильной формы, чаще же в виде мелкой вкрапленности магнетита и ильменита наблюдаются в основной массе пород.

Основная масса щелочных габброидов имеет микролитовую структуру и состоит из удлиненных лейст плагиоклаза и расположенных между ними мельчайших (0,01 мм) зерен авгита, сцементированных слабо раскристаллизованным мезостазисом. В составе последнего, судя по данным химанализа, должны содержаться калиевые полевые шпаты. Почти повсеместно в основной массе наблюдается развитие мелких (до 0,05 мм) гнезд хлорита (клинохлора), зерен магнетита и ильменита.

Приведенная характеристика показывает, что эти породы можно определить как шошонит.

Петрохимия этих пород очень своеобразна (табл. 17). При небольшом (в среднем 53,33%) количестве кремнекислоты эти породы содержат аномально низкие количества MgO (в среднем 3,33%) и CaO (в среднем 3,15%), тогда как содержание калия достигает в среднем 3,48%. В то же время вкрапленники калиевых полевых шпатов полностью отсутствуют, и весь калий, как показывают результаты прокрашивания шлифов, содержится в основной массе этих пород.

Приближенный пересчет данных химического анализа на минеральный состав, как уже неоднократно мы поступали выше, показывает, что шелочные габброиды состоят в среднем из 66% полевых шпатов (из них 27,4% содержится в основной массе и представлены главным образом калиевыми полевыми шпатами), 19% авгита (из них 14,8% в основной массе), 7,4% рудных минералов и 7,6% хлорита.

Спектральный анализ шелочных габброидов из штока горы Монастырской (образец 31/66), проведенный в лаборатории ИГЕМ АН СССР на ряд элементов, показал, что содержания их равны:  $Sc - 1 \times 10^{-3}$ ;  $Nb - 2 \times 10^{-3}$ ;  $Ga - 1 \times 10^{-3}$ ;  $Cu - 3\times10^{-3}$ ;  $Co - 2 \times 10^{-3}$ ;  $Cr - 1 \times 10^{-2}$ ;  $Cr - 5 \times 10^{-3}$ ;  $Cr - 1 \times 10^{-2}$ ;  $Cr - 5 \times 10^{-3}$ ;  $Cr - 1 \times 10^{-2}$ ;  $Cr - 5 \times 10^{-3}$ ;  $Cr - 1 \times 10^{-2}$ ;  $Cr - 1 \times 10^{-3}$ ;  $Cr - 1 \times 1$ 

Таким образом, вторая фаза меловой магматической деятельности привела к образованию субвулканических интрузий щелочных габброидов, отличающихся повышенным содержанием глинозема и по сравнению с породами предыдущей фазы более обогащенных щелочами. Можно сделать вывод, что в процессе развития габброидного магматического расплава происходило постепенное увеличение его шелочности в основном за счет повышения содержания окиси калия,

#### Трахитоидные порфиры

Наиболее молодыми магматическими образованиями, завершающими развитие габбро-трахитондного комплекса, являются интрузии трахитондных порфиров. Эти интрузивы расположены в урочище Джалпак, на вершине Даут-Кольтюбинского водораздела. Здесь известно четыре лакколитообразных массива, сложенных разными по цвету, но близкими по петрографическому и минералогическому составу

Таблица 17 Химический состав шошонитов

№ пробы	Место взятия	Окислы, вес. %														
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	П.п.п.	Σ
31/66	Гора Шоана, левобережье р. Кубани	51,59	1,42	18,78	4,78	2 <b>,</b> 98	0,27	3,83	4,41	4,74	3,14	0,23	3,63	-	Не опр.	99,80
55/66	Там же	55,06	1,03	19,29	3,91	1,50	0,23	2,84	1,90	5,42	3,82	0,23	3,42	0,39	• •	99,92
	Средний состав	53,33	1,23	19,03	4,35	2,24	0,25	3,33	3,15	5,08	3,48	-	-	-	-	-

Таблица 17 (продолжение)

№ пробы	Место взятия	Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому											
	пробы	S	a	Ъ	с	a '	١,	m'	c <b>′</b>	Q	n	ì	
31/66	Гора Шоана, левобережье р. Кубани	63,7	16,0	14,9	5,4	-	51,5	46,1	2,4	-10,0	69,5	2,1	
55/66	Там же	65,7	18,0	13,9	2,4	27,9	36,5	35,6	-	- 7,0	68,6	1,4	

# Аналитик В.В.Некрасова (ИГЕМ АН СССР)

трахитоидными порфирами. Среди последних по цвету и возрастным взаимоотношениям можно выделить три разновидности: серые, фиолетовые и белые.

Серые трахитоидные порфиры слагают большую часть самого северного из известных в урочище Джалпак массивов. Они сохранились также в виде отдельных слабо измененных блоков в интрузиве горы Караул-тюбе и образуют многочисленные ксенолиты среди пород двух других разновидностей. Ксенолиты имеют самые разнообразные очертания, часто перемяты и изогнуты, размеры их варьируют от 10-15 см в поперечнике до 0,5-0,6 м.

Описываемые породы являются полнойристаллическими плотными мелкозернистыми порфировыми породами. Наиболее обычна для серых трахитоидных порфиров полосчатая текстура, однако известно много участков (например, массив горы Караул-тюбе), где они не имеют полосчатого строения. Вкрапленники, обусловливающие порфировую структуру, представлены в основном полевыми шпатами, причем общее количество их редко превыщает 10 объемн. % (табл. 18).

Ортоклаз представлен изометричными в плане или толстостолбчатыми кристаллами без двойникового строения. Их размер варьирует от  $0,2-0,5\times 1-1,5$  мм до  $1,2\times 5,0$  мм. Часто эти зерна образуют гломеропорфировые сростки, диаметр которых достигает 5 мм. В некоторых наиболее крупных кристаллах заметна исключительно тонкая двойниковая решетка (фиг. 52).

Изучение минерала на Федоровском столике показало, что  $2V=-82^\circ$ , дисперсия оптических осей r>V;  $pNg=87^\circ$ ;  $pNp=73^\circ$ ,  $pNm=17^\circ$ . Степень триклинности  $\Delta=0,4$ . Вышеприведенные константы свидетельствуют (Марфунин, 1962), что мы имеем низкий триклинный ортоклаз или крипторешетчатый микроклин. Как правило, по ортоклазу отдельными пятнами развивается пелитизация, в результате чего зерна минерала в проходящем свете приобретают буроватую пятнистую окраску. В единичных случаях во вкрапленниках ортоклаза встречаются мельчайшие зерна черного со смолистым блеском и раковистым изломом минерала, вокруг которых наблюдается бурый венчик, характерный для радиоактивных минералов.

Плагиоклаз образует столбчатые кристаллы с четко выраженным по альбитовому закону двойниковым строением и гломеропорфировые сростки их. По составу плагиоклаз отвечает олигоклаз-андезину (N 27-33). Размер вкрапленников сильно колеблется от  $0.2 \times 0.7$  до  $1 \times 2.5$  мм. Так же как и ортоклаз, плагиоклаз претерпел вторичные изменения, выразившиеся в образовании отдельных крупных чешуек серицита. Значительно реже в центральных частях вкрапленников отмечаются новообразования кальцита.

Темиодветные минералы редко встречаются в трахитоидных порфирах в неизмененном состоянии. Обычно они представлены игольчатыми кристаллами, размер которых по длинной оси колеблется от 0,2 до 1 мм. Как правило, эти кристаллы нацело замещены гидроокислами железа и об их первоначальном составе можно строить только предположения, основывающиеся на габитусе и парагенезисе минералов в трахитоидных породах. Однако в единичных случаях в наиболее крупных кристаллах можно наблюдать, что центральная часть их сложена кальшитом, тогда как оторочка напоминает хлоритизированный биотит. Поэтому можно предположить, что большинство псевдоморфоз гидроокислов железа образовалось по биотиту, кальций из которого был выщелочен, а освобожденная кремнекислота перешла в состав мезостазиса, увеличив вторичное окварцевание порфиров.

Вторая разновидность темноцветных минералов была определена только в самых неизмененных серых трахитоидных порфирах, отобранных в глубоком шурфе на горе Караул-тюбе. Они образуют тонкие иголочки густо-зеленого минерала размером до 0,2 мм, расположенные в кварц-полевошпатовой основной массе трахитоидных порфиров. Для определения состава этих минералов был применен рентгеноструктурный анализ, показавший, что исследованный минерал представлен эгирином.

Рудные минералы в небольшом количестве содержатся в серых трахитоидных порфирах и слагают очень тонкую окисленную рудную пыль в основной массе. Редко встречающиеся более крупные вкрапленники (до 0,2 мм) представлены обычно неокисленным магнетитом. В целом нужно отметить две генерации маг-

Таблица 18

Количественный минеральный состав трахитоидных порфиров (объеми. %)

№ шлифа	Место взятия образца	Вкрапленники							
	ооразца	плагио- клаз	орто- <i>кла</i> з	эгирин					
177/66	Урочище Джалпак, водораз-	1	ļ	(					
	дел Даут-Кольтюбе	3,8	5,2	0,2					
145/66	Там же	1,6	3,5	2,1					
178/66	•	8,1	7,2	-					
186/66	•	4.1	3,8						
180/00		4,1	3,0	-					
179/66	•	4,5	5,8	-					
	Средний состав	4,4	5,1	0,4					

нетита. Первая генерация встречается в виде обособленных довольно крупных неокисленных зерен и является, очевидно, аллолитовой. Вторая генерация является постмагматической и образует мелкую вкрапленность рудных минералов в основной массе, часто концентрирующуюся в виде отдельных полос. Этот магнетит обычно полностью замещен гидроокислами железа.

Акцессорная минерализация серых порфиров представлена отдельными мелкими (0,01~0,05 мм) кристалликами циркона, тесно ассоциирующими с наиболее крупными включениями магнетита и псевдоморфозами гидроокислов железа.

Основная масса описываемых пород полностью раскристаллизована и имеет трахитоидную структуру. Характер последней определяется ориентированным рас-



Фиг. 52. Трахитоидный порфир горы Караул-Тюбе Оп - ортоклаз, Руг - пироксен, Увел. 30, без анализатора

	Осно	Примечание		
гидроокислы железа	рудные	вторичный кварц	неизмененная основная масса	
			1	Серый трахитоидный
1,0	1,6	2,9	85,3	порфир
0.1	0,2	2,7	89,8	То же
1,6	1,2	1,2	80,7	Фиолетовый тражитоидный порфир
1,6	2,0	3,8	84,7	Белый трахитоидный порфир
0,4	0,6	5,3	83,4	То же
0,9	1,1	3,2	84,9	

положением микролитов калиевого полевого шпата, плагиоклаза и игольчатых псевдоморфоз по темноцветным минералам. Наиболее характерной особенностью трахитойдных порфиров является интенсивное окварцевание их мезостазиса (фиг. 53). Вторичный кварц образует гнезда самых причудливых очертаний. Размеры этих гнезд колеблются от 0,05 до 1 мм, поэтому точное их количество невозможно учесть при подсчетах на интеграционном столике. Также трудно из-за небольших размеров микролитов полевых шпатов в основной массе и присутствия между ними неясно раскристаллизованного вещества хотя бы примерно оценить количественные соотношения между калиевыми полевыми шпатами и плагиоклазами. Примененный для диагностики калишпатов метод прокрашивания по-



 $\Phi$ иг. 53. Выделения вторичного кварца Q в основной массе трахитоидных порфиров горы Караул-Тюбе. Увел. 75, николи +

казал, что значительное количество  $K_2 O$  содержится в веществе, выполняющем межзерновые промежутки.

Детальное изучение строения основной массы позволило также установить, что темные полосы, создающие полосчатый облик порфиров, обусловлены скоплением очень тонкодиспергированного магнетита, большая часть которого уже превращена в гидроокислы железа. Характерно, что эти полосы обычно не наследуют направление первичных линий течения.

Фиолетовые трахитоидные порфиры имеют почти аналогичный с серыми петрографический состав. Основные отличия заключаются в большем количестве вкрапленников полевых шпатов, в меньшем количестве псевдоморфоз гидроокислов железа, меньших размерах вкрапленников ортоклаза (их размер не превышает 0,1 × ×0,4 мм) и присутствии в основной массе множества зерен карбоната в ассоциации с гидроокислами железа. Значительно реже в этой разновидности трахитоидных порфиров наблюдается и полосчатость, обусловленная также тонкораспыленным окисленным магнетитом. Контакт пород фиолетовой и серой разновидностей очень четкий макроскопически, при микроскопическом изучении оказывается постепенным, без следов закала. На контакте наблюдается маломощная (0,3 мм) полоска осветленных каолинизированных пород, с обоих сторон оконтуренная бурыми гидроокислами железа. Ориентировка длинных осей вкрапленников паралельно линии контакта отсутствует.

Белая разновидность трахитоидных порфиров по составу очень напоминает две описанные выше, но игольчатые зерна, замещенные гидроокислами железа, в них практически отсутствуют. Кроме того, уменьшается по сравнению с фиолетовыми порфирами общее количество вкрапленников полевых шпатов. Эти породы наблюдались нами на самом северном из известных в урочище Джалпак массивов в виде жилообразных тел, рвуших серые порфиры. На крайнем юго-восточном из массивов они, слагая центральную часть интрузива, содержат в виде ксенолитов обломки двух других разновидностей. Характер контакта белых порфиров с фиолетовыми и серыми не отличается от описанного выше для серых и фиолетовых порфиров.

Описанные выше взаимоотношения трех разновидностей трахитоидных порфиров, учитывая близость их химического и минерального состава, позволяют сделать вывод о близком генетическом родстве и неодноактности становления массивов этих пород в урочише Джалпак. Отсутствие корочки закалки и ориентированного расположения длинных осей вкрапленников на контактах разновидностей пород исключает предположение о разных фазах внедрения и свидетельствует, вероятно, о непрерывно-прерывистом (пульсационном) поступлении расплава в камеру интрузии. При этом внедрение каждой последующей порции магмы сопровождалось отрыванием от полузастывшей массы кусков, их деформацией и переносом в другие части интрузива. Этот процесс привел к образованию в эндоконтакте панциря автобрекчий. Особенно наглядно он проявился на самом северном массиве трахитоидных порфиров.

Петрохимически трахитоидные порфиры можно охарактеризовать как породы, которые пересыщенны кремнекислотой и содержат пониженное количество MgO и CaO (табл. 19). К интересным результатам приводит приближенный расчет данных химического анализа по неоднократно уже применявшейся выше нами методике. Произведенные расчеты показывают, что трахитоидные порфиры состоят из 34,2% ортоклаза (из них 29,1% – в основной массе), 33,6% плагиоклаза (из них 29,2% в основной массе), 1,9% рудных минералов (из них 0,8% – в основной массе), 0,6% темноцветных минералов – пироксенов (из них 0,2% – в основной массе) и 0,9% гидроокислов железа.

В настоящее время трудно точно определить долю вторичного кварца в общем количестве кремнезема, но петрографическое изучение показывает, что его содержание в трахитоидных порфирах варьирует в пределах 5-8%. Учитывая это, а также повышенную щелочность пород, явное преобладание трахитоидных структур основной массы и данные абсолютного возраста, трахитоидные порфиры отнесены нами к габбро-трахитоидному комплексу и представляются как наиболее поздний дифференциат габброидного расплава.

Таблица 19 Химический состав трахитоидных порфиров

N.	Место взятия								Окислы	, Bec. %								
пробы	пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	A	1203	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Sobu	1120	CO <sub>2</sub>	П.п.п.	Σ
2189	Водораздел Даут-Коль-	71,66	0,26	15	5,37	1,53	0,99	0,03	0,30	0,42	4,06	3,90	0,04	-	0,37	0,60	1,50	100,06
2182	Там же	71.72	0,17	15	5,00	2,09	0,09	0,01	-	0,30	4,60	4,28	0,01	-	0,20	0.17	1,14	99,60
850	•		0,07	15	5,71	1,60	0,54	0,04	0,17	0,53	4,77	4,46	0,09	-	Неопр	. He onp.	•	100,12
2805	•	72,22	0,0	8	15,50	1,85		Следы		0,20	4,44	4,80	0,01	-	0,04	0,17	0,58	99,81
2183	•	72,96			15,00	1,05	0,09	0,01		0,20	5,12	4,08	0,01	-	0,26	0,17	0,72	99,67
K-729		73,48			12,67	2,13	0,14	0,08		0,34	3,77	4,10	0,02	-	0,38	0,47	1,30	99,0
K-730	)-1	74,30	0,1	5 1	13,19	1,15	0,80	0,03	0,02	0,38	4,80	4,44	-	0,05	Не опр.	Не опр.	0,25	99,56
2803	•	74,44	0,1	7 :	14,17	0,38	0,11	-	-	0,20	4,76	4,08	0,01	-	0,08	0,17	0,90	99,47
	Средний																	
	состав	72,85	0,1	5	14,58	1,47	0,36	0,03	0,06	0,32	4,54	4,27	-	-	-	-	-	-
Ne	Место, взятия						Числовы	- характ	геристи	и по А.Н	. Завар:	ицкому				<del></del>	Ţ	
пробы	пробы		s T	а	b		С	a'	ſ'	m′	c′	Q	I	n_	t_	φ.	Прим	ечание
2189	Водораздел Даут-Коль- тюбе	78	3,1	13,9	7,7		0,3 6	6,1 28	9,0	5,9	-	28,1	6	1,5	0,3	16,1		
2182	Там же	78	3.7	15,8	5,2		0,3 5	4,4 45	5.6	0	_	25,5	. 6	1.6	0.1	44.5		
850	,			16,1	5,9		•	-	9,7	4,6	-	22,3		1,7	0,1	22,0	Материа	-о11. R.Ol ил
2805	•	78	3.8 <b>1</b>	6.0	4.9		0,3 6	7.5 32	2.5	0	_	25.3	5 5	8.5	0.1	31,0	твленко	
2183				6,6	3,1		•	•	3,2	Ö	_	16,5		5.3	0.1	26.1		
K-72			•	3,9	3,9			•	i,5	ō	_	35,1		8	0,1	46,5		
K-73	-			16,4	1,8		_ ` _	•	9,4	0,4	7,2	29,8		1,9	0,2	50,0	Материа: колова	ты В.Д.Со⊷
2803	•	81	.,0 :	15,7	3,0		0,3 8	5,0 15	5,0	0	-	29,3	6	3,5	0,1	13,0		

Аналитики: Г.И. Менькова, Л.А. Кароли.

Спектральный анализ трахитоидных порфиров, выполненный приближенно количественным методом в лаборатории ИГЕМ АН СССР, установил, что средние содержания основных микроэлементов в трахитоидных порфирах равны:  $Nb-3,4\times\times10^{-3}$ ,  $Cr-7,4\times10^{-4}$ ,  $Ni-5,5\times10^{-4}$ , Co-0,  $V-2,9\times10^{-4}$ ,  $Zn-9,2\times10^{-3}$ ,  $Mo-1,4\times10^{-4}$ ,  $Pb-5\times10^{-3}$ ,  $Sn-9,3\times10^{-4}$ . Приведенные значения, за исключением Co, Cr и V, вполне соответствуют значениям средних содержаний этих микроэлементов в аналогичных породах по А.П. Виноградову (1962). Кобальт полностью отсутствует в трахитоидных порфирах, а содержание Cr и V соответственно в 100 и 10 раз меньше средних.

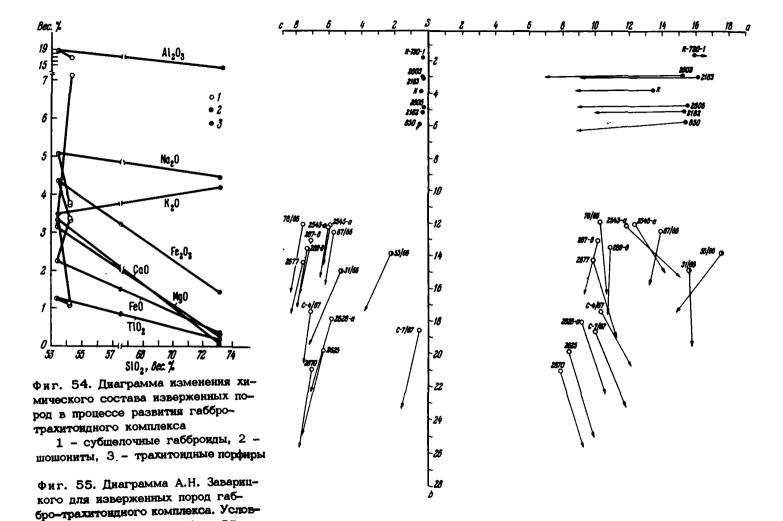
Таким образом, на последних стадиях развития габбро-трахитоидного комплекса происходит образование гипабиссальных интрузий, сложенных лейкократовыми трахитоидными порфирами повышенной щелочности.

Весь район высокогорного урочища Джалпак, где расположены массивы трахитоидных порфиров, интенсивно задернован. Поэтому удалось наблюдать только контакты трахитоидных порфиров и песчаников плинсбаха. На северо-северо-западной периферии юго-восточного массива пройдена горная выработка, вскрывшая контакт порфиров с песчаниками плинсбаха. Песчаники в зоне контакта брекчированы и окварцованы, пласты их поставлены на голову. Трахитоидные порфиры в зоне экзоконтакта слабо раскристаллизованы (структура основной массы криптокристаллическая), содержат обломки лучше раскристаллизованных порфиров. Вкрапленники полевых шпатов имеют небольшие размеры (до  $0.1 \times 0.4$  мм), часто раздроблены, количество их невелико. Уже в 0.5 м от контакта раскристаллизация основной массы резко увеличивается, и структура базиса становится призматически зернистой. Возрастает количество вкрапленников ортоклаза и плагиоклаза, появляются игольчатые псевдоморфозы гидроокислов железа по темноцветному минералу. В 1 м от контакта структура изверженных пород приобретает трахитоидный облик, увеличивается содержание гидроокислов железа. Уже в 4 м от контакта порфиры имеют совершенно неизмененный облик.

Общие выводы по габбро-трахитондному комплексу

Рассмотрение основных петрологических особенностей габбро-трахитоидных пород Кубано-Малкинского междуречья приводит к нескольким основным выводам об эволюции субщелочных мезозойских пород этого региона.

- 1. В процессе развития во времени количество расплава, поступающего из материнского очага, убывало. Об этом свидетельствует тот факт, что площадь развития в современном эрозионном срезе габброидов, слагающих многочисленные штоки и силлы, намного больше, чем площадь развития шошонитов и трахитоидных порфиров, известных только в единичных массивах.
- 2. Кристаллизация габбро-трахитоидных пород, так же как гранитоидных и базальтоидных, происходила в приповерхностных условиях. Об этом свидетельствуют специфические черты их микроструктуры, такие как:
- а) преобладание порфировой структуры пород при преимущественном развитии трахитоидной структуры основной массы;
- б) небольшое количество фенокристаллов полевых шпатов и темноцветных минералов;
  - в) широкое развитие гломеропорфировых сростков полевых шпатов;
  - г) образование нескольких генераций плагиоклаза;
  - д) зональное строение плагиоклазовых вкрапленников;
  - е) широкое развитие в трахитоидных порфирах процессов выщелачивания и др.
- 3. Развитие пород габбро-трахитоидного комплекса происходило нормально от более основных по составу пород габброидов (габбро-порфиритов, лабрадоритов и др.) к более кислым трахитоидным порфирам. Это особенно наглядно проявляется на фиг. 54, где показана эволюция основных породообразующих окислов, содержание которых вычислено из средних количеств по фазам. На этой диаграмме видно, что в процессе магматической эволюции вместе с ростом количества кремнезема происходили возрастание шелочей и резкое убывание окислов кальция, железа, магния и титана.



ные обозначения см. на фиг. 55

13 целом габбро-трахитоидные породы можно отнести к щелочно-известковой серии (коэффициент Пикока равен 55).

Пересчет химического состава габбро-трахитоидных пород по методу А.Н.Заварицкого (фиг. 55) показывает, что:

- а) породы наиболее ранней и самой поздней магматических фаз содержат аномально увеличенное количество  $SiO_2$ . Эта пересыщенность в трахитоидных порфирах достигает 5-8%;
- б) соотношение между шелочами калия и натрия равно примерно 1:1 в трахитоидных породах и значительно преобладает натрий в габброидах;
- в) все породы описываемого комплекса характеризуются уменьшением, против среднего значения по Дэли, количества MgO, а трахитоидные порфиры, являющиеся конечным продуктом дифференциации габброидной магмы, в ряде случаев вообще не содержат магния. Делать из этого факта выводы об их идентичности по составу с породами типа бештауитов (Заварицкий, 1952), вероятно, преждевременно, так как неизвестно поведение MgO в процессе вышелачивания трахитоидных порфиров.

Для того чтобы проследить изменение основных фемических окислов в процессе возрастания количества шелочей, с одной стороны, и окиси калия - с другой, были рассчитаны и построены две диаграммы.

Первая из них  $\Sigma Fe_2O_3+FeO_3-\Sigma Na_2O+K_2O-MgO$  (фиг. 56) показывает, что с увеличением щелочности сначала несколько возрастает количество железа за счет убывания годержания MgO, а затем оба окисла резко убывают, причем окись магния исчезает вообще.

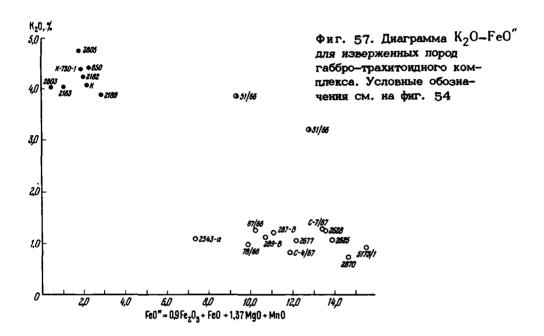
Вторая диаграмма К 20-Fe0", где Fe0" коэффициент общей меланократовости породы, равный Fe0 0,9 Fe203+Fe0+1,37 Mg0+Mn0 (Штейнберг, 1964). Эта диаграмма показывает, что породы начальных этапов формирования габбро-трахитоидного комплекса (габбро-порфириты, плагиоклазиты и т.д.) имеют почти одинаковую кремнекислотность, но сильно различаются по меланократовости. Последующие дифференциаты габброидного расплава, сохраняя прежнюю меланократовость, имели резко большие содержания калия. Развитие комплекса завершилось образованием существенно щелочных трахитоидных пород. Таким образом, развитие магматического расплава вначале шло по пути увеличения содержания К20, а на последних этапах наблюдалась тенденция к быстрому уменьшению общей меланократовости пород и небольшому увеличению содержания калия (фиг. 57).

Диаграмма  $K_2O-Na_2O-MgO$ , подтверждая сделанные выше выводы, показывает, что на первом этапе развития габброидных пород наряду с изменением общей меланократности пород происходило изменение содержания  $Na_2O$ . Однако среднее содержание окиси натрия в процессе эволюции габброидного расплава примерно оставалось постоянным (фиг. 58).

Изложенный выше фактический материал по петрологии мезозойских магматических образований юго-восточной части Лабино-Малкинской зоны позволяет сделать несколько основных выводов:

- 1. В эволюции мезозойского магматизма изученной территории выделяются три разновременных этапа, каждому из которых соответствует свой комплекс изверженных пород: базальтоидный, диорит-гранитоидный и, наконец, габбротрахитоидный.
- 2. В процессе эволюции всего мезозойского магматизма, а также в пределах каждого из магматических комплексов происходит постоянное уменьшение объема извергаемого магматического материала. Это свидетельствует о постепенном затухании к концу мезозоя магматической деятельности на территории Лабино-Малкинской зоны.
- 3. Характерными особенностями мезозойского магматизма Кубано-Малкинского междуречья являются фациальное положение магматических пород и специфика
  механизма внедрения формирующих их расплавов. Все известные здесь мезозойские магмопроявления представляют собой гипабиссальные либо субвулканические и эффузивные тела. Кристаллизация расплава в приповерхностных условиях,
  характеризующихся значительными внутренними напряжениями и резкой сменой
  режима давления и температуры, обусловила целый ряд особенностей их микро-

Фиг. 56. Диаграмма ΣFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+ +FeO—ΣNa<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O—MgO для изверженных порд габ—бро—трахитоидного комплекса. Условные обозначения см. на фиг. 54

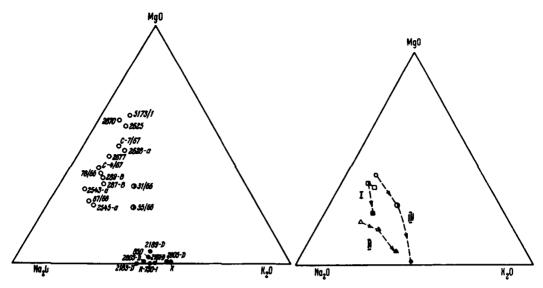


структуры: порфировые структуры пород при преобладании характерных для эффузивных и субэкструзивных пород структур основной массы, развитие зональных вкрапленников плагиоклаза и их гломеропорфировых сростков и т.д. Особенности внедрения магматического расплава в юрский осадочный чехол привели к возникновению таких специфических магматических образований, как эксплозивные (эруптивные) брекчии.

4. Вступление Лабино-Малкинской зоны в нижнеюрское время в платформенную стадию развития привело к развитию здесь и специфического магматизма, продукты которого имеют черты, характерные для магмопроявлений типичных платформ. Так, развитие здесь магматизма в мезозое началось с образования интрузий и эффузий базальтоидного комплекса.

Изверженные породы последнего образовались из магматических дифференциатов нормальной известково-щелочной базальтовой магмы. В процессе эволюции

ZNa.0+K.0



 $\Phi$  иг. 58. Диаграмма  $K_2O-N_{3}_2O-MgO$  для изверженных пород габбро-трахитоидного комплекса. Условные обозначения см. на фиг. 54

Фиг, 59. Дваграмма  $K_2O-Na_2O-MgO$  для мезозойских изверженных пород Кубано-Малкинского междуречья. I — вариационная кривая для пород базальтоидного комплекса; II — вариационная кривая для пород диорит-гранитоидного комплекса; III — вариационная кривая для пород габбро-трахитоидного комплекса

последней в расплаве происходило накопление кремнезема, шелочей и уменьшение количества фемических компонентов и кальция, что привело на заключительных стадиях формирования комплекса к образованию андезитов и трахиандезитов (фиг. 60). Тесная генетическая и временная сопряженность интрузивного и эффузивного процессов в период формирования базальтоидных пород позволяет рассматривать их как единую вулкано-плутоническую формацию.

Развитие пород последующего диорит-гранитоидного комплекса происходило нормально – от средних к кислым. Родоначальная магма и в этом случае имела известково-щелочной характер. В процессе магматической эволюции происходило последовательное накопление кремнезема и шелочей наряду с уменьшением количества фемических компонентов, глинозема и кальция. Показано, что ассимиляция материала доюрского фундамента играла определенную роль в химизме пород гранитоидных интрузий.

Наиболее ярко характерные черты мезозойского магматизма в Лабино-Мал-кинской зоне проявились на заключительном этапе, когда образовались субщелочные породы габбро-трахитоидного комплекса. Родоначальная магма в этом случае имела щелочно-известковый характер и в последовательных продуктах ее дифференциации отмечаются увеличение количества кремнезема и окиси калия при примерно постоянном содержании Na2O и уменьшение фемических компонентов и окиси кальция.

5. Изверженные породы базальтоидного и диорит-гранитоидного комплексов характеризуются значительными автометаморфическими изменениями породообразующих минералов, наиболее широко проявившимися по фенокристаллам. Характер вторичной минерализации напоминает изменения, связанные с кальцит-альбитовой фацией метаморфизма по Д.С. Коржинскому (1953).

## АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД КУБАНО-МАЛКИНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

В предыдущей главе при разделении мезозойских магматических пород на естественные генетические ассоциации мы останавливались достаточно подробно на геологических взаимоотношениях различных магматических образований друг с другом и с вмещающими осадочными породами. При этом было показано, что наиболее ранний магматический комплекс – базальтоидный – образовался в две фазы (в порядке образования): долеритовую (интрузивную-сипловую преимущественно) и экструзивно-эффузивную. Геологическая датировка возраста магматических пород этого комплекса основана на фактах прорыва ими песчаников плинсбаха и трансгрессивном перекрывании их осадочными породами авлена.

Более молодой магматический комплекс – диорит-гранитоидный – формировался в три фазы (в порядке образования): диорит-порфировую, гранодиорит-порфировую и гранит-порфяровую. Для магматических образований этого комплекса известно, что они прорывают долериты и вулканогенные образования базальтоидного комплекса и осадочные породы аалена. Верхняя возрастная граница по данным геологических наблюдений не может быть установлена.

Наиболее молодой - габбро-трахитоидный магматический комплекс включает (в порядке образования): субшелочные габброиды, шелочные габброиды и трахи-тоидные порфиры. Магматические образования этого комплекса интрудируют не только гранит-порфиры, но и осадочные отложения верхней юры.

Для подтверждения данных непосредственных геологических наблюдений, а также для установления верхней возрастной границы для гранитоидных и габброидных пород нами был применен К-Аг метод определения абсолютного возраста горных пород. Для каждого типа пород в местах, удаленных от контактов интрузий и по возможности наименее подверженных процессам выветривания, отбирались большие (25-30 кг) радиологические пробы, материал которых затем
исследовался в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР. При этом
количество радиогенного аргона определялось методом изотопного разбавления,
а количество калия - методом пламенной фотометрии. Результаты этих определений представлены в табл. 20.

Приведенные данные достаточно четко подтверждают правильность определения геологического возраста базальтоидов как посленижнетоарский - доааленский, так как цифры их абсолютного возраста колеблются в пределах 165 - 186 млн. лет.

Значительно сложнее обстоит дело с гранитоидными породами. Будучи несомненно более молодыми, чем долериты и вулканогены, они имеют цифры абсолютного возраста, варьирующие в пределах 192-214 млн. лет, т.е. более древние, чем для долеритов. С другой стороны, точно установленная в поле последовательность образования интрузий гранитоидов, о чем мы уже упоминали в начале этого раздела, совершенно не подтверждается приведенными в табл. 20 данными. И наконец, все имеющиеся у нас цифры абсолютного возраста датируют (по геохронологической шкале 1964 г.) время образования интрузий, диорит-гранитоидных пород границей юры и триаса или даже поздним триасом, а это абсолютно противоречит имеющимся у нас геологическим фактам.

Кроме того, надо отметить, что данные Г.Д. Афанасьева по определению абсолютного возраста гранитоидов Кубано-Малкинского междуречья, любезно предоставленные им в наше распоряжение, показывают также "удревнение" возраста этих пород по биотиту и более близкий к истинному возрасту – по валовым пробам и полевошпатовой фракции гранитоидов (табл. 20). В чем же причины такой несходимости абсолютного и геологического возраста гранитоидов?

Дать на этот вопрос однозначный ответ без постановки специальных исследований нельзя. Наиболее вероятной причиной "удревнения" гранитоидов в настоящее время представляется контаминация их материалом палеозойских гранитов доюрского фундамента. Эта проблема ранее неоднократно разбиралась на примере кавказских интрузий Г.Д. Афанасьевым (1955 – 1957, 1959). Этим исследователем на большом фактическом материале с достаточной очевидностью до-

Лабора-	Авторский		Краткое опре-	T .		Содержание		Возраст,	{ Примечание
торный номер	номер	пробы	деление пробы	Минерал	калия,%	радиогенно- го аргона, нг/г	Ar 40 Ar 40 Ar 66ш.	млн, лет	
3668	2π/88	10 км южнее г.Кара- чаевска	Долерит	Валовая проба	1,04 <u>+</u> 0,02	13,9±0,5	58; 60	186 <u>+</u> 15	Лаборатория ИГЕМ АН СССР
	381/67	Верховье р. Подкумок	То же	То же	0,85	~	-	185	Лаборатория Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, материалы Г.Д.Афанасьева
	191/68	Бассейн р.Кубани	•	•	1,78	~	-	178 <u>+</u> 8	Лаборатория Ин-та гео- химии СО АН СССР, материалы Г.Д.Афанасьева
	137/68	Гам же	Трахидацит	•	1,60	-	-	152 <u>+</u> 8	То же Из материалов Г.Д. Афа- насьева. Лаборатория ИГН
-		ЮЗ окраина сел.Коста- Хетагурово	Дацит	•	2,28	2680	63,8	165	Арм.ССР
4765	9/66	Некк Великан	Трахиандезит	•	1,48 <u>+</u> 0,02	17,9 <u>+</u> 0,6	32;55	170 <u>+</u> 11	Лаборатория ИГЕМ АН СССР
3177		Лакколит горы Кек- лекая (верховье р.Мары	Диорит-порфир )	Биотит	6,92+0,06	93,6+1,9	73; 84	192+8	То же
3281		Кубано-Маринский во- дораздел	Гранодиорит- порфир	То же	6,69 <u>+</u> 0,05	96,2+1,9	75; 80	202 <u>+</u> 7	•
3282		Правобережье р.Мары, гора Кеклекая	То же	•	6,78 <u>+</u> 0,05	104,0 <u>+</u> 1,6	80; 84	214 <u>+</u> 6	•
	AB <b>-</b> 3 5B/65	Там же	Гранит-порфир То же	,	6,84 <u>+</u> 0,05 6,27 <u>+</u> 0,05	100,6±1,5 85,2±1,7	84 62; 71	206 <u>+</u> 7 192 <u>+</u> 8	•
	221/68	Верховье р. Подкумок Бассейн р. Мары Там же	<i>:</i>	:	6,21 <u>+</u> 1,8 4,59 4,69	89,2 <u>+</u> 1,8	80; 78 - -	200 <u>+</u> 7 180 <u>+</u> 8 185+10	" Лаборатория Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР
	299/65	•	"	Полевошпато- вая фракция	1,75	-	-	<del>-</del>	То же
	393/67	•	<b>.</b>	Валовая проба	4,07	-	-	150	•
3665	•	Пайка на право- бережье р.Теберды у с.Джингирик	Габброид	То же	1,33 <u>+</u> 0,02	9,9 <u>+</u> 0,5	38; 42	107 <u>+</u> 10	•
3667		Певобережье р.Куба- ии, гора Шоана	Шошонит	•	2 <b>,20<u>+</u>0,</b> 02	15,6+0,5	59; 61	101 <u>+</u> 6	•
3176		Паут-Кольтюбинский водораздел	Трахитондный порфир	•	4,64 <u>+</u> 0,04	33,8 <u>+</u> 0,7	58; 83	104 <u>+</u> 5	•

Примечание. Расчет возраста производился по константам, принятым комиссией по определению абсолютного возраста геолюгических формаций на

1964 г., а именно  $\lambda_k$  = 0,557×10-10 год -1;  $\lambda_\beta$  =4,72×10-10 год -1;  $K^{40}$  = 0,000122K (по весу).

казано, что по слюдам можно получить как "омоложенные", так и "удревненные" значения возраста. "Удревненные" значения по слюдам могут быть объяснены процессами ассимиляции, когда более молодая магматическая порода, ассимилируя содержащие слюду более древние образования, становится носителем более древней, чем она сама, слюды. В нашем случае доказанным является факт присутствия в гранитоидных интрузиях разнообразных по размерам ксенолитов палеозойских гранитов фундамента. В очень редких шлифах нами, кроме того, были обнаружены почти ассимилированные реликты микроклина с прекрасно выраженной микроклиновой решеткой. Если к этому добавить, что во многих шлифах гранитоидов наряду с небольшими недеформированными "свежими" зернами биотита встречаются крупные, часто расшепленные по спайности, корродированные кристаллы биотита, то становится понятным, что сбрасывать со счетов предположение об ассимиляции гранитоидами материала древних пород, как причину их "удревнения", нельзя. Кстати, на возможность ассимиляции мы указывали и выше при описании петрологии диорит-гранитоидов.

Однако мы прекрасно понимаем, что имеется целый ряд доводов, отрицающих ассимиляцию как причину "удревнения" гранитоидов. Основной смысл таких доводов вкратце сводится к следующему. Так как интрудировавший в юрский чехол гранитоидный расплав имел невысокую температуру и повыщенную вязкость, то даже допуская ассимиляцию на отдельных участках материала доюрского фундамента, трудно представить себе затем тщательное перемешивание контаминированного расплава в камере интрузии. Если это рассуждение справедливо, то, отбирая пробы в различных массивах на территории до 1,5 тыс.км<sup>2</sup>, мы должны были бы получать резко различающиеся значения абсолютного возраста, зависящие от степени контаминированности расплава. На деле же этого нет, и мы получаем достаточно близкие цифры абсолютного возраста.

Второе предположение, которое может быть выдвинуто в качестве объяснения причины "удревнения" возраста гранитондов, основывается на возможности на-копления избыточного аргона в некоторых минералах (например, хлорите), что доказывается опытами Э.К. Герлинга (Герлинг и др., 1968). Если бы эта причина была истинной, мы должны были бы ожидать повышенную хлоритизацию пород с наиболее "древним" возрастом, и наоборот. Однако микроскопическое изучение пород исследованных проб опровергает это предположение.

Помимо сказанного выше, необходимо учесть, что в последнее время появились сообщения о присутствии в слюдах избыточного аргона, возникающего за счет разных причин и, в частности, при метаморфизме пород (Жиров, Кравченко, Платоненков, 1969).

Таким образом, имеющийся в настоящее время в нашем распоряжении материал не позволяет однозначно решить вопрос о причинах "удревнения" мезозойских гранитоидов Кубано-Малкинского междуречья. Если учесть, что аналогичное "удревнение" наблюдается и в средне-верхнеюрских гранитоидах Сванетии, являющихся, вероятно, более глубинными аналогами кубанских и маринских, то становится лонятным, что этот вопрос не является узко локальным и заслуживает постановки специальных исследований.

Определение абсолютного возраста магматических пород самого позднего комплекса - габбро-трахитондного - показало, что верхняя возрастная граница этих пород отвечает верхам нижнего мела - низам верхнего мела (101-107 млн.лет). Приведенные значения полностью совпадают с данными абсолютного возраста по аналогичным породам Северо-Западного Кавказа (Афанасьев, 1957; Афанасьев, Борсук, 1959; Борсук, 1963) и южного склона Большого Кавказа (Афанасьев, 1967) и отвечают меловой эпохе повсеместного проявления на Кавказе габбро-идного магматизма. Резюмируя изложенное, можно констатировать, что в истории развития мезозойского магматизма в пределах территории Лабино-Малкивской зоны на Северном Кавказе следует выделять три возрастных этапа, соответствующие времени развития трех магматических комплексов. Первый этап (165-185 млн. лет) соответствует проявлению базальтоидного магматизма, второй этап (140-160 млн.лет) - гранитоидного, третий этап (100-120 млн.лет) соответствует проявлению габбро-трахитоидного магматизма.

# Глава V ОСОБЕННОСТИ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА ЛАБИНО-МАЛКИНСКОЙ ЗОНЫ В СИСТЕМЕ РАЗВИТИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА В АЛЬПИЙСКИЙ ЭТАП ТЕКТОГЕНЕЗА

Альпийский тектоно-магматический цикл, охватывающий период от триаса до антропогена, сыграл большую роль в формировании современной структуры Большого Кавказа. Важнейшие тектонические подразделения, контролировавшие пространственное размещение и в известной мере характер магматических проявлений в мезозое, были унаследованы еще от герцинского этапа тектогенеза. К таким унаследованным структурам, например, относятся глубинные разломы субширотного простирания, обусловливающие структурно-формационную зональность Большого Кавказа (Афанасьев, 1967). Однако характер проявления и наибольшая интенсивность магматической деятельности в разных структурно-фациальных зонах в разные эпохи их развития неодинаковы.

Каледонское и герцинское геосинклинальное развитие достигало максимальной интенсивности в зонах Передового и Главного хребтов, а также Северного склона Кавказа, где в этот период широко проявилась магматическая деятельность, приведшая к образованию разнообразных по составу эффузивных и интрузивных пород, претерпевших в дальнейшем региональный метаморфизм (Афанасьев, 1950, 1953, 1967 и др.; Каденский, 1953; Плошко, 1965; Соболев, 1952, 1959, 1960 и др.). В альпийское же время центр наиболее интенсивной магматической деятельности смещается в область южного склона Большого Кавказа, где в это время накапливаются мощные толщи вулканогенных пород, характерных для типичных геосинклинальных прогибов.

Меняется в альпийское время и тектонический план Большого Кавказа. Все большую роль, вплоть до главенствующей, начинают играть субмеридиональные глубинные разрывы (Ажгирей, 1963; Кириллова и др., 1960; Леонов, 1966 $_{1,2}$ , Леонтьев, Хаин, 1946 $_{1,2}$  и др.).

Взаимоотношения этих разрывов с ранее заложенными субширотными разломами обусловливают блоковое строение территории Большого Кавказа, История мезозойского магматизма отдельных структурно-формационных зон достаточно специфична, поэтому целесообразнее рассматривать развитие магматизма каждой из них в отдельности в связи с ее геологической историей. Вместе с тем специфичность развития магматических проявлений в отдельных блоках подчеркивает общую картину развития мезозойского магматизма в предлах Большого Кавказа.

Положив в основу разделения территории Большого Кавказа на отдельные зоны схему альпийского тектонического районирования Большого Кавказа Е.Е. Милановского и В.Е. Хаина (1963) и схему структурно-формационного строения Большого Кавказа Г.Д. Афаласьева (Афанасьев, 1967), можно выделить следующие тектонические блоки:

1. Лабино-Малкинская структурно-формационная зона является поднятой структурой в северной периферии центральной части Большого Кавказа между реками Белой на западе и Тереком на востоке. Район Кубано-Малкинского междуречья образует северный блок этой зоны в пределах Эльбрус-Кисловорского поперечного поднятия. Специфика геологического строения этой зоны и се границы подробно описаны в главе III, поэтому здесь на этих вопросах мы не останавливаемся. На протяжении большей части альпийского тектоно-магматического

цикла эта территория являлась южным продолжением эпигерцинской платформы Предкавказья, и лишь в неогене она вовлекается в общее воздымание Главного хребта. Такие особенности ее геологического развития отразились, как мы увидим ниже, и на характере развития в ее пределах раннеальпийского магматизма.

2. Зона Передового хребта, сложенная породами нижне- и среднепалеозойских складчатых формаций, расположена южнее Лабино-Малкинской, по схеме Г.Д.Афанасьева (1967).

Северной границей зоны Передового хребта является, по Г.Д.Афанасьеву (1967), Бескесско-Марухская зона, а Е.Е. Милановский и В.Е. Хаин (1963), не выделяющие в альпийской структуре Большого Кавказа зону Передового хребта, считают ее южной границей зоны Тырныауз-Пшекишского глубинного разлома. В этой зоне на территории Кубано-Малкинского междуречья мезозойский магматизм не проявлен.

- 3. Зона Главного хребта, расположенная к югу от Передового хребта, сложена главным образом сильно метаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами палеозоя и прорвана сложным комплексом гранитоидных интрузий верхнепалеозойского возраста. Зона Главного хребта, являющаяся в альпийское время осевым поднятием Большого Кавказа и представляющая морфологически горстантиклинорий, развившийся на северном крыле геосинклинали Большого Кавказа, ограничена с юга системой глубинных разломов.
- 4. Зона Южного склона, отделенная от зоны Главного хребта главным надвигом Большого Кавказа, представляет собой длительно погружавшуюся в течение альпийского тектоно-магматического цикла эвгеосинклинальную зону Большого Кавказа. Она максимально сужена, приподнята на своем центральном участке и постепенно расширяется и углубляется к западу и востоку. Сложена она мошными отложениями мезозоя, зажатыми в изоклинальные складки, и метаморфизованными толщами среднего палеозоя.
- 5. Северо-западный блок зоны Главного хребта отделен на севере от Западно-Кубанского передового прогиба Ахтырским глубинным разломом; на западе граничит с Таманской зоной поперечного погружения; на востоке отделяется системой субмеридиональных Пшехско-Адлерских разломов от структур центральной части мегантиклинория и на юге уходит в акваторию Черного моря. Породы фундамента на этой территории встречаются редко. Западнее Пшехско-Адлерской зоны разломов породы кристаллического фундамента встречаются только в Чугушском антиклинории, западным продолжением которого является Гойтхский антиклинорий.

Кавказская геосинклиналь альпийского цикла на Большом Кавказе возникла на базе позднегерцинского прогиба Южного склона в позднем триасе – раннем лейасе, когда оживление тектонической деятельности привело к расширению прогиба к северу и началу интенсивных погружений. Начиная с этого времени в истории геологического развития Центрального Кавказа, где располагается территория Лабино-Малкинской зоны, можно выделить, вслед за Д.И. Пановым, несколько периодов, каждому из которых свойствен свой структурный план, характер магматизма и палеогеографическая обстановка: І — синемюр — карикс; ІІ — домер — начало байоса; ІІІ — нижний байос — бат; ІV — верхняя юра; V — мел. По этим периодам и рассматривается история мезозойского магматизма в пределах намеченных зон.

## | ПЕРИОД (СИНЕМЮР - КАРИКС)

Основную часть Лабино-Малкинской зоны в это время, по данным Д.И.Панова, занимает Северо-юрский прогиб, выполненный различными по возрасту и составу отложениями. Его западная часть, заложившаяся в лотарингское время, сложена маломощными (10-300 м) чисто морскими отложениями вериютской свиты. Центральная, наиболее прогнутая, и восточная, периферическая, части прогиба возникли только в кариксе и выполнены отложениями угленосной хумаринской свиты мощностью до 1000 м. В междуречье Зеленчука – Малки присутствие прослоев с морской фауной и микрофауной (наряду с пластами угля и пачками песчаников со следами ряби, местными размывами), а также обилие в отложениях растительных остатков указывают на чередование здесь в разрезе прибрежно-морских и аллювиально-озерных (и болотных) фаций. По данным С.Г. Неручаева (1960), породы хумаринской свиты являются отложениями дельты палео-реки, по масштабам равной Волге. Эта река впадала в Северо-юрский прогиб с северо-востока в районе Кисловодска. Периодически ее обширная заболоченная дельта частично покрывалась морем, распространявшимся со стороны западной части прогиба и отлагавшим слои с морской фауной. Основным источником сноса материала была суша, расположенная на северо-востоке, в пределах герцинской складчатой области. Магматические явления в это время здесь отсутствовали.

Зона Главного хребта, расположенная южнее, в это время входила в состав северного крыла погружающейся альпийской геосинклинали Большого Кавказа. Здесь накапливались тонкозернистые терригенные отложения - глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, свидетельствующие о значительном прогибания дна морского бассейна. В условиях интенсивного растяжения приповерхностных пород создалась благоприятная обстановка для образования расколов и крупных межпластовых разрывов. В это время в пределах обширной области от перевала Штулу на западе до р. Ассы на востоке начинается развитие рашнеюрского магматизма (Лебедев, 1950). С первой наиболее ранней стадией вулканического цикла связано образование серии спилитовых покровов, в тесной связи с которыми находятся инъекции в приповерхностные ярусы земной коры магматического расплава базитового состава. Максимального развития подобные образования достигают в бассейнах рек Ардона, Терека и Ассы. Характерны почти полное отсутствие туфового материала и шаровые формы отдельности. Чаще всего магматический материал образует тонкие прослои в толше аспидных сланцев среднего лейаса. Такая закономерная ассоциация остаточных и магматических пород позволяет выделить их в литологически однообразную серию.

В пределах северного борта эвгеосинклинального прогиба водораздельной части Главного Кавказского хребта примерно в это же время образуются покровы альбитофиров и кератофиров. Наиболее широко распространены они в пределах Садоно-Дигорского блока. Характерной особенностью вулканогенов этого типа является широкое развитие в их составе пирокластических образований (туфобрек чин, агломераты, туфы). Мощность отдельных лавовых покровов обычно невелика и редко достигает 15 м. Состав вулканических продуктов и формы их залегания свидетельствуют о наземных субаэральных условиях их образования в результате многократных вулканических извержений, при которых выбросы рыхлых продуктов чередовались с излияниями лавы. Резкая неоднородность отдельных разрезов позволяет наметить ряд изолированных центров вулканических извержений (Фаснальский, Згидский, Садоно-Мизурский, Архоно-Холстинский, Фиагдонский и др.). С продуктами вулканической деятельности генетически связаны мелкие дайковые тела и некки, являющиеся субвулканической фацией того же магматизма.

Широкое распространение в пределах Северной Осетии имеют дайки и межпластовые залежи основных пород (диабазы, габбро-диабазы, лейко-диабазы и т.д.), часть из которых несомненно связана происхождением со спилитами эффузивной фации нижнего и среднего лейаса, часть же является более древними, а некоторые субщелочные диабазы и более молодыми (Афанасьев, 1956, 19581,2).

В зоне западного погружения Главного Кавказского хребта в течение нижнего и среднего лейаса происходило накопление морских терригенных осадков без всяких признаков магматической деятельности.

Зона Южного склона в течение этого периода являлась частью геосинклинали Большого Кавказа, поэтому здесь наиболее мошно проявлен базитовый магматизм ранней стадии геосинклинального развития. Магматические проявления нижней юры обнаруживаются в узкой полосе, протягивающейся вдоль южного склона Главного Кавказского хребта от верховьев рек Мзымта, Пслухи Бзерпия (Ломизе, Сомин, 1962). Среди глинистых сланцев среднего лейаса эдесь залегают туфо-

брекчии и туфы кварцево-альбитофирового состава, слагающие авадхарский горизонт. Мощность последнего до 150 м. Генетически с этими вулканогенными породами связаны субвулканические тела кварцевых альбитофиров.

II ПЕРИОД (ДОМЕР - НАЧАЛО ЛЕЙАСА)

Это время характеризуется нарастанием интенсивности магматической деятельности, продукты которой всгречаются уже и в интрузивной фации во всех рассматриваемых нами зонах Большого Кавказа. Начало этого периода на территории Центрального Кавказа ознаменовалось перестройкой структурного плана, выразнышейся в четкой дифференциации этой территории на две равные части. В северной из них установился платферменный режим, а в южной – продолжалось последовательное развитие геосинклинального прогиба.

В Лабино-Малкинской зоне в домерское время и в тоарский век наиболее интенсивно прогибавшиеся ранее центральная и восточная части испытали резкое воздымание и вместе с другими прилегающими частями скифской платформы образовали обширную область устойчивого поднятия и размыва. Столь резкая инверсия геотектонического режима сопровожлалась в междуречье Кубани и Малки глубокими расколами палеозойского фундамента, явившимися магмоподводящими путями для интрузий и экструзий базальтоидного комплекса. Развитие последних началось с внедрения основной магмы в слоистую толщу осадочных пород плинсбаха. Это привело к образованию многоэтажных слабо дифференцированных силлов долеритов. К этому времени относится возникновение многочисленных разрывов и мелких пологих структур в отложениях хумаринской свиты.

В тоарский век и на границе тоара и аалена в Кубано-Малкинском междуречье опять наблюдается трансгрессия моря, вызванная кратковременным опусканием этой области. Новые растяжения земной коры вызвали не только омоложение ранее заложенных разломов, но и возникновение новых разрывов. При
этом предворхнетоарские тектонические подвижки проходили, вероятно, вдоль зон
субмеридиональных разрывов. Последние и послужили магмоподводящими путями
для подъема в верхние ярусы земной коры андезитов, дацитов и трахиандезитов.

Вторым районом широкого развития магматизма позднего лейаса — раннего доггера в Лабино-Малкинской зоне является территория, ограниченная на западе долиной р. Чегем, а на востоке — р. Черек Балкарский. Здесь интересующие нас магматические образования размещены в песчано-сланцевой толще, слагающей относительно узкую зону, протягивающуюся в широтном направлении между Скалистым и Боковым хребтами. И.Г. Кузнецов (1951) относил время образования этой "толщи с эффузивами" к нижнему тоару. Однако, по данным Н.В. Безносова и В.П. Казаковой (Безносов, Казакова, 1959), глинистая толща Черекско-Чегемской вулканической области с подчиненными ей магматическими образованиями должна датироваться нижним байосом.

С наиболее ранними фазами вулканической деятельности здесь связаны излияния лавы основного состава. На севере области в это время образуются покровы, сложенные порфирит-мандельштейновой серией (хребет Уч-таши), южнее, в пределах хребта Мухол-кая, возникают диабазы и диабазовые порфириты в эффузивной, субвулканической и гипабиссальной фациях. Внедрение магматического расплава происходило в приповерхностные участки коры и в придонные неуплотненные осадки. Явления дифференциации, совершавшиеся частично уже после внедрения, привели к обособлению в верхних горизонтах диабазовых тел – диабазонегматитовых и лейкодиабазовых разновидностей. Вулканические явления продолжались, по-видимому, в течение длительного промежутка времени, чередуясь с периодами накопления терригенных осадков.

В зоне Главного хребта в этот этап продолжалось образование даек диабазовых порфиритов, лейксдиабазов и габбро-диабазов, необоснованно объединенных ранее, как уже указывалось, в единый "диабазовый пояс". В северной части Садоно-Дигорской зоны в течение всего описываемого этапа образовывались покровы альбитофиров.

Северо-западный блок Главного Кавказского хребта в верхнелейасовое время претерпел интенсивное прогибание, границы которого по сравнению с предшествующим этапом заметно расширились. Последовавшие вслед за этим расколы земной коры привели к извержению в позднетоврское время производных основной магмы и образованию спилитов, диабазовых и базальтовых порфиритов (Борсук. 1963). Последние образуют либо покровы, либо дайки и субвулканические тела. По данным А.М. Борсука (1963), в русле р. Гунайки (Хадыженский район) в толше филлитов тоар-аалена залегают базальтовые порфириты, испытавшие заметное зеленокаменное перерождение. Порфириты слагают здесь останцы покровов с явно выраженной шаровой структурой. Южнее, в районе с. Малое Псеушхо, обнаружены дайки диабазовых порфиритов, секущие аргиллитовую толщу тоаранижнего аалена. Алалогичные по составу и характеру вторичных изменений диабазовые порфириты слагают дайки, прорывающие аргиллиты лейаса в районе северо-восточнее Тубы, а также вблизи перевала Санаторного (северо-восточнее с. Бабукаул). С этим же этапом проявления нижне-среднеюрского магматизма следует связывать образование горизонтов туфов, туффитов и туфогенных песчаников в глинистой толще лейаса, известных на водоразделе рек Чессу и Малчепа (район горы Абаго), а также в бассейне р. Белой.

В зоне Южного склона Главного Кавказского хребта с после- среднелейасо-вым-добайосским временем связано, вероятно, образование небольших тел порфиритов (район Медвежьих ворот) и мелких интрузивных тел диабазов, слагающих дайки северо-западного простирания.

III ПЕРИОД (БАЙОС - БАТ)

В этот период на Центральном Кавказе завершается развитие ранне-среднеюрского прогиба, а в зоне Южного склона прогибание земной коры, обусловившее крупную байосскую трансгрессию, достигает своего апогея. Поэтому совершенно понятно, почему наиболее интенсивный магматизм в этот этап проявился именно на этих территориях.

В Лабино-Малкинской зоне начало этого этапа знаменуется небольшим по амплитуде погружением сначала ее южной, а затем к концу байоса северной части. Однако в сравнении с более восточными и западными областями, где в этот период происходили чрезвычайно интенсивные прогибания, территория Лабино-Малкинской зоны оставалась относительно приподнятой и продолжала в целом воздыматься. Начавшийся в байосе процесс интенсивного поднятия продолжался в батское время с еще большим размахом. В этот век море почти полностью покинуло территорию Лабино-Малкинской зоны, отступив к северо-западу (Д.И.Панов). Оно сохранилось лишь в междуречье Белой и Кубани в виде остаточного бассейна. К концу же бата практически весь Центральный Кавказ уже представлял собой активно размывавшееся поднятие, продукты разрушения которого сносились к югу и северу. Судя по большой выдержанности фациального состава байосских отложений. Лабино-Малкинская зона как единый блок существовала до конца средней юры. На границе доггера и мальма произошло, по-видимому, общее воздымание территории Лабино-Малкинской зоны, о чем свидетельствует энергичный размыв, уничтоживший почти на всей этой площади батские отложения. Вероятно, с этими позднедоггеровыми подвижками связаны расколы земной коры, обусловившие в наиболее благоприятных участках (местах пересечения разнонаправленных разломов) внедрение наиболее ранних интрузий диорит-гранитоидного комплекса - диорит-порфиров. Формирование последующих магматических фаз этого комплекса - гранодиорит-порфировой и гранит-порфировой - происходило почти непрерывно со сравнительно небольшими интервалами во времени. Завершение развития интрузий диорит-гранитоидного магматического жомплекса в Кубано-Малкинском междуречье происходило, вероятно, уже в мальме.

В восточной части Лабино-Малкинской зоны - Четемско-Черекском районе - нижнебайосское время знаменуется образованием пирокластических и лавовых

пород хуламской свиты. Они широко развиты в бассейне Черек Безенгиевский. Здесь в основании и кровле вулканогенной пачки развиты пирокластические образования, чередующиеся с пластами осадочных пород. Среднюю же часть толши слагают межпластовые тела массивных розовых порфиров. Юго-восточнее, на правобережье той же реки в основании разреза залегает горизонт черных плотных мандельштейновых порфиритов, выше которых следуют толщи фельзитовых брекчий и розовые порфиры. Последние обнаружены здесь и в виде небольших куполов и микролакколитов в песчаниках, подстилающих вулканогенную свиту. Своеобразие минерального состава, петрографические особенности, а также несомненно интрузивная природа этих пород и ряд других фактов дали возможность некоторым исследователям (А.М.Борсук, 1963) исключить розовые порфиры из состава хуламской свиты и высказать предположение об их более молодом (меловом) возрасте.

В зоне Главного хребта крупные массивы среднеюрского возраста известны в районе горы Чаухи (Хевсуретия) и горы Чутхаро (Рача). Эта область развития юрских базитов была изучена Г.С.Дзоценидзе (1948), впервые давшим детальное петрографическое описание этих пород. Чутхарский массив диабазовых порфиритов в Верхней Раче (Амбролаурский район) близок по геологическому строению и составу слагающих его пород к Чаухскому. Отличительной особенностью его является наличие слоев кристаллокластических туфов авгитовых порфиритов, а также пластовых интрузий уралитовых габбро-диабазов.

В пределах Северо—западного блока Главного Кавказского хребта в среднеюрское время существовал морской бассейн, в котором накапливалась монотонная
терригенная толща байосского и батского ярусов. Магматическая деятельность
здесь в этот период не выявлена.

Зона Южного склона являлась в среднеюрское время центральной (осевой) частью геосинклинали Большого Кавказа, что обусловило здесь наиболее интенсивную магматическую деятельность. Продукты последней образуют широкую полосу северо—западного простирания, протягивающуюся параллельно распространению флишевых толш и основным "кавказским" разрывным структурам, игравшим магмо—контролирующую роль. Эта толща байосских порфиритов вскрыта полностью ущельями рек Лиахвы, Риони, Цхенис—Цкали, Ингури, Галуэги, Моквы, Кодори и Бзыби, описанию разрезов вдоль которых посвящены исследования Б.П.Беликова (1936, 1940), Б.В.Залесского (1940), П.Д.Гамкрелидзе (1959), В.П.Петрова (1935, 1940), Г.Р.Чхотуа (1941), И.Р.Кахадзе (1947, 1952) и др. В целом байосская "порфиритовая формация" Грузии в основании сложена обычно покровами спилитов, а выше представлена чередующимися авгито—лабрадоровыми порфиритами, их туфами и туффитами.

Нередко в этой толше встречаются генетически связанные с ней дайки и межпластовые тела диабазовых порфиритов. В разрезах этой толщи различных районов западной и восточной Грузии может быть отмечено различное соотношение
между лавовым и пирокластическим материалом, наблюдается разное количество
субвулканических тел, однако общий характер строения толщи и состава слагаюших ее вулканогенных пород сохраняется повсюду.

## IV ПЕРИОД - ВЕРХНЯЯ ЮРА

После значительного расширения геосинклинали Большого Кавказа в лейасе и доггере мальм является завершающим периодом раннеальнийской стадии геосин-клинального развития. По существу с верхнеюрского времени Кавказ вступает в новую фазу развития с принципиально иным характером геотектонического плана. В осевой полосе Большого Кавказа уже в конце доггера обособляется цельй ряд центральных поднятий, что уже к началу келловея привело к осущению этой области. Эти поднятия послужили основой для создания наиболее крупных антиклинориев Северо-Западного, Восточного, Юго-Восточного и Центрального Кавказа. Изменяется и скорость прогибания геосинклинали Большого Кавказа. Хотя большая часть территории Кавказа в мальме все же была занята морем, исходя из

предположения о примерно равной продолжительности отделов юры, можно думать, что общий темп прогибаний уменьшился по сравнению с эпохами лейаса и доггера. Ведь даже в наиболее интенсивно прогибавшейся части южного склона Главного хребта (флищевой геосинклинали) максимальная мошность осадков мальма не превышает 2000—2500 м (Кириллова, Люстих и др., 1960).

С завершающим этапом раннеальпийской стадии альпийского тектогенеза связано на Большом Кавказе образование интрузий габброидного, диоритового, граниодиоритового и гранитного состава.

Лабино—Малкинская зона к началу верхней юры приобрела четкое ступенчатое строение и состояла из трех блоков — Западного, наиболее погруженного, Центрального, занимавшего промежуточное положение, и Восточного, относительно более приподнятого. Территория последнего, куда целиком входит и Кубано—Малкинское междуречье, испытывала влияние воздымающегося горст—антиклинория Главного хребта, что приводило к омоложению заложенных ранее разломов и появлению новых разрывов, которые могли явиться контролирующими для наиболее молодых интрузий (гранит—порфиров) диорит—гранитоидного комплекса. Однако такое предположение нуждается в дополнительных доказательствах, так как верхняя возрастная граница интрузий диорит—гранитоидного комплекса в настоящее время окончательно не установлена.

Зона Главного хребта являлась на этом этапе ареной гораздо более интенсивной магматической деятельности. Ее производные известны в верховьях рек Аксаут (кварцевые диориты и биотитовые гранодиориты), Большой Марки (кварцевые диориты) и Большой Лабы с ее главными притоками - реками Санчаро, Лаштрак и Цегеркер. В последнем случае магматическая верхнеюрская деятельность привела к образованию сложно построенного Санчаро-Кардывачского магматического комплекса. Этот комплекс включает все разнообразие пород Санчарской (Мельников, 1963) и Кардывачской (Еремеев, 1947) интрузий. В состав комплекса входят габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты вплоть до пегматоидных разновидностей, отвечающих отдельным последовательным фазам формирования этого комплекса. Верхняя возрастная граница интрузий этого комплекса окончательно не определена. Интересна структурная позиция этих интрузий, характеризующаяся приуроченностью к глубинному длительно развивавшемуся разлому общекавказского простирания, отделяющему кристаллические породы осевой зоны Главного Кавказского хребта от юрских отложений северной периферии зоны Южного склона.

Близкими по возрасту, петрологическим особенностям и структурному положению являются интрузивные породы Эцерско-Мазери-Ушбинского комплекса. Слагающие его породы, развитые в верховьях рек Кодори и Ингури (Верхняя Сванетия), изучались в разное время А.Е.Бенделиани (1938), Г.М.Заридзе и К.И.Чичинадзе (1940), В.П.Петровым и В.П.Еремеевым (1940), С.А.Кузьминым (1940), С.Н.Соловьевым и Н.Ф.Голубевым (1941), М.А.Фаворской (1947), А.М.Борсуком (Афанасьев и др., 1968) и др. Все исследователи отмечают, что наиболее ранние интрузии комплекса представлены средними породами (диоритами), а поздние — гранитами и аплитами, т.е. картина развития комплекса здесь аналогична развитию Санчаро-Кардывачского комплекса. Необходимо отметить, что наряду с четкими эруптивными контактами отдельных фаз обоих комплексов между ними наблюдались и постепенные переходы, что вместе с развитием гибридных образований свидетельствует о большой роли процессов ассимиляции во время становления описываемых интрузий.

Северо—Западный блок Главного Кавказского хребта в этот период представпял в целом сравнительно неглубокий прогиб, в котором накапливались осадки
флишевой формации. Магматическая деятельность позднеюрского времени проявипась в образовании интрузивных гипабиссальных тел гранодиорит-порфиров и ассоциирующих с ними специфических экструзивов гранитоидного состава типа горы Индюк. Генезис и возраст указанных пород уже на протяжении ряда лет явпяются спорными. Ряд исследователей (Белоусов и Трошихин, 1939, Вялов,
1931, 1934; Корнев, 1964, Ломизе, 1958, 1962 и др.) относят гранодиоритпорфиры и породы горы Индюк к ааленской вулканогенно-осадочной серии гойтх, счи-

тая гранодиорит-порфиры лавовыми потоками, а породы горы Индюк кристаплическими и литокластическими туфами,

Г.Д. Афанасьев и А.М. Борсук (1959) и А.М. Борсук (1960, 1963) приводят ряд убедительных доказательств в пользу интрузивной природы гранодиорит-порфиров и экструзивной природы гранитоидов горы Индюк, считая границу верхней юры и нижнего мела за время их образования. Находки в этих интрузиях ксенолитов ааленских диабазовых порфиритов и определения их абсолютного возраста в 140 млн.лет (Борсук, 1963) подтверждают верхнеюрский возраст гранитоидных пород этого района. Пространственная и временная сопряженность гранодиорит-порфиров и экструзий гранитоидного состава, близость их химического и минерального состава достаточно определенно свидетельствуют и о генетической связи между ними. К этому же времени, вероятно, надо относить внедрение даек гранит-порфиров, обнаруженных С.В.Савиным в верховьях р.Пшихашки, гипабиссальных тел кварцевых порфиров, обнаруженных С.В.Савиным и А.А.Жуковым в правобережной части р.Шахэ, а также гипабиссальных интрузий порфировых диоритов в верховьях р.Пшехи (Черницин, Цветкова, 1960).

Зона Южного склона в верхнеюрское время продолжает играть роль осевой части геосинклинали Большого Кавказа, хотя скорость прогибания на этом этапе несколько замедляется. Здесь образуется между полосой предкепловейских поднятий Главного хребта и аналогичной полосой Закавказского срединного массива узкий, ограниченный разломами прогиб в котором вплоть до эоцена продолжается накопление флишевых толш. Этот прогиб резко суживается к центральной части хребта и расширяется к северо—западу и юго—востоку, захватывая оба погружения Большого Кавказа.

В этот период происходило формирование крупных интрузивных масс, осставляющих единый, сложно построенный многофазный магматический комплекс. Производные этого комплекса на территории Абхазии изучались Д.С.Белянкиным (1924,1934,1939), Д.С.Белянкиным и В.П.Петровым (1935), Г.М.Заридэе (1940,1941,1961), Б.П.Беликовым (1936,1940), В.П.Петровым и В.П.Еремеевым (1940). Б.Я.Степановым (1940). Г.Р.Чхотуа (1941) и многими другими исследователями. В последнее время группой сотрудников ИГЕМ АН СССР под руководством члена-корреспондента АН СССР Г.Д.Афанасьева проводилось изучение взаимостношений магматических пород основного и кислого состава в бассейнах рек Келасури, Западной и Восточной Гумисты. Кодори и др. Ими было установлено, что в состав верхнеюрского магматического комплекса входят габброиды, габбро-диориты, габбро-монциниты, но особенно широко развиты граниты и их жильные производные - аплиты и пегматиты. Если возрастное положение габбро-диоритов, гранитов и их производных установлено достаточно определенно, то этого нельзя сказать об интрузивах габбро-монцонитов, так как существуют геологические факты, свидетельствующие в пользу их более молодого мелового возраста.

## V ПЕРИОЛ - МЕЛ

Геоантиклинальные эоны, возникшие в осевых частях геосинклинали в мальме, продолжают сохранять геоантиклинальный режим и в течение мела, иногда увеличиваясь или уменьшаясь по площади. Если в верхнеюрское время несколько затушевывается та четкая поперечная зональность, которая наметилась в лейасе и доггере, то в меловое время поперечные зоны, на которые разделяется Большой Кавказ, вновь проявляются достаточно отчетливо. Зоны сильного прогибания захватывают Западный и Восточный Кавказ, тогда как Центральный Кавказ остается относительно приподнятым. Магматическая деятельность этого этапа характеризуется небольшой интенсивностью, извержением продуктов повышенной щелочности и почти полной синхронностью их проявления во всех структурно-формационных зонах.

В Лабино-Малкинской зоне на этом этапе происходило постепенное смещение области максимального поднятия к западу. Естественно, что такие крупные

перемещения блоков происходили вдоль активизировавшихся зон глубинных разломов.

Эти же разломы были магмоподводящими и для внедрения в раннем мелу небольших дайкообразных, штокообразных и сиплоподобных тел габброидов и субшелочных габброидов на территории Кубано—Малкинского междуречья. В восточной части Лабино—Малкинской зоны подобные магматические образования известны и в Черек—Чегемском районе. По данным А.М.Борсука, здесь они представлены штоками и дайками титан—авгитовых субщелочных габброидов, прорывающих отложения байоса близ с.Думала, Шики (бассейн р.Черек Безенгиевский) и аргиллиты лейаса у с.Булунгу (бассейн р.Чегем). В петрологическом отношении субщелочные габброиды аналогичны подобным породам Северо—Западного Кавказа, для которых точно установлен сеноманский возраст.

Развитие мелового магматического комплекса в Лабино-Малкинской зоне заканчивается внедрением на границе раннего и поэднего мела небольших интрузий трахитоидных порфиров, известных на Даут-Кольтюбинском водоразделе (певобережье р.Кубани).

В зоне Главного хребта с этим периодом связаны отдельные дайки субщелочных габброидов, прорывающие терригенную толщу юры на Санчарском перевале, и коренные развалы крупноэернистого титан-авгитового габбро в истоках р.Аксаут, представляющие собой глубинную фацию субщелочных габброидов.

В северо—западном блоке Главного хребта с раннемеловым временем предположительно связаны светло—розовые афировые породы, подобные трахитам (абсолютный возраст 140 млн. лет), в виде маломощных жил, пронизывающие гранодиорит—порфиры (Борсук, 1963).

Магматическая деятельность низов позднего мела проявлена на этой территории более интенсивно. Коренные выходы габброидов повышенной щелочности обнаружены в русле правого притока р.Пшиш, в долинах рек Кушинко и Пшияхо (Афанасьев, Борсук, 1959; Борсук, 1963). Всюду они слагают небольшие штокообразные тела, прорывающие как аргиличты лейаса, так и "экструзии" гранитоидного состава типа горы Индюк. Последние содержатся в габброидах и в виде ксенолитов. Определения абсолютного возраста габброидов р.Кушинко, проведенные К-Аг методом в лаборатории ИГЕМ АН СССР, дали значения 107 млн. лет (Борсук, 1963), что соответствует низам позднего мела по геохронологической шкале 1964 г. Близкие по составу и геологическому положению тела субщелочных габброидов известны и в бассейнах рек Лоо, Сочи и Мзымта. Здесь они прорывают отложения альба и нижнего сеномана, а уже в карбонатной толше туронсантона обнаружены продукты их размыва. Таким образом, верхнемеловой возраст субщелочных габброидов Северо-Западного блока Главного Кавказского хребта обоснован с достаточной степенью недежности.

В зоне Южного склона комплекс субщелочных габброидов представлен несколько более глубинными фашиями. В бассейне р. Мэымты к этому комплексу относятся дайки, межпластовые тела и небольшие массивы габбро-диоритов, диоритов, диоритовых порфиритов и альбитовых диабазов, прорывающие терригенные толщи лейаса, вулканогены байоса, сланцы и песчаники бата и терригенно-карбонатные отложения баррема — альба. Геологическое положение и петрография этих магматических пород описаны Д.С. Белянкиным (1911), М.В. Муратовым (1940) и Ю.Н. Пастушенко (1956). Восточнее, в бассейне р. Псоу и у с. Аибга, субщелочные габброиды слагают довольно крупные интрузивные тела, достигающие 500 м мощности (Нетреба, 1962). Возрастное положение этих пород устанавливается на основании прорыва ими аргиллитовой толщи байоса и известняков титона.

Дайки субщелочных габброидов известны также в бассейнах рек Гумисты и Келасури, где они интрудируют массивы верхнеюрских гранитов.

Изложенный выше фактический материал показывает, с одной стороны, специфические черты развития мезозойского магматизма в Лабино-Малкинской зоне, с другой — основные закономерности развития мезозойского магматизма всего Большого Кавказа. Резюмируя изложенное, можно сделать несколько основных выводов о развитии мезозойского магматизма в Лабино-Малкинской зоне и на территории Центрального и Западного Кавказа в целом.

- 1. В развитии мезозойского магматизма Большого Кавказа (рассматривая только ту часть его, которая расположена к западу от р.Терек) можно наметить определенные этапы, проявление которых в различных структурно-формационных зонах близко по времени, но отличается по типу формаций в зависимости от стадии геологического развития той или иной территории.
- 2. В мезозойских магматических образованиях Большого Кавказа можно выделить три комплекса пород, различающихся как по составу, так и по времени своего образования. Всюду наиболее ранний комплекс сложен базитовыми породами (спилитами, диабазами, долеритами и т.д.), более поздний — гранитоидами (диорит-порфирами, гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами, гранитами и т.д.) и самый молодой — габброидами, как правило, повышенной шелочности и трахитами.
- 3. По мере отмирания геосинклинали Большого Кавказа происходило увеличение территории наступавшей с севера эпигерцинской платформы Предкавказья, и все большая площадь Большого Кавказа вступала в платформенный этап своего развития. Наиболее наглядно этот процесс виден на примере Лабино—Малкинской зоны.

В раннеюрское время, когда на герцинскую область распространяется морская трансгрессия, здесь начинается формирование эпигерцинского платформенного чехла. Хотя многие геологи считают, что Лабино-Малкинская зона в раннесреднеюрское время входила в состав геосинклинали Большого Кавказа, но мы совершенно согласны с Д,И.Пановым и считаем, что морфология образующихся неглубоких впадин, мелководность раннеюрского бассейна, резкая фациальная изменчивость и незначительная (по сравнению с восточными и западными областями) мошность нижне-среднеюрских отложений противоречат этому представлению. О платформенном характере развития этой территории, начиная с раннеюрского времени, свидетельствуют также отсутствие регионального метаморфизма юрских осадочных толщ, спокойный характер их залегания, тектоническая стабильность Лабино-Малкинской зоны и характер проявленного магматизма. Развитие последнего началось здесь с образования в посленижнеюрское время мощных и многочисленных силлов долеритов, напоминающих по геологическому положению и петрографии платформенные долериты Америки, Африки и Тасмании. На смену интрузивному магматизуму пришел эффузивно-экструзивный, представленный покровами и субвулканическими телами андезитов, дацитов, туфов, туфоконгломератов и трахиандезитов. На этом в основном заканчивается здесь первый базальтоидный (базитовый) цикл мезозойской магматической деятельности. В восточной части Лабино-Малкинской зоны эффузивно-интрузивная деятельность продолжалась, вероятно, вплоть до нижнего байоса. В зонах Главного хребта и Южного склона в это время существовал геосинклинальный режим. Максимум базитовой магматической деятельности в пределах зоны Южного склюна фиксируется мощными вулканогенными образованиями порфиритовой формации байоса Грузии. Таким образом, послеплинсбахский, в целом базитовый, магматизм Лабино-Малкинской платформенной зоны отличается от близкого по времени магматизма геосинклынальной области Южного склона Большого Кавказа.

Послебайосское-донижнемеловое время является периодом интенсивной складчатости и воздымания для области сочленения осевой зоны Главного хребта с северной периферией Южного склона, а также для зон Северо-Западного Кавказа и Южного склона. В Лабино-Малкинской зоне в это время продолжался платформенный режим, котя эта территория постоянно испытывала влияние развивающейся южнее расположенной геосинклинали Большого Кавказа. Последнее выражалось в омоложении старых и возникновении новых разломов, по которым происходили дифференцированные подвижки блоков жесткого герцинского фундамента.

В целом послебайосское-донижнемеловое время было периодом интенсивного развития на Большом Кавказе гранитоидного магматизма. Развитие его началось в посленижнеюрское время, когда на территории Кубано-Малкинского междуречья образовались субвалжанические тела диорит-порфиров, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров (бассейны рек Мары, Кубани, Подкумка и т.д.).

В верхнеюрское время гранитоидный магматизм проявился и в геосинклинали Большого Кавказа. В Северо-Западном блоке Главного Кавказского хребта эти

образования встречаются в субвулканической фации — гранодиорит—порфиры и экструзии гранитоидного состава. Восточнее Пшехско—Адлерской зоны разломов послебайосские—донижнемеловые гранитоиды встречаются в более глубинной фации и приурочены к зоне долгоживущего глубинного разлома, разделяющего зоны Главного хребта и Южного склона (Санчаро—Кардывачский, Кодорский и Верхне—Сванетский магматические узлы). Большая глубинность становления этих интрузий обусловливает широкое проявление процессов ассимиляции и гибридизма.

И, наконец, в зоне Южного склона верхнеюрский магматизм представлен гипабиссальными телами гранитоидов в бассейнах рек Келасури и Гумиста.

Меловая эпоха в пределах Большого Кавказа была временем проявления во всех структурно-формационных зонах габброидного магматизма повышенной шелочности, объединяемого нами в габбро-трахитоидный комплекс. Эти интрузии проявились во всех структурно-формационных зонах почти одновременно на границе раннего и позднего мела. Но в характере их проявлений есть также некоторые отличия. В то время как в зонах Главного хребта и Южного склона этот магматизм представлен в основном габброидами, в Лабино-Малкинской зоне и на Северо-Западном Кавказе мы встречаем поздние дериваты этого комплекса — трахиты и трахитоидные порфиры.

4. На протяжении всего мезозойского этапа тектогенеза процессы магматизма на Большом Кавказе были приурочены ко времени интенсивного воздымания либо отдельных структурно-формационных зон (при переходе последних из областей интенсивного прогибания в области активно растущих поднятий), либо всей территории в целом. Поэтому процессы интенсивного воздымания были причиной активизации старых или заложения новых разломов. Последние же являлись магмоподводящими каналами в приповерхностные зоны. Аналогичные особенности типичны и для раннемеловых—палеогеновых интрузий Тихоокеанского пояса (Изох, 1961). Изменение в мезозое структурного плана территории Большого Кавказа в связи с возрастающей ролью субмеридиональных разломов повлекло за собой и изменение пространственного расположения позднемезозойских интрузий по сравнению с позднегерцинскими и раннемезозойскими.

## **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Результаты изучения мезозойского магматизма в пределах восточной части Лабино-Малкинской зоны позволяют сделать следующие основные выводы.

Вступление Лабино-Малкинской зоны в нижнеюрское время в субплатформенную стадию развития привело к развитию здесь специфического магматизма, продукты которого имеют ряд черт, характерных для платформенных магмопроявлений. Магматическая деятельность на территории Кубано-Малкинского междуречья проявилась не только в нижней кре, как считалось всеми предыдущими исследователями, а захватывает почти весь мезозойский этап альпийского тектоно-магматического шикла.

Район проведенных исследований располагается в южной части эпигерцинской платформы, которая в мезозойский период испытывала влияние геосинклинальной области, расположенной на Южном склоне Кавказа.

Доминирующими структурными элементами для эффузивно-экструзивных тел являлись зоны субмеридиональных глубинных разломов (Эльбрус-Эшкаконского, Кубанского, Индыш-Маринского и т.д.), а гипабиссальные интрузии кислого состава приурочены к участкам пересечения субширотных и субмеридиональных глубинных разрывов.

Детальное изучение геологического строения районов с максимальным развитием мезозойского магматизма позволило наметить несколько наиболее часто встречающихся морфологических типов магматических тел. При этом показано, что возникновение морфологически различных интрузий зависит от состава магмы, литологии интрузивной камеры и структурно—тектонической обстановки в момент внедрения. Для большинства выделенных морфологических типов интрузивных массивов приводится описание предполагаемого механизма их образования, основанное на имеющихся геологических материалах.

Впервые для территории исследований выделены эксплозивно-брекчиевые образования, среди которых намечено два типа, различающихся по морфологии и взаимоотношению с генерирующей их интрузией. Особое внимание при этом обращено на то, что эти магматические образования играют роль своеобразных индикаторов не вскрытых в настоящее время эрозией гипабиссальных интрузивных тел, что должно быть учтено при проведении геологосъемочных и геологопоисковых работ.

На конкретном геологическом материале для территории, где, как считалось до самого последнего времени, развита "единая субаэральная андезито-дацитовая формация" (Милановский, Хаин, 1963), впервые удалось выделить три возрастных этапа магматической деятельности, каждому из которых отвечает своеобразный состав магматических продуктов.

В течение первого этапа происходило образование долеритов, андезитов и трахиандезитов. Специфика развития магматизма в этот этап заключалась в последовательном, но близком по времени проявлении интрузивного и эффузивного процессов, когда следующие друг за другом магматические дифференциаты различались не только по химизму, но и по термодинамическим условиям застывания. Это соответствующим образом отразилось на их структурных особенностях. Таким образом, в данном случае мы имеем характерные черты вулкано-плутонической формации (Устиев, 1962, 1963).

На втором этапе магматическая деятельность проявилась в меньшем объеме и привела к образованию интрузивов гранитоидного состава. Эффузивная деятельность в этот период отсутствовала.

Завершающий этап в истории развития мезозойского магматизма Кубано-Мал-кинского междуречья знаменовался образованием маломощных интрузий габбро-идов и трахитоидных порфиров с повышенной щелочностью.

Таким образом, в процессе эволюции мезозойского магматизма происходило закономерное изменение объема и состава поднимавшегося к поверхности магма тического расплава.

Изучение петрографии мезозойских пород показало, что большинство из них, за исключением габброидных пород, претерпело значительные автометаморфические изменения. Последние выразились в замещении фенокристаллов плагиоклазов альбитом, карбонатом, каолинитом, реже хлоритом, превращении вкрапленников темноцветных минералов в псевдоморфозы хлорита, карбоната, гидроокислов железа и магнетита, а также в хлоритизации, карбонатизации и окварцевании основной массы. Приведенные в работе приближенные подсчеты минерального состава по химическим анализам показывают, что большая часть вторичных изменений минералов связана с автометаморфическим процессом. При этом характер вторичных изменений гранитоидов и базальтоидов по общей сумме признаков напоминает пропилитизацию, которая может быть отнесена к низкотемпературной кальцит—альбитовой фации метаморфизма по Д.С.Коржинскому (1953).

Приведенные в настоящей работе цифры абсолютного возраста пород, впервые полученые для всех мезозойских магматических образований, вместе с геологическими данными о взаимоотношениях различных по составу магматических пород, свидетельствуют, что первый этап мезозойской магматической деятельности относится к послеплинсбахскому-доааленскому времени. Второй этап магматической деятельности начался в послеааленское время и продолжался вплоть до низов верхней юры. Однако образовавшиеся в этот период гранитоиды, по радиологическим данным, имеют аномальный вплоть до доюрского возраст. Одной из причин подобного несоответствия, вероятно, является контаминация гранитоидного расплава материалом палеозойского фундамента.

Каждая из выделенных нами магматических ассоциаций имеет аналоги в других структурно-формационных зонах Большого Кавказа (Южного склона, Западного Кавказа, Главного хребта и т.д.). При этом разница между соответствующими возрастными аналогами, в частности, специфика их петрографии и химизма, во многом определяется геологоструктурными условиями проникновения магмы в верхние горизонты земной коры и консолидации ее в породы. Иначе говоря, существенным для специфики проявления аналогичных фаз является особенность геологоструктурного состояния территории (платформа, геосинклиналь) во время проникновения расплава в породы верхнего структурного этажа и степень ее денудированности в последующее время,

В свете изложенного становится очевидным, что три основных этапа мезозойской магматической деятельности в предлагаемой нами схеме эволюции магматизма отвечают определенным стадиям в развитии альпийского тектоно-магматического цикла на Большом Кавказе, а продукты магматизма этих трех этапов имеют возрастные аналоги в других структурно-формационных зонах Кавказа. Однако мезозойский магматизм Лабино-Малкинского междуречья имеет и целый ряд специфических особенностей.

Эти особенности, заключающиеся в фациальном положении магматических пород и в специфике механизма внедрения формирующих их расплавов, свидетельствуют о тесной сопряженности интрузивных, экструзивных и эффузивных процессов. Все вскрытые в настоящее время эрозией магматические образования Кубано-Малкинского междуречья представляют собой гипабиссальные, субвулканические или, значительно реже, эффузивные тела. Особенности механизма интрузивного процесса привели к образованию в пределах юрского осадочного чехла специфических эруптивных брекчий. На заключительном этапе мезозойской магматической деятельности образуются субщелочные габброидные и трахитоидные интрузии, имеющие много одновозрастных аналогов в других структурно-формационных зонах.

Изучение мезозойского магматизма Лабино—Малкинской зоны имеет не только научное значение, но и практическую ценность, так как с подобными магматическими образованиями в других структурно—формационных зонах Кавказа ассоциируют месторождения полиметаллов, меди, молибдена, колчеданов, железа, а на исследованной территории с ними пространственно связаны проявления специфической редкометальной минерализации.

За период, прошедший с момента подготовки рукописи к печати до ее публикации при исследованиях в других районах Большого Кавказа автором получены новые данные, подтверждающие изложенные в данной работе результаты по геологии и петрологии мезозойских магматических образований.

Эти данные еще раз подтверждают близкое родство магматических образований базальтоидного и диорит-гранитоидного комплексов, позволяющее объединить их в единую вулкано-плутоническую формацию (по Устиеву 1962, 1963), указывают на более широкое развитие на Кавказе, чем предполагалось ранее, разновозрастных мезокайнозойских субщелочных габброидов и трахитоидных пород. Однако, эти данные в силу целого ряда обстоятельств не могли быть внесены в монографию.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г.В. О геологическом возрасте юрского угленосного песчаника Северного Кавказа и о селитре, встречакищейся в этой породе в долине Кубани. Перевод с нем. Ф. Фон Кошкуль. Записки Кавк. отд. Русского геогр. об-ва, 1876, кн. 10, выл. 2.
- Агалин Г.П. Краткий геологический очерк центральной части Большого Карачая. Изв. геол. комитета, 1929, т.Х, VIII, № 4.
- Агалин Г.П. Некоторые данные о неоинтрузиях Северо-Западного Кавказа. Геология на фронте индустриализации, 1935, № 11-12.
- Ажгирей Г.Д. Некоторые вопросы металлогении Большого Кавказа. Сов. геол., 1962, № 9.
- Ажгирей Г.Д. К вопросу о главных этапах тектонической и магматической истории Большого Кавказа. Вестник МГУ, 1963, № 4.
- Афанасьев Г.Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо—Западного Кавказа. - Труды ИГН, вып.69, петрогрф.серия, 1950, № 8.
- Афанасьев Г.Д. Некоторые особенности развития Северо-Кавказской складчатой области. Изв. АН СССР, геол.серия, 1952, № 4.
- Афанасьев Г.Д. Магматические комплексы и геологическое картирование. Изв. АН СССР, геол.серия, 1953, № 5.
- Афанасьев Г.Д. Некоторые очередные проблемы магматизма Северного Кавказа. Изв. АН СССР, геол.серия, 1954, № 5.
- Афанасьев Г.Д. Основные итоги изучения магматической геологии Северо-Кавказской складчатой области. Изв. АН СССР, геол.серия, 1956, № 3.
- Афанасьев Г.Д., Борсук А.М. Шелочные трахиты на Северо—Западном Кавказе. Изв. АН СССР, геол. серия, 1957, № 2.
- Афанасьев Г.Д. О кайнозойском магматизме Кавказа и о некоторых итогах определения абсолютного возраста кавказских пород К-Аг методом. Изв. АН СССР, серия геол., 1957<sub>1</sub>, № 6.
- Афанасьев Г.Д. О некоторых геологических проблемах петрологии. Изв. АН СССР, серия геол., 1957<sub>2</sub>, № 11.
- Афанасьев Г.Д. Закономерности развития магматизма складчатых областей на примере Большого Кавказа В кн. "Тезисы докладов на XI генер. ассамблее междунар. геоф. и геодезич. союза междунар. ассоц. вулканологов". Изд—во АН СССР, 1957.3.
- Афанасьев Г.Д. О жильных меланократовых породах на примере некоторых районов СССР. Изв. СССР, серия геол., 1958₁, № 2.
- Афанасьев Г.Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. Труды ИГЕМ, 19582, вып. 20.
- Афанасьев Г.Д. Некоторые геологические результаты исследования абсолютного возраста горных пород. Изв. АН СССР, серия геол., 1959; № 9.
- Афанасьев Г.Д. Основные итоги изучения магматизма Большого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 7.
- Афанасьев Г.Д. Петрографо-металолгенические особенности диабаз-кератофировых и базальтоидно-трахитовых комплексов в свете радиологических данных. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 5.
- Афанасьев Г.Д., Абдуллаев Р.Н., Азизбеков Ш.А., Аникеева Н.Ф., БорсукА.М., Кашкай М.А., Керимов Г.И., Круть И.В., Кудрявцев В.Г., Лупанова Н.П., Плошко В.В., Руб М.Г. Закономерности развития магматизма складчатых областей Изд-во "Наука", 1968.
- Афанасьев Г.Д., Абдуллаев Р.Н. и др. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа, XXI сессия МГК. Докл. сов. геологов, проблема 3. Изд-во АН СССР, 1960.
- Афанасьев Г.Д., Борсук А.М. Новые данные о послеюрском магматизме Северо-Заподного Кавказа. – Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 2.

- Барбот-де-Марни Н.П. Карачаевские серебро-цинковые месторождения в Кубанской области. Материалы для геологии Кавказа, 1895, серия 2, кн. 9.
- Безбородов Р.С. Литология верхнелейасовых и среднеюрских отложений цег гральной части северного склона Кавказа в связи с перспективами их нефтегазоносности. В кн. "Геология и нефтегазоносность Юга СССР". Предкавказье. Труды КЮГЭ, 1961, вып. 6.
- Безносов Н.В., Казакова В.П., О возрасте вулканогенной толши Центральной Башкирии. - Сов. геология, 1959, № 6.
- Беликов Б.П. Материалы к петрографии среднеюрской пирокластической толши Верхней Сванетии. В кн. "Абхазско-Сванетская экспедиция Петрограф. ин-та АН СССР", 1936.
- Беликов Б.П. Материалы к петрографии среднеюрской пирокластической толши Верхней Сванетии. В кн. "Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии". Труды СОПС АН СССР, серия Закавказье, 1940, вып. 24, ч. 2.
- Белов А.А., Кизельвальтер Д.С. Основные черты строения и истории развития позринегерцинского структурного этажа центральной части Северного Кавказа (средний карбон нижний триас). В сб. "Геолюгия Центр. и Зап. Кавказа". Гостеолтехиздат, 1962.
- Белоусов В.В. Большой Кавказ, ч. І. Юра и нижний мел. Труды ЦНИГРИ, 1938, вып. 108.
- Белоусов В.В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования, ч. III. Обшие вопросы складчатого движения, магматизм. Л. ...М., ГОНТИ, 1939.
- Белоусов В.В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования, ч. П. Верхний мел и третичные отложения. Л., 1940.
- Белоусов В.В., Трошихии Б.М. Краткий геологический очерк района рек Пшехи и Белой в Северо-Западном Кавказе. Записки Всес.мин. объва, 1937, ч. 66, № 4.
- Белоусов В.В., Трошихин Б.М. Геологический очерк полосы мезозойских отложений между р.Пшехой и Пшиш на Северном Кавказе. Записки Всес. мин. об-ва, 1939, ч. 68, № 1.
- Белянкин Д.С. Об альбитовом диабазе из Красной Поляны и о контексте его со сланцами. Изд. СПб. политехн. ин-та, 1911, № 15.
- Белянкин Д.С. К вопросу о возрасте некоторых кавказских интрузий. Изв. Геол. ком., 1924, 43, № 1.
- Белянкин Д.С. Магматические породы и полезные ископаемые Западной Грузии. Труды Петрограф, ин-та АН СССР, 1934, вып. VI.
- Белянкин Д.С. К вопросу о неоинтрузиях Центрального Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 2.
- Белянкин Д.С., Петров В.П. Заключительные замечания к неоинтрузиям Абхазии и Сванетии. В кн. "Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии". Труды СОПС АН СССР, серия Закавказье, 1940, ч. 2, вып. 24.
- Белянкин Д.С., Петров В.П., Еремеев В.П. Неоинтрузии Аджаристана и Гурии. Труды СОПС АН СССР, серия Закавказье, 1935, вып. 14.
- Бенделиани А.Е. Проявление редкометального оруденения в горах Верхней Рачи. Разведка недр, 1938, № 4—5.
- Борисов О.М. О взаимодействии кислой магмы с ксенолитами. Записки Кирг. отд. Всес. мин. об-ва, 1963, вып. 4.
- Борсук А.М. Об интрузивной природе гранодиорит—порфиров Туапсинского района. Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 11.
- Борсук А.М. Петрология мезозойских магматических комплексов западного окончания Главного Кавказского хребта. Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып.83.
- Борсук А.М., Масуренков Ю.П. Об эксплозивных формах интрузивного процесса. -- Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 4.
- Боуэн Н. Эволюция изверженных пород. ГОНТИ, 1934.
- Варданян и Л.А. Нижнеюрская цепь вулканов Главного Кавказа. Докл. АН СССР, 1943, 39. № 8.
- Варданянц Л.А. Лакколит Токмак-Кая (Северный Кавказ). Докл. АН Арм. ССР, 1954, 18, № 3.
- Варданянц Л.А. Нижнеюрский вулканизм Клухорско-Маринского района (Центральный Кавказ). Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, 1956, вып. 8.
- Великий А.С. Структура рудных полей. Изд. ЛГУ, 1961.
- Винчелл А.Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. Ил, 1953.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, 1962, № 7.
- Вялов О.С. Краткий геологический очерк Туапсинского района. Изв. Всес. геологоразв. объед., 1931, <u>50</u>, вып. 97.

- Вялов О.С. Геологические исследования 1931 г. в Западном Кавказе. Записки Всес. мин. об—ва, 1934, ч. 63, № 1.
- Гамкрелидзе П.Д. Основные этапы истории геологического развития Грузии. Труды Всес, научно-иссл. геологоразв, нефтяного ин-та, 1959, вып. 21.
- Гапеева Г.М., Вербицкая Н.П. Эффузивная гипербазитовая брекчия Южного Урала. Докл. АН СССР, 1958, 122, № 2.
- Герасимов А.П. Геологическое строение Минераловодского района (Северный Кавказ). Л-М., ОНТИ, 1935.
- Герлинг Э.К., Морозова И.М., Спринцсон В.Д. О природе избыточного аргона в некоторых минералах. – В кн. "Проблемы геохимии и космологии". Междунар. геол.симп. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Изд-во "Наука", 1968.
- Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района Госгеолгехиздат, 1959.
- Гоньшакова В.И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. Труды ИГЕМ, 1961, вып. 61.
- Грейтон Л.К. Предположение о вулканическом тепле. ИЛ, 1949.
- Делиции И.С., Розанов Ю.А. Экспериментальные данные по изучению пластической деформации в кварците. Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 7.
- Дэоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, 1948.
- Еписеев Н.А. Структурная петрология. Изд. ЛГУ, 1953.
- Еремеев В.П. К изучению неоинтрузии в гайоне озера Кардывач (верховья р.Мзымты, Западный Кавказ), 1947.
- Живаго Н.В. Материалы к стратиграфии отложений, развитых на территории междуречья Кубани и Урупа. Материалы по геологии газоносных районов СССР. — Труды ВНИИГаз, 1960, вып. 10(18).
- Жиров К.К., Кравченко М.П., Платоненков А.Г. Вероятный механизм и источники появления аргона в различных минералах. В кн. "Тезисы докладов XVI сессии ко—миссии по определению абсолютного возраста геологических формаций", М., 1969.
- За варицкий А.Н. О геологическом изучении интрузий на Урале. Труды Урал. конф. СОПС АН СССЕ, 1940.
- Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию. М., 1952.
- Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1955.
- За лесский Б.В. Абхазско-Сванетская часть Западно-грузинской геолого-петрографической провинции. — В ки. "Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии". Труды СОПС АН СССР, серия Закавказье, 1940, вып. 24, ч. 2.
- Заридзе Г.М. Габбро-диоритовая неоинтрузия по Военко-Сухумской дороге у устья р. Зима В кн. "Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии". Труды СОПС АН СССР, серия Закавказье, 1940, вып. 24, ч. 2.
- Заридзе Г.М., Чичинадзе К.И. Эцерская неоинтрузия на Кавказе. Труды Ин-та геол. наук, петрограф. серия, 1940, вып. 44, № 14.
- Заридзе Г.М. Бабильская диабазовая интрузия в нижней Сванетии. Сообщ. АН Груз. ССР, 1941, 2, № 6.
- Заридзе Г.М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.
- Изох Э.П. О роли разломов глубокого заложения в пространственном размещении интрузий (на примере некоторых районов Дальнего Востока). Сов. геология, 1961, № 1.
- Каденский А.А. Магматическая геология Передового хребта Северо—Западного Кавка— за. Изд—во АН СССР, 1953.
- Кахадзе И.Р. Грузия в юрское время. Труды Геол.ин-та АН Груз.ССР, 1947. 3.
- Кахадзе И.Р. Новые данные по юре Грузии. Труды Конф. по вопр.регион.геол.Закавказья. Баку, 1952.
- Кахадзе И.Р., Цагарели А.Л. Геологическое стрсение полосы юрских угленосных отложений Северного Кавказа между реками Малкой и Б.Зеленчуком. - Труды Лабор, геол.угля, 1956, вып.6.
- Кахадзе И.Р., Цагарели А.Л., Нуцубидзе К.Ш., Зесашвили В.И. Геологическое строение полосы угленосных отложений между бассейнами рек Баксана и Урупа. Труды Геол. ин-та АН Груз. ССР, 1960, №9.
- Кизевальтер Д.С., Робинсон В.Н., Славин В.И. Развитие структуры Большого Кавказа в палеозое. - В кн. "Структуре земной коры и деформации горных лород". М., 1960,
- Кириплова И.В., Люстих Е.Н., Растворова В.А., Сорский А.А., ХаинВ.Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд-во АН СССР, 1960.

- Кондаков Л.А. Некоторые вопросы развития мезозойского магматизма Кубано-Малкинского междуречья. – В кн. "Тезисы докладов III конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа." Ессентуки, 1968.
- Кондаков Л.А., Непомняший Г.З. Некоторые петрологические особенности проявлений мезозойского магматизма в Центральной части Северного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 3.
- Коптев-Дворников В.С., Яковлева Е.Б., Петрова М.А. Вулканогенные породы и методы их изучения. Изд-во "Недра", 1967.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. В кн. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд-во СССР, 1953.
- Короновский Н.В., Милановский Е.Е. Верхнечетвертичные эксплозивные центры в Дарьяльском ущелье Терека. Докл. АН СССР, 1961, <u>141</u>, № 3.
- Корнев Г.П. Фациально—петрографическая характеристика и стратиграфическое положение юрских магматических пород Северо—Западного Кавказа. Труды Краснодар. фил. ВНИИНефтегаз, 1964, вып. 12.
- Котляр В.Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение. Изв. высших уч. зав., геология и разведка, 1960, № 9.
- Котляр В.Н. О рудоносных вулканических жерлах и их пространственном размешении. Записки Всес. мин. об-ва. 1962. № 2.
- Кузнецов И.Г. Вулканические пиклы в истории Большого Кавказа. Записки Всес. мин. об-ва, серия 2, 1940<sub>1</sub>, ч. 69, вып. 2-3.
- Кузнецов И.Г. Основные этапы в истории развития вулканических явлений в Большом Кавказе. Записки Всес. мин. об-ва, серия 2,1940<sub>2</sub>, ч.69, выл. 2-3.
- Кузнецов И.Г. Тектоника, вулканизм и эталы формирования структуры Центрального Кавказа. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., 1951, вып. 131, № 52.
- Кузьмин С.А. Кристаллический комплекс Верхней Сванетии. В кн. "Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии". Труды СОПС АН СССР, 1940, вып. 24, № 2.
- Лебедев П.И. Геолого-петрографический очерк Карачая в связи с его полезными ископаемыми и минеральными источниками. - Труды Сев.-Кавказск. ассоц. научно-исслед. ин-та, 1930, № 75.
- Лебедев А.П. Палеогеография центров юрского вулканизма в Большом Кавказе. Докл. АН СССР, 1947, 8,№ 9.
- Лебедев А.П. Юрский вулканизм в истории развития Кавказско-Крымской геосинклинальной зоны. - Сов. геология, 1948, № 36.
- Лебедев А.П. Юрская вулканогенная формация Кавказа. ~ Труды ИГН, петрограф. сервя, 1950, вып. 113, № 33.
- Лебедев А.П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. Труды ИГН АН СССР, 1955, вып. 161.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Об основных проблемах петрогенезиса. Изв. СПб. политехн. ин-та, отд. техн., естеств. и математ., 1910, <u>14</u>, вып. 1.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Изв. СПб. политехн. ин-та, 1913, 20.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Несколько мыслей о дифференциации и о природе магмы. Изв. СПб. политехн. ин-та, отд. техн., естеств. и матем., 1915, 23, вып. 2.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О механизме образования пластовых интрузий. Труды Геол., ассоц., 1934, вып. 1.
- Леммлейн Г.Г. Коррозия и регенерация кварцевых вкрапленников в кварцевых порфирах. Докл. АН СССР, 1930, № 13.
- Леонтьев Л.Н., Хаин В.Е. Геотектонические условия на Кавказе в верхней юре. Докл. АН Азерб. ССР,  $1946_{1,2}$ , № 3.
- Леонтьев Л.Н., Хаин В.Е. Геотектонические условия на Кавказе в средней юре. Докл. АН Азерб. ССР, 1946<sub>2</sub>, 2, № 8.
- Леонов Ю.Г. История тектонического развития Центрального и Западного Кавказа в ранней юре-аалене. – Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1966, 41 (1).
- Леонов Ю.Г. Структурно-фациальная зональность раннеюрского-ааленского прогиба Центрального и Западного Кавказа. Докл. АН СССР, 1966<sub>2</sub>, 167, № 1.
- Ловеринг Г.С. Об изменении пород как поисковом признаке на руды в округе Восточный Тинтик. ИЛ. 1951.
- Ломидзе М.Г. Новые данные по юрскому вулканизму Северо-Западного Кавказа. Бюлл. Моск.об-ва испыт.природы, отд. геол., 1958, 33, вып. 3.
- Ломидзе М.Г., Сомин М.Л. О ранних проявлениях юрского вулканизма на Северо-Западном Кавказе. — Вестник МГУ, серия IV, геол., 1962, № 6.
- Ломидзе М.Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. Изд-во МГУ, 1969.

- Марфунин А.С. Полевые шпаты фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 78.
- Масуренков Ю.П. Тектоника, магматизм и углекислые воды Приольбрусья. Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 5.
- Мельников В.А. Новые данные о мезозойском вулканизме Северо-Западного Кавказа. В сб. "Вопросы магмат., метаморф. и рудообразования". Госгеолгехиздат, 1963.
- Мерлия Б.В. Эксплозивные брекчиевые дайки Закарпатья. Докл. АН СССР, 1957, 115, № 2.
- Мерлич Б.В., Синтковская С.М. О возрасте гипабиссальных интрузий Вышковского района в Закарпатье. Геол. ж. АН УССР, 1958, <u>18</u>, вып. 3.
- Мигачева Е.Е. Палеоботаническая характеристика нижнеюрских отложений Северного Кавказа. В кн. "Тезисы докладов на II конф.по геол. и полезн. ископ". Северный Кавказ. Ессентуки, 1963.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Муратов М.В. Очерк тектоники окрестностей минеральных источников р. Чвижипсе (Южный склон Главного Кавказского хребта). Бюлл. Моск.об-ва испыт. природы, новая серия, 1940, <u>18</u>.
- Муратов М.В. Юрские порфиритовые интрузии в верховьях р.Хасаута и Эшкакона (Северный Кавказ). Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 3.
- Муратов М.В. Тектоническая структура и история развития северной окраины Крымско-Кавказской геосинклинальной области. - Труды совеш, по тект, альпийской геосинклин. обл. Юга СССР, 1955.
- Мушкетов И.В. Геологический очерк ледниковой области Теберды и Чхалты на Кавказе. Труды Геол. ком., 1896, <u>14</u>, № 4.
- Набоко С.И. Условия современного гидротермального метаморфизма вулканических пород. - Сов. геология, 1962, № 1.
- Непомнящий Г.З. Новые черты мезозойско-кайнозойского магматизма центрельной части Северного Кавказа на примере магматогенных проявлений в верховьях р.Подкумка. Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 4.
- НеручевС.Г. Об условиях накопления угленосных плинсбахских отложений в центральной части северного склона Кавказа и Предкавказья. Докл. АН СССР, 1960, 134. № 1.
- Нетреба А.В. Щелочные габброиды южного склона Северо—Западного Кавказа. Труды по геол, и полези, ископ, Северного Кавказа, 1962, вып. 10.
- Ноккольдс С.Р. Некоторые теоретические обоснования контаминации в кислых магмах. Л., ИЛ, 1934, № 28.
- Павлинов -В.Н. Формы и механизм образования малых интрузий тила лакколитов. Изд. МГРИ, 1949.
- Панов Д.И., Леонов Ю.Г. Основные вопросы стратиграфии  $l_{1-2}$  отложений междуречья Кубани и Баксана. Материалы по геол. газоносных районов СССР. Труды ВНИИГаз, 1959, вып. 7 (15).
- Панов Д.И., Бызова С.Л., Снежко Е.А. Новые данные по стратиграфии  $I_{1-2}$  отпожений центральных частей Большого Кавказа (Баксан Белая). Изв. высших уч. завед., серия геол. и разв., 1964, № 4.
- Пастушенко Ю.Н. О верхнемеловом магматическом комплексе в бассейнах рек Псоу, Мэымты, Сочи. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 12.
- Пейве П.В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. - Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 3.
- Петров В.П. Жильные породы Аджаристана. Труды СОПС АН СССР, серия Закавказье, 1935, вып. 14.
- Петров В.П., Еремеев В.П. Неоинтрузии Сванетии. В сб. "Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии", Труды СОПС АН СССР, серия Закавказье, 1940, вып. 24, ч. 2.
- Пилюченко Г.Е. К стратиграфии юрских и четвертичных отложений бассейнов рек Урупа и Кубани на Северном Кавказе. — В сб. "Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа". М—Л., 1946.
- Плошко В.В. Уруптенский комплекс Северного Кавказа. Изд-во "Наука", 1965.
- Полканов А.А. О механизме внедрения пластообразных интрузий платформенных областей. В кн. "Вопросы геологии Азии", т.2, Изд-во АН СССР, 1955, 2.
- Половинкина Ю.Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород, 1. Изверженные породы. Изд-во "Недра", 1966.
- Потапенко Ю.Я. К вопросу о возрасте нижнеюрских вулканогенных образований в верховьях р. Кубани. Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, 1962, вып.З.
- Ренгартен В.П. Геология СССР, т. 13 (Северный Кавказ), 1947.

- Розанов Ю.А., Косыгин Ю.А., Лучицкий И.В. Пластическая деформация карбонатиых горных пород. - Труды ИГН АН СССР, 1950, вып. 122, №37.
- Ростовцев К.О. О базальных образованиях байоса бассейна рек Зеленчук и Кубань. Докл. АН СССР, 1959<sub>1</sub>, 126, № 6.
- Ростовцев К.О. Байосский и батский ярусы междуречья Кубани и Белой. Труды Краснодар, филиала Всес. нефтегаз. НИИ, 1959, вып. 2.
- Свят повский А.Е. О вулканотектонике Ключевской группы вулканов Камчатки. Бюлл. Вулканол. станции на Камчатке, 1957, № 26.
- Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы. Труды Арктич. ин-та, серия геол., 1936, 13,
- Соболев Н.Д. Петрология неогеновых интрузивов Северного Кавказа. В кн. "Магматизм и связь с ним месторождений полезных ископаемых". Труды II Всесокон. петрограф. совещ. М., 1960.
- Соболев Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолтехиздат, 1952.
- Соболев Н.Д. Неогеновые интрузии и домезозойский фундамент района Кавказских Минеральных Вод. Труды ВИМС, новая серия, 1959, вып. 3.
- Соловьев С.Н., Голубев Н.Ф. Геологическое строение Верхней Сванетии. Труды ВСЕГЕЙ, 1941, вып. 135, А.
- Степанов В.Я. Кислые и основные интрузии центральной части Абхазской ССР. В кн. "Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии". Труды СОПС АН СССР, серия Закавказье, 1940, вып. 24, ч. 2.
- Тащинина М.В., Чепрасов Б.М. О своеобразных эруптивных брекчиях на Алтае. Изв. АН Казах. ССР, серия геол., 1955, вып. 21.
- Токмакова П.Н. Условия накопления и размещения углей нижнеюрского возраста на Северном Кавказе. Тезисы докладов II конф. по геол. и полезн.ископ. Северного Кав-каза. Ессентуки, 1963.
- Томсон И.Н. Глубинные разломы, их рудоконтролирующее значение и методы изучения. В кн. "Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах". М., 1964.
- Трегер В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Трусова И.Ф. Основные черты строения неогеновых вулканических образований Закарпатья. - Труды МГРИ, 1954, 26.
- Уокер Ф., Польдерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. В сб. "Геол. трапповых формаций." ИЛ, 1950.
- Усов М.А. Фации и формации интрузивов. Томск. 1932.
- Устиев Е.К. К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород. Изв. АН СССР, серия геол. 1959, № 11.
- Устиев Е.К. Охотский вулканический пояс и связанные с ним проблемы. В кн. "Вопросы вулканизма". М., 1962.
- Устиев Е.К. Вулкано—плутонические формации и их положение в структурах земли. Тезисы докладов "Рудоносность вулканолог. формаций", 1963.
- Фаворская М.А. Неоинтрузии Верхней Сванетии. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 84.
- Фаворская М.А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ— Алиня. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1956, вып. 7.
- Форган К. Свинцово-цинковое месторождение Стантрг. Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. ИЛ, 1953.
- Хани В.Е., Леонтьев Л.Н. Кавказ в начале альпийского шикла (лейас). Докл. АН СССР, новая серия, 1947, <u>58</u>, № 6.
- Хаин В.Е., Леонтьев Л.Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, почв. серия, отд. геол., 1950, 25, вып. 4.
- Хаин В.Е., Афанасьев С.Л., Бурлин Ю.К., Гофман Е.А., Ломидзе М.Г., Рихтер В.Г. Новые данные по геологии Северо-Западного Кавказа. — Материалы по геологии и металлогении Центр. и Зап. Кавказа, 1. Ставрополь, 1960.
- Хаин В.Е., Афанасьев С.Л., Бурлин Ю.К., Гофман Е.А., Ломидзе М.Г., Рихтер В.Г. Новые данные по геологии Северо-Западного Кавказа (между Туапсинским и Лазаревским пересечениями). Материалы по геол. Центр. и Зап. Кавказа (эксп. МГУ), 1962, 2.
- Черницын В.Б., Цветкова З.А. О двух районах полиметаллического оруденения в юрских толшах Б.Кавказа. Вестник МГУ, серия IV, геология, 1960, № 3.
- Чирвинский П.Н. Средний химический состав главных минералов изверженных метаморфических и осадочных пород. Изд. Харьковск. ун-та, 1953.
- Чхотуа Г.Р. Интрузивы Абхазии. В кн. "Интрузивы Закавказья". Труды Груз. геол. упр., 1941, вып. 2.

- Шатский Н.С. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Сравнительная тектоника древних платформ, ст. 4. Пак. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Штейнберг Д.С. О химической классификации эффузивных горных пород. Труды Ин-та геол. УФ СССР, 1964, вып.72.
- Эдвардс А.Б. О дифференциации в долеритах Тасмании. В сб. "Геология трапповых провинция", 1950.
- Яковлев П.Д., Оленин В.В., Котляр В.Н., Дружинин А.В. Структурные тилы месторождений, связанных с вулканическими жерлами и трубками взрыва. В сб. "Рудоносность вулканогенных формаций". Материалы Межвед. совещ. Изд-во "Нег. 1965.
- Brown W. Sci. Repts. Australian Antarct. Exped. 1911–1914. Ser. A, vol. III. Geology, 1923, pt. 3. Compton R.R. Manual of field geology, N.Y., 1962.
- Du Teit A.L. The karroo dolerites of S. Africa; a study in hypobissal injection. Geol. Soc. S. Africa, 1920, 23.
- Kuno H. Origin of Cenozoic Petrographic Provinces of Japan an Surrounding Areas". Bull. volcanol., 1959, ser. 2, 20,
- Steiner A. Petrogenetic implications of the 1954 Ngauruhoe lava and its xenoliths. Geol. Geoph., 1958, 1, N2.
- Wager L.R., Deer W.A. Geological investigations in East Greenland, pt. III. The petrology of the Skaergard intrusion Kangerdlungssuaq. East Greenland. — Neddle. Gronland, 1939, 105, N.4.
- Walther K. Contribucion al conociniemento de las rockas "basalticas" de la formacion de Gondwana en la America del Sud Instituto de geologia y perforaciones. — Bol., 1957, 9.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
глава 1. КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	5
Глава II. ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ	
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЛАБИНО-МАЛКИНСКОЙ ЗОНЫ	10
Стратиграфия	11
Нижний структурный этаж	11
Верхний структурный этаж (платформенный чехол)	12
Тектоника	15
Tentonnad	10
Глава III. ГЕОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ	21
Структурный контроль мезозойских магматических тел	21
Взаимоотношения мезозойских изверженных пород	22
Морфология магматических тел	28
Глава IV. ПЕТРОЛОГИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД	41
Базальтоидный комплекс	41
Долериты	41
Экструзивно-эффузивные андезито-трахитоидные породы	53
Общие выводы по базальтоидному комплексу	68
Диорит-гранитоидный комплекс	72
Диорит-порфиры	72
Гранодиорит-порфиры	78
Гранит-порфиры	87
Эруптивные брекчии, связанные с породами диорит-гранитоидного ком-	
плекса	95
Общие выводы по диорит-гранитоидному комплексу	98
Габбро-трахитоидный комплекс	102
Субщелочные габброиды	103
Щелочные экструзивные габброиды	111
Трахитоидные порфиры	113
Общие выводы по габбро-трахитоидному комплексу	120
Абсолютный возраст мезозойских магматических пород Кубано-Малкинс-	
кого междуречья	125
Главе V. ОСОБЕННОСТИ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА ЛАБИНО-МАЛ- КИНСКОЙ ЗОНЫ В СИСТЕМЕ РАЗВИТИЯ БОЛЬШОГО КАВКАЗА В АЛЬПИЙСКИЙ ЭТАП ТЕКТОГЕНЕЗА	129
S AMBIRMONIN STAIL LERIOLEILEM	148
Заключение	140
Литература	143

Лев Александрович Кондаков МЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЛАБИНО-МА/ІКИНСКОЙ ЗОНЫ

Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений петрографии минералогии и геохимии АН СССР

Редактор Издательства Н.В.Знаменская Художник В.А.Тогобицкий Художественный редактор С.А.Литвак Технические редакторы Г.П. Каренина, С.М.Бякерева

Подписано к печати. 27/Ш-74 г. Формат 70 к 108 1/16. Усл.печ.л. 13,65. Уч.-изд.л. 13,9 Т - 03608 Тираж 500 экз. Бумага офсетная № 1. Тип. зак. 983. Цена 1 р. 39 к.

Кинга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, K-82, Подсосенский пер., 21 1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленииград, B-34, 9-я линия, 12