

СЕКРЕТНО

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

дос. №1

ГЕОЛОГИЯ
И РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАВКАЗА



1043
7x

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

7822се

W 339

Пр. №	1043	ИМЕ
Вх №	578	Лист
«	195	0.
Первый этап		

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СОВЕТ ПО ИЗУЧЕНИЮ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ СИЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК АН СССР

ГЕОЛОГИЯ
И РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАВКАЗА

5445



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА—ЛЕНИНГРАД
1948



Ответственный редактор
член-корр. АН СССР

П. И. Лебедев

ПРЕДИСЛОВИЕ

Работа «Геология и рудные месторождения Центрального Кавказа» является коллективным трудом геологов — сотрудников Института геологических наук Академии Наук СССР. Они руководили отдельными темами, которые входили в общий научный план исследований по геологии Центрального Кавказа, разработанный Институтом геологических наук и осуществленный Кавказской комплексной экспедицией Совета по изучению производительных сил Академии Наук СССР. Работа, написанная к лету 1941 г., была переработана и дополнена в течение 1943—1945 гг.

В разделе «Геологическая история Главного Кавказского хребта» глава по стратиграфии и связанным с осадочными процессами полезным ископаемым принадлежит члену-корр. АН СССР В. П. Ренгартену, причем в основу выводов по флишевым отложениям южного склона положены исследования, произведенные М. П. Бархатовой, С. В. Левченко, В. Н. Фадеевым и Н. П. Михайловым.

Глава по тектонике изложена И. Г. Кузнецовым главным образом на основании собственных исследований, произведенных с участием Е. В. Кузнецовой, причем обобщены результаты исследований по тектонике А. В. Пейве и В. И. Смирнова, а также С. С. Кузнецова.

Глава «Геоморфология» написана С. Л. Кушевым.

Авторами раздела «Магматизм Главного Кавказского хребта» являются: а) главы «Древние гранитоидные интрузии Северного Кавказа» — Г. Д. Афанасьев; б) главы «Несинтрузии» — акад. Д. С. Белякин, обобщивший как собственные исследования, так и результаты работ, произведенных под его руководством М. А. Фаворской, В. П. Петровым, В. П. Еремеевым и Р. П. Петровым; в) главы «Ультраосновные горные породы и связанные с ними полезные ископаемые» — Н. Д. Соболев; г) главы «Нижнеюрская вулканогенная формация» — А. П. Лебедев.

В написании раздела «Металлогения Центрального Кавказа» принимали участие следующие исследователи, руководившие отдельными отрядами экспедиций, задачей исследований которых было изучение рудных месторождений Центрального и отчасти Северо-западного Кавказа: член-корр. АН СССР Д. И. Щербаков (общие закономерности распределения рудных месторождений); А. В. Пэк (Кти-Тебердин-

ское, а также Тырны-Аузское месторождения), под руководством которого работали Л. И. Лукин и И. Д. Дегтярев, И. Д. Стороженко, описавший западную часть Дигоро-Садонской зоны, т. е. рудные месторождения Горной Дигории и Восточной Балкарии, и Г. Д. Ажгирей, описавший восточную часть той же металлогенической зоны. Результаты своих минералогеохимических исследований полиметаллических месторождений Садонского района изложил Н. М. Прокопенко.

Глава о редкометалльно-мышьяковом поясе Главного хребта написана А. Д. Ершовым, также обобщившим исследования других участников Кавказской экспедиции — А. В. Пейве, И. Д. Стороженко и др.

Введение к настоящей работе написано руководителем Кавказской экспедиции, членом-корр. АН СССР П. И. Лебедевым

ВВЕДЕНИЕ

Задачи Кавказской экспедиции были определены постановлением СНК Союза ССР 14 июля 1938 г. и уточнены постановлением СНК СССР от 15 сентября 1939 г. На этой основе Президиум Академии Наук СССР в том же месяце сформулировал положения, которыми должны были руководствоваться в своей работе экспедиции Академии Наук СССР и, в частности, Кавказская комплексная экспедиция.

Основной задачей последней явилось изучение геологической истории Кавказа, этапов формирования хребта с выявлением основных рудных зон и распределения полезных ископаемых.

В целях изучения законов распределения полезных ископаемых, на основе исследования геологической истории Кавказа, в частности основных рудных зон, работа экспедиции разделялась на следующие главные составные части, находящиеся между собою в тесной организационной и научной связи.

1. Выяснение основных и узловых вопросов геологии Кавказа, необходимость разрешения которых выявилась при освоении экспедицией имеющихся материалов геологических учреждений.

2. Принятие отдельными геологами, а также отрядами экспедиции участия в комплексном изучении отдельных крупных рудных месторождений Центрального Кавказа промышленного типа с тем, чтобы основные выводы по закономерностям их геологического строения, а также изучения их особенностей в отношении металлогении перенести на закономерности отдельных рудных зон.

3. Третьей основной составной частью геологических работ экспедиции в их рудно-геохимическом разрезе являлось сравнительное изучение отдельных типов оруденения Северного и Южного склонов Главного Кавказского хребта, как-то: полиметаллического, редкометалльного (вольфрамо-молибденового и оловорудного), а также ртутно-сурьмяно-мышьяково-молибденового.

Перед началом работ Кавказской комплексной экспедиции Академия Наук СССР созвала в декабре 1938 г. совещание для разработки плана предстоящих геологических исследований. В нем приняли участие представители геологических учреждений Москвы, Ленинграда, а также Кавказа, под руководством научного руководителя геологических исследований Экспедиции акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, который за сорок лет до этого состоявшемуся в России в 1897 г. VII Международному Геологическому конгрессу обобщил материалы и разработал первую схему геологического строения Кавказа на основании геологического пересечения по Военно-Грузинской дороге.

В своем вступительном слове на совещании Ф. Ю. Левинсон-Лессинг сказал:

«Я хочу припомнить два таких периода, когда были сделаны обобщения, когда были подведены итоги тому, что нам было известно о строении Кавказского хребта: в 1897 г. и в 1937 г., т. е. во время VII и XVII сессии Международного Геологического конгресса. Если вы сравните сумму знаний наших по Кавказу в 1897 г. с тем, что стало известно в 1937 г., ровно через сорок лет, то здесь их разделяет целая пропасть. Если сумму знаний по Кавказу в 1897 г. можно было бы уподобить какому-нибудь горному хребту вроде Бештау, то сумма знаний в 1937 г. может уже уподобиться Казбеку. Надо учесть, что на протяжении этих сорока лет сделаны колоссальные успехи, потому что от случайных работ перешли к систематическому изучению Кавказа, а теперь мы переходим к изучению Кавказа также с точки зрения его ресурсов и проблемы их использования.

Сравните, скажем, Кавказ с Альпами; площади Кавказа и Альп приблизительно одинаковые. Альпы больше 150 лет изучаются швейцарцами, итальянцами, французами и др. Я думаю, хотя может быть это и является некоторым пристрастием старого кавказского работника, что Кавказ является одним из наиболее сложных горных хребтов, может быть самым сложным звеном во всей серии горных хребтов, так как кроме мезозоя, палеозойской толщи, мы имеем и докембрий. Вероятно, значительная часть последующих геологических явлений Кавказа была не чем иным, как отзвуком каких-либо событий, которые предопределены были тектоническими движениями в эти отдаленные докембрийские времена.

Изучение геологической истории Кавказа происходило в несколько стадий, в течение которых создавался значительный научный материал. Подвести его итоги и должна была Кавказская комплексная экспедиция Академии Наук СССР.

В первоначальный период исследования Кавказа (вторая половина XIX века), в результате работ русских и иностранных ученых (акад. Абих, проф. Иностранцев, акад. Левинсон-Лессинг, проф. Богданович, Фавр, Фурнье и др.), были заложены первоначальные основы изучения геологического строения Кавказского хребта.

Основным периодом, давшим особенно ценный материал по геологической истории Кавказа, можно считать время, начиная с включения Геологического комитета в систематическое изучение Кавказа методами пересечения, проводившееся под руководством проф. А. П. Герасимова (с 1916 г.). В результате был получен тот материал по геологии Кавказа, на основании которого можно было развернуть дальнейшую углубленную работу по изучению геологии и оруденения Кавказа.

Следующий период характеризуется включением в эту работу периферических геологических организаций Кавказа. Этот советский период дал ряд ценных работ, освещающих основные проблемы в области геологии, петрографии и изучения рудных месторождений.

Особенно важным является советский период изучения геологии Кавказа в отношении вскрытия его геологических ресурсов и выявления народно-хозяйственного значения; в это время было выяснено и подтверждено значение Главного Кавказского хребта как минерально-сырьевой базы СССР, в особенности в отношении месторождений цветных (свинец, цинк, серебро) и редких металлов (молибден, вольфрам), а также мышьяка.

За этот период открыты важные в промышленном отношении месторождения, например, полиметаллическое Б у р о н с к о е, расположенное в долине р. Ардона (Северная Осетия) несколько южнее известного

Садонского месторождения, и вольфрамо-молибденовое месторождение Тырны-Ауз, которое находится в Кабардинской АССР у подножия величайшего потухшего вулкана Эльбруса.

В 1937 г. на Северо-Западном Кавказе, в системе притоков р. Аксаут (бассейн р. Кубани), в приледниковой части северо-кавказскими геологами найдено и изучено ими, а также Кавказской экспедицией Академии Наук СССР, Кти-Тебердинское вольфрамо-мышьяковое месторождение (р. Кургашин-Чат, приток р. Кти-Теберды). Признанное на основании разведочных работ и исследования геологической структуры имеющим промышленное значение, оно начало осваиваться. Расположенное еще далее к западу Блыбское шеелитовое месторождение (система р. Б. Лабы), недостаточно еще изученное, указывает на совершенно новый для Северо-Западного Кавказа промышленный тип вольфрамового оруденения, имеющий большие перспективы.

Таким образом, за последнее время значительно меняются «геологическое лицо» Кавказа и представление о рудных богатствах, которые заключены в его недрах и которые образовались в различные геологические стадии его формирования.

В результате всего этого накопился большой фактический геологический материал о структуре Центрального хребта и размещении в нем полезных ископаемых, в частности рудных месторождений. Первые схемы тектоники Кавказа, создававшиеся одновременно с накоплением фактических данных и служившие для направления все углубляющихся исследований, в настоящее время значительно уточнены. Начинают появляться обобщающие работы, которые используют материалы предыдущих исследований. Выводы, касающиеся закономерностей в распределении полезных ископаемых, в настоящее время могут делаться на основе исторического анализа развития геологической структуры.

Вопросам анализа геологической структуры, изучавшейся в 1939—1940 гг. на основании исследований стратиграфии, тектоники и явления магматизма, посвящен первый раздел настоящего отчета, который может быть назван «Геологической историей Главного Кавказского хребта».

Существенной частью геологической истории Главного Кавказского хребта является многообразная и разновозрастная история магматических проявлений, поэтому в указанном разделе отчета надлежащее место уделено характеристике тех магматических (изверженных) пород, с формированием которых связано образование рудных месторождений.

Магматические породы играют существенную, местами даже главную роль в строении Кавказа. Они же являются материнскими породами, контролирующими происхождение большинства рудных месторождений, определяя металлогению Кавказа. В связи с этим Экспедиция уделила должное внимание исследованию магматических пород, чтобы на основании истории вулканизма хребта дать расчленение соответствующих образований на отдельные возрастные и петрографические типы для определения металлогенической роли каждого из этих типов.

Поэтому обусловленное соответствующей геологической обстановкой (явлениями тектоники) образование интрузивов, в частности пород гранитной магмы различного геологического возраста, рассматривается в настоящем очерке в связи с соответствующими явлениями рудообразования (металлогении).

В качестве принципиально важного в этом отношении обобщения необходимо отметить тот вывод, к которому приходит Кавказская ком-

плексная экспедиция на основании исследований по стратиграфии, тектонике, магматизму и металлогении северного склона Кавказского хребта: геологическая история Кавказа характеризуется значительно большим, чем принималось раньше, числом циклов тектогенеза, с соответствующими вулканическими циклами, и сопутствующих им эпох рудообразования.

Этот вывод, говорящий о возможности вскрыть более полно геологическую историю Кавказского хребта и расчленив на соответственно более дробные, но в то же время крупные разделы, в течение которых происходили металлогенические процессы, позволяет сделать общее заключение, что оруденение хребта как полиметаллическое, так и редкометалльное происходило многократно за его историю. В частности, этот общий и принципиальный вывод по истории оруденения Кавказа позволяет решить следующие основные проблемы.

1. Расчленения древнего, так называемого докембрийского, периода геологической истории на отрезки времени, один из которых отвечает формированию наиболее древних докембрийских формаций Кавказа, а другой относится к более молодому, палеозойскому циклу. Накопляется все больше материала для ответственного заключения о том, что формирование интрузивов Главного Кавказского хребта (так называемые «граниты Главного хребта») происходило в указанный более «молодой» период геологической истории Кавказа.

2. Выделения юрской магматической и металлогенической эпохи Северного Кавказа. Полученные Экспедицией материалы и работа по синтезу их дают возможность утверждать, что одной из наиболее «продуктивных» в геологической истории Кавказа металлогенических эпох, в течение которой создавались месторождения промышленного типа как вольфрамо-молибденовые, так и полиметаллические, включая медный тип (с одной стороны, тырны-аузский тип редкометалльных, с другой — садонский тип полиметаллических месторождений), является юрская эпоха.

3. Обоснования систематическими комплексными работами в области геологии, петрографии и металлогении выводов о большом народнохозяйственном значении наиболее молодого цикла магматических и металлогенических явлений в истории Кавказа, так называемого альпийского (неинтрузивного в узком понимании), который был обобщен уже и в предшествовавшее время изучения Кавказа (Л. А. Варданянц).

За альпийский период происходило формирование так называемого редкометалльно-мышьякового пояса Главного Кавказского хребта, локализирующего разнообразное оруденение в пределах приосевой (ледниковой) части хребта.

Вторая часть настоящего отчета посвящена металлогении Центрального Кавказа. Значительно более детально, чем это делалось раньше отдельными исследованиями, изучены общие металлогенические особенности Центрального Кавказа. Основой работы послужило представление о зональном распределении большинства рудных месторождений в пределах рудных поясов или зон, располагающихся, примерно, параллельно осевой линии Главного хребта.

Тенденции к линейной зональности отмечались и раньше для отдельных районов Центрального Кавказа, но более точные обобщения стали возможными лишь в силу того, что исследования по металлогении опирались на результаты работ геологической группы Экспедиции в целом. Поэтому выделенные рудные узлы, пояса или зоны и отдельные площади стали постепенно получать свое геологическое обоснование и

научное объяснение. В особенности это относится к районам более детальных исследований — к Садонскому и Фаснальскому рудным поясам, к Тырны-Аузской мобильной зоне, к Кти-Тебердинскому рудному полю, к южной части редкометалльно-мышьякового пояса Главного хребта.

Для месторождений Садонской и Фаснальской групп дан анализ их структурных особенностей на фоне освещения геологической истории района в целом, указаны минеральные ассоциации, слагающие рудные тела и фазы минерализации. С большой убедительностью высказаны соображения о доверхнеюрском возрасте главной части этих месторождений и поставлен вопрос о третичном возрасте рудных проявлений буронского типа. Научные концепции о генезисе месторождений этих групп позволили дать благоприятный прогноз при оценке запасов руды.

Для Тырны-Аузского месторождения редких металлов разработаны минералогические критерии классификации сложных по составу скарновых руд и новые представления о строении его рудных участков, привлекающие внимание к разведке и изучению глубин. Высказано также предположение о более древнем, досреднеюрском возрасте оруденения, что позволяет рассматривать разнообразные рудные точки района, в частности медные, как проявления в общем единого послемагматического процесса.

Кти-Тебердинское вольфрамо-мышьяковое месторождение, трактуемое как пример древнего металлогенического цикла, получило благоприятную оценку глубин, а изучение его структурных особенностей обещает вскрыть совершенно новые данные о строении Кавказа в глубочайшей древности.

Наконец, создано представление о геологических закономерностях, объясняющих локализацию многочисленных и разнообразных месторождений редкометалльного пояса Главного хребта. Четко оконтурены отдельные рудные узлы с характерными для них высокотемпературными рудными проявлениями и намечено линейное расположение реальгаровых, ртутных, сурьмяных и вольфрамовых месторождений в связи с наличием ряда продольных разрывов.

Настоящий труд включает основные взаимосвязанные результаты работ Кавказской комплексной экспедиции по всему комплексу геологических исследований.

1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ГЛАВНОГО КАВКАЗСКОГО ХРЕБТА

Изучить геологическую историю Центрального Кавказа — значит проследить с древнейших времен формы проявления основных природных факторов, обусловивших образование осадочных и изверженных пород, последующие их изменения, метаморфизм, рудоносность, разнообразные тектонические структуры, образуемые ими, и, наконец, развитие процессов денудации, приведшее к существующим формам рельефа. Важнейшие из этих факторов — магма и ее дериваты, движения земной коры, перемещения суши и моря, химическое и механическое действие воды и воздуха, климат, растительный и животный мир и пр. — настолько сложны и разнообразны, что сейчас можно попытаться осветить лишь основные этапы их развития. В соответствии с основной целью Кавказской комплексной экспедиции особенное внимание сосредоточено на тех факторах, которые непосредственно содействовали образованию в области Центрального Кавказа месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых.

Основным источником изучения геологической истории является вся толща осадочных пород от докембрийских до четвертичных, в бесчисленных напластованиях которых, как на страницах летописи, в большей или меньшей степени отразилось влияние действовавших в разные времена природных факторов. Поэтому изучение стратиграфии является особенно важным. Структурные формы — пликативные и дизъюнктивные — и их взаимоотношения с осадочными телами и рудными выделениями являются предметом тектонического изучения.

Стратиграфо-тектоническая группа Кавказской комплексной экспедиции в 1939 и 1940 гг. поставила своей целью дать основу геологической истории Центрального Кавказа, с которой должны быть увязаны важнейшие выводы, добытые другими группами экспедиции — по магматическим проявлениям, структуре и составу рудных тел, минеральным водам, геоморфологии и пр.

Территория, изученная экспедицией за 1939 и 1940 гг., охватывает центральную часть Большого Кавказа от Военно-Грузинской дороги на востоке до меридиана Эльбруса на западе и ограничивается на севере зоной верхнеюрских отложений (известняковым Скалистым хребтом), а на юге — линией фронтального надвига складчатой системы Большого Кавказа на Куринско-Рионскую полого-складчатую зону. В этой области развиты преимущественно сланцевые отложения нижней и средней юры, сосредоточены выходы кристаллических и метаморфических пород докембрия и палеозоя, огромное количество интрузивных и жильных тел, а также наиболее ценные рудные месторождения. Зона южного склона Большого Кавказа характеризуется, кроме того, раз-

витиём флишевой фации, охватывающей верхнеюрские и меловые отложения.

Очерченная таким образом обширная территория, конечно, не могла быть заново изучена немногими отрядами экспедиции за два летних периода. Участники экспедиции в первую очередь поставили своей задачей учесть и систематизировать все то, что было сделано предшествующими исследователями. При этом выяснились районы слабо или совсем почти не освещенные, неясные вопросы стратиграфии и тектоники, противоречия и несогласованность в выводах прежних исследователей. Новые работы были направлены на разъяснение этих вопросов и на разрешение наиболее важных проблем стратиграфии и тектоники.

Между сотрудниками стратиграфо-тектонической группы работы были распределены следующим образом. В. Н. Робинсон занимался изучением области развития палеозойских отложений в бассейнах рр. Чегема, Баксана и Малки, И. Г. Кузнецов охватил своими исследованиями бассейны рр. Черка Балкарского, Черка Безингиевского, Чегема, Баксана и Малки, сосредоточив свое внимание на изучении стратиграфии и тектоники юрских сланцевых толщ, а также на некоторых вопросах, связанных с древнейшими метаморфическими породами. С. С. Кузнецов изучал стратиграфию и тектонику в области развития юрских сланцевых отложений в бассейнах рр. Уруха, Ардона, Фиаг-Дона, Гизель-Дона и Терека. А. В. Пейве задался целью выяснить стратиграфические и тектонические отношения сланцевой и флишевой зон южного склона, в бассейне р. Риони. В. Н. Фадеев и М. П. Бархатова исследовали бассейны рр. Верхнего Ардона, Большой Лиахвы и Верхней Джоджоры для установления стратиграфии флишевых отложений и выяснения их тектоники. В 1939 г. в бассейне р. Цхенис-Цхали с той же целью работал С. В. Левченко. Работы названных геологов охватывают всю область Центрального Кавказа в намеченных выше пределах. Результаты, сообщаемые в их отчетах, и легли в основу дальнейшего изложения.

1. СТРАТИГРАФИЯ

Докембрий

Докембрийские отложения занимают сравнительно большие площади в центральной, наиболее приподнятой части Главного хребта. Они глубоко метаморфизованы, прорваны гранитами, а местами настолько инъицированы гранитной магмой, что превращены в мигматиты. По степени метаморфизма и по литологическому составу среди них выделены нижний и верхний докембрий, в значительной мере на основе последних работ И. Г. Кузнецова.

К нижнему докембрию относятся: 1) слюдяные гнейсы с амфиболитами и мраморами, 2) гранулитовые гнейсы — свита Куспарты и 3) слюдяные сланцы с пачками амфиболитовых сланцев — безенгиевская свита. Эти местные подразделения нижнего докембрия могут быть проведены еще далеко не везде.

Верхний докембрий представлен менее сильно метаморфизованными породами — кварцитами, кварцево-слюдисто-хлоритовыми и актинолитовыми сланцами.

Повидимому, разная степень метаморфизма нижнего и верхнего докембрия объясняется не только различным влиянием интрузий, но и тем, что их разделяет древнейшая докембрийская тектоническая фаза.

Часть гранитных интрузий, насыщающих нижний докембрий, ввела в него, очевидно, в связи с указанной тектонической фазой и не затронула верхнего докембрия. Разные типы гранитов и связанные с ними проявления металлогени рассматриваются в другой части отчета экспедиции.¹ Здесь же следует отметить, что в зонах контактных воздействий в древнейшей докембрийской свите возникают породы, богатые силлиманитом и андалузитом и могущие представить интерес как высокоглиноземистое сырье (Баксан и др.).

Палеозой

Нижний палеозой. Отложения нижнего палеозоя в рассматриваемой области Центрального Кавказа до работ Кавказской экспедиции не только не были изучены, но в некоторых случаях и не отделялись от докембрийских образований. Исключение составлял только район среднего течения р. Малки, где А. П. Герасимов уже давно выделил толщу перемежающихся слоев метаморфических серицито-кварцитовых сланцев, филлитов, кварцитов, песчаников и известковистых сланцев, среди которых оказалась пачка известняков с верхнесилурийской фауной, а в отдельных глыбах была найдена также и фауна среднего кембрия. Значительно южнее проходит другая полоса пород нижнего палеозоя, изученная В. Н. Робинсоном по рр. Кыртык, Сакашили-Су и Кестанты. Здесь снизу вверх выделяются три свиты: 1) серых кварцитовых сланцев, 2) зеленых кварцево-хлоритовых сланцев с прослоями известняка и 3) черновато-серых хлорито-серицитовых сланцев. По рр. Кестанты и Чегему метаморфические сланцы нижнего палеозоя включают интрузии каледонских милонитизированных гранитов. По своему сравнительно слабому метаморфизму толща пород нижнего палеозоя хорошо отличается от всех докембрийских образований. Значительные тектонические движения каледонского цикла создали также резкие отличия этих пород от отложений среднего палеозоя.

Средний палеозой. Отложения среднего и верхнего палеозоя, занимающие в бассейне р. Кубани довольно широкие площади, слагают в рассматриваемой части Центрального Кавказа лишь узкую полосу, протягивающуюся вдоль северного подножья Эльбруса через Тырны-Ауз, Кестанты и Чегем, где она скрывается под юрскими отложениями. Эта полоса представляет собой чрезвычайно сложно дислоцированный пояс, в котором большую роль играют продольные разрывы. По этим разрывам движения происходили и во время палеозойских тектонических фаз, и в мезозойские, и, быть может, даже в третичные фазы. Вместе с тем, в этом поясе сосредоточено большое количество разнообразных интрузий и связанных с ними чрезвычайно интересных и ценных рудных месторождений (район Тырны-Ауза). Расчленение комплекса пород, слагающих указанный пояс, определение возраста свит и заключенных в них интрузий и дешифровка сложных тектонических соотношений имеют особенно большое практическое значение для изучения рудных месторождений этого пояса.

Работами В. Н. Робинсона подтверждено развитие трех свит нижнего карбона — «центральной», «тырны-аузской» и «карачаевской» — и дана их ясная характеристика. Им же установлены на протяжении всего рассматриваемого пояса границы выходов каждой свиты, которые во всех случаях оказались тектоническими. Установлено, что в рассмат-

¹ См. главу «Магматизм Главного Кавказского хребта».

риваемой зоне к востоку от Эльбруса отложения верхнего силура и девона нигде не выступают на поверхность.

Самая нижняя, центральная свита состоит из известняков, глинистых сланцев и песчаников. Возраст ее был установлен раньше находкой в известняках кораллов нижнекаменноугольного типа; в настоящее время это заключение уточняется путем сопоставления центральной свиты с отложениями нижнего карбона Псеашхо, относимыми к визейскому ярусу.

Тырны-аузская свита представлена снизу вверх кварцитовыми сланцами, известняками, различными порфирами и порфироидами и пестрыми филлитовыми сланцами. При сложности тектонических отношений стратиграфическое ее положение еще не вполне выяснено, но ряд соображений говорит в пользу более молодого возраста этой свиты по сравнению с центральной. Установлено ее распространение к западу до водораздела с Кубанью.

Карачаевская свита еще менее метаморфизована, чем обе предыдущие. Она начинается глинистыми сланцами с прослоями песчаников с редкими тонкими прослоями известняка. Далее, в восходящей последовательности, в ней выделяются: порфириты, порфиритовые туфы, серо-зеленоватые глинистые сланцы с прослоями туфов и туфоконгломератов с гальками кварцевых порфиров и известняков, черные кремнистые сланцы, серые глинистые сланцы, песчаники, туфопесчаники и конгломераты с глыбами девонских известняков. Конгломераты и сланцы выступают в истоках р. Малки, а порфириты протягиваются к востоку до района Тырны-Ауза. В нижнем карбоне намечается предположительно тектоническая фаза перед отложением карачаевской свиты; другая фаза устанавливается уже вполне определенно после карачаевской свиты.

Несколько иной характер имеют отложения нижнего карбона, развитые на южном склоне Главного хребта в бассейнах рр. Цхенис-Цхали и Ингура. Это — свита смятых глинистых сланцев, кварцитов, мраморов и известняков с кораллами.

Верхний палеозой. Среднего карбона, известного своей угленосностью в бассейнах западных притоков р. Кубани, в Центральном Кавказе не обнаружено.

К верхнему карбону относятся крупногалечные конгломераты, песчаники и глинистые сланцы. Возраст свиты был еще раньше определен найденными на Тырны-Аузе остатками флоры. Выходы свиты верхнего карбона установлены теперь также и к востоку от Баксана, до р. Кестанты и на р. Чегеме. Хотя вследствие тектонических усложнений взаимоотношения между верхним карбоном и лежащими ниже отложениями не видны, но присутствие в конгломератах верхнего карбона галек пород карачаевской свиты говорит о несогласии между ними, а разница в метаморфизме тех и других пород свидетельствует о серьезных тектонических движениях, охвативших среднепалеозойские образования.

Нижняя пермь представлена снизу вверх: красно-бурыми конгломератами и толщей серых тонкослоистых песчаников, вверху с прослоями красных песчано-глинистых сланцев. Верхняя свита красноцветной толщи сложена снова мощными красными конгломератами и грубыми песчаниками. Во многих пунктах (Чегем и др.) констатировано трансгрессивное налегание нижней и верхней свит нижнепермской красноцветной толщи на средний палеозой и докембрий. В других местах переход от верхнего карбона к перми вполне согласный. Эти факты

свидетельствуют о проявлении тектонических движений на границе карбона и перми и о более значительной фазе складкообразования в середине нижней перми.

Верхняя пермь в зоне Тырны-Ауза не сохранилась, но значительно восточнее, в бассейне р. Гизель-Дона, она была отмечена Л. А. Варданяном, в виде мраморизованных слоистых известняков с *Lyittonia*.

Триасовых отложений в рассматриваемой части Центрального Кавказа не обнаружено.

Орогенические движения конца палеозоя, а затем и на границе триаса и нижней юры создали сложные тектонические структуры в палеозойских отложениях. Продолжительная эпоха эрозии в нижнепалеозойское время снова пенеппенизировала всю эту страну. Новые опускания в конце нижнего лейаса повели к зарождению тех морских бассейнов, которые следует рассматривать как систему мезозойских геосинклиналей Большого Кавказа.

Весь сложный комплекс образований докембрия и палеозоя можно рассматривать по отношению к юрским и более молодым отложениям как субстрат, т. е. как метаморфизованное и построенное по иному плану основание. Изучением его занимаются уже давно. Участники экспедиции с особенным вниманием отнеслись к этой проблеме, так как с древним субстратом связано громадное количество разнообразных интрузивных пород, принеших столь же разнообразное и во многих случаях весьма ценное оруденение. Крупным достижением Экспедиции нужно считать установление стратиграфии и структуры докембрийских и палеозойских отложений рассматриваемой области, что позволило восстановить в основных чертах историю тектонических, магматических и металлогенических процессов, а стало-быть и более правильно наметить прогнозы и планы поисков и разведки рудных месторождений.

Конкретизируя эти данные в отношении палеозоя, следует отметить существенные достижения Экспедиции в части выяснения процесса развития палеозойских структур рассматриваемой области между Эльбрусом и Чегемом.

Как выше сказано, часть древнего субстрата, сложенная палеозойскими образованиями, выражена в виде узкой, тектонически ограниченной зоны, расчлененной, в свою очередь, продольными разрывами на несколько очень узких тектонических глыб и клиньев. Работами Экспедиции (В. Н. Робинсон) установлена значительная разница в возрасте пород, слагающих южные и северные глыбы этой зоны: в то время как южная полоса их сложена породами нижнего палеозоя, северные глыбы состоят из напластований нижнего карбона; между этими глыбами заключены клинья пород верхнего палеозоя. Такие соотношения определенно показывают, что распадание субстрата на глыбы началось еще до верхнего палеозоя. Кроме того, анализ стратиграфических и структурных соотношений отдельных глыб выявляет, что южная подзона (нижнего палеозоя) при тектонических движениях до среднего карбона следовала за перемещениями зоны Главного хребта и не подчинялась закономерному погружению средневарисских складок к юго-востоку, что отчетливо выражено в северной подзоне. Движения конца палеозоя и начала мезозоя (до верхнего лейаса), спаяли обе подзоны в единое тектоническое тело, но внутри него и в прилегающих частях докембрийского субстрата они выразились дифференциальными перемещениями отдельных глыб. Последующие движения мезозоя и кайнозоя обусловили поднятие палеозойского субстрата в виде единой тектонической зоны.

Мезозой

Нижняя юра (лейас). Мощные толщи глинистых сланцев, обычно сложно дислоцированных, составляют характерную особенность Центрального Кавказа. Несмотря на то, что многим исследователям приходилось в своих работах касаться этих сланцев, до начала работ экспедиции стратиграфия их оставалась еще мало разработанной. Самое главное,— не было сделано сводки разрезов, изученных в разных местах, не было выработано единой стратиграфической схемы, к которой можно было бы приурочить и отдельные находки фауны. А между тем сланцевые толщи нижней юры являются вмещищем многих интрузивных тел и в еще большей степени несут рудоносные жилы, представляющие собой дериваты мезозойских и кайнозойских интрузий, еще не вскрытых эрозией. Учитывая все это, Кавказская экспедиция выдвинула в число своих первоочередных задач изучение стратиграфии юрских сланцевых толщ. В результате были собраны новые материалы и сделаны наблюдения, позволяющие не только дать общую схему стратиграфии этих отложений, но и проследить все фациальные особенности отдельных стратиграфических единиц в различных зонах изученной области.

Чтобы облегчить рассмотрение стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений, мы помещаем здесь сводную стратиграфическую таблицу, в которой сопоставлены по возрасту свиты пород, выделенные в различных зонах, и указаны их фациальные особенности (табл. 1). В дальнейшем изложении несколько уточняются характеристики отложений в этих зонах. Полное же обоснование возраста подразделений по заключающейся в них фауне, а также мощности свит даются в окончательных отчетах участников работ.

Прежде всего область развития лейасовых отложений можно подразделить на широкую зону распространения их на северном склоне Главного хребта и более узкую полосу — на южном склоне. Сопоставление разрезов лейасовых отложений в разных пунктах северного склона приводит к установлению внутри этой обширной области фациально-тектонических зон второго порядка. Направление этих зон не совпадает с общим простираем современных орографических элементов Кавказа. Фациальные зоны лейаса имеют простираем, более близкое к широтному, чем, например, северо-запад — юго-восточное направление Скалистого известнякового хребта. По этой причине залегающий в хребте в основании верхней юры келловей последовательно с запада на восток трансгрессивно перекрывает зоны с различными фациями лейаса и с разным составом более древних отложений. Ниже будет рассмотрен характер лейасовых отложений в этих зонах, начиная с северо-запада, с бассейна р. Малки.

Самая северо-западная зона, где субстратом для юры служит верхний докембрий, входит в изученную область только своим восточным концом, включающим бассейны рр. Малки, Тызыла, Баксана, Кестанты и Чегема. Здесь она скрывается под верхней юрой. На этой площади присутствуют только верхнелейасовые отложения, причем базальные песчаники перекрывают трансгрессивно верхний докембрий, а севернее, по р. Малке,— также и нижний и отчасти средний палеозой (верхний силур). В бассейнах рр. Баксана и Чегема, где установлен тоарский возраст песчаников, в них обнаружены залежи каменного угля. Выше следуют глинистые сланцы со скоплениями конкреций сидеритов, могущих служить низкопроцентной железной рудой, и грубые песчаники

Сводная стратиграфическая таблица средней

Отделы и ярусы		Северо-Западная зона (Маяла, Баксан и Чегем)	Зона Тырны-Ауза	р. Черек
Средняя юра (доггер)	Батский ярус	Песчаники и глинистые сланцы	—	—
	Байосский ярус	Глинистые сланцы с сидеритами и редкими пластами песчаников	—	—
Нижняя юра (лейас)	Ааленский ярус	Верхний аален	Глинистые сланцы и песчаники	Глинистые сланцы и песчаники с сидеритами. Внизу базальный конгломерат
		Нижний аален		
	Тоарский ярус	Песчаники и сланцы с морской фауной. Внизу песчаники с каменным углем	? Аспидные сланцы	Глинистые сланцы и песчаники с горизонтами порфиритов и туфобрекчий. Базальные песчаники и конгломераты
	Средний лейас	—		
Нижний лейас	—	—	Глинистые сланцы и песчаники с морской фауной	
Субстрат		Верхний докембрий и нижний палеозой	Докембрий, верхний и средний палеозой	Докембрий

ааленского яруса. Мощность всего этого комплекса умеренная, в пределах нескольких сот метров.

Следующая, Тырны-Аузская зона (или зона Западного Передового хребта) характеризуется общей приподнятостью субстрата с развитием среди докембрия полосы пород палеозоя, разбитого многочисленными сбросами. Мощность лейаса здесь сильно сокращается, и в среднем течении Чегема между верхнеюрскими известняками и древним субстратом залегает лишь небольшая свита сланцев.

В зоне, промежуточной между Западным и Восточным Передовыми хребтами, разрез лейасовых отложений более полный. Нижний и средний лейас и, повидимому, нижний тоар представлены мощной свитой глинистых сланцев с прослоями песчаников и горизонтами изверженных и вулканогенных пород. Последние представлены порфиритовыми туфо-

Таблица 1.

и нижней юры в Центральном Кавказе

Северная зона Дигории и Северной Осетии	Зона Главного хребта		Зона южного склона	Абхазско-Речинская зона
Глинистые сланцы с прослоями песчаников и сидеритами	Бусарчильская свита	Глинистые сланцы с мощными горизонтами песчаников	Зеленые туфогенные песчаники и сланцы	Зеленые сланцы и песчаники
Глинистые сланцы с редкими прослоями песчаников				Вулканогенная (порфиритовая) свита
Сланцы, песчаники, линзы ракушника. Базальный конгломерат	Гудошаурская свита	Глинистые сланцы	Свита Зесхо	Глинистые сланцы с прослоями песчаников и сидеритами (сакаурская свита)
Вулканогенная свита	Кабзекская свита	Глинистые сланцы с частыми прослоями полосчатых песчаников		
	Циклаурская свита	Аспидные сланцы		
?	Кистинская свита	Кварциты и сланцы с графитизированными прослоями. Внизу вулканогенная пачка	Плотные сланцы и песчаники. Внизу базальный конгломерат	?
Докембрий, местами палеозой	Докембрий, местами палеозой		Нижний карбон	?

брекчиями, эффузивными и интрузивными порфиритами и кератофирами. Среднелейасовый возраст части свиты устанавливается И. Г. Кузнецовым и В. П. Ренгартемом по находкам фауны ниже горизонтов с вулканогенными породами. Известны проявления угленосности, связанные с верхами вулканогенной свиты. Верхний лейас, начинающийся скоплением почек и конкреций глинистого сидерита с верхнетюарской фауной, залегает трансгрессивно и представлен сланцево-песчаниковой свитой. Здесь также имеются незначительные выходы углей.

Зона Восточного Передового хребта в пределах Кабарды высоко приподнята и образована докембрийскими гранитами и гнейсами. В Северной Осетии, к востоку от Уруха, древний субстрат зоны погружается, и наблюдаются перекрывающие его лейасовые отложения. Здесь



снова на докембрии лежат трансгрессивно тоарские песчаники с линзами ракушечника и сланцы небольшой мощности, а выше — песчаники и значительная толща глинистых сланцев ааленского яруса. Детальные исследования С. С. Кузнецова позволили расчленить эти отложения на горизонты и точно установить их возраст на основании собранной фауны. Лейасовые осадки подобного состава протягиваются полосой севернее Садона через рр. Ардон, Фиаг-Дон, Гизель-Дон до Терека. С юга эта полоса ограничивается выходами доюрского субстрата в районах Фаснала, Садона, Архона, Холста и Джими. Здесь из-под тоарской трансгрессии кое-где выступает вулканогенно-обломочная свита с эффузиями порфиритов и кератофигов, принадлежащая к самым нижним горизонтам лейаса рассматриваемой части Кавказа. Восточнее Фиаг-Дона в этой полосе развиты только ааленские отложения.

Зона Главного хребта представляет собой сложный веерообразный антиклинорий. На большом протяжении от верховьев р. Черка Безенгиевского до Касарского ущелья на р. Ардоне и еще далее на восток, в Дарьяльском ущелье на р. Тереке, в ядре этого антиклинория выступают древние граниты и кристаллические сланцы субстрата. К северу и к югу от этой оси на крыльях антиклинория развиты сильно дислоцированные сланцевые толщи, отложившиеся в зоне Главного хребта. По возрасту — это нижний и средний лейас. Мощности их в этой зоне максимальные, что говорит о геосинклинальных прогибаниях зоны Главного хребта в лейасовое время. Значительное уплотнение, рассланцованность и вообще больший дислокационный метаморфизм отличают породы этой зоны от соседних. Складчатая структура здесь начала формироваться, повидимому, еще в предтоарскую фазу. Но весь широкий пояс складок, рисующийся в настоящее время в виде сложного веерообразного антиклинория, образовался, повидимому, в предкелловейскую орогеническую фазу, так как на севере в нем принимают участие отложения лейаса и доггера, трансгрессивно перекрытые келловеем. Сланцевые отложения зоны Главного хребта на севере и на юге отграничиваются от соседних зон линиями надвигов, плоскости которых падают на севере — к югу, на юге — к северу.

Состав лейасовых отложений к северу и к югу от кристаллической оси почти одинаковый, что свидетельствует об образовании их в одной депрессии. В основном здесь выделяются две свиты — кистинская и циклаурская. Кистинская свита, кроме базального горизонта грубых песчаников и конгломератов, состоит из уплотненных темносерых глинистых сланцев с прослоями и пачками светлых сливных песчаников или кварцитов. Циклаурская свита представлена такими же плотными аспидными сланцами и полосчатыми алевролитами. Общая мощность этих двух свит значительная, до 1500 м. В северной полосе развития этих пород, в основании кистинской свиты наблюдаются углистые, обычно сильно графитизированные прослои. Кроме того, здесь местами развивается вулканогенная свита порфиритов, кератофигов, туфобрекчий и туфоконгломератов, подобно тому, что было описано для более северной зоны, но в значительно менее мощном развитии и с большим уплотнением всех пород. В южной полосе эти фации выражены гораздо слабее. Эффузивные порфириты (и их туфы) встречаются отдельными прослоями как в кистинской, так и в циклаурской свитах. Но зато в южной полосе породы этих свит пересечены огромным количеством лавк диабазов («диабазовый пояс»).

В результате работ Кавказской экспедиции было выявлено самостоятельное фациально-тектоническое значение зоны веерообразного аянтиклинория Главного хребта как структуры, сформировавшейся в предкелловейскую фазу. М. П. Бархатова, В. Н. Фадеев и А. В. Пейве изучили состав, строение и границы южного крыла этой зоны, а последнему из названных исследователей удалось также найти фауну в нижней, кистинской свите.

В следующей к югу зоне южного склона лейасовые отложения занимают две полосы, разделенные огромным синклинием флишевых отложений верхней юры и мела. Так как простирание синклиния (северо-запад — юго-восток) приходится под косым углом к простиранию оси антиклинория Главного хребта, то северная полоса верхнего лейаса, имеющая на востоке большую ширину, к западу постепенно суживается и выклинивается; при этом отдельные горизонты верхнего лейаса срезаются надвигом уплотненных ниже- и среднелейасовых отложений южного крыла Главного антиклинория, флишевый же синклиний, очень сложный и широкий на востоке, суживается, упрощается и приподнимается к западу. В силу этого южная полоса развития лейаса также имеет трехугольную форму с наибольшей шириной на западе в бассейне р. Цхенис-Цхали, и с постепенным выклиниванием к востоку до полного исчезновения в районе г. Они.

Ниже- и среднелейасовые отложения констатированы С. В. Левченко в бассейне р. Цхенис-Цхали, где породы палеозойского субстрата (нижний карбон хребта Ляйла) трансгрессивно перекрыты базальным конгломератом и свитой уплотненных сланцев и песчаников, а выше — мощной (до 1500 м) сланцевой свитой. С. В. Левченко ссылается на находки ниже- и среднелейасовых аммонитов в этих отложениях. Во всяком случае они достаточно сходны с кистинской и циклаурской свитами.

Верхний лейас в бассейне р. Цхенис-Цхали следует согласно над средним и представлен толщей сланцево-песчаниковых пород с конкрециями глинистых сидеритов. Возраст толщи определяется находками аммонитов и иноцерамов. В бассейне р. Риони те же верхнелейасовые отложения выделены под именем сакаурской свиты. Работами А. В. Пейве, М. П. Бархатовой и В. Н. Фадеева достигнуто более детальное расчленение верхнего лейаса в северной полосе его развития. В бассейне Верхнего Ардона выделяются казбекская и гудошаурская свиты, установленные в районе Военно-Грузинской дороги. Казбекская свита представлена плотными черными глинистыми сланцами с частыми прослоями полосчатых серых песчаников. Гудошаурская свита, сложенная почти исключительно одними глинистыми сланцами, имеет огромную мощность. В верхней ее половине встречен горизонт песчаников, в нижних слоях грубозернистых. Выделить здесь тоарский и ааленский ярусы на основании скудных находок фауны пока не удается. Все отмеченные литологические горизонты были прослежены на запад в бассейн р. Верхнего Риона, где А. В. Пейве констатировал постепенное срезание их надвигом среднего лейаса зоны Главного хребта.

За пределами зоны южного склона верхний лейас был выделен в ядрах антиклиналей среди вулканогенной юры Абхазо-Рачинской умеренно складчатой зоны. По наблюдениям А. В. Пейве, верхний лейас в районе г. Они представлен слабо уплотненными прослоями песчаников (онийская свита). В верхней части свиты песчаники даже преобладают над сланцами.

Средняя юра. На северном склоне Кавказа среднеюрские отложения имеют ограниченное распространение, так как в большинстве

случаев они были уничтожены перед келловейской трансгрессией. В бассейнах рр. Баксана и Чегема выделены на основании фауны байос, выраженный толщей глинистых сланцев с конкрециями сидеритов и редкими прослоями песчаников, и свита с преобладанием песчаников над сланцами, условно относимая к бату. Те же ярусы известны и в Садонском районе.

На южном склоне, в зоне, непосредственно примыкающей к главному хребту, к средней юре можно отнести только бусарчилльскую свиту, встреченную В. Н. Фадеевым и М. П. Бархатовой в бассейне Верхнего Ардона. Это — свита глинистых сланцев с частыми прослоями песчаников. Вследствие тектонических усложнений распространение ее очень ограниченное.

С юга к флишевому синклинию примыкает другая полоса отложений средней юры. Это свита полосчатых и черных сланцев с прослоями песчаников и конкрециями и линзами глинистых сидеритов. Уже в бассейне р. Цхенис-Цхали в этой свите (верхи свиты Зесхо, по С. В. Левченко) была замечена примесь туфогенного материала в песчаниках. Эти вулканогенные элементы становятся еще более отчетливыми в рассматриваемой свите в бассейнах рр. Лухунис-Цхали и Сакауры. А. В. Пейве говорит о зеленых туфогенных сланцах и о конгломератовидных туфогенных песчаниках. По более ранним данным И. Г. Кузнецова, здесь развиты также тонкослоистые кристаллические туфы. Все эти породы сильно уплотнены и рассланцованы.

Наконец, в Абхазско-Рачинской и более южных зонах доггер представлен огромной вулканогенно-обломочной свитой, состоящей из потоков порфиритов, туфобрекчий, туфоконгломератов и отдельных пакетов туфогенных песчаников и сланцев. Самая верхняя свита зеленых сланцев и песчаников содержит фауну верхней зоны байоса и бата. Таким образом, вулканогенная свита эквивалентна, главным образом, байосу и отчасти, возможно, верхнему лейасу.

Среднеюрские отложения в области Большого Кавказа всюду залегают согласно на верхнем лейасе. Наиболее характерным для этой эпохи можно считать проявление вулканической деятельности, охватившей главным образом Закавказье. Туфогенные материалы лишь местами проникали в зону южного склона Большого Кавказа и подмешивались к песчано-глинистым осадкам этого времени. В конце среднеюрского времени произошли серьезные пликативные движения, охватившие прежде всего центральную зону Главного хребта, где возникла сложная веерообразная антиклинальная структура. Складки, наклоненные к северу, образовались на восточном продолжении зоны Балкаро-Дигорского хребта и, вероятно, еще севернее, где келловейская трансгрессия покрывает разные горизонты более древних отложений вплоть до докембрия.

Верхняя юра. Изучение верхнеюрских отложений северного склона не входило в задачу Экспедиции, и только келловейские отложения были прослежены аспирантом Н. П. Михайловым в пределах Кабарды. Весь этот ярус представлен пачкой от 2 до 15 м песчаников, иногда грубозернистых, переходящих в конгломераты, и только сверху наблюдается слой красного железисто-оолитового песчаного известняка. Этот слой обычно переполнен фауной. Трансгрессивное залегание, красный цвет и оолитовое строение представляются явлениями, нередко сопутствующими скоплениям бокситообразных продуктов. В этом отношении основание трансгрессивной верхнеюрской свиты заслуживает особого внимания. Такое положение занимает месторождение каолина

на р. Кубани около станицы Красногорской и Малкинское железорудное месторождение. Последнее представляет собой скопления продуктов выветривания древнего змеевикового массива, прикрытые верхнелейасовой, а позднее лузитанской трансгрессией. Производившееся недавно Всесоюзным институтом минерального сырья исследование этой древней коры выветривания на Малке не подтвердило ожидавшегося обогащения ее высокоглиноземистыми продуктами. Все же специальное исследование пород на содержание глинозема в базальных горизонтах верхнеюрских отложений в других районах северного склона Кавказа представляет несомненный интерес.

Малкинское железо-хром-никелевое месторождение, имеющее несомненный промышленный интерес, образовалось также в верхнеюрскую эпоху.

В основном верхнеюрские отложения сложены толщей известняков, образующей в настоящее время Скалистый хребет. Мощность ее очень велика, местами превышает 700 м. Можно считать, что накопление верхнеюрских отложений происходило в постепенно прогибавшейся депрессии, ось которой совпадала со Скалистым хребтом. Эта депрессия была выделена под именем Северокавказской геосинклинали. Вне геосинклинали мощность верхнеюрских отложений заметно уменьшается, например на р. Малке и у Верхнего Чегема.

Среди карбонатных пород верхней юры довольно распространены процессы доломитизации. В отложениях лузитана встречаются толщи нормальных доломитов, могущих иметь практический интерес. В кимеридже наблюдаются очень плотные, слоистые однородные известняки типа воганитов, которые могут получить применение в литографском деле. Еще интереснее битуминозные известняки. В оксфорде битуминозность рассеянная, не более 1.5%, но в кимеридже Балкарии и Северной Осетии встречен горизонт мергелистых горючих сланцев с насыщением битумами до 10% и более. Это уже материал, вполне пригодный как для производства асфальта, так и для дробной перегонки.

Наступление титонской эпохи знаменуется всюду обмелением моря, во многих местах — перерывами, размыванием ранее отложившихся осадков и лагунным режимом. Мощные накопления известняковых брекчий с залежами гипсов характеризуют титонские отложения Скалистого хребта. Красноцветные грубые песчаники и глины с линзами гипсов развиты в титоне бассейна р. Малки. Возврат морских условий с отложением известняков имел место в самом конце титона только в зоне Скалистого хребта. Мощные залежи чистых гипсов в титоне имеют немалое практическое значение по рр. Чегему, Баксану и в районе горы Бермамыт. С тем же горизонтом связаны гипсовые сероводородные источники, из которых Ардонский получил применение на специально устроенном курорте. Следует еще отметить, что глины красноцветной титонской свиты заслуживают испытания в качестве высокоглиноземистого сырья.

В зоне южного склона верхнеюрские отложения выражены флишевой фацией, т. е. мощным накоплением рассланцованных мергельно-известняковых пород с ритмичным чередованием слоев песчаных известняков, мергелей и чистых известняков. Эквиваленты келловейского, оксфордского, лузитанского и кимериджского ярусов встречены только в восточной части флишевого синклиория и только в его северном крыле. По исследованиям М. П. Бархатовой и В. Н. Фадеева, в бассейне верхних притоков р. Ардона переход от сланцево-песчаных отложений средней юры к верхней юре происходит постепенно,

без перерыва, при посредстве млетской свиты. Это — небольшая свита интенсивно черных, иногда листоватых и пачкающих руки глинистых сланцев с огромным количеством тонких прослоев известковистых песчаников и более редкими прослоями мергелей. Выше следует мергельная свита Бахани, состоящая из слоев плотных мергелей, известняков и более мягких рассланцованных мергелей. Реже встречаются песчанистые разности пород, но вся свита является уже существенно карбонатной. В третьей, касарской свите преобладают темные сланцеватые мергели, среди которых наблюдаются более редкие прослои и пачки плотных мергелей и песчанистых известняков. Перечисленные три свиты — млетская, Бахани и касарская — в бассейне р. Ардона имеют меньшие мощности, чем в районе Военно-Грузинской дороги, и прослежены на запад только до Мамисонского перевала. Далее к западу, в бассейне р. Риони, они были размыты перед отложением следующей трансгрессивной свиты, повидимому, эквивалентной титону.

Свита Ципори, прослеженная М. П. Бархатовой и В. Н. Фадеевым в бассейне Верхнего Ардона и на водоразделе между рр. Ардоном и Большой Лиахвой, состоит в основном из слоев крепких известняков с прослоями мергелей. Реже встречаются прослои известняков с органическим детритусом и линзы известняковой брекчии. В бассейне Верхнего Риони и Цхенис-Цхали нижние горизонты свиты Ципори, обогащенные пластами известняковых конгломератов и брекчий с преобладанием мергелей над известняками, были выделены А. В. Пейве в особую базальную свиту титона. В северном и южном крыльях флишевого синклинория эта карбонатная свита с конгломератами трансгрессивно перекрывает разныe горизонты верхнего лейаса и доггера, причем в гальках заключаются известняки и мергели более древних верхнеюрских свит, сланцы, песчаники и туфогенные породы средней юры и лейаса. Большой интерес представляет обнаруженный И. Г. Кузнецовым и позднее изученный А. В. Пейве на горе Ква-Цихе на хребте между рр. Сакаура и Лухунис-Цхали останец верхнеюрских отложений, более древних, чем титон. Здесь из-под базальных конгломератов флишевой толщи титона выступает свита толстослойных известняков с кораллами. Внизу они переслаиваются с туфогенными песчаниками и туфоконгломератами. Интересно отметить, что по южному краю флишевого синклинория дотитонские верхнеюрские отложения имеют уже не флишевую фацию, а переходную к той, что развита еще южнее — в Абхазско-Рачинской зоне.

Верхнеюрские отложения последней, южной зоны лишь отчасти затронуты исследованиями Экспедиции. Работы Н. П. Михайлова проводились на ранее изученных И. Г. Кузнецовым и А. И. Джанелидзе отложениях подзоны Корта. Здесь песчано-мергельно-известковые отложения келловеев с аммонитами согласно следуют за мягкими глинами и песчаниками бата и покрываются коралловыми известняками более высоких горизонтов верхней юры. Ближе к г. Они, вдоль фронтальной линии зоны южного склона, морской байос, бат и большей частью келловей отсутствуют, а массивные коралловые известняки несогласно покрывают порфиритовую свиту средней юры.

В качестве полезных ископаемых верхнеюрские карбонатные породы южного склона применяются мало. Кроме добычи их для каменных строительных материалов, некоторые плитчатые песчанистые известняки, вследствие их однородности, окремнения и вторичной альбитизации, оказываются хорошими абразивами и идут на изготовление точильных камней и брусков. Некоторые мергельные горизонты могли бы дать

сырье для изготовления порландских и романских цементов. Коралловые известняки Абхазско-Рачинской зоны широко применяются для обжига на известь.

Палеогеографические условия накопления верхнеюрских отложений в зоне южного склона значительно отличались от условий седиментации в Северокавказской геосинклинали. Здесь также существовала медленно прогибавшаяся депрессия, но она отличалась большей мобильностью и сопровождалась с севера, и с юга еще более мобильными узкими геосинклинальными зонами. Периодически возникавшие в этих последних зонах кордильеры или цепи островов давали тот терригенный материал, который обычно подмешивался к карбонатным осадкам геосинклинали. Постоянные колебательные движения во всех этих зонах объясняют проявление той замечательной ритмичности в чередовании слоев разного состава, которая представляется характерной особенностью флишевой фации.

Движения предтитонской фазы имели особенно значительную амплитуду не только вдоль кордильер, но и во всей западной части флишевой геосинклинали. Выдвинутая из-под уровня моря часть геосинклинали к западу от меридиана Мамисонского перевала подверглась процессам энергичной эрозии, уничтожившим отложения верхней юры от келловеев до кимериджа, а местами и более древние осадки. Базальные слои титонской трансгрессивной свиты включают обломки всех этих размытых пород.

Мел. Нижний мел. Нижнемеловые отложения северного склона Большого Кавказа изучены хорошо и на основании обильной фауны легко расчленяются на ярусы. Небольшая свита известняков составляет самый нижний, валанжинский ярус. Все остальные ярусы представлены песчано-глинистыми осадками. Нижнемеловые отложения занимают невысокие предгорья Скалистого хребта и протягиваются на северо-запад до г. Кисловодска. Практическое применение пород нижнего мела до сих пор ограничивается только выломкой известняков для построек. Между тем, в окрестностях г. Нальчика, в верхних горизонтах апта встречаются мощные залежи чистых кварцевых песков, пригодных для стекольного производства. В этом же горизонте, а также в нижнем альбе окрестностей Кисловодска и Нальчика находятся пласты темно-зеленого песчаника, насыщенного глауконитом. При обогащении глаукониты могут получить применение как смягчители жестких вод и как материал в красочном деле. Наконец, имеется указание на присутствие в нижнем апте и в нижнем альбе окрестностей Нальчика двух горизонтов фосфоритов. Практическое значение их до сих пор остается непроверенным.

Нижнемеловые отложения зоны южного склона представлены огромной сланцевой толщей пород, частью относящейся к фации флиша. Нижняя часть литологически представляет большое сходство с верхнеюрским карбонатным флишем. В бассейне р. Большой Лиахвы М. П. Бархатова и В. Н. Фадеев, в согласии с данными И. Г. Кузнецова, выделяют три мощные свиты (в сумме до 1200 м), по видимому все относящиеся к валанжину, — черную мергельную, багиатскую и Ванели. Первая свита состоит из черных, частью сланцеватых мергелей с частыми прослоями песчаников и редкими и довольно мощными пластами известняка. Багиатская свита представлена толстыми слоями то темных, то светлых мергелей с прослоями известковистых песчаников и известняков, иногда кремнистых. Наконец, в свите Ванели в основном развиты темные мергели с довольно толстыми прослоями песчаников и

более редкими пластами известняка. Встречаются пачки глинистых сланцев. Скучные палеонтологические находки говорят в пользу валанжинского возраста всех трех свит. Из бассейна Большой Лиахвы те же свиты были протянуты на запад в бассейн Верхнего Риони. На востоке в районе Военно-Грузинской дороги, они, повидимому, скрываются вследствие тектонических усложнений.

Следующие ярусы нижнего мела — готеривский, барремский и аптский — представлены терригенными песчано-глинистыми осадками. Здесь М. П. Бархатова и В. Н. Фадеев выделяют пасаурусскую свиту глинистых сланцев с частыми прослоями и мощными пластами песчаников и почти чисто-сланцевую свиту Дгнали. В результате исследования в 1940 г. явилась возможность подтвердить постоянство этих свит от района Военно-Грузинской дороги на востоке через Большую Лиахву до долины Риони на западе.

Описанными нижнемеловыми свитами выполнен флишевый синклиниорий, особенно широкий на востоке, в бассейне Большой Лиахвы, где развивается сложная мелкая складчатость. Ближе к южной границе флишевой зоны появляются и самые верхние горизонты нижнего мела — альбская свита Павлеуди, представленная в бассейнах рр. Пхаца-Дон и Джорджора пестрыми аргиллитами с тонкими прослоями песчаников.

В области развития нижнемелового флиша практический интерес могут представить, главным образом, многочисленные минеральные источники, богатые углекислотой, то известковые, то солено-щелочные. На некоторых из них оборудованы курорты (Шови, Уцери). Гидрогеологическими отрядами Кавказской комплексной экспедиции — А. М. Овчинникова и М. И. Врублевского — собран большой материал для характеристики этих источников.

Верхний мел. Хорошо изученные отложения верхнего мела на северном склоне представлены небольшой свитой слоистых известняков и мергелей, слагающих узкую полосу в предгорьях. Практический интерес эти породы получают при обжиге на известь (завод близ Налъчика) и как материал для приготовления романских и искусственных портландских цементов. Соответствующие испытания уже давно были поставлены в Налъчике, в окрестностях Кавказских Минеральных вод, у Алагира и Дзауджикау. Можно еще отметить, что трещиноватые верхнемеловые известняки являются водоносным горизонтом, дающим наилучшую на Северном Кавказе питьевую воду.

В зоне южного склона верхнемеловые отложения в флишевой фации были выделены узкой полосой вдоль фронтальной линии. Они легко расчленяются на ряд характерных свит, что позволило дешифрировать все детали очень сложной тектоники этой части зоны. Среди пород обращает на себя внимание в сенманской свите горизонт черных силицитов или фтанитов. В технике эти породы, состоящие из почти чистого кремнезема, могут представить интерес.

Палеогеографические условия образования осадков в нижне- и верхнемеловое время представляются в виде двух геосинклинальных зон, в которых шло накопление особенно мощных осадков, наблюдаемых в полосе северных предгорий Кавказа и на его южном склоне. Все промежуточное пространство, соответствующее современному Главному хребту, принадлежало к зоне с геоантиклинальными тенденциями, т. е. здесь накопление осадков шло медленно, и периодически возникали острова, размывание которых питало терригенными материалами обе геосинклинали, но главным образом южную. Северная геосинклиналь в нижнемеловое время большую часть материалов могла получать с севера.

В южную геосинклинали обломочные материалы с юга попадали лишь эпизодически и то, начиная лишь с сеномана, в отложениях которого констатированы осколки порфиринов, столь характерных для юрских отложений Закавказья.

Следов пликативных тектонических движений в течение меловой эпохи не улавливается, но следует отметить широко распространенную нижнетуронскую регрессию. В Северокавказской геосинклинали в это время происходит размыв не только части сеноманских отложений, но иногда и более глубоких горизонтов. Следующая трансгрессия всюду наступает одновременно — в верхнетуронское время.

Третичный период

Палеоген. В связи с проблемой нефтеносности изучение палеогеновых отложений Кавказа составляло особую задачу в программе работ Экспедиции. Здесь следует отметить лишь то, что в эоценовом бассейне северного склона отлагались карбонатные мергельные осадки (фораминиферовая свита). Соотношение между карбонатами, с одной стороны, и глиноземом и кремнеземом, с другой, подвержено колебаниям в различных слоях, но выделяются горизонты, где это соотношение вполне соответствует сырью для натуральных порландских цементов. Вопрос о возможности поставить такое производство в окрестностях г. Нальчика может считаться достаточно разработанным.

Другое полезное ископаемое в палеогене Северного Кавказа связано с проявлениями вулканической деятельности в весьма отдаленных районах, быть может даже в Закавказье. Пемзовый вулканический пепел, приносившийся ветром и выпадавший среди морских осадков, подвергался глубоким изменениям при подводном выветривании (в процессах гальмиролиза). В результате, в окрестностях г. Нальчика в нижнем горизонте эоцена образовался 10-метровый пласт «нальчикина» — исключительно эффективного адсорбента типа флоридина или фуллеровой земли. Современное использование месторождения недостаточно. На основании произведенных всесторонних исследований нальчикинов выяснилась необходимость практических мероприятий для широкого внедрения этого вещества в процессы очистки керосина, смазочных масел, автола, парафина и других нефтяных продуктов, для регенерации трансформаторных масел в электротехнической промышленности, для очистки растительных масел, для удаления мыла в производстве маргарина, для поглощения газов в формовочном деле и т. д.

Изучение палеогеновых отложений в зоне южного склона имело другое значение. Детальное расчленение эоцена в бассейнах рр. Пхаца-Дон и Грамулы, произведенное М. П. Бархатовой и В. Н. Фадеевым, позволило разобрать чрезвычайно сложное чешуйчатое строение прифронтальной полосы зоны южного склона. Здесь в восходящей последовательности выделены: 1) грубообломочные брекчии из кусков среднеюрских порфиринов и верхнеюрских известняков, 2) песчаные известняки и мергели с нуммулитами, пектенами и устрицами, 3) туфогенные песчаники и 4) чередование очень тонких слоев черных глин и песчаников с углистыми растительными остатками. Эти четыре легко отличимые свиты пород, многократно повторяясь в крутопадающих тектонических чешуях, образуют самостоятельную подзону так называемых хаетинских фаций вдоль фронтальной линии. От автохтонных фаций Абхазско-Рачинской зоны и от флишевых фаций более северных частей зоны южно-

го склона рассматриваемая подзона отделяется линиями крупных надвигов, по отношению к которым упомянутые чешуи кахетинских фаций занимают косое положение. Подобные соотношения наблюдались в узкой прифронтальной зоне от р. Большой Лиахвы на востоке до р. Лухунис-Цхали на западе. Особенной неожиданностью явилось нахождение А. В. Пейве чешуй эоценовых брекчий и мергелей в бассейне р. Сакауры, где они располагаются между среднеюрской порфиритовой толщей и верхнелейасовой сакаурской свитой зоны южного склона. Это прочно устанавливает положение важной линии разлома, являющейся ограничением с юга зоны южного склона.

Палеогеографическая обстановка палеогенового времени в области Большого Кавказа мало отличалась от той, которая была намечена для верхнемелового времени. Только местные источники терригенных материалов постепенно приобретали все большее и большее значение. На северном склоне развивались своеобразные флишевые фации палеоцена, а ко времени отложения майкопа осадки уже целиком получили терригенный характер. На южном склоне характер отложений палеогена определился резко поднявшейся кордильерой как раз по границе зоны южного склона и Абхазско-Рачинской умеренно-складчатой зоны. Энергичное размывание этой кордильеры давало материал для прибрежных отложений — мощных мантий обломков верхнеюрских известняков и среднеюрских порфиритов.

Неоген. Из сложной геологической истории Большого Кавказа в неогеновое время здесь придется коснуться лишь немногих фактов. В миоценовое время на месте современной горной области возникает гористая суша, так как в чокракских отложениях северных предгорий и на Куринско-Рионской депрессии впервые появляются галечники из пород Большого Кавказа. Это — выносы горных рек на предгорные равнины. В течение миоцена и особенно плиоцена многократно происходят подъемы горной области, и каждый раз на периферии образуются соответствующие мантии галечников и суглинков. Диастрофические процессы, охватывающие всю складчатую систему Кавказа, отражаются на периферии угловыми несогласиями между упомянутыми покровами обломочных отложений. Таким образом, устанавливается ряд тектонических фаз в конце миоцена и особенно в плиоцене.

В неогеновое время в горной области господствовали процессы денудации. Состав галек в отложениях сармата, меотиса и различных горизонтах плиоцена указывает на последовательность, в которой в Главном хребте вскрывались все более и более древние отложения. Таким путем можно установить также верхние пределы появления некоторых эффузивных и интрузивных пород.

Вулканические процессы получают широкое развитие в плиоценовое время в целом ряде пунктов Центрального Кавказа. О новейших интрузиях и связанной с ними металлогении говорится особо, здесь следует остановиться на эффузиях. Энергичная эрозия уничтожила большую часть плиоценовых вулканических аппаратов. Сохранились их корни в виде даек андезитов, выносы обломков лав в акчагыльских и апшеронских континентальных отложениях и, наконец, скопления пемзовых пеплов в тех же отложениях. Наиболее интересной является обширная область проявления вулканической деятельности в апшеронское время в окрестностях Нальчика. Здесь на площади в сотни квадратных километров образовался покров липаритовых туфов и лав, мощностью до 400 м. Кроме применения твердых туфов в качестве каменных строи-

тельных материалов, особенный промышленный интерес представляют рыхлые пемзовые пеплы, составляющие нижние горизонты вулканогенной толщи. Они разрабатываются в окрестностях Нальчика для изготовления пемзо-пепловых блоков, как гидравлические добавки к цементам (пуццолановые цементы) и как сырье для выплавки стекла.

Четвертичный период

В четвертичное время происходило, главным образом, формирование рельефа горной страны. Усиление эрозии при подъемах области и накопление обломочных продуктов в долинах при остановках подъема или при опусканиях ведут к террасированию склонов долин. Специальные отряды Экспедиции занимались изучением рыхлых четвертичных отложений в долинах и выяснением закономерностей в распределении россыпных месторождений золота, олова и других редких элементов.

Вулканические проявления четвертичного времени выразились нагромождениями андезитовых лав в районах Казбека (несколько центров), Эльбруса, Кюген-Кая, Чегет-Джора, Кельского плато, в Джавском районе и пр. Андезиты широко применяются как строительный камень, а некоторые разновидности (в Казбекском районе) добывались для химических заводов в качестве кислотоупорного материала. Рыхлые продукты четвертичных извержений в виде пемзовых пеплов образуют иногда скопления среди террасовых и делювиальных отложений и могут получить применение в строительном деле как гидравлические добавки к пуццолановым цементам (Баксан).

2. ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ, СВЯЗАННЫЕ С ОСАДОЧНЫМИ ПРОЦЕССАМИ

В сделанном выше историческом обзоре геологических факторов, влиявших на ход седиментационных процессов, уже были подчеркнуты те обстоятельства, которые способствовали появлению месторождений полезных ископаемых в Центральном Кавказе. При этом наметились и определенные закономерности в их появлении, их связь с фациями осадков, с определенным сочетанием палеогеографических условий. Здесь имеются в виду полезные ископаемые, сингенетичные с вмещающими породами, главным образом из категории неметаллических. Обширная группа рудных металлических месторождений, генетически связанных с магматическими, поствулканическими и гидротермальными процессами, рассматривается особо. Ниже приводится перечень минеральных ресурсов первой группы для Центрального Кавказа, сопоставленный по фациально-тектоническим зонам.

Зона предгорий. Сложенная меловыми и третичными отложениями зона предгорий Северного Кавказа занимает особенно выгодное экономическое положение по своей доступности и по наличию крупных населенных пунктов и путей сообщения. Поэтому здесь важное экономическое значение приобретает массовая эксплуатация некоторых горных пород в качестве строительных материалов и подсобного сырья для промышленности, в частности строительные вулканические туфы и пемзовые пеплы окрестностей Нальчика; широко распространенные известняки, цементные мергели и кирпично-черепичные глины; материалы для производства стекла в виде чистых кварцевых песков (в окрестностях Нальчика) и богатых кремнеземом и щелочами нальчикских пемзовых пеплов и трахитов Бештаугорья; нальчикины как

первоклассные адсорбенты и формовочное сырье; глауконит в районах Кисловодска и Нальчика; наконец, залежи фосфоритов, практическое значение которых, впрочем, еще не проверено. К этому перечню следует добавить уже известные месторождения горючих газов (Молгабек, Ставрополь) и перспективы нахождения новых газоносных, а может быть и нефтеносных площадей ближе к городам и к промышленным центрам.

Зона Скалистого хребта. Скалистый хребет, сложенный известняковыми толщами верхней юры, имеет уже рельеф горной области, но он рассечен рядом крупных рек, берущих начало в Главном хребте. По долинам этих рек проложены автомобильные дороги, и весь хребет разбивается на отдельные массивы, доступные со стороны дорог. Ввиду этого для зоны Скалистого хребта можно также говорить о практическом использовании некоторых осадочных пород, к которым следует отнести: различные известняки (известковый завод у г. Дзауджикау), литографский камень (Чегем), доломиты, мощные залежи гипса (алебастровые ломки по Чегему, Баксану и на горе Бермамыт), очень ценные горючие битуминозные известняки (Черек и Урух), железо-хром-никелевое месторождение на Малке, каолины станицы Красногорской и верховьев Подкумка. Кроме того, возможно нахождение еще более интересного высокоглиноземистого сырья среди титонской лагунной свиты и в базальных слоях всей толщи трансгрессивной верхней юры. Следует подчеркнуть особенный интерес проблемы специальной металлургии на Малке. Вполне актуальным является также создание асфальтового и ихтиолового завода на базе битуминозных мергелей кимериджа, открытых И. Г. Кузнецовым, а в последнее время обнаруженных в более доступных местах на р. Урухе.

Область верхнелейасовых сланцев на субстрате верхнего докембрия. В бассейнах рр. Малки, Баксана и Чегема развита трансгрессивная верхнелейасовая свита глинистых сланцев и песчаников, лежащих на верхнем докембрии и отчасти на нижнем палеозое. Наибольший интерес в этой области представляют каменные угли, разрабатываемые в низовьях р. Кестанты и у с. Былым на Баксане и констатированные в виде пласта с промышленной мощностью на р. Чегеме в устье р. Джора. Возможно продолжение угленосности в тех же тсарских отложениях по р. Гижгит. Скопления конкреций глинистого сидерита в некоторых горизонтах верхнелейасовых отложений по р. Чегему и в бассейне р. Малки, возможно, могли бы послужить дополнительным железорудным сырьем при создании металлургического предприятия на базе железо-хром-никелевого месторождения на Малке.

Тырны-Аузская зона. Не касаясь рудных месторождений сложно построенной Тырны-Аузской зоны, надо упомянуть о примыкающих к ней белых кварцитах верхнего докембрия по р. Чегему (которые могут представить интерес как огнеупорный материал для производства динаса) и о красных конгломератах и песчаниках нижней перми, которые являются золотоносными в северо-западном Кавказе. В районе Тырны-Ауза, в зоне контакта гранитной интрузии, лейасовые сланцы обогащены андалузитом. Будет уместным отметить также, что среди древнейших докембрийских пород в более южных зонах под непосредственным контактным воздействием гранитных интрузий возникли целые свиты силлиманитовых и андалузитовых сланцев.

В виду того, что эти алюмосиликаты в настоящее время признаются сырьем, пригодным для получения алюминия, возникает проблема изучения этих месторождений и способов получения нужных концентратов.

Центральная область юрских сланцев. В среднем течении рр. Чегема, Черекон, где мощно развиты песчано-глинистые отложения нижнего, среднего и верхнего лейаса, признаки угленосности еще не могут считаться проверенными в практическом отношении. Также только условно в числе полезных ископаемых этого района можно назвать горизонты в тоарской свите, переполненные конкрециями глинистого сидерита.

Дигорский хребет и область его восточного погружения. К востоку от р. Уруха, на продолжении Дигорского хребта, где его кристаллический субстрат выступает лишь небольшими выходами, сланцево-песчаниковые отложения верхнего лейаса не обнаруживают сколько-нибудь концентрированной угленосности. Углистые сланцы в Джерахской долине в Ингушетии при разведке дали слишком зольное горючее. В основании вулканогенной свиты нижнего лейаса встречаются прослойки угля, превращенного в антрацит (Архон-Дон). Сложные тектонические смятия в местах выходов этого угленосного горизонта пока не позволяли проверить его практическую ценность. В базальных слоях тоарской свиты в бассейне р. Айгамуги-Дон С. С. Кузнецов обнаружил включения каолина. Пласт имеет изменчивую мощность от 1 до 6 м и не дает чистого продукта.

Зона Главного хребта. В ядре главного антиклинория из-под нижнелейасовых сланцев выступает древний кристаллический субстрат, занимающий особенно широкую полосу к западу от перевала Штулу. Здесь эти породы слагают труднодоступную, покрытую вечными снегами область; поэтому нахождение, например, силлиманитовых и андалузитовых сланцев пока не представляет практического интереса. В Касарском ущелье р. Ардона среди метаморфических пород известны пачки белых крупнокристаллических мраморов, подвергавшихся разработке. В нижних горизонтах лейасовой свиты по рр. Фиак-Дону, Гизель-Дону, Генал-Дону и Тереку прослеживается горизонт с пропластками графитизированных сланцев, происшедших из угольных пластов путем дислокационного метаморфизма. Как горючее они уже не пригодны, но были попытки разрабатывать их на графитовую массу для формовочного дела. В некоторых местах удачное сочетание квиважа и слоистости аспидных сланцев придает им свойства кровельных сланцев, т. е. способность раскалываться на тонкие ровные плитки, без излома пробивающиеся гвоздями. Эксплуатация подобных кровельных сланцев производится на Тереке у Нового Ларса. С циркуляцией водных растворов связано образование среди лейасовой (сланцево-песчаниковой) толщи кварцевых жил с друзами горного хрусталя (окрестности с. Казбек). Испытание кристаллов из этих месторождений пока не дало материала, вполне пригодного как пнезо-кварц. В том же Казбекском районе разрабатывались некоторые разновидности андезитовых лав для выделки кислотоупорных камней.

Зона южного склона. Сланцевые и флишевые отложения южного склона заключают мало сингенетических полезных ископаемых. Некоторые разновидности мергелей верхнеюрской и нижнемеловой свит по своему составу отвечают сырью для портландских и романских цементов; но высокогорный рельеф и бездорожье не благоприятствуют развитию здесь этого производства. Окремненные, альбитизированные

или тонкопесчанистые разности известняков применяются населением для изготовления точильных камней. Особенно хороши в этом отношении верхнеюрские плитчатые известняки в окрестностях с. Коби по Военно-Грузинской дороге. В самой южной полосе флишевой зоны, среди верхнемеловой свиты пород, встречаются однородные плотные скрытозернистые известняки, пригодные для изготовления литографских камней. Были сделаны попытки их разработки по р. Арагве близ Ананура и Жинвани, но трещиноватость, связанная со сложной тектоникой, видимо, сильно снижала качество материала. В этих же местностях в сеномане встречаются мощные пласты силицита или фтанита, могучего получить техническое применение как чисто кварцевый материал.

Полезные ископаемые Абхазско-Рачинской и более южных зон здесь не рассматриваются, так как изучение этой области не входило в программу работ Экспедиции.

Сделанный выше обзор минеральных ресурсов Центрального Кавказа в части неметаллического сырья ясно указывает на зональное распределение месторождений. Именно, громадное большинство неметаллических полезных ископаемых приурочено к северным предгорьям Кавказа и к Скалистому хребту, что как раз и является особенно благоприятным для их использования. Кроме нефти и газов, здесь имеются, главным образом, разные виды строительных материалов и подсобного сырья. Самостоятельный интерес имеют нальчикины эоцена и битуминозные известняки киммериджа. В горной области на первый план выдвигаются поиски месторождений каменного угля и алюминиевого сырья.

3. ТЕКТОНИКА

(Основные черты структуры Центрального Кавказа)

Тектонические зоны и их особенности

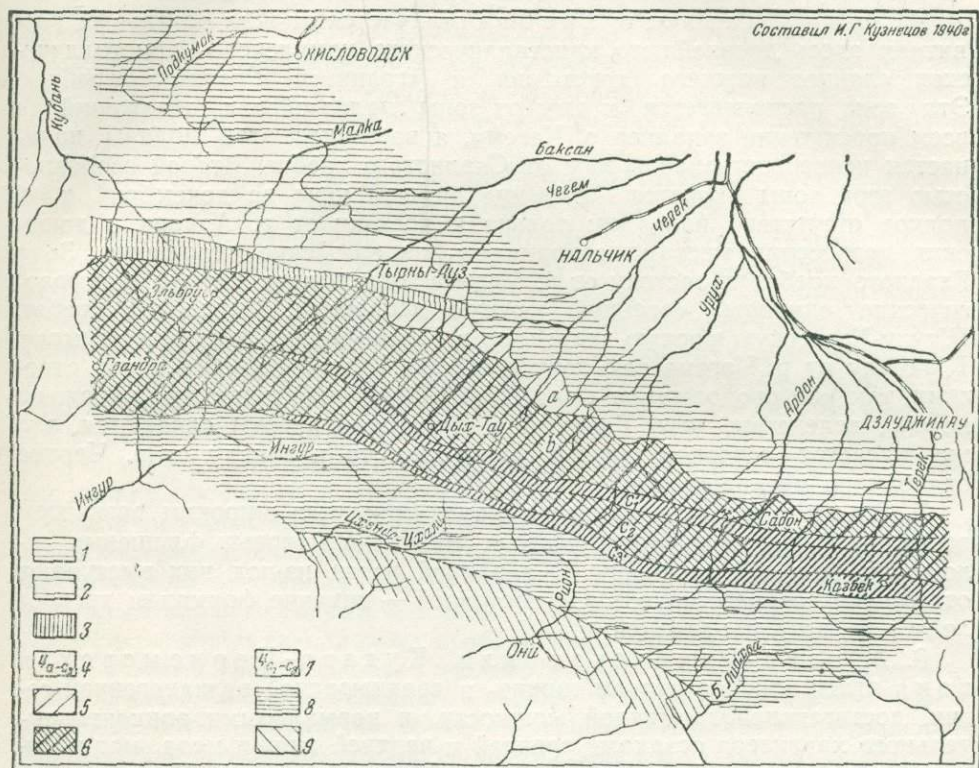
По направлению с севера на юг в пределах той части Центрального Кавказа, которая охвачена работами Кавказской экспедиции, выделяются следующие тектонические зоны: 1) зона Скалистого хребта и прилегающих к нему предгорий; 2) зона верхнего докембрия, 3) Тырны-Аузская зона (или зона палеозойских осадков), 4) зона Главного хребта, 5) зона южного склона и 6) Абхазо-Рачинская (Кударо-Черноморская) зона (см. фиг. 1).

1. Зона Скалистого хребта сложена в основном верхнеюрскими и меловыми осадочными породами; они полого наклонены на северо-восток, образуя в западной части рассматриваемого участка едва уловимую мелкую волнистость, а в восточной более отчетливую складчатость, в общем спокойную и лишь местами осложненную продольными разрывами. В центральной части зоны Скалистого хребта имеют некоторое развитие верхнетретичные — четвертичные эффузивы. Никаких интрузивных проявлений мезозойского или кайнозойского периодов здесь не известно; эпигенетические рудопроявления отсутствуют.

В центральном секторе эрозией вскрыты из-под верхнеюрских отложений древние кристаллические породы — серпентиниты среднего течения р. Малки, граниты Аlikоновки и Эшкакона.

2. Зона верхнего докембрия охватывает область между подножьем Скалистого хребта на севере и зоной палеозойских отложений на юге. Она прослеживается вдоль Кавказа только на запад от долины р. Чегема, тогда как к востоку от этой долины она скрыта под

юрскими и более молодыми отложениями; наибольшей ширины она достигает по рр. Малке и Кубани. Характерной особенностью зоны является широкое развитие кристаллических сланцев верхнего докембрия. Последние интенсивно дислоцированы: образуют систему складок, осложненных мелкой складчатостью и разрывами. В местных зонах погружения (синклиналях или грабенах) обнажаются кембрийские и силурийские отложения (бассейн Баксана, средняя Малка) и лишь частично — верхнепалеозойские осадки (верхняя Кубань). Пенепленизированная



Фиг. 1. Схема тектонических зон Центрального Кавказа.

1 — зона Скалистого хребта; 2 — зона верхнего докембрия; 3 — зона Тырны-Аузская; 4 — зона Главного хребта; 5 — подзона Северной депрессии; 6 — подзона Дигорского хребта; 7 — подзона Главного антиклинория; 8 — зона южного склона; 9 — зона Абхазо-Рачинская.

поверхность комплекса докембрийских и палеозойских отложений перекрыта трансгрессивной серией нижнеюрских, весьма слабо дислоцированных отложений. Последние, будучи наклонены к северу, постепенно скрывают под собой в этом направлении древние образования вместе с подчиненными им интрузивами; по направлению же к югу нижнеюрские отложения сохраняются лишь отрывками на высоких частях водоразделов между поперечными долинами Северного Кавказа.

3. Тырны-Аузская зона представляет узкую полосу, сложенную, в основном, отложениями среднего и верхнего палеозоя. Она прослеживается от р. Чегема к западу далеко за пределы Центрального Кавказа; ее ширина не превышает на востоке 2—3 км, в центральном

секторе — на меридиане Эльбруса — 3—5 км, в долине же р. Кубани зона расширяется. Кроме среднего и верхнего палеозоя, здесь сохранились в виде тектонических клиньев нижнепалеозойские метаморфические сланцы, в редких случаях — нижнеюрские осадки. Морфологически эта зона, особенно в центральной и западной частях, представлена высоким хребтом, сложно изрезанным речной системой. Тектонически — это одна из наиболее сложно построенных зон на Кавказе и во всяком случае самая сложная зона на Северном Кавказе. Весьма разнообразны здесь по возрасту, по фациям и по составу проявления вулканизма.

4. Зона Главного хребта отличается от всех остальных развитием здесь древнейшего кристаллического комплекса — кристаллических сланцев нижнего докембрия и «гранитов Главного хребта». Эта зона располагается к югу от зоны палеозойских отложений на всем протяжении западнее р. Чегема, а восточнее этой долины начинается непосредственно к югу от Скалистого хребта. Второй особенностью этой зоны является налегание нижней юры на докембрий, т. е. полное отсутствие палеозоя; только к востоку от р. Ардона в доюрских депрессиях местами сохранились палеозойские отложения. Зона Главного хребта к востоку от р. Чегема охватывает четыре морфологические единицы: северную юрскую депрессию, Передовой хребет, Штулу-Харесскую юрскую депрессию и Главный хребет в узком смысле. К западу от р. Чегема всю зону занимает Главный хребет с его отрогами, так как продолжение сюда Штулу-Харесской депрессии выражено неясно, вследствие чего Главный и Дигорский хребты сливаются, что же касается северной юрской депрессии, то к западу от р. Чегема она быстро прекращается.

5. Зона южного склона характеризуется широким развитием весьма интенсивно дислоцированных юрских и меловых флишевых отложений большой мощности. В западной части из-под них выступают отложения среднего палеозоя, в восточной — никакие формации древнее лейаса не вскрыты эрозией.

6. Абзахо-Рачинская или Кударо-Черноморская зона отличается развитием ниже- и среднеюрской вулканогенной серии, достигающей громадной мощности, и нормальными эпиконтинентального характера осадками средней и верхней юры и мела, мощность которых по сравнению с флишевой зоной очень невелика. Здесь же появляются нижние и верхнетретичные нормальные осадки. Все отложения относительно слабо дислоцированы.

Первая и последняя из перечисленных зон лишь частично затрагивались работами Экспедиции, более же северные и более южные зоны располагаются за пределами работ Экспедиции и потому в данном отчете совсем не рассматриваются.

Как видно из сказанного о тектонических зонах, в основу выделения в самостоятельные тектонические единицы положены особенности в стратиграфическом разрезе. Эти особенности, как будет видно из дальнейшего, являются следствием в некотором смысле самостоятельного исторического развития геологических процессов в каждой из выделяемых зон; направление геологических и, в первую очередь, тектонических процессов в выделяемых зонах-полосах было неодинаковое. Дальнейшим следствием указанной особенности являются и особые формы тектоники, и различные по времени и по форме проявления магматические процессы, а стало быть и различия в процессах минерогенеза — в металлогении. Таким образом, здесь имеется совокупность характер-

ных геологических черт, которые должны быть положены в основу выделения некоторых полос исследованной территории в самостоятельные тектонические зоны.

Границы между тектоническими зонами, за исключением одного случая, весьма резкие. Особый случай представляет граница между зоной Скалистого хребта и смежными к югу зонами. Зона Скалистого хребта включает в себя всю область распространения верхнеюрских и покрывающих их меловых и, частично, третичных отложений; так как залегающий в основании толщи верхнеюрских известняков келловей лежит трансгрессивно на более древних отложениях, причем по направлению к юго-востоку верхней юрой последовательно перекрываются все более и более южные зоны, то в современной структуре Кавказа приходится выделять докелловейские структуры и особо выделять зону Скалистого хребта, включающую в себя келловейские и более молодые отложения, как слагающие более молодую и более простую структуру.

На протяжении от р. Малки до р. Чегема верхнеюрские отложения Скалистого хребта покрывают различные части (может быть подзоны) зоны верхнего докембрия; по р. Чегему под ними скрывается вся Тырны-Аузская зона, а от р. Чегема до р. Терека они перекрывают то самую северную, то вторую с севера подзону зоны Главного хребта. Таким образом, за южную границу зоны Скалистого хребта принимается подножие этого хребта, или, что то же, линия выхода на поверхность трансгрессивного яруса келловей. Все остальные границы между тектоническими зонами являются тектоническими — это линии крупных дизъюнктивных нарушений.

Границы между зоной верхнего докембрия и Тырны-Аузской, а также между последней и зоной Главного хребта представляют круто падающие разрывы типа сбросов. В обоих случаях по ним приведены в соприкосновение различные геологические формации: средне- и верхнепалеозойские отложения Тырны-Аузской зоны с верхним докембрием, покрытым верхним тоаром смежной с севера зоны, и с нижними докембрием и «гранитами Главного хребта» зоны, смежной с юга.

За южную границу зоны Главного хребта принимается линия круто падающего надвига среднего лейаса, слагающего южное крыло Главного антиклинория, на верхнелейасовые отложения, подстилающие карбонатные флишевые свиты южного склона.

Южная граница флишевой зоны представлена так называемым южным фронтальным надвигом, приводящим в соприкосновение юрские и меловые отложения флишевой зоны с юрской порфиритовой серией, титано-неокомскими известняками, верхнемеловыми и нижнетретичными отложениями Абхазо-Рачинской зоны; местами вдоль зоны разлома наблюдаются остатки третичных и меловых отложений Кахетинской зоны; по направлению к юго-востоку эта последняя приобретает и самостоятельное значение.

Внутренняя структура тектонических зон

1. Зона Скалистого хребта построена проще всех остальных зон на Северном Кавказе. В западной части рассматриваемого сектора Центрального Кавказа — по рр. Кубани и Малке и, пожалуй, по Баксану — зона Скалистого хребта представляет типичную моноклираль среднего простиранья около 295° и с падением на северо-северо-

восток под углом в $6-8^\circ$; третичные отложения в зоне предгорий нарушены еще слабее; имея, примерно, такое же простирание, они наклонены на северо-восток под углом $1-2^\circ$. По направлению к юго-востоку угол наклона верхнемезозойских и третичных отложений быстро увеличивается: в центре он достигает уже $15-20^\circ$, в западной части Осетии $40-45^\circ$, а восточнее доходит до $80-90^\circ$. Верхнеюрские и меловые отложения обнаруживают все более отчетливо выраженную, хотя и простую складчатость, увеличивается роль разрывов, что особенно резко сказывается в восточной части Осетии и по р. Тереку. При этом, в противоположность указанному выше пологому залеганию третичных отложений между рр. Кубанью и Баксаном, в восточной части отрезка третичные отложения обнаруживают более крутое падение, чем мезозойские: по р. Тереку они стоят вертикально и даже опрокинуты на север; в смежных частях между Кабардинской АССР и Осетией они собраны в несколько широких пологих складок.

2. Зона верхнего докембрия. По характеру тектонических нарушений ниже- и среднеюрских отложений эта зона очень близка к той, что рассмотренной и по существу должна представлять собой вскрытые молодой эрозией сложные доюрские структуры, продолжающиеся под верхнемезозойскими отложениями и севернее, т. е. в пределах зоны Скалистого хребта. Резкой границы между двумя северными зонами стало-быть нет. Развитие структуры со времени нижнеюрской трансгрессии происходило все время, структура последовательно усложнялась, а потому установление границы между двумя северными зонами по стратиграфическому горизонту и, кроме того, только в пределах сохранившихся от эрозии верхнемезозойских отложений является крайне условным. Если в той части зоны Скалистого хребта, которая расположена западнее долины р. Чегема, на фоне пологой моноклинали наблюдаются лишь исключительно редкие и притом ничтожной амплитуды разрывы, то в зоне верхнего докембрия, в части, касающейся ее нижнеюрской покрывки, разрывы являются уже весьма существенным фактором, усложняющим внутреннюю ее структуру.

Как показали детальные исследования угленосных площадей Хумаринского района, верхнего Подкумка, района с. Былым по р. Баксану и с. Актопрак по р. Чегему, нижнеюрские отложения местами буквально перебиты сбросами с амплитудой от нескольких метров до нескольких десятков метров; отдельные же нарушения, например сброс между маринской и хумаринской свитами по Кубани и в верховьях Подкумка, затем сброс, приведший в соприкосновение нижнюю юру и докембрий по Ингушли у минерального источника, имеют амплитуду, измеряемую сотнями или даже многими сотнями метров. В некоторых случаях удается установить возраст сбросов. Так, крупный упомянутый разрыв по Кубани и в верховьях Подкумка не затрагивает ааленских отложений, перекрывающих оба размытые его крыла, а нарушения в нижнеюрских отложениях района с. Актопрак по р. Чегему распространяются не только на среднеюрские, но и на верхнеюрские отложения.

Бесконечно сложнее внутренняя структура зоны верхнего докембрия в части ее доюрского основания. Эта сложность выражается в следующем.

1) Метаморфические сланцы верхнего докембрия интенсивно складчатые: крутые, местами изоклинальные и опрокинутые складки осложнены складками второго и более высоких порядков до плейчатости включительно.

2) В крупных депрессиях характера синклиналей или грабенных среди верхнего докембрия сохраняются местами нижне- и среднепалеозойские слабее метаморфизованные породы (средняя Малка выше и ниже Хасаута), а также нижнепермские породы красноцветной толщи громадной мощности (Кубань между с. Карт-Джюрт и устьем Кюль-Тюбе). Весьма интенсивная складчатость верхнепалеозойских отложений при спокойном пологом залегании на них осадков нижней юры подчеркивает громадную роль предтриасовой, или предлейасовой и внутрилейасовых тектонических фаз.

3) Роль дизъюнктивных нарушений в доюрском фундаменте несомненно велика; хотя она все еще недостаточно изучена, но об ее значении неоспоримо свидетельствуют даже те нарушения, которые, затрагивая только слабо дислоцированную юру, относятся к альпийскому циклу тектогенеза. Можно себе представить роль аналогичных нарушений, образовавшихся во время и в связи со столь напряженными движениями, какие имели место в упомянутые предтриасовую, предлейасовую и в лейасовую фазы или в не менее интенсивные предпермскую, предсреднекарбовую и другие палеозойские фазы.

4) Метаморфические породы доюрского фундамента пронизаны мелкими и крупными интрузивами различного возраста и разного состава. Здесь имеются: дайки и моногенные экструзии совершенно свежих четвертичных андезитов и частью липаритов (Кестанты, Тызыл, Худес); слабо измененные кварцевые в бескварцевые порфиры доверхнетоарского, видимо среднелейасового — нижнетоарского возраста (Кестанты, Баксан, Гижгит); кварцевые кератофиры конца палеозоя — начала мезозоя (Худес, Кубань, Даут); плагиоклазовые и диоритовые порфиры палеозойского возраста (Малка, Кюрюшли-Кол и др.); палеозойские («красные») граниты в виде крупных и мелких интрузивных массивов (Малка, Мушт, Индыш, Аман-Кол); интрузии гипербазитов (Малка, Шиджатмаз, Каку на левом склоне Кубани, Худес, Теберда и др.); затем рассланцованные до неузнаваемости кварцево-сланцевые диориты (рудник Эльборус, Баксан), плагиоаплиты (рудник Эльборус) и т. д.

Таким образом, в зоне верхнего докембрия налицо наложение тектонических и магматических процессов, действовавших на протяжении всего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Начиная с мезозоя, рассмотренная структурная единица представляет собой жесткую массу, испытывавшую вертикальные нисходящие и восходящие движения, сопровождавшиеся образованием системы относительно мелких и совсем мелких разрывов.

Соответственно такому строению и рудоносность зоны верхнего докембрия связана, в основном, с процессами доюрскими (точнее доверхнетоарскими). Разнообразие процессов рудоотложения соответствует разнообразию магматических пород по составу (от кислых до ультраосновных), возрасту (от древнепалеозойских до четвертичных) и фациям. В общем же процессы рудоотложения привели к образованию месторождений золота, цветных металлов (особенно свинца и цинка), отчасти вольфрама, хрома, железа и никеля. Существенна здесь роль месторождений барита (Джалан-Кол). Ценность сингенетических месторождений определяется залежами каменных углей (в бассейнах рр. Кубань, Подкумок, Малка, Баксан, Чегем), подчиненных нижнеюрским отложениям.

3. Т ы р н ы - А у з с к а я зона по сложности внутренней структуры превосходит все остальные зоны Северного Кавказа, а может быть даже и всего Кавказа. Эта самая узкая (2—3 км по р. Баксану) зона

распадается на множество глыб, имеющих в плане линзовидную форму и разделенных разрывами. Простираание последних в основном близко к общему (запад-северо-запад) простираанию зоны. Линзовидные глыбы первого порядка, в свою очередь, распадаются по системе продольных и поперечных разрывов на множество более мелких глыб. Здесь можно наблюдать разрывы самых разнообразных амплитуд — от самых ничтожных до измеряющихся многими сотнями метров. Движения по многим из этих разрывов происходили многократно, начиная со среднего палеозоя. И сама Тырны-Аузская зона представляла в тектоническом отношении то грабен, то горст. В настоящее время это — горст, если исходить из положения тоарских отложений, и грабен, если рассматривать положение палеозоя относительно докембрия смежных зон. В пределах Тырны-Аузской зоны несколько осадочных серий являются трансгрессивными и лежат каждая на более древних, до кембрия включительно, формациях. Таковы центральная свита нижнего карбона, вероятно, карачаевская свита нижнего карбона, верхний карбон, нижняя пермь и нижняя юра. Вся совокупность данных указывает, что Тырны-Аузская зона должна рассматриваться как особо мобильная зона второго или даже третьего порядка в мобильной области Большого Кавказа. Палеозойские и юрские отложения Тырны-Аузской зоны обнаруживают интенсивную складчатость и метаморфизм, обусловленный как динамическими процессами (дислокационный метаморфизм), так и воздействием различных интрузий.

Оставляя без перечисления эффузивы палеозойского возраста, отметим роль интрузий в Тырны-Аузской зоне. Здесь установлены следующие интрузии: серые протерозойские граниты, палеозойские (среднепалеозойские?) «красные» граниты, карбоновые диориты, карбоновые гипербазиты, верхнепалеозойские или нижнемезозойские кератофиры, юрские (?) граниты, гранит-порфиры, третичные-четвертичные липариты, вентрофиры. Особое значение имеют молодые (мезо-кайнозойские) граниты и их дериваты; с ними генетически связаны Тырны-Аузское молибдено-вольфрамовое и другие редкометалльные и медные месторождения. Все больше выясняются весьма тесные соотношения между эльджуртинской (тырны-аузской) гранитной интрузией и ореолом связанных с нею рудных месторождений, с одной стороны, и серией крупных разрывов, с другой. Оказывается, что помимо так называемого центрального сброса, ограничивающего интрузию с севера, последняя ограничена крупными сбросами и с юга — южноэльджуртинским и южным. Кроме того, с полной достоверностью устанавливаются более молодые, чем интрузия, сбросы поперечного направления. В итоге эльджуртинская гранитная интрузия в естественных обнажениях и в доступных горным выработкам и буровым скважинам частях представляет не что иное, как блок, вырезанный сбросами из глубже сформировавшейся интрузии и высоко поднятый при образовании тырны-аузского горста; при этом как самый блок, так и ореол рудных месторождений распались по разрывам на систему более мелких глыб, часто значительно перемещенных одна относительно другой.

4. Зона Главного хребта представляет область наибольшего поднятия древнего кристаллического комплекса. Она может рассматриваться как сложно построенный антиклинорий, ядро которого сложено древним кристаллическим комплексом, а крылья лейасом. В западной и центральной частях рассматриваемого отрезка древние кристаллические породы, будучи наиболее высоко подняты, слагают сб-

ширные площади. К востоку от р. Ардона, вследствие погружения всей зоны, последняя на поверхности сложена сланцево-песчаниковыми отложениями лейаса; широко развиты здесь породы диоритово-диабазовой формации.

В пределах рассматриваемого отрезка (между меридианом Эльбруса и Военно-Грузинской дорогой) зона распадается на три подзоны: а) северная депрессия, б) Дигорский выступ и в) антиклинорий Главного хребта.

а) Северная депрессия прослеживается на коротком протяжении — между долинами рр. Кестанты (правый приток Баксана) и Хызны-Су. Она сложена средне- и верхнелейасовыми песчано-глинистыми неметаморфизованными отложениями, трансгрессивно залегающими на докембрий. По зоне разлома (характера крутопадающего сброса или взброса) она приведена в соприкосновение с Тырны-Аузской зоной на западе и перекрывается трансгрессивно келловеем зоны Скалистого хребта восточнее р. Чегем. К востоку от Хызны-Су она целиком скрывается под известняками Скалистого хребта. С юга эта подзона также ограничена разрывом и приведена в соприкосновение с древним кристаллическим комплексом подзоны Дигорского хребта.

Из слагающих подзону формаций верхнетоярские и более молодые сланцево-песчаниковые и карбонатные отложения не пересекаются какими-либо изверженными породами, не подверглись воздействию контактовых или гидротермальных процессов, лишены признаков эпигенетических месторождений; в слабой степени они являются угленосными.

Песчаниково-сланцевые отложения нижнего тоара и, возможно, частью среднего лейаса содержат эффузивы, вулканогенные образования и гипабиссальные интрузии (пластовые залежи и, реже, дайки), представленные габбро-диабазами, порфиритами и кератофирами. В этой формации отмечаются признаки полиметаллического оруденения.

Местами из-под лейаса выступают породы древнего комплекса — граниты и кристаллические сланцы; таковы выходы по р. Уруху в районе Заделеска, по р. Череку между сс. Куспарты и Зилги, по р. Череку Безенгиевскому между сс. Безенги и Хулам. Упомянутые выходы связаны с тектоническими нарушениями, имеющими характер небольших антиклиналей, осложненных разрывами. По своему характеру эти выходы могут быть отнесены также к асимметричным горстам. По южному краю наиболее крупного Зилгинского массива древних пород юрские отложения интенсивно дислоцированы, поставлены вертикально или опрокинуты к югу. В других местах они обнаруживают более спокойную складчатость и местами пересечены системой разрывов в общем небольшой амплитуды.

б) Подзона Дигорского хребта особенно отчетливо выражена на участке между рр. Черекон Безенгиевским и Ардоном. Здесь она сложена в основном древним кристаллическим комплексом, обрезанным с юга крупным разрывом, падающим круто на север и имеющим характер взброса. По этому разрыву докембрий слегка надвинут на нижнеюрские глинистые сланцы, слагающие Штулу-Харесскую депрессию. На севере, как уже говорилось выше, докембрий по системе менее выдержанных и меньшей амплитуды разрывов типа нормальных сбросов поднят над лейасом предшествующей подзоны. Таким образом, докембрий Дигорского хребта обнажается здесь в асимметричном горсте, наклоненном на север. На северном его склоне местами сохранились нижнеюрские отложения.

К востоку от Хызы-Су подзона Дигорского хребта перекрывается трансгрессивно келловеем Скалистого хребта, а к западу от долины р. Кестанты она соприкасается непосредственно с палеозоем Тырны-Аузской зоны. К востоку от р. Уруха начинает резко проявляться погружение субстрата, вследствие чего уже на участке между с. Дунта и с. Згид на поверхность выходят только перекрывающие трансгрессивно докембрий лейасовые песчаниково-сланцевые отложения; древний кристаллический комплекс в зоне погружения обнажается еще дважды — в Садонском массиве и по р. Фиаг-Дону в районе с. Харескин. Далее к востоку в этой зоне обнажается только верхний лейас.

Полученные С. С. Кузнецовым данные позволяют полагать, что от р. Фиаг-Дона до р. Терека отложений, древнее ааленских, не сохранилось; здесь ааленская песчаниково-сланцевая свита трансгрессивно отложилась непосредственно на докембрии.

В западной части отложения верхнего лейаса дислоцированы относительно спокойно, по мере же погружения подзоны к востоку дислокации становятся более напряженными; по р. Тереку ааленская свита поставлена на голову, будучи собрана в систему крутых, частично опрокинутых на север складок. Взброс, ограничивающий подзону с юга, прослеживается и далее на запад от р. Черка Безенгиевского. Он установлен в верховьях ледника Кулак в бассейне р. Чегема и по правобережью р. Адыл-Су в бассейне р. Баксана. Севернее этого южного взброса в бассейне рр. Черка и Уруха отчетливо выражен еще один крупный разрыв в пределах древнего субстрата; здесь кристаллические сланцы надвинуты по крутой поверхности на граниты. Множество разрывов внутри древнего субстрата, устанавливаемых по зонам милонитов и полосам дробления и смятия, свидетельствует о распадении подзоны на систему громадного количества мелких глыб. Особая форма тектонического нарушения установлена в бассейне р. Чайнашки, левого притока р. Черка. Здесь среди докембрийских гранитов зажата полого (8—12°) лежащая пачка нижнеюрских глинистых сланцев. Можно считать, что перекрывающие ее граниты и кристаллические сланцы представляют тектонический покров, являющийся следствием гравитационного тектогенеза келловейского времени. В таком случае кристаллические породы массивов Башла и Чегет-Джора вместе с подчиненными им месторождениями мышьяковых и свинцово-цинковых руд являются аллохтонными, смещенными с юга, с нынешнего массива Рычи.

Рассматриваемая подзона в некоторых местах насыщена дайками диорито-диабазовых пород, вероятно юрского возраста. Небольшое развитие имеют здесь и дайки неинтрузивных пород — преимущественно интрадацитов, интраандезитов и липаритов. Эта зона сформировалась как частная геосинклиналь в предкелловейское время. Она богата месторождениями преимущественно цинково-свинцовых и отчасти медных руд, которые образуют резко выраженный северо-кавказский пояс полиметаллических руд, повидимому, юрского возраста. Кроме того, здесь известен и ряд древнейших месторождений, генетически связанных с гранитами Главного хребта. Это — меднопирротиновые руды верховьев рр. Черка и Чегема, мышьяковые руды Куспарты, Чегет-Джора, Курранан и др., оловоносные пегматиты Биляги-Дон и Булунгу-Су, кварцево-золотоносные жилы Чегема и Баксана, молибденоносные кварцевые жилы Чегемского и Безенгиевского ущелий, кварцевые жилы с вольфрамитом Думала и пр.

в) Подзона Главного хребта в узком смысле рассматривается как сложно построенный, погружающийся на юго-восток, анти-

клинорий. В западной, особенно высоко поднятой и глубоко размытой его части древнейшие кристаллические породы слагают среднюю полосу в пределах антиклинория, морфологически выраженную главным водораздельным хребтом. На обоих склонах последнего прослеживаются полосы метаморфизованных песчаниково-сланцевых отложений среднего и, частично, нижнего лейаса. По южному склону Главного хребта, вдоль границы кристаллических пород и лейаса, местами устанавливается полоса песчаников и, частично, конгломератов, рассматриваемая как определенный стратиграфический горизонт — самый нижний в этой толще лейаса. Тем не менее, вдоль упомянутой границы устанавливается разрыв сплошности, поверхность которого обычно круто и, реже, под средним углом наклонена на север; этот разрыв имеет характер сброса, по которому породы древнего комплекса надвинуты на лейасовые сланцы южного крыла антиклинория. В ряде мест наблюдается не один, а два более или менее параллельных разрыва. По контакту кристаллических пород и лейаса прослеживается зона гранитных милонитов, сменяющаяся широкой зоной дробления древних гранитов. На северном склоне Главного хребта местами сохраняется нормальное стратиграфическое налегание лейаса на древний кристаллический комплекс, большей же частью и здесь наблюдается система разрывов, обуславливающих в итоге опускание северного, сложенного лейасом крыла. Упомянутые разрывы имеют характер нормальных сбросов. Кристаллическое ядро рассматриваемого антиклинория в таком случае может трактоваться и как асимметричный горст с высоко поднятым южным краем. Таким образом, в западной части антиклинория Главного хребта веерообразная структура не устанавливается.

В области погружения антиклинория, т. е. к востоку, начиная от р. Ардона, отчетливо выражена веерообразная структура; тут не только на южном склоне, но и на северном наблюдается опрокидывание лейаса в сторону от осевой части рассматриваемой структуры и частичное перекрытие его древними кристаллическими породами, где последние еще выступают на поверхности (Ардон, Дарьял). В свою очередь средний лейас северного крыла антиклинория по относительно пологой поверхности надвинут на верхнелейасовые (ааленские) отложения подзоны Балкаро-Дигорского хребта; такие же соотношения намечаются между средним лейасом зоны Главного хребта и верхним лейасом зоны южного склона. Вместе с тем центральная часть Главного антиклинория как в области погружения, так и западнее, оказывается чрезвычайно осложненной множеством разрывов преимущественно широтного или близкого к нему направления. Это можно наблюдать во многих местах, но особенно наглядно выступает в Дарьяльском гранитном массиве, где нормальных гранитов и пересекающих их в форме даек нормальных диабазовых пород почти не удается обнаружить: все раздроблено и милонитизировано.

Формирование Главного антиклинория, судя по установленным стратиграфическим соотношениям, началось еще в верхнем лейасе; в основном он оформился уже к началу верхнеюрского времени (в начале келловей), но процесс формирования продолжался и позднее, до четвертичного периода включительно.

Имеются основания полагать, что формирование разрывов не представляет заключительного, самого молодого (совсем недавнего) акта в общем длительном процессе формирования всей структуры, а является составной частью единого процесса и происходило в течение всего времени формирования антиклинория, т. е. со времени верхнего лейаса.

В связи с образованием трещин разрывов шло образование даек изверженных пород; последние при новых подвижках и относительных перемещениях глыб подвергались раздроблению и милонитизации; по вновь образовавшимся или прежним, но возобновленным разрывам шло формирование новых интрузивных тел. Такого рода явления повторялись неоднократно. В качестве примера можно указать диабазы Главного антиклинория как наиболее древние (среднелейасовые) интрузивные образования мезозойской эпохи; затем более молодые, но все еще юрские диабазово-диоритовые породы, интенсивно милонитизированные, далее — гранодиориты, приуроченные к разрывам по обоим склонам Главного хребта (не по надвигам среднего лейаса на верхний, а по сбросам северного склона и взбросам южного склона, проходящим по краям выступа древнего кристаллического субстрата); еще позднее сформировались дайки интродацинтов, андезитов, липаритов, не обнаруживающих никаких признаков динамического воздействия со стороны тектонических процессов.

Погружение Главного антиклинория с запада на восток происходит неравномерно, вследствие чего в районе перевалов Шари и Гезе (между верховьями р. Черек на севере и рр. Риони и Цхенис-Цхали на юге) на коротком протяжении древние кристаллические породы скрываются под нижнеюрскими отложениями; более глубокое погружение имеет место между верховьями рр. Бад-Дона (приток р. Ардона) и Чача (приток р. Терека). К востоку от Дарьяльского массива, представляющего выход древних кристаллических пород в ядре Главного антиклинория, эти последние более не выходят на дневную поверхность.

Древние кристаллические породы Главного антиклинория подверглись еще в юрское время размыву, интенсивно происходящему в этой зоне наивысшего поднятия также по крайней мере со второй половины третичного периода. Поэтому кровля с древнейших гранитов здесь давно удалена, а вместе с нею удалены и генетически связанные с древними гранитами рудные месторождения. И наоборот, более молодые — мезокайнозойские интрузии и генетически с ними связанные рудные месторождения (в основном редкометалльные) — только начинают вскрываться эрозией и представляют большую ценность.

5. Зона южного склона характеризуется самой интенсивной складчатостью по сравнению со всеми остальными зонами Кавказа. Из двух комплексов развитых здесь осадков, верхнего флишево-карбонатного и нижнего — песчаниково-сланцевого, верхний дислоцирован сложнее. В основном же вся зона представляет крупный синклиний, опрокинутый к югу; при пересечении его с севера на юг от Главного хребта сначала прослеживаются полосами последовательно все более молодые свиты, а далее — те же свиты в обратном порядке. Однако в пределах каждой полосы наблюдается сложная складчатость, представляющая, стало-быть, по своему масштабу явление второго порядка. На крыльях этих последних складок снова устанавливаются более мелкие складки, обычно изоклинальные и также опрокинутые к югу. Наиболее интенсивно складчатыми являются северные, более пологие крылья антиклиналей, причем кливаж здесь не совпадает со слоистостью. Южные, более крутые крылья антиклиналей характеризуются обычно совпадением сланцеватости и слоистости и отсутствием складок второго и более высоких порядков.

Густая система кливажа, круто (около 70°) и однообразно падающего на север, обуславливает рассланцованность пород и часто совершенно маскирует первоначальную слоистость. Глинистые и мергелистые породы обнаруживают при этом некоторые признаки перекристаллиза-

ции, что вместе со сланцеватостью является следствием дислокационного метаморфизма.

Осевая линия синклинория совпадает с южным передовым (Рубодзальским) хребтом; последний располагается параллельно Главному и отделен от него системой продольных долин. Роль разрывных нарушений в сложно-складчатом комплексе флишевых отложений зоны южного склона недостаточно ясна; упомянутые нарушения, хотя, по-видимому, и не крупной амплитуды, несомненно имеют здесь место, но прослеживаются с трудом. Наиболее значительные из них имеют характер меж- и внутриформационных смещений.

Магматические породы в зоне южного склона имеют ограниченное распространение. Это преимущественно маломощные дайки дериватов неинтрузии; они представлены трахитами, андезитами, еще реже встречаются породы типа габбро-диабазов. Оруденение широко распространено и представлено существенно низкотемпературными месторождениями реальгара, аурипигмента, антимонита, киновари. Последние, будучи приурочены преимущественно к южной части главного антиклинория, распространены и в северной части зоны южного склона.

В песчаниково-сланцевых отложениях лейаса встречаются также проявления полиметаллического оруденения. По периферии флишевой серии широко распространены минеральные источники.

Шарнир Рубодзальского синклинория по направлению к северо-западу поднимается, вследствие чего синклинорий сужается, и в его строении там участвуют только нижние горизонты карбонатно-флишевой серии. Вместе с тем к югу от него появляется антиклинальная структура — Свано-Рачинский антиклинорий, в ядре которого из-под лейаса выступают среднепалеозойские отложения. Относить ли этот антиклинорий к зоне южного склона, или к следующей к югу зоне, еще не вполне ясно.

6. Абхазо-Рачинская или Кударо-Черноморская зона лишь частично затронута работами Экспедиции. Непосредственно южнее фронтального надвига, по которому осадки флишевой серии надвинуты на юг, наблюдается более спокойная складчатость. Здесь развиты более крупные, в основном нормальные складки, правда, еще осложненные складками более высоких порядков в наиболее древней из развитых здесь свит — песчаниково-сланцевой свите верхнего лейаса. Совершенно исчезают, особенно в вышележащих средне- и верхнеюрских, меловых и третичных свитах, всякие признаки дислокационного метаморфизма. Падающие круто разрывы, типа сбросов и взбросов, представляют здесь довольно характерную форму тектонических нарушений.

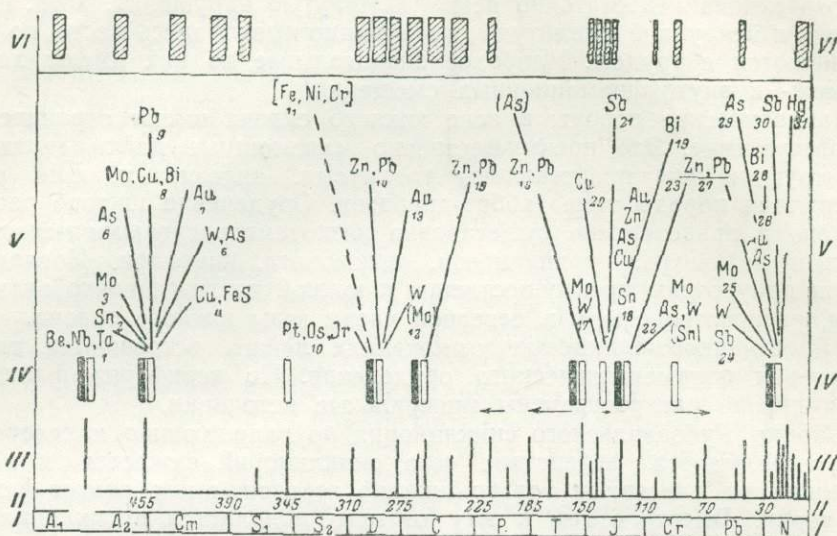
Магматические породы, помимо входящих в состав юрской порфировой серии эффузивов, представлены редкими дайками тех же пород, что и в смежной к северу зоне.

Такой же характер имеют и рудопроявления: реальгаро-аурипигментовые месторождения (Урави, Лессе) и свинцово-цинковые (Скатты-Ком, Кударо, Чорды и др.) повторяют картину зоны южного склона. Минеральные источники, особенно щелочно-углекислые, представляют широко распространенное явление.

Этапы формирования структуры и проявлений вулканизма

В данном кратком отчете, представляющем сводку результатов не только работ экспедиции, но и всех предшествующих исследований, возможно отметить лишь основные этапы формирования структуры

Центрального Кавказа и наметить главнейшие проявления вулканизма, подчеркивая интрузивную его форму и давая контуры тех процессов металлогенеза, которые являются следствием, одним из завершающих актов каждого из многих геологических циклов, составляющих в сумме геологическую историю Центрального Кавказа (фиг. 2).



Фиг. 2. Схема магматических явлений и металлогении Большого Кавказа.

Вертикальные линии (III) — тектонические фазы. Столбики: черные (IV) — основные и ультраосновные интрузии; белые (IV) — кислые интрузии; заштрихованные (VI) — эффузии. Линии, отходящие от интрузий (V) — рудные месторождения: 1 — Б. Лаба, Даиринский массив; 2 — Чегем, Биляги-Дон; 3 — левый склон Теберды; 4 — Мижирги, Тотюргу; 5 — Кти-Теберда, Блыбь; 6 — Чегет-Джор, Куспарта, Уллу-Муруджу; 7 — Уллу-Муруджу, Чегем, Баксан и др.; 8 — группа жил Ак-Кая — Иллисар; 9 — Башла, Кургашилла; 10 — Малка, Уруп; 11 — Малка; 12 — Мушт; 13 — Малка, Хасаут, Мушт, Уруп; 14 — Хасаут, Мушт; 15 — Ятыргварта и др.; 16 — Эльбрус, Каку и др., Тызыл; 17 — Тырны-Ауз, Тырны-Ауз-Су; 18 — Тотю, Мукулан, Тырны-Ауз-Су; 19 — Мукулан; 20 — Кестанты; Чегем, Северная Осетия; 21 — Джуарген; 22 — Келасури; 23 — Садон и другие месторождения северокавказского полиметаллического пояса, Кударо, Лыхта; 24 — Нацара, Сагеби, Сангути-Дон; 25 — Кароби, Сангути-Дон; 26 — Цена, Тана-Дон, Сангути-Дон; 27 — Дзышра, Брдышха; 28 — Тана-Дон, Сангути-Дон; 29 — Лухуми, Урави, Лесе и др.; 30 — Зопхито, Микача, Сакао и др.; 31 — Талахиани, Кодис-Дзири, Сакао, Тиб, Цесс, Хискидр, бассейн Бзыби и др., Хпек.

Докембрий. Хотя по своей длительности археозойская и протерозойская эры, объединяемые под общим названием докембрий, превышают все вместе взятые последующие геологические периоды и хотя докембрийские формации в Центральном Кавказе слагают большую территорию и притом ту ее часть, которая характеризуется особенно широким распространением рудных месторождений, все же геологическая история докембрия нам еще очень мало известна, и имеется ряд невыясненных, зачастую спорных вопросов.

Различные докембрийские свиты сохранились очень отрывочно, кроме того они по-разному метаморфизованы; сопоставление их и установление хотя бы в самых грубых чертах стратиграфической последовательности встречает непреодолимые затруднения. Совокупность накопленных по геологической истории Центрального Кавказа данных позволяет считать наиболее вероятной следующую схему развития геологических процессов в докембрийское время.

С древнейших времен и до начала палеозойской эры устанавливаются два цикла, условно относимые нами, соответственно, к археозою и протерозою. В археозое на территории Кавказа накоплялась толща осадочных песчано-глинистых пород; подчиненную роль играли известняки. Большая мощность этих осадков (тысячи метров), последующая интенсивная складчатость, внедрение кислых интрузий,— все это позволяет предполагать геосинклинальный характер археозойского морского бассейна в Большом Кавказе.

В связи с тектоническими движениями и внедрением кислой магмы в конце первого цикла из первоначальных нормальных осадков образовались глубоко метаморфизованные кристаллические сланцы, представленные ныне древнейшими свитами гнейсов с мраморами, гранулитовых гнейсов, слюдяных сланцев с пачками амфиболитов. Все эти породы широко распространены в зоне Главного хребта. Гораздо меньшим распространением пользуются древнейшие интрузивы. Сюда относятся основные породы, метаморфизованные впоследствии в амфиболиты, и гранитоиды, представленные ныне очковыми гнейсами, гранито-гнейсами и так называемыми лейкократовыми ортогнейсами. Наиболее крупные выходы тех и других пород приурочены к самой северной части зоны Главного хребта — в районе между рр. Чегемом и Баксаном. Аналогичные образования имеются и в других районах Центрального Кавказа — в Восточной Кабарде, в Северной Осетии (бассейн Уруха), в верховьях Б. и М. Зеленчука, Б. Лабы. На схеме (фиг. 2) названные основные и кислые интрузивы условно отнесены к концу археозоя; процесс формирования этих интрузий завершает собой тот цикл, который следует считать древнейшим из известных в Большом Кавказе. Никакие рудопроявления, которые можно было бы отнести к этому циклу, неизвестны.

В протерозойскую эру геологические процессы развиваются в том же направлении. Об их характере создается следующее представление. Длительный период накопления морских осадков приводит к образованию весьма мощной толщи, среди которой пока еще не обнаружены известняки.

Мощное накопление осадков, приведшее к формированию толщи, относимой нами к протерозою, соответствует первой половине второго цикла. В той обширной депрессии, где происходил этот процесс, более древние осадочные и изверженные формации должны были оказаться на большой глубине в таких термодинамических условиях, при которых происходила дальнейшая их метаморфизация. Последний процесс должен был приобрести особенно напряженный характер под влиянием магмы, внедрившейся в глубоко опущенные под поверхность более древние формации и давшей здесь сначала ряд мелких интрузий габбро-перидотитового ряда, а затем мощную и сложной формы интрузию гранитоидов, объединяемых нами ныне под общим названием «гранитов Главного хребта».

Основные и ультраосновные породы рассматриваемого второго докембрийского цикла достаточно широко распространены в зоне Главного хребта (Сукан, Туяла, Хызны-Су, оба Черека, Кубань, Даут и т. д.). Они залегают среди кристаллических сланцев в кровле интрузии древних гранитов и пересекаются дайками гранитов и гранитных пегматитов. Рассматриваемые древние гранитоиды играют весьма существенную роль в строении выступов Дигорского и Главного хребтов и распространены от Дарьяла на востоке до верховьев р. Белой в северо-западном Кавказе.

Формирование интрузий древних гранитоидов надо рассматривать как длительный процесс, происходивший на больших глубинах. Он протекал в тесной связи с тектоническими движениями, которые на соответствующих глубинах обуславливали неоднократное изменение термодинамических условий; в этом можно видеть предпосылку к изменению фациальных условий образования гранитоидов в разные этапы всего упомянутого длительного процесса в целом. Приведенные соображения могут объяснять причину разнообразия структурных разновидностей древних гранитоидов и интрузивные контакты некоторых из них с другими. Последующие тектонические движения (до четвертичного времени включительно) обусловили распадение сложной интрузии древних гранитоидов на глыбы, смещенные одна относительно другой, и этим усложнили картину пространственного соотношения различных фациальных разновидностей гранитоидов.

Так в основных чертах может быть решен один из труднейших вопросов кавказской геологии. Однако не исключена возможность, что среди древних, в основном докембрийских, «гранитов Главного хребта» имеются и нижнепалеозойские гранитоиды, которые не поддаются резкому отчленению от докембрийских по геологическому положению и петрографическим особенностям. В зоне выходов «гранитов Главного хребта» и притом среди них самих достаточно широко распространены заведомо более молодые кислые интрузивы: граниты и гранодиориты мезозойского и кайнозойского возраста (неоинтрузии), предсреднекарбонные гранитоиды (и габброиды) и другие палеозойские интрузивы, более точное возрастное определение которых пока остается невозможным. Все упомянутые более молодые интрузивы достаточно отчетливо обособляются геологически и в подавляющем большинстве случаев легко опознаются по петрографическим признакам. Таким образом, не возникает сомнений в их более молодом возрасте и притом более молодом не только относительно, но и геологически. Выделение же среди «гранитов Главного хребта», кроме того, еще некоторых структурных вариантов, относительно более молодых по сравнению с другими вариантами, как представляющих собой интрузивы, связанные с другим — нижнепалеозойским — циклом, пока еще не может быть в должной мере обосновано, хотя, как сказано, не исключается.

Древние граниты наложили свое метаморфизирующее воздействие на уже метаморфизованные древнейшие формации и в гораздо меньшей мере изменили нижние горизонты протерозойских осадков, которые слагали приповерхностные части в то время мобильной зоны нынешнего Большого Кавказа. В зоне контактов в ряде мест возникли такие новообразования, как силлиманит, андалузит, гранаты; в кровле гранитной интрузии оказался широко распространенным турмалин.

Эманационные процессы, связанные с формированием интрузии древних гранитов, обусловили образование многих очень разнообразных по генетическим типам и по составу рудных месторождений. Главнейшие типы, показанные на фиг. 2, следующие:

- 1) широко распространенные пегматитовые жилы с оловянным камнем, молибденитом;
- 2) медно-пирротиновые месторождения в зоне контакта гранитов и мраморов, подчиненных кристаллическим сланцам (верховья рр. Черека, Чегема);
- 3) гидротермальные высокотемпературные месторождения — мышьяковые (Чегет-Джора, Куспарты и др.), мышьяково-вольфрамовые (Кти-Теберда, Блыбь), тоже вероятно содержащие шеелит, молибдено-

вые, кварцево-молибденитовые и отчасти кварцево-вольфрамовые жилы (Ак-Кая, Илипсар, Думала, Чегем и др.);

4) средне- и низкотемпературные месторождения древнейшей металлогенической эпохи; эти месторождения, понятно, не сохранились, так как они смыты. Только, может быть, такие полиметаллические месторождения, как Башла по р. Череку и Кургашиллы-Тау и Илипсар на хребте между рр. Черек и Чегемом, представляют редкие сохранившиеся остатки от ореола древнейших месторождений рассматриваемой температурной зоны. Повидимому, к этой же зоне надо отнести и кварцевые жилы бассейна рр. Чегема, Баксана и других районов Центрального Кавказа.

В общем практическое значение древнейших месторождений значительно и растет по мере углубления наших знаний.

Древнейшие ультраосновные и основные породы играют малую роль в строении Центрального Кавказа; их значение в металлогении Кавказа пока что сводится к нулю. В немногих случаях в них была установлена редкая вкрапленность никельсодержащих сульфидов.

Структуры, возникшие в результате всей совокупности процессов, протекавших в течение докембрия, не могут ни в какой мере быть охарактеризованы. От них сохранились лишь обрывки, многократно изменявшие взаимное относительное положение в течение последующих геологических периодов. Нельзя с достоверностью даже восстановить направление основных структурных элементов докембрия. Остатки такого характерного горизонта, как мраморы среди гнейсов докембрия, намечают общекавказское направление на запад-северо-запад, но подобный вывод не может считаться еще достаточно обоснованным. Тем более затруднительно и ненадежно определение направления докембрийской складчатости по отдельным непрослеживаемым складкам или частям складок.

Интенсивно дислоцированные кристаллические сланцы докембрия и сковавшая их интрузия гранитов впоследствии стали играть роль жесткой массы, кристаллического фундамента для палеозойских и мезозойских осадков. Этот фундамент, реагируя образованием разрывов на исходившие из глубин тектонические импульсы, распадался на глыбы и обуславливал глыбовую тектонику, характерную для самого фундамента в пределах его доступной наблюдению части и для нижних горизонтов покрывавших его осадочных толщ. В зонах погружения, например на ныне наблюдаемом погружении зоны Главного хребта к востоку от р. Ардона, а также в грабенообразных депрессиях среди фундамента (например, Штулу-Харесская депрессия), покрывка осадочных пород реагировала на глыбовые движения фундамента в той или иной мере интенсивной складчатостью. В этом заключается тектоническое значение древнего кристаллического комплекса и влияние его на ход дальнейших геологических процессов.

Нижний палеозой. Нижнепалеозойские отложения, сохранившиеся лишь отрывочно в виде тектонических клиньев в Тырны-Аузской зоне по рр. Кестанты, Сакашил, Кыртык, аналогичны по литологическим и фаціальным признакам тем трем свитам, которые более полно сохранились в северо-западном Кавказе. Такого же типа отложения обнаруживаются в зоне верхнего докембрия по р. Малке вблизи устья Хасаута, а также по низовьям рр. Хасаута и Мушта. Они характеризуются большой мощностью, существенной ролью в них эффузивных и вулканогенных образований и весьма слабым по сравнению с верхним докембрием метаморфизмом. Все это вместе со сказанным о верхнем

докембри позволяет считать, что накоплением нижнепалеозойских отложений начался новый цикл, отделенный от протерозойского тектонической фазой (или фазами) и перерывом в накоплении осадков. Непосредственного налегания заведомого нижнего палеозоя на докембрий наблюдать до сих пор не удалось. Равным образом не наблюдалось еще с достаточной отчетливостью и стратиграфическое соотношение между средним и нижним палеозоем, так что вопрос о каледонской складчатости остается открытым.

Можно лишь высказать предположение, что установленные среди протерозойских метаморфических сланцев рассланцованные интрузивные породы типа диоритов (Баксан, Кубань, Верхняя Малка) могут быть связаны с каледонскими тектоническими движениями; процесс их рассланцевания вероятно относится уже к ранним фазам герцинской складчатости. К каледонским же нужно относить и те раздробленные и раздавленные гранитоиды, которые встречаются среди метаморфической свиты нижнего палеозоя (Кестанты и др.). В соответствии со сказанным, нужно отметить, что никаких данных о металлогенезе в течение нижнепалеозойского цикла не имеется.

На фиг. 2 кислая интрузия совершенно условно отнесена к середине силура; эффузивы, установленные выше и ниже свиты известняков, содержащих среднекембрийскую фауну в северо-западном Кавказе, также обозначены на фиг. 2.

Средний палеозой: а) *Верхний силур — девон*. О направлении и характере геологических процессов в течение первой половины среднего палеозоя судить по геологическим документам, сохранившимся на рассматриваемой территории, почти не представляется возможным. Только в одном месте — по среднему течению р. Малки — обнажены из-под юрских отложений верхнесилурийские, интенсивно дислоцированные, весьма слабо метаморфизованные, переполненные фауной известняки и глинистые сланцы (филлиты); девонские же отложения между рр. Терекком и Кубанью совсем отсутствуют.

Характер девонских отложений, развитых на Северном Кавказе западнее Кубани (мощные толщи песчано-глинистых отложений с конгломератами из галек древних гранитов и кристаллических сланцев, эффузивы и вулканогенные образования, отчасти известняки), указывает на то, что нынешняя область Северного Кавказа, в том числе и рассматриваемая территория, распалась вследствие тектонических движений по крайней мере к среднему девону на зоны сноса и накопления. Следовательно, уже ранневарисские движения резко сказываются на структуре области и находят свое выражение в фациальных особенностях средне- и верхнедевонских осадков, а стоявшие в связи с упомянутыми движениями проявления вулканизма приводят к накоплению громадных толщ кислых эффузивов и вулканогенных продуктов.

Условно с ранневарисскими тектоническими движениями нами связываются интрузии ультраосновных пород (серпентиниты р. Малки, выше Хабаза) и так называемых северных гранитов (интрузии рр. Тызыла, Малки и Мушта, Аликановки, Эшкакона, Кубани, Лабы, Белой). Граниты рр. Малки и Мушта прорывают нижнепалеозойские отложения и метаморфизуют их; на размытой их поверхности залегает нижняя юра, а в бассейне р. Лабы — нижний триас. Галька этих гранитов встречена нами в нижнепермских конгломератах. Таким образом, граниты могут быть или девонскими, или карбоновыми.

Хорошо известные в Передовом хребте северо-западного Кавказа карбоновые (предсреднекарбоновые) интрузии представлены совсем

иным комплексом пород, причем гранитоиды этого комплекса и петрографически отличаются от северных гранитов. Предположение об одновозрастности северных гранитов с предсреднекарбонowymi интрузивами Передового хребта не может быть достаточно обосновано. Вероятнее всего северные граниты окажутся более древними. На фиг. 2 они показаны девонскими.

Ультраосновные породы — серпентиниты р. Малки — залегают в слабо метаморфизованных породах, среди которых, кроме верхнесилурийских отложений, имеются, повидимому, и самые нижние горизонты девона. Вместе с тем данные, полученные о взаимоотношениях северных гранитов и серпентинитов в северо-западном Кавказе, указывают на более молодой возраст первых. В таком случае с девонскими тектоническими движениями можно связывать и интрузию малкинских гипербазитов.

Процессы металлогенеза, связанные с рассмотренными, предположительно девонскими, гипербазитами и гранитами, проявились с полной отчетливостью.

С гипербазитами массива р. Малки связаны рудопроявления хрома, никеля, металлов группы платины; на поверхности размытого массива гипербазитов в юрское время образовалась кора выветривания, представляющая ныне месторождение хромо-никелевых железных руд, промышленное значение которых установлено разведочными работами.

С гранитами р. Малки генетически связаны рудопроявления шеелита по Мушту и ряд рудных выходов цинково-свинцовых руд, промышленное значение которых не установлено.

б) *Нижний карбон*. В самом конце девона тектонические движения существенно усложнили внутреннюю структуру области и обусловили перераспределение зон сноса и накопления. Происходило ли в это время размывание девонских отложений в восточной части Тырны-Аузской зоны — неизвестно, так как основания нижекарбонowych отложений здесь не удается наблюдать. Можно полагать, что имевшая геосинклинальные тенденции Тырны-Аузская зона оказалась все же в течение короткого времени поднятой и размытой. Девонские отложения могли сохраниться лишь частично в центральной (осевой) части зоны. В южной части зоны под роговиками, образовавшимися, повидимому, из карбонowych отложений, обнажается докембрий (ниже Мукуланского рудника); мелкие тектонические клинья по разрыву между центральной свитой нижнего карбона и мукуланской свитой нижней юры также представлены докембрием; равным образом и в северной части зоны под карбоном (верхним) залегают кристаллические сланцы докембрия (верхнего).

К северу или к югу от Тырны-Аузской зоны, а может быть и там, и здесь, девонские отложения сохранились частично или полностью до конца нижнего карбона, так как они в виде галек и крупных глыб сносились в Тырны-Аузскую зону во время отложения в ней карачаевской свиты.

В начале каменноугольного периода Тырны-Аузская зона снова приобретает характер депрессии с геосинклинальными тенденциями и принимает мощную толщу осадков; здесь отлагаются «центральная» и тырны-аузская свиты, затем (после короткого перерыва?) карачаевская свита верхнего карбона. Все три свиты нижнего карбона содержат прослои конгломератов и изобилуют эффузивами и вулканогенными продуктами; мощность последних только в карачаевской свите измеряется сотнями метров.

К концу нижнего карбона восходящие движения в рассматриваемой зоне обуславливают распадение ее на ряд линзовидных глыб, из которых расположенные по краям зоны подвергаются размыву до полного уничтожения нижнекарбонных отложений. С движениями этого времени связаны и проявления вулканизма — формирование даек ультраосновных пород, формирование интрузии трондьемитов в центральной свите; в более западных районах зоны в это время формируется сложный комплекс гипербазитов, габбро-диоритов, сиенито-диоритов. Возможно, что уже в это время происходит некоторая метаморфизация отложений нижнего карбона. О процессах металлогенеза в рассматриваемом районе данных не имеется. Дайки предсреднекарбонных гипербазитов, впоследствии подвергшиеся лиственитизации, обнаруживают признаки никеленосности.

На фиг. 2, кроме нижнекарбонных гипербазитов, показаны кислые интрузивы — под одним значком объединены трондьемиты Тырны-Ауза и упомянутый сложный комплекс интрузивов.

Верхний палеозой. Так как среднекарбонные отложения к востоку от Эльбруса не сохранились, то восстановить направление и характер движений в это время затруднительно.

Перед верхним карбоном устанавливаются новые движения, обуславившие размыв нижнего карбона и несогласное последующее отложение верхнекарбонных конгломератов и песчаников, переходящих выше в глинистые сланцы. По северной окраине Тырны-Аузской зоны верхний карбон, охарактеризованный флорой, содержит гальку пород карачаевской свиты и интрузивных пород нижнего карбона; вместе с тем верхний карбон подстилается здесь докембрием.

Столь же важно отметить, что по той же северной окраине зоны переходные слои от карбона к нижней перми также налегают непосредственно на докембрий. При этом оказывается, что упомянутые стратиграфические соотношения наблюдаются на отдельных блоках, ограниченных с севера и юга разрывами. Таким образом, определенно устанавливается, что в конце каменноугольного периода Тырны-Аузская зона, по крайней мере, распадалась по разрывам на блоки; некоторые из них, более поднятые, подвергались интенсивной эрозии до полного уничтожения палеозойской осадочной покрывки; при последующих трансгрессиях верхнепалеозойские осадки отлагались непосредственно на древнем кристаллическом фундаменте.

Упомянутого характера движения устанавливаются для нижнего (P_1^1) и верхнего (P_1^2) отделов нижней перми, а для Северной Осетии — и для верхней перми.

О проявлениях вулканизма в верхнем палеозое на территории от Эльбруса до Дарьяла данных не имеется. На северо-западном Кавказе в это время формируется комплекс интрузивов горы Ятыргварты. На фиг. 2 он не показан, вероятно он относится к концу карбона — началу перми.

Мезозой. Геологических документов, относящихся к началу мезозоя, на рассматриваемой территории не сохранилось. По совокупности данных, накопленных ранее в других районах Кавказа, известно, что конец пермского периода ознаменовался в Большом Кавказе тектоническими движениями, одним из конечных результатов которых было возникновение здесь обширной суши, подвергшейся интенсивному размыву. К началу триасового периода область современного Северного Кавказа, — в большей или меньшей своей части, сказать трудно — снова погрузилась под уровень моря. К концу же триасового — к нача-

ду юрского периода снова, и притом с особой напряженностью, развились тектонические движения (древнекиммерийская фаза). На этот раз, повидимому, вся область Большого Кавказа, испытав сложнейшие нарушения внутренней структуры, освободилась от моря, превратилась в горную страну и снова подверглась интенсивному размыву. На территории Центрального Кавказа размыв проник наиболее глубоко. Триасовые отложения, если они вообще здесь были, подверглись полному удалению эрозией.

Поэтому нет возможности установить, какие элементы структуры возникли в предтриасовую тектоническую фазу и какие — в древнекиммерийскую. Известно лишь, что к началу юрского периода уже оформились два глубоких грабена, в которых сохранились от эрозии верхне- и среднепалеозойские отложения. Это — узкий и глубокий грабен, представляющий самостоятельную Тырны-Аузскую зону, где наиболее полно представлен разрез среднего и верхнего палеозоя и вместе с тем сохранились остатки нижнего палеозоя, и, повидимому, тоже грабенообразное погружение широтного простирания между рр. Терек и Ардоном, где сохранились сложно дислоцированные верхнепалеозойские отложения; эта последняя зона предъюрского погружения теперь входит в состав Главного антиклинория, т. е. области наибольшего поднятия.

На остальной, преобладающей площади Центрального Кавказа предъюрская эрозия нацело уничтожила все палеозойские осадки. Больше того, она глубоко затронула древний кристаллический комплекс; при этом была продолжена работа по разрушению и уничтожению кровли и верхней части интрузии древних гранитов и связанных с ними древнейших рудных месторождений, которую производила здесь эрозия уже неоднократно в палеозойскую эру, начиная, во всяком случае, с девона.

Едва ли можно сомневаться в том, что с упомянутыми тектоническими движениями самого конца палеозоя — начала мезозоя были связаны и проявления вулканизма; но фактических данных для обоснования такого положения не хватает.

К этому времени можно отнести образование некоторых изверженных пород, обнажающихся за пределами рассматриваемой территории. Это — кератофиры Худеса, Кубани и Даута и, возможно, некоторые гипербазиты, прорывающие верхний карбон, а также, вероятно, листовитизированные гипербазиты, располагающиеся по разрыву между верхним карбоном и верхним докембрием к югу от рудника Эльборус.

Кератофиры Худеса, Кубани и Даута и генетически с ними связанные полиметаллические месторождения района, в том числе и месторождение Эльборус, оказываются древнее нижнего тоара и, вероятно, даже верхов среднего лейаса. На фиг. 2 упомянутые изверженные породы поставлены в связь с древнекиммерийскими тектоническими движениями; они могут оказаться и несколько более древними, что выражено на рисунке горизонтальными стрелками.

Юра. В течение юрского периода формируются все те тектонические зоны и подзоны, которые выделены нами в настоящее время. Их обособленность как тектонических единиц подчеркивается их относительными перемещениями при многократных весьма напряженных тектонических движениях, характеризующих юрский период на Кавказе. В полном соответствии с напряженностью тектонических движений находятся и вулканические проявления: в течение юрского периода на Кавказе формируются мощные толщи эффузивов и вулканогенных

образований, а также ряд интрузий, относящихся к разным векам юрского периода и приуроченных к разным тектоническим зонам.

В течение нижнего лейаса накапливаются вулканогенные продукты и эффузии кислой и средней магмы, сохранившиеся преимущественно в зоне Главного хребта.

Накопление среднелейасовых и нижнетоарских, преимущественно сланцевых толщ, имеющих большую мощность, также сопровождалось вулканическими извержениями преимущественно средней магмы. В Осетии, в Раче и в Кабардинской АССР эта толща, кроме различных туфов и туфогенных пород, нередко насыщена дайками диабазов и, частично, кератофиров. Особенно мощные толщи среднелейасовых отложений характеризуют подзону собственно Главного хребта, имевшую в то время геосинклинальный характер.

В конце среднего лейаса — перед тоаром, а затем перед верхним тоаром особенно резко проявились движения земной коры на Кавказе. Дотоарские юрские отложения при этом оказались уничтоженными эрозией в зоне Скалистого хребта, в большей части зоны верхнего докембрия в подзоне Дигорского хребта и сохранились в зоне собственно Главного хребта. Таким образом, в верхнелейасовую (донецкую) фазу весьма резко проявилось нисходящее движение Тырны-Аузской зоны и формирование на ее месте грабена; в это же время формировалась и Штулу-Харесская депрессия между Главным и Передовым хребтами. Сбросы, ограничивающие Тырны-Аузскую зону, образовались еще в палеозое, в предтоарскую и верхнетоарскую фазу по ним происходили значительные перемещения. Такая существенная структурная линия, как разрыв по южному краю Балкаро-Дигоро-Садонской подзоны, зародился, видимо, в предтоарскую фазу. В конце лейаса перед ааленом тектонические движения обусловили некоторое перераспределение областей сноса и накопления. Судя по большой роли и по составу песчаников в нижней части ааленских отложений, подзона собственно Главного хребта приобрела геоантиклинальные тенденции и подверглась размыву. Интенсивному размыву подверглась и восточная часть Дигорской подзоны, где аален залегает то на остатках тоара, то на среднем лейасе, а к востоку от Фиэг-Дона — уже непосредственно на докембрии. Западнее Малки отчетливо устанавливается глыбовый характер движений в зоне к югу от Скалистого хребта. Там ааленские отложения перекрывают разрыв и приведенные по нему в соприкосновение среднелейасовые — нижнетоарские отложения на юге и верхнетоарские на севере.

На южном склоне в это время происходят извержения средней по составу магмы. На обширной территории начинает формироваться мощная порфиритовая серия верхов лейаса — низов доггера.

Установившийся процесс погружения и накопления осадков и вулканических образований прерывается в конце доггера — перед келловеем — тектоническими движениями; это — одна из важнейших фаз в истории формирования структуры Кавказа. В это время антиклинорий Главного хребта, начавший формироваться еще в верхнем лейасе, приобретает свои основные черты; точно так же к западу от Сангути-Дона выступает и подвергается эрозии Дигорский хребет; ограничивающий его с юга уже упоминавшийся сброс «оживает», движение по нему в предкелловейскую фазу имеет большой размах. В это время обособляется, как часть Балкаро-Дигорской подзоны, Садонская антиклинальная структура. Предкелловейские восходящие движения охваты-

вают и выводят из-под уровня моря и северную часть Абхазо-Рачинской зоны.

Изступившая вслед затем келловейская трансгрессия обусловила перекрытие на Северном Кавказе различных тектонических зон, все более южных по направлению с запада на восток, и налегание келловей на все более древние отложения до нижнего докембрия включительно.

Начавшееся в келловее погружение в Центральном Кавказе все же не влечет за собой захвата морским бассейном всей территории; подзона Главного и подзона Дигорского хребтов с преобладающе геоантиклинальными тенденциями к западу от р. Ардона продолжают служить еще областями сноса.

Наконец, в конце юрского периода — перед титонским веком и в начале его — снова приобрели более интенсивный характер тектонические движения (андийская фаза). В это время на южном склоне формируется южная интрагеосинклиналь; к северу от Скалистого хребта намечается геоантиклинальная зона; между нею и геоантиклинальной зоной Главного хребта продолжает развиваться Северокавказская геосинклинальная зона.

Интрузивная форма проявления вулканизма в юрское время стала привлекать к себе внимание геологов только в самые последние годы. Теперь все больше и больше выясняются и широкое распространение юрских интрузий, и их весьма важная роль в создании рудных месторождений. Наиболее широкое распространение имеют, повидимому, малые интрузии диабазов, габбро-диабазов и частью более кислых пород — кератофиров, подчиненных среднему лейасу — нижнему тоару; их приходится трактовать как образования, по возрасту не выходящие за пределы возраста вмещающей их песчаниково-сланцевой толщи. Названные породы широко распространены в Северной Осетии (диабазовый пояс Варданынца), в Кабардинской АССР (Безенгиевское и Чегемское ущелья), в верховьях Подкумка и по Кубани в районе Микоян-Шахара. Роль этой формации в металлогении неясна; создается впечатление, что она во всяком случае несущественна.

Вторая группа охватывает множество даек пород, изученных по р. Тереку В. П. Ренгартемом и описанных Л. А. Варданынцем под объединенным названием пород диоритово-диабазового ряда. Дайки насыщают развитые здесь две древнейшие юрские свиты — кистинскую и циклаурскую — и выступающие среди них в антиклинальной структуре древние дарьяльские граниты. Этим дайкам в последнее время стали приписывать молодой послекелловейский возраст (Л. А. Варданынц). Однако, если принять во внимание участие этих даек в складчатости, их чрезвычайно резко выраженные милонитизацию и локализацию в отложениях не моложе лейаса, то формирование их с большей долей вероятности надо будет связывать с тектоническими движениями не позднее предкелловейской фазы. Аналогичные породы довольно широко распространены в зоне Главного хребта и далее к западу от р. Терека (в Осетии и Кабарде), будучи подчинены преимущественно выступам древнего кристаллического комплекса.

На южном крыле Дарьяльской антиклинальной структуры в циклаурской свите среднего лейаса изобилуют дайки и штокообразные мелкие интрузии сильно измененных (автометаморфизованных) пород, условно объединенных Л. А. Варданынцем под названием «вторичных альбитофиров». Эти породы по ряду признаков сопоставляются с гранит-пор-

фирами, альбитовыми гранитами, плагиогранитами и диоритами Северной Кахетии, которые рассматриваются как дериваты залегающей на глубине кислой или средней по составу интрузии мезозойского (юрского) возраста; с ними связываются медные рудопроявления Северной Кахетии, юго-восточного Дагестана и, можно полагать, Северной Осетии.

На фиг. 2 все эти интрузии не отмечены; показаны лишь заведомо батские интрузии Абхазии (Келасури и др.) и батские или верхнеюрские интрузии Дзирульского массива. Соответствующие им интрузии в Центральном Кавказе неизвестны. Ближайшими к ним по возрасту, вероятно несколько более древними, являются граниты Тырны-Ауза.

Со времени открытия гранитов Тырны-Ауза большинство геологов считало их очень молодыми, третичными образованиями. В то же время высказывался и другой взгляд, по которому эти граниты считались предтоарскими. При обосновании большой молодости тырны-аузских (эльджуртинских) гранитов указывалось на то, что эльджуртинская интрузия якобы прорывает и закупоривает наиболее молодые разрывы, затрагивающие нижнюю юру, приводились также и другие косвенные соображения. При обосновании предтоарского возраста обращалось внимание на отсутствие в верхнетоарских отложениях Тырны-Аузской зоны каких бы то ни было признаков гидротермальных проявлений, в то время как последние имеются в верхнем палеозое. В настоящее время установлено, что:

1) эльджуртинские граниты оказывают метаморфизирующее воздействие на нижнеюрские отложения, в виде тектонического клина зажатые среди докембрия и палеозоя в Тырны-Аузской зоне; точный возраст этих нижнеюрских сланцев не установлен; вероятно они окажутся средне- или нижнелейасовыми;

2) эльджуртинская гранитная интрузия обрывается сбросами — «центральными» на севере и «южноэльджуртинским» на юге, амплитуда которых измеряется по меньшей мере многими сотнями метров;

3) кроме указанных, ограничивающих эльджуртинскую интрузию, разрывов, последняя пересечена еще рядом продольных и поперечных сбросов, по которым испытывают соответствующие нарушения и смещения и отдельные участки рудного ореола Тырны-Аузского массива;

4) по некоторым, нарушающим интрузию, разрывам произошли более молодые проявления вулканизма, образовались дайки витрофиров и штокообразные интрузии и частью, повидимому, экструзии дееленитов;

5) восходящее движение Тырны-Аузской зоны и формирование на ее месте горста намечается перед верхним тоаром. Верхнетоарские отложения прилежащей с севера зоны изобилуют кластическим материалом из палеозойских формаций Тырны-Аузской зоны; вместе с тем в прилегающих районах они лишены рудных или каких-либо гидротермальных проявлений.

Приведенные главнейшие данные позволяют считать эльджуртинскую интрузию не третичной, а юрской. Вероятнее всего она действительно окажется предверхнетоарской, хотя пока еще не исключена возможность, что она связана с более молодыми движениями юрского же периода, особенно с предкелловейскими.

Кроме молибдено-вольфрамового Тырны-Аузского месторождения с рассматриваемой интрузией связаны сульфидно-оловянные месторождения, иногда одновременно и мышьяково-висмутовые, а также сурьмяные месторождения. Кроме того, к востоку от Тырны-Ауза в той же зоне, испытывающей в этом направлении погружение, широко развиты

медные (халькопиритовые) рудопроявления, которые, как можно полагать, по всей совокупности данных, одновозрастны тырны-аузскому редкометалльному комплексу и в таком случае генетически связаны с теми же проявлениями вулканизма. Иначе говоря, ставится вопрос о возможности рассматривать медные месторождения Кестанты — Сакашилль как более низкотемпературные составляющие сложного ореола тырны-аузского типа. На Тырны-Аузе соответствующие части рудного ореола, в таком случае, должны считаться удаленными эрозией.

За пределами Тырны-Аузской зоны на Северном Кавказе пока не установлены такие проявления вулканизма, которые по возрасту, составу пород и по типу вызванных ими к жизни месторождений соответствовали бы тырны-аузским. Редкометалльное оруденение Главного хребта, как увидим ниже, связано с более молодыми, вероятнее всего поздне-третичными кислыми интрузиями. В промежутке же между Тырны-Аузской зоной и зоной Главного хребта располагается весьма явно выраженный пояс полиметаллического оруденения, тектонически совпадающий с подзоной Балкаро-Дигорского хребта. К этому поясу относятся месторождения Садонского рудного района, дигорские и восточно-балкарские месторождения. В настоящее время они считаются юрскими. Формирование их можно ставить в связь с теми проявлениями вулканизма, которые сопутствовали формированию подзоны Балкаро-Дигорского хребта, особенно резко сказавшимися в предкелловейское время. Судя по чрезвычайно широкому распространению в указанной подзоне полиметаллических рудопроявлений средне- и особенно низкотемпературных типов, а также по еще более широкому распространению тут же кварцево-анкеритовых, в основном безрудных, жил, сохраняющих свой характер на многие сотни и даже более тысячи метров по вертикали, надо считать, что вызвавшая их к жизни интрузия залегает на глубине и не вскрыта эрозией. Упомянутые ранее породы диоритово-диабазового ряда и вторичные альбитофиры характеризуют по Тереку и восточнее подзону собственно Главного хребта (Главный антиклинорий), где полиметаллическое оруденение — балкаро-дигоро-садонского типа не выражено во всяком случае так, как в подзоне Балкаро-Дигорского хребта. Поэтому названные породы даек нельзя рассматривать как дериваты упомянутой, еще не вскрытой, интрузии.

Мел. В течение мелового периода развитие структуры Центрального Кавказа происходило в основном в направлении, установившемся к концу юрского периода. Северокавказская и южнокавказская геосинклинальные зоны продолжали прогибаться и накапливали в себе мощные толщи осадков. Временные перерывы в процессе накопления осадков, особенно на севере, не нарушали общего направления процесса.

О вулканических явлениях в меловое время ничего существенного нельзя сказать. Интрузии этого периода в Центральном Кавказе неизвестны; надо полагать, что вулканизм в это время и не проявился в интрузивной форме. Показанная на фиг. 2 кислая интрузия предверхне-мелового времени относится к району озера Кардывач на южном склоне северо-западного Кавказа. И там она выделяется условно. Рудопроявления мелового возраста не известны. Слабые проявления вулканизма и эффузивной форме в конце среднего — начале верхнего мела относятся к южному склону (аналоги свиты Мтавари).

Кайнозой. В третичный период завершается тот геологический цикл первого порядка, который развивался еще с начала юры. Геосинклинальные зоны выполняются осадками; общее восходящее движение

земной коры обуславливает отступление морских бассейнов и формирование к концу третичного периода горной страны. Вулканические процессы проявляются в эффузивной и в интрузивной форме; с формированием интрузий связано образование множества рудных месторождений. Прогрессирующая до настоящего времени эрозия создает расчлененный рельеф и вскрывает апикальные части интрузий и приуроченные к ним рудопроявления.

Третичные отложения сохранились только по окраинам современного Кавказского хребта; в центральной наиболее интересной в рудном отношении части они уничтожены эрозией. Поэтому о развитии тектонических движений в хребте невозможно получить достаточно полного представления.

Как видно из фиг. 2, тектонические фазы, отмечаемые еще в конце мелового периода, проявляются с нормальной частотой в палеогене, а затем в неогене быстро одна за другой повторяются и дают картину прерывисто-непрерывного движения земной коры. Останавливаться здесь на вопросе, является ли это особенностью неогенового периода на Кавказе или следствием лучшей изученности третичных отложений — нет необходимости. Можно еще раз отметить, что сохранившиеся только по окраинам горной страны третичные отложения еще не дают возможности воссоздать полную картину развития и нарастания движения в самом хребте; они позволяют лишь создать представление об общей пульсации земной коры.

Появление кластических элементов из пород горной области в чокраке предгорий и затем нарастающая их роль в третичных осадках, особенно начиная с меотиса, указывает с полной определенностью, что к этому времени Кавказский хребет уже вступил в последнюю фазу своего формирования.

Что восходящее движение земной коры было неравномерным и что при этом формировалось не плавное куполообразное поднятие, а движение имело дифференцированный характер, в результате чего создавались зоны относительного поднятия и относительного погружения, обо всем этом свидетельствуют соотношения между различными геологическими формациями. Многие из ранее образовавшихся разрывов продолжали существовать и служить основными структурными элементами завершающегося в своем развитии горного сооружения.

По ограничивающим Тырны-Аузскую зону разрывам, заложенным еще в среднем палеозое, продолжалось наметившееся еще в юре поднятие всей зоны и формирование горста на месте бывшего предтоарского грабена. При этом движении были подняты в более высокие горизонты земной коры части (блок) гранитной интрузии, сформировавшейся в юрское время на значительной глубине; эрозия четвертичного времени вскрыла этот блок вместе с ореолом рудных месторождений. Вся зона при этом подверглась еще распадению на систему линзовидных глыб. Выступы Дигорского и Главного хребтов оказались поднятыми относительно смежных с ними зон, и древние граниты выступов оказались несколько надвинутыми на юрские и меловые осадки отставших в восходящем движении депрессии. Следовательно, такие структурные элементы, как разрывы, ограничивающие выступы древнего кристаллического комплекса в Дигорском и Главном хребтах, не являются новообразованиями четвертичного времени (такое представление нашло отражение в кавказской литературе), а являются основными элементами, определявшими развитие структуры Кавказа все время, по крайней мере с юрского периода и до наших дней включительно.

Во второй половине третичного периода формируются многочисленные мелкие интрузии гранитов и гранодиоритов, а частично и основных пород. Эти мелкие интрузивные тела рассматриваются как сателлиты от глубинной неинтрузии. Только в одном случае — на лакколитах Пятигорья — удается установить, что интрузии — определенно послещок-ракского и, вероятно, предапшеронского возраста. Другие кислые неинтрузии могут быть только сопоставляемы по возрасту с лакколитами Пятигорья. Имеются основания принимать для них несколько более древний, хотя все же неогеновый возраст. Большинство выходов неинтрузивных пород подчинено зонам Главного хребта и южного склона. При этом выходы гранодиоритов и близких к ним гипабиссальных образований обычно приурочены к разрывам по обоим склонам выступа Главного хребта; они рвут зоны разломов, а сами в основном не обнаруживают смещений и катаклаза. Это и позволяет говорить о большой молодости упомянутых интрузивов. Таково залегание гранодиоритов в массиве Тепли, по Сангути-Дону, в хребте Кароби, в хребте Цурунгал (у месторождения Цена), в верховьях ледника Уллу-Чиран Безенгиевский и т. д.

Такие комагматы неинтрузии, как интродацинты, андезиты, липариты, трахиты, распространены в форме даек гораздо шире; их выходы обычно не находятся в видимой связи с зонами разломов.

С неинтрузией в Центральном Кавказе связаны многочисленные рудопоявления преимущественно редких и частично цветных металлов. Они концентрируются в пределах пояса, охватывающего подзону Главного хребта, в узком смысле (Главный антиклинорий), и зону южного склона. Главнейшие месторождения показаны на фиг. 2 (см № 24—31). Они залегают в породах докембрия, в юре, в мелу (южный склон Главного хребта), часто они приурочены к апикальным частям вскрытых неинтрузий, реже находятся вне видимой связи с выходами интрузивных пород. В первом случае они имеют телескопированный характер, причем существенную роль играют в них вольфрам, молибден, мышьяк (в виде арсенопирита), сурьма, обычно имеется также и олово. Во втором случае они сложены ферберитом с антимонитом, но преобладающе реальгаром и аурипигментом, часто антимонитом или же кинварью, далеко вынесенными за пределы неинтрузии.

Месторождения первого типа слагают узкую полосу вдоль крупного разрыва, ограничивающего с юга выступ древних кристаллических пород Главного хребта (группа разнообразных рудопоявлений массива Тепли, Нацара, Кароби, Чорохи, Цена и др.) или же вдоль системы разрывов по северному склону Главного хребта (Сангути-Дон, Тана-Дон, Дых-Су).

Месторождения второго типа разбросаны в пределах широкой полосы к югу от Главного хребта, тогда как к северу аналогичных месторождений совсем нет, что пока еще не получило удовлетворительного объяснения. К числу месторождений второго типа относятся Нацара, Мацанцуара, Сагеби (вольфрам, сурьма), Талахиани, Мамисон, Тиб, Цес (ртуть), Кодис-Дзири, Рустави, Молиса, Чичива (ртуть, мышьяк), Зопхито (сурьма), Лухуми (мышьяк), Урави (мышьяк), Сакао (сурьма, ртуть, мышьяк). Последние месторождения (начиная с Лухуми) оказываются очень удаленными от Главного хребта.

Наиболее молодые проявления вулканизма относятся к четвертичному периоду. Это — липаритовые туфы Чегема и окрестностей Нальчика, андезиты Казбека, Эльбруса, Чегет-Джора, Кельского плато, Джавского района и другие, более мелкие. Они представляют интерес

как строительные, а в некоторых случаях как кислотоупорные материалы. Распределение их в пространстве объясняет в некоторой части выходы минеральных источников и струй углекислого газа.

4. ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Факторы морфогенеза

Образование Кавказского хребта протекало на фоне общего восходящего движения, сопровождавшегося восходящими и нисходящими колебательными движениями.

По мере последовательных поднятий Кавказского хребта все новые и новые толщи осадочных и кристаллических горных пород сносились в южные и северные предгорные области, где они образовывали третичные и четвертичные толщи континентальных и морских терригенных отложений. В этих последних областях процесс отложения осадочных толщ также протекал на фоне колебательных движений суши.

Характер колебательных движений в осадочных толщах легко улавливается по наличию несогласий в напластовании пород. Эти несогласия характеризуют собой перерыв в отложении осадков, размыв горных пород, что и является свидетельством восходящего движения суши; они выражаются в стратиграфических разрезах базальными поверхностями. Наличие осадочной толщи, ограниченной сверху и снизу базальными поверхностями, свидетельствует об аккумуляции осадков или о нисходящем движении суши. На этом принципе несогласий в отложении осадочных пород построена стратиграфия всех осадочных толщ, но для четвертичных отложений зачастую в качестве основы для стратиграфических подразделений берутся не эти главные признаки, а второстепенные, частные, как, например, наличие погребенных почвенных горизонтов, наличие нескольких слоев лессовидных суглинков, определенные уровни и число террас, несколько слоев галечников или конгломератов.

Характер колебательных движений в рельефе поднимающейся суши находит свое выражение либо в образовании пенепленизированных или эрозионных поверхностей,¹ отражающих нисходящее направление колебательных движений (или продолжительную стабильность суши), либо в образовании глубоких эрозионных долин и уступов террас, свидетельствующих о восходящих колебательных движениях. Следовательно, колебательные движения в рельефе поднимающейся суши находят свое определенное, зависящее от характера движений, морфологическое, а в областях опусканий — стратиграфическое выражение.

В рельефе Центрального Кавказа наблюдается несколько пенепленизированных и эрозионных поверхностей, срезающих на определенном уровне альпийские и доальпийские геологические структуры. Эти поверхности разделены глубокими эрозионными долинами до нескольких сот метров глубины. Самая верхняя (первая) весьма сильно размытая пенепленизированная поверхность прослеживается в наивысших точках горного рельефа. Она устанавливается нами впервые на основании следующих фактов: 1) по наличию многочисленных высокогорных вершин одинаковой высоты; 2) по характеру высокогорных водоразделов, имею-

¹ Под молодыми пенепленизированными поверхностями подразумеваются обширные срезанные процессами денудации более или менее ровные площади суши; под древними — тоже площади, но приподнятые на разную высоту и глубоко расчлененные эрозией рек; под эрозионными поверхностями — те, которые образовались, главным образом, под действием речной эрозии.

щих местами вид узких и ровных гребней; 3) по срезанию складчатых геологических структур денудационными процессами. К этой поверхности относятся многие горные вершины на водоразделе Главного хребта, достигающие 4000—4500 м абс. выс.; в Боковом, Балкаро-Суганском, хребте к ней относятся многие вершины гор той же высоты, что и в Главном хребте, а также целый ряд плоских водораздельных горных гребней. В Скалистом хребте к этой поверхности относятся его наивысшие вершины, достигающие 3000—3500 м абс. выс., и весь северный склон этого хребта. Таким образом, рассматриваемая верхняя пенеппенизированная поверхность Центрального Кавказа является наиболее выпуклой в центральных частях хребта и постепенно понижается к его предгорьям. В центральных частях Кавказа она срезает древние докембрийские структуры хребта, а на северном склоне, в пределах Скалистого хребта, частью срезает альпийские структуры, но чаще совпадает с поверхностью моноклинально падающих на север известняков верхней юры и нижнего мела. Относительные превышения рассматриваемой поверхности достигают от 2000 до 2500 м в горной части Центрального Кавказа.

Вторая пенеппенизированная поверхность является широко распространенной и наиболее хорошо выраженной на водоразделах между всеми главными реками Центрального Кавказа в области развития сланцев и песчаников юры. Она отмечалась многими исследователями, изучавшими Кавказ. В пределах Центральной депрессии она достигает 3000—3500 м, в пределах Северной—2000—2500 м абс. выс. Относительные превышения ее над дном речных долин составляют 1000—1500 м. На водоразделах между реками эта поверхность занимает площади в несколько квадратных километров. В некоторых местах она даже заболочена, вследствие слабого стока воды. На склонах Главного, Бокового и Скалистого хребтов встречаются высокие эрозионные уступы, соответствующие этой поверхности. На северном склоне Скалистого хребта и в полусе низких куэст эта поверхность сохранилась в виде сглаженных гребней моноклинальных куэстовых гряд. Абсолютная высота ее здесь достигает 1000—1500 м (относительная 500—700 м). В некоторых местах на поверхности гряд встречается валунно-галечниковый материал гранитных и вулканогенных пород или же крупные валуны до 1—2 м в поперечнике вулканогенного состава.

На уровне 500—900 м над дном речных долин находится эрозионная поверхность, сохранившаяся небольшими участками в речных долинах. В полосе низких куэст она частью совпадает со второй пенеппенизированной поверхностью или же располагается несколько ниже ее. На ней, так же как и на лежащей выше поверхности, залегают крупные валуны вулканогенных пород.

На уровне 180—200 м над дном речных долин развита террасовая эрозионная поверхность, наиболее рельефно выраженная в предгорной полосе Центрального Кавказа. Она образована то в третичных, то в верхнемеловых породах, но чаще слагается бурыми суглинками различной мощности и подстилающими их валунно-галечными отложениями. Суглинки к северу переходят в отложения бакинской трансгрессии, так что возраст их и террасы определяется как бакинский. Возраст валунно-галечных отложений является частью бакинским, соответствующим началу бакинской трансгрессии, частью предбакинским.

В основании толщи валунно-галечных отложений, на уровне 20—30 м над дном речных долин располагается более древняя, чем залегающие

на ней отложения, базальная поверхность, возраст которой определяется как предбакинский.

Между 180—200-метровой эрозионной поверхностью и современным руслом рек расположена целая серия эрозионных и эрозионно-аккумулятивных террас, образованных в толще бакинских континентальных отложений и третичных породах. Здесь наблюдаются 120—130, 85—100, 60—75, 30—40, 15—20, 4—6 и 2-метровые террасовые поверхности. Возраст всех этих террас колеблется от послебакинского до современного. Террасовые поверхности обычно начинаются от северного склона Скалистого хребта и прослеживаются вниз по реке до предгорных равнин. Стреловидные их высоты постепенно уменьшаются, и на предгорных равнинах наблюдается схождение террас. Такая же картина схождения террас в предгорьях и расхождения их в горах характерна и для вышележащих эрозионных и пенеценизированных поверхностей, что несомненно свидетельствует о различных амплитудах поднятия хребта в его центральной и периферических частях.

Вторая пенеценизированная поверхность в полосе холмистых предгорий переходит в базальную поверхность, уходящую под континентальную вулканогенную толщу валунных конгломератов, туфо-брекчий и туффитов. Возраст толщи определяется как апшеронский. Вулканогенная толща севернее, в передовых хребтах, по данным Б. Г. Орловского и М. Ф. Двали, залегает несогласно на сильно размывших акчагыльских отложениях — суглинках, песках и галечниках, содержащих также вулканогенный материал. В свою очередь акчагыльские отложения отделены от нижележащих пород другой базальной поверхностью. Обе эти базальные поверхности являются дислоцированными; они образуют синклинальные и антиклинальные пологие складки в соответствии с нарушениями разделяющих их отложений. Некоторая неясность перехода пенеценизированных и эрозионных поверхностей в базальные поверхности в предгорной полосе заставляет с большой осторожностью высказаться относительно возраста их. Если судить по взаимоотношениям пенеценизированных и эрозионных поверхностей с базальными, то возраст второй и 500—900-метровой поверхности определяется как плиоценовый, причем возможно, что вторая, более древняя поверхность является акчагыльской, а нижняя апшеронской. Возраст второй поверхности, развитой на водоразделе рр. Баксана и Малки, Н. И. Николаев также определяет как плиоценовый. Определение же возраста этой поверхности как бакинской или верхнеапшеронской (Л. А. Варданиц) не имеет достаточных оснований.

Установив возраст этих пенеценизированных и эрозионных поверхностей, мы можем подойти к определению возраста разделяющих их эрозионных долин. Эрозионные долины, разделяющие апшеронскую эрозионную и акчагыльскую пенеценизированную поверхности, по времени их образования должны соответствовать предапшеронскому поднятию, амплитуду которого мы можем установить, исходя из положения упомянутых поверхностей, в 500—600 м.

Глубокие и широкие долины, расположенные выше акчагыльской поверхности, относятся ко времени предакчагыльского и более древних (миоценовых) поднятий. Следовательно, возраст самой верхней пенеценизированной поверхности должен относиться к миоценовому времени.

Амплитуда предакчагыльских поднятий определяется, по положению пенеценизированных поверхностей, в 1000 м.

Глубокие, местами каньонообразные долины, располагающиеся ниже апшеронской эрозионной поверхности, естественно, должны быть после-

апшеронскими и соответствовать предбакинскому поднятию. Дно этих долин в горной части обычно располагается метров на 20—30 выше современного дна речных долин, только в верховьях рек днища их долин совпадают. Амплитуда предбакинского поднятия по положению эрозионных поверхностей определяется в 500—900 м. Общая амплитуда послебакинских поднятий определяется глубиной размыва бакинских отложений и оказывается равной 200 м.

Таким образом, сопоставление пенепленизированных и эрозионных поверхностей и разделяющих их эрозионных долин с предгорными континентальными отложениями, возраст которых известен, и разделяющими их базальными поверхностями позволяет определить время формирования пенепленизированных и эрозионных поверхностей и эрозионных долин и установить амплитуды восходящих колебательных движений Центрального Кавказа.

О величине нисходящих колебательных движений по рельефу горной страны судить очень трудно, так как определенных данных, характеризующих амплитуды опусканий, нет, кроме пенепленизированных поверхностей. Легче судить об этом по аккумулятивным толщам, отложившимся в результате сноса материала гор на фоне опускания суши. Мощности этих толщ и являются единственным критерием, позволяющим говорить об амплитудах нисходящих колебательных движений геоморфологического типа. Правда, полученные величины будут приближительными, но все же они дадут представление об относительном характере движений.

Максимальная мощность морских акчагыльских отложений, распространенных в Алханчуртской долине, по данным М. Ф. Двали, достигает почти 300 м. Общая мощность континентальной свиты «Рухс-Дзуар», по В. П. Ренгартену, составляет около 370 м, но необходимо принять во внимание, что только нижняя часть свиты относится к акчагылу, так что собственно его мощность должна быть вдвое меньше упомянутой цифры.

Мощность континентальной грубообломочной вулканогенной толщи, относящейся к апшерону, достигает в полосе предгорий 100—150 м, но в действительности она была значительно больше, так как апшерон здесь сильно размыт.

На предбакинской базальной поверхности в полосе низких куэст, предгорий и далее к северу залегает двухчленная толща континентальных отложений мощностью более 150 м. Севернее передовых хребтов эти отложения переходят в морские слои бакинской трансгрессии, в связи с чем и определяется возраст этой толщи. Нижняя часть толщи представлена крупно-валунными и галечными отложениями почти исключительно гранитного состава, мощностью 50—70 м. Они частью относятся к предбакинскому времени. На них, а также на размытых третичных отложениях залегает толща бурых суглинков, общая мощность которых достигает около 100 м. В зависимости от степени их размыва и гипсометрии погребенного добакинского рельефа мощность отложений в разных местах предгорий оказывается самой различной.

Бурые суглинки представляют собой весьма однородную массу с весьма редкой и слабо выраженной слоистостью. Иногда в них встречается несколько погребенных почвенных горизонтов. Мощность бакинских морских отложений достигает примерно 200 м. Береговая линия во время бакинской трансгрессии проходила несколько выше 200-метровой горизонтали. С максимумом этой трансгрессии связано образование верхней бакинской аккумулятивной поверхности, широко распространен-

ной в предгорной полосе Центрального Кавказа. Л. А. Варданынц называет ее пенеplenом накопления. В речных долинах полосы предгорий эта поверхность представлена, как указывалось выше, 180—200-метровой эрозионно-аккумулятивной террасой.

Континентальные бакинские отложения сильно размыты реками, образовавшими в них целую серию эрозионных и эрозионно-аккумулятивных террас, расположенных на высоте от 180—200 м до уровня современных пойм. Наличие этих террас, врезанных в континентальные предбакинские и бакинские отложения, свидетельствует о послебакинских колебательных движениях — поднятиях (о чем говорилось выше) и опусканиях; первым будет соответствовать образование уступов террас, вторым — поверхностей террас.

Таким образом, мы можем выделить следующие основные фазы колебательных движений Центрального Кавказа, обусловивших формирование пенеplenизированных и эрозионных поверхностей, эрозионных долин и аккумуляцию континентальных отложений (табл. 2).

Таблица 2

Основные фазы колебательных движений в Центральном Кавказе

Фазы колебательных движений и их амплитуды	Характер эрозионных процессов
Миоценовое опускание	Образование верхней (первой) пенеplenизированной поверхности на уровне 2000—2500 м относ. высоты
Предакчагыльские поднятия до 1000 м	Образование глубоких долин между первой и второй пенеplenизированными поверхностями
Акчагыльское опускание	Образование второй пенеplenизированной поверхности на уровне 1000—1500 м относ. высоты
Предапшеронское поднятие до 500—600 м	Образование эрозионных долин между второй пенеplenизированной поверхностью и 500—900-метровой эрозионной поверхностью
Апшеронское опускание	Образование эрозионной поверхности на уровне 500—900 м относ. высоты
Предбакинское поднятие до 500—900 м	Образование глубоких каньонообразных долин до уровня 20—30 м над современным дном речных долин
Бакинское опускание	Аккумуляция континентальных отложений и образование бакинской эрозионно-аккумулятивной 180—200-метровой террасы
Послебакинские неравномерные поднятия (до 200 м) и опускания	Образование эрозионных и эрозионно-аккумулятивных террас от 2 до 200 м относ. высоты

Крайне показательна намеченная Л. А. Варданынцем в 1934 г. схема главнейших этапов развития рельефа Предкавказья, полностью совпадающая с нашей схемой развития рельефа. Он выделил следующие этапы развития рельефа: «а) апшеронская трансгрессия; накопление морских и континентальных отложений; б) орогенические движения; поднятия и размыв; в) пенеplenизация всего Предкавказья; г) бакинская морская трансгрессия. Накопление по всему Предкавказью аллювиальных суглинков (континентальная фация бакинского яруса), покрывших пенеplenизированное Предкавказье сплошной мощной мантией. Одно-

временное с этим выравнивание рельефа горной области; д) орогенические движения и поднятия, затухающие колебательно по настоящее время. Расчленение предшествовавшего пенеплена как в горной области, так и в Предкавказьи. Врезание новых долин. Формирование речных террас как следствие колебательного изменения интенсивности эрозии, обусловленного прерывистостью в развитии процесса поднятий».

Складчатые процессы протекали на фоне колебательных движений с последовательным наложением и усложнением геологических структур.

На северном склоне Скалистого хребта в полосе низких куэст и холмистых предгорий выражены моноклинальные структуры, сменяющиеся к востоку складчатыми. Севернее, в полосе передовых хребтов развиты молодые антиклинальные и синклиналильные структуры, возникшие в предбаканскую фазу колебательных движений.

Вулканические процессы проявились в рельефе Центрального Кавказа в виде мощных вулканических конусов Эльбруса и Казбека и нескольких центров извержений в долине р. Чегем и окрестностях Иальчика. Максимум вулканической деятельности приходится на апшерон, о чем ярко свидетельствует вулканогенная толща, образовавшаяся в это время. В четвертичное время вулканическая деятельность проявлялась слабее и приурочивалась к вулканическим конусам. В это время и возникли обширные лавовые потоки вулканов Эльбруса и Казбека.

Процессами денудации альпийские и доальпийские геологические структуры неоднократно срезались на различных гипсометрических уровнях, о чем свидетельствуют пенепленизированные поверхности хребта. Процессами глубинной эрозии геологические структуры также неоднократно размывались на глубину, соответствующую амплитудам поднятия хребта. Следовательно, срезание геологических структур процессами денудации и их расчленение глубинной эрозией рек протекало на фоне колебательных движений хребта.

Процессы денудации протекали с момента появления Кавказского хребта, следовательно к этому же времени приурочивается зарождение древних рек, являющихся одним из главных факторов денудации. По мере последовательных восходящих колебательных движений древние реки все глубже и глубже расчленяли хребет до современного дна речных долин. В процессе расчленения хребта эрозией рек постепенно обособились в рельефе основные тектонические зоны как отдельные части размытых геологических структур.

Все главные реки Центрального Кавказа: Терек, Ардон, Урух, Черекы, Чегем и Баксан — являются поперечными (консеквентными) по отношению к основному направлению хребта и простираанию его тектонических зон. Все эти консеквентные реки пересекают основные тектонические зоны хребта, абсолютно не считаясь ни с их простираанием, ни с их геоструктурными особенностями, ни с характером слагающих их пород. Кроме того, Терек и Ардон пропилили Главный водораздел Кавказского хребта и врезались в тектонические зоны южного склона, в связи с чем здесь образовалось смещение Главного водораздела на юг.

Речные долины, образованные главными реками, являются эпигенетическими (антецедентными).¹ Все эти обстоятельства свидетельствуют

¹ Обычно в литературе в эти два термина вкладываются различные понятия. С нашей точки зрения, эпигенетические и антецедентные долины тождественны, так как они имеют общие морфологические и генетические признаки: и те, и другие

о заложении этих рек с момента поднятия хребта. Приподнявшийся Кавказ был наиболее возвышен в центральной (водораздельной) части, так что по его северному и южному склонам перпендикулярно оси хребта стекали древние реки, которые при дальнейшем поднятии хребта врезались в его геологические структуры и обособляли их в виде самостоятельных геоморфологических элементов.

Характер расположения главных консеквентных рек Центрального Кавказа и образованные ими эпигенетические долины несомненно свидетельствуют о большой древности гидрографической сети, о заложении ее в момент поднятия хребта и о дальнейшем ее развитии на фоне общих колебательных движений, обусловивших образование глубоких эпигенетических долин. Такова роль консеквентных рек и их глубинной эрозии в формировании рельефа хребта. Что же касается боковой эрозии этих рек, происходившей в моменты стабильности или нисходящих движений хребта, то ее проявление находилось в тесной зависимости от геоструктурных и литологических условий тектонических зон. Там, где тектонические зоны и подзоны слагались легко разрушаемыми сланцевыми породами (зона южного склона, Штулу-Харесская и Северная подзоны), там происходило образование широких долин; там же, где реки протекали через плотные кристаллические, метаморфические или осадочные породы (Главный, Боковой и Скалистый хребты), там формировались более суженные долины, местами каньонообразные.

Значительную роль в формировании скульптурных форм рельефа играют субсеквентные реки, деятельность которых, в противоположность первым, находится в тесной зависимости от геологического строения, простираения и характера горных пород тектонических зон. Реки эти, расчлняя геологические структуры, способствовали их обособлению в рельефе хребта. Эти структуры или их отдельные части оказались отпрепарированными эрозией рек.

Существенную роль в окончательной препарировке высокогорного рельефа имели ледниковые процессы, протекавшие на фоне колебательных движений хребта и общего изменения климата. Ледниковые процессы отпрепарировали эрозионные долины, превратив их в троговые, сильно расчленили водораздел хребта и водоразделы между реками, придав им альпийский облик, и отложили моренный и флювиогляциальный материал.

В пределах Центрального Кавказа выделяются две разновозрастные толщи континентальных отложений с большим разнообразием фациального состава. Первая, более древняя толща относится к апшеронскому, другая — к предбакинскому и бакинскому времени.

Апшеронские континентальные отложения слагают холмистые предгорья, предгорные равнины и передовые хребты, а также в виде тонкого покрова встречаются на вершинах и склонах низких куэст. Они представлены перемежающимися слоями валунно-галечных конгломератов, галечников, песков, суглинков, туффитов и туфо-брекчий. Петрографический состав отложений почти исключительно вулканогенный с небольшой примесью гранитных пород. С этой толщей связаны находки верхнетретичных млекопитающих: *Elephas meridionalis* Pohl., *Elephas* sp.

являются долинами врезания, образовавшимися на фоне поднятия (абсолютного или относительного) суши или отдельных ее участков, независимо от тектонических условий залегания горных пород. В дальнейшем мы все такие долины называем эпигенетическими.

Наиболее характерны из этих отложений валунные слои, также представленные почти исключительно вулканогенными породами. Валуны достигают 25—50 см, некоторые даже 1—2 м в поперечнике. В более южных частях распространения апшеронских отложений наблюдаются крупные валуны, залегающие на вершинах низких куэст. Наличие слоев крупных валунов в составе апшеронской вулканогенной толщи и большое распространение валунов в предгорной полосе, на второй пенеппенизированной и 500—900-метровой эрозионной поверхностях, позволяют сделать вывод о развитии в это время большого горного оледенения. Ледники этого оледенения далеко выходили на предгорные равнины. Это оледенение, следы которого наиболее рельефно выражены по долинам Терека, при пересечении им передовых хребтов, мы называем Терским.

Вулканогенная толща и подстилающие ее отложения являются дислоцированными в пологие антиклинальные и синклинальные складки. Углы падения пластов колеблются от нескольких градусов до 35°.

Предбакинские и бакинские континентальные отложения широко распространены в предгорной полосе, в передовых хребтах и на предгорных равнинах. Они представлены двумя резко отличными горизонтами: нижним, характеризующимся валунно-галечными отложениями преимущественно гранитного состава, и верхним — суглинистым. Мощность нижнего горизонта 50—70 м, верхнего — до 100 м. Вследствие размыва этих отложений и залегания их на неровном предбакинском рельефе, мощность их бывает самой различной, но колеблется в упомянутых пределах.

В этой толще, как и в апшеронской, резко выделяются валунно-галечные слои, несомненно свидетельствующие о большом (втором) оледенении в предбакинское и, частично, в бакинское время. Конечные морены этого оледенения сохранились во всех речных долинах Центрального Кавказа, но не в одинаковом количестве, так как некоторые из них были уничтожены последующими денудационными процессами. Максимальное распространение ледников этого оледенения отмечается скоплениями валунов севернее Скалистого хребта (ниже р. Кара-Су по Безенгиевскому Черeku, около Кошка-Тау, на Орджоникидзеvской равнине). Все остальные конечные морены, располагающиеся выше по течению рек, являются стадияльными и свидетельствуют о постепенном отступании ледников.

Следы этого оледенения наиболее ярко сохранились в долине р. Безенгиевский Черек, где находится самый крупный ледник Большого Кавказа — Безенгиевский. В связи с этим выделяемое нами четвертичное оледенение мы называем Безенгиевским.

Кроме эрозионных и ледниковых процессов, имеющих основное значение в формировании рельефа Центрального Кавказа, необходимо указать на ряд геоморфологических процессов — селевых, оползневых, карстовых, делювиальных, создающих свои определенные формы рельефа, развивающиеся на главных эрозионных и ледниковых формах.

Таким образом, формирование высокогорного рельефа Центрального Кавказа происходило путем постепенного расчленения гидрографической сетью пенеппенизированных геологических структур на фоне колебательных движений хребта. Образованные формы рельефа подвергались воздействию различных геоморфологических процессов, из которых весьма существенную роль играли ледниковые.

Геоморфологические районы Центрального Кавказа

Постепенное расчленение гидрографической сетью поднимающегося Кавказского хребта обусловило выделение в рельефе основных тектонических зон в виде самостоятельных геоморфологических районов. Каждый геоморфологический район характеризуется своими определенными морфологическими чертами, обусловленными геологическим строением и литологией горных пород тектонических зон. В рельефе отдельных геоморфологических районов вскрытые денудацией геологические структуры бывают особенно хорошо выражены и образуют структурные формы рельефа. Так, для Скалистого хребта и низких куэст характерны моноклиналиные, для передовых хребтов — антиклинальные, для предгорных равнин — синклиналиные структуры, выраженные в рельефе. Вообще же весь рельеф Центрального Кавказа является эрозионно-тектоническим, так как геологические структуры и образованные ими тектонические зоны сами по себе являются тектоническими формами, которые приподнялись выше уровня моря также тектоническим путем и подверглись энергичным денудационным процессам, действовавшим и в направлении денудационной пенеппенизации геологических структур и в направлении их глубокого расчленения.

В рельефе Центрального Кавказа можно выделить следующие геоморфологические районы:

1. Главный Кавказский хребет представляет собой водораздельную часть Центрального Кавказа, сложенную древними докембрийскими гранитами и кристаллическими сланцами. В восточной части от Ардона до Терека кристаллические породы погружаются под толщу юрских отложений и вскрываются эрозией только по долинам рр. Ардона и Терека. Абсолютные высоты достигают 4000—5000 м и более (гора Шхара 5183 м). Рельеф характеризуется альпийскими формами — зубчатыми гребнями, пиками, возвышающимися на белоснежном фоне фирнов и ледников. Наиболее крупными ледниками северного склона являются Безенги, Дых-Су, Караугом, Фытнаргин. Характерно развитие крупных осыпей на склонах гор, селевых и флювиогляциальных конусов выноса и моренных образований.

Район трудно доступен и в основном непригоден для сельскохозяйственного использования, за исключением некоторых сглаженных и пониженных водоразделов и их склонов.

2. Суганский боковой хребет расположен севернее Главного хребта и простирается от Эльбруса до р. Сангути-Дон. Он сложен докембрийскими гранитами, гнейсами и кристаллическими сланцами, а кроме того местами позднейшими осадочными (палеозой, юра) и изверженными (липариты, андезиты) породами. По характеру рельефа он представляет высокое, глубоко расчлененное реками на ряд отдельных массивов, нагорье, весьма круто обрывающееся на юг по широтному разрыву. Наивысшие точки хребта Дых-тау — 5198 г. Коштан-Тау — 5145 м, Гюльчи — 4472 м, Сукан — 4491 м.

Рельеф имеет типичный альпийский характер. Ледники развиты главным образом на северном склоне, более длинном и менее крутом, чем южный.

Распространены крупные осыпи склонов и моренные образования.

Район непригоден для сельскохозяйственного использования, за исключением выравненных участков хребта и пологих склонов, представляющих горные пастбища.

В долинах, пересекающих хребет, встречаются небольшие залежи полезных ископаемых.

3. Вулканические массивы. К ним относятся Эльбрус и Казбек.

а) Эльбрус является крупным вулканическим массивом, сложенным андезитовыми лавами. Он является наивысшей точкой всего Кавказа, достигая 5633 м абс. выс. Со всех сторон его покрывают сплошные фирны, опускающиеся отдельными языками или лопастями в долины рек, образуя ледники Ирик, Б. Азау, М. Азау, Терскел, Гара-Баши и др.

б) Казбек является другим крупным вулканическим массивом, достигающим 5043 м абс. выс. Он сложен андезито-дацитами, образовавшими большие лавовые потоки, доходившие до русла р. Терека и перераживавшие его.

Вершина массива покрыта сплошным фирном, питающим ряд долинных ледников: Мна, Абано, Орцвери, Девдоракский, Чачский и др.

4. Южная депрессия располагается к югу от Главного хребта и геологически относится к южному его склону, но две ее части — Верхне-Ардонская (Туалетская) и Верхне-Терская котловины морфологически связаны с северным склоном хребта, которые присоединены к нему вследствие их перехвата Ардоном и Тереком, пропилившим Главный хребет. Депрессия сложена юрскими сланцами и нижнемеловыми флишевыми отложениями. Последние легко разрушаются, и потому рельеф приобретает мягкие, сглаженные формы, достигая 2000—3500 м абс. выс.

Для района характерно развитие делювиальных, селевых и оползневых процессов, а также альпийских и субальпийских лугов и пастбищ и горного земледелия.

5. Центральная депрессия под таким названием нами выделяется впервые. Она наиболее широко выражена к востоку от Безенгиевского ледника, в виде так называемой Штулу-Харесской или южной (для северного склона) депрессии, сливающейся восточнее Сангути-Дона с северной депрессией. Западное ее продолжение начинается по долинам ледников Цаннера и Китлода, и протягивается по долинам рр. Адыл-Су и Верхний Баксан. Эта депрессия, сложенная дислоцированными отложениями нижней и средней юры, занимает действительно центральное положение между Главным и Боковым хребтами. Абсолютные ее высоты достигают 1500—3500 м. Рельеф представлен мягкими, сглаженными формами, вследствие развития здесь глинистых сланцев.

Характерно развитие делювиальных, селевых, ледниковых, водно-эрозионных и других процессов.

Сельскохозяйственное значение то же, что и для предыдущего района.

В главных речных долинах встречаются россыпи полезных ископаемых.

6. Северная депрессия располагается между Суганским и Скалистым хребтами и сложена преимущественно глинистыми сланцами и песчаниками лейаса; верхнелейасовые сланцы залегают моноклинально, падая на север.

Формы рельефа — мягкие, сглаженные, достигают 1500—2500 м абс. выс. Широко развиты делювиальные и оползневые процессы, а также крупные осыпи известняков, спускающиеся с обрывов Скалистого хребта.

Сельскохозяйственное значение такое же, как и предыдущего района.

7. Алханчуртская депрессия располагается между Терским и Кабардино-Сунженским хребтами и представляет собой молодую синклинальную ложбину в третичных отложениях. Абсолютные высоты достигают 300—350 м. Имеет большое значение для сельского хозяйства.

8. Скалистый хребет представляет высокую куэсту с крупными обрывами (до 1500 м относ. выс.) южного склона и пологим, но глубоко расчлененным реками северным склоном. Он сложен толщей верхнеюрских и нижнемеловых известняков, мергелей, доломитов, мономинально падающих на север под углом 25—30°. Хребет глубокими речными каньонами расчленен на ряд водораздельных массивов. Наибольшие абсолютные высоты хребта достигают 3000—3600 м (Каракая — 3606, Ваза-Хогх — 3529 м).

На северном склоне имеются ледниковые кары и моренные образования. Характерно развитие карстовых и элювиально-делювиальных процессов и процессов движения грубообломочного материала на крутых склонах рельефа.

Для сельского хозяйства имеют большое значение альпийские и субальпийские луга и пастбища.

9. Низкие куэсты — Черные горы. Севернее Скалистого хребта имеется ряд отдельных низких куэстовых гряд с крутыми южными и пологими северными склонами. Абсолютные высоты их достигают 1500—2000 м. Куэстовые гряды разделены обычно расширенными речными долинами, вмещающими целую серию речных террас. Сложны гряды верхнемеловыми известняками, мергелями и доломитами. Район покрыт широколиственными лесами, представляющими лесные уголья. В долинах рек и на пологих склонах развиты луга.

10. Холмистые предгорья представляют собой низкие, до 1000 м абс. выс. расчлененные возвышенности с плосковерхими сглаженными вершинами. Сложены они третичными конгломератами, песчаниками, глинами и мергелями.

Район покрыт широколиственными лесами. Частично имеет значение для развития сельского хозяйства (луга, пашни).

11. Эффузивные плато — сложены липаритами, дацитами, липаритовыми туфами и андезитами. Они характеризуются плоскими поверхностями и крутыми, зачастую отвесными склонами, покрытыми крупными осыпями слагающих их эффузивов. Плато расчленены реками, образующими в них глубокие каньоны. На некоторых плато сохранились кары, цирки. Наиболее крупные плато следующие:

а) Чегемское — на водоразделе Баксана и Чегема в нижнем их течении — достигает 1400—1750 м абс. выс.

б) Вандикское — на водоразделе Чегема и Нальчика, до 1400—1450 м.

в) Шаухнаское — в истоках р. Нальчик, до 2650 м абс. выс.

г) Кюгенское — между рр. Чегемом и Кестанты. Средние высоты колеблются от 3000 до 3500 м.

Рельеф неудобен для сельскохозяйственных целей.

12. Наклонные равнины — Кабардинская и Орджоникидзевская лежат у подножья северного склона Центрального Кавказа. Сложены они флювиогляциальными отложениями кавказских рек. Рельеф плоский, достигает 400—500 м абс. выс. Являются основными сельскохозяйственными районами.

13. Передовые хребты — Терский и Кабардинский представляют собой молодые четвертичные, ориентированные в широтном направлении антиклинальные поднятия, достигающие 600—900 м абс. выс. Верхняя поверхность хребтов ровная, склоны сильно расчленены. Хребты полезны для сельского хозяйства.

Основные моменты истории развития рельефа Центрального Кавказа

С момента образования Кавказского хребта как самостоятельной геоморфологической области начался континентальный период его развития, сопровождающийся энергичными денудационными процессами, протекавшими на фоне колебательных движений суши. К моменту появления хребта приурочивается зарождение древней гидрографической сети, являющейся прообразом современной. Ее расположение, аналогичное современному, позволяет сделать вывод о большем поднятии водораздельной части хребта, чем его периферии, что и определило общий план размещения древних рек.

По мере постепенной денудации хребта, когда все новые толщи горных пород сносились в предгорные области, гидрографическая сеть врезывалась в поднимающийся хребет, постепенно расчленяя его. Процесс врезания древней гидрографической сети протекал неравномерно и зависел от характера колебательных движений. В фазы восходящих движений происходила глубинная эрозия, в фазы нисходящих движений — пенеппенизация хребта.

В рельефе Центрального Кавказа из наиболее древних пенеппенизированных поверхностей сохранилась миоценовая, расположенная на уровне 3500—4500 м абс. выс. Процессы пенеппенизации на уровне этой поверхности протекали при главном участии той древней гидрографической сети, которая возникла при поднятии Кавказского хребта.

Врезание древней гидрографической сети в фазу преакагыльского поднятия протекало эпигенетически (антецедентно). Все древние реки, являющиеся прареками Терека, Ардона, Уруха, Черекон, Чегема и Баксана, стекали к северу в общем перпендикулярно оси хребта и пересекали на своем пути основные тектонические зоны, не считаясь с их геотектоническими особенностями и литологией пород. Только процесс врезания субсеквентных рек находился в зависимости от упомянутых особенностей.

Эрозионные процессы постепенно расчленили верхнюю пенеппенизированную поверхность хребта и обособили тектонические зоны с различным геологическим строением. Так постепенно выделились в рельефе хребта зоны главного водораздела Центрального Кавказа и Суганского бокового хребта, сложенные наиболее устойчивыми породами: гранитами, гнейсо-гранитами и кристаллическими сланцами, и зоны Северной и Штулу-Харесской (Центральной) депрессий, сложенных легко разрушающимися сланцами и песчаниками нижней и средней юры. К северу от этих зон резко выделилась в рельефе зона Скалистого хребта с моноклинально слагающими ее плотными известняками верхней юры.

В конце акагыла весьма значительная глубинная эрозия сменилась боковой, во время которой интенсивно протекали процессы пенеппенизации гор и аккумуляции акагыльских континентальных отложений: галечников, песков и суглинков. К этому времени относится образование второй пенеппенизированной поверхности, находящейся в пределах

Северной депрессии на уровне 2000—2500 м, а в Центральной — на 3000—3500 м абс. выс. (1000—1500 м относ. высоты).

Дальнейший процесс поднятия Центрального Кавказа в предапшеронскую фазу колебательных движений обусловил новое врезание рек во вторую пенепленизированную поверхность и образование широких ложбинообразных долин.

Во время этого поднятия происходила энергичная вулканическая деятельность. Продукты извержений подвергались размыву и сносились реками в предгорную область, где они образовывали аккумулятивную толщу. Врезание рек достигло уровня 500—900 м над современным дном речных долин и сменилось в апшероне процессом боковой эрозии. В это время зона низких куэст, холмистых предгорий и передовых хребтов представляла собой предгорную равнину, в пределах и севернее которой отлагалась вулканогенная толща апшерона.

Наличие в составе этой толщи крупных валунных конгломератов и широкое распространение на поверхности низких куэст, холмистых предгорий и передовых хребтов — Терском и Кабардино-Сунженском — крупных валунов является свидетельством весьма мощного терского оледенения. К этому времени расчленение древних пенепленизированных поверхностей достигло значительной величины, в связи с чем образовался горный рельеф, абсолютные высоты которого по всей вероятности достигали примерно 3000—3500 м. Этого было вполне достаточно для развития здесь горного оледенения, предположительно на фоне изменения климата в сторону похолодания.

Об ухудшении климата свидетельствует характер апшеронской флоры, описанной из апшеронских отложений Малой Ширакской степи И. В. Палибиным, а также массовая гибель третичной теплолюбивой фауны и замещение ее новыми формами, приспособившимися к умеренным климатическим условиям.

Новый процесс поднятия Центрального Кавказа, происходивший в фазу предбакинских колебательных движений, обусловил глубокое врезание гидрографической сети почти до современного уровня дна долин (на 20—30 м выше их дна). Судя по глубине эрозии, величина поднятия Центрального Кавказа в это время достигала 500—900 м.

Одновременно с поднятием Центрального Кавказа протекали весьма интенсивные складчатые движения. В это время образуются антиклинальные хребты: Терский и Кабардино-Сунженский и ряд синклиналичных прогибов — Алханчуртский и Орджоникидзевский. Акчагельские, апшеронские и более ранние отложения, участвующие в строении новых геотектонических структур, оказываются значительно дислоцированными, образуя углы падения пластов от нескольких градусов до 35°. Складчатые движения протекали на фоне общего поднятия Центрального Кавказа, о чем ярко свидетельствуют срезанные эрозией ядра антиклиналей передовых хребтов и образованные в последних рр. Урухом и Терском эпигенетические долины.

Общее поднятие Центрального Кавказа на фоне изменения климата обусловило мощное безенгиевское оледенение, которое по своим размерам было весьма значительным. Почти по всем долинам ледники переваливали Скалистый хребет, оставляя на его северном склоне, ниже ущелий, скопления крупных валунов, преимущественно гранитного состава.

Процесс наступания ледников сопровождался значительным выносом валунного материала, постепенно выполнявшего долины рек ниже

наступающего конца ледника. То же происходило и в первые моменты отступления ледников. В речных долинах полосы низких куэст, холмистых предгорий и на предгорных равнинах аккумуляровалась 50—70-метровая толща валунных отложений почти исключительно гранитного состава. С этой толщей валунных отложений связана мамонтовая фауна.

Аккумуляция валунного и галечникового материала протекала на фоне начавшегося опускания суши, что и обусловило значительную мощность отложений. Дальнейшее общее опускание обусловило бакинскую трансгрессию, во время которой аккумуляровалась мощная толща морских песков и глин и континентальных суглинков.

Целый ряд признаков, как, например, слоистость суглинков, наблюдающаяся в некоторых местах, и наличие спорадически встречающейся крупной гальки или опесчанивание нижних горизонтов суглинков, несомненно свидетельствует об участии водного фактора в их отложении. Наличие в толще суглинков нескольких почвенных горизонтов является свидетельством погребения ранее отложенных суглинков, что могло происходить при общем опускании суши, обуславливающим повышение базиса эрозии.

С максимальным проявлением бакинской трансгрессии связано формирование в предгорной полосе высокой 180—200-метровой террасы.

В это время вся гидрографическая сеть имела весьма своеобразный характер, связанный с процессом повышения базиса эрозии. Этот процесс повышения базиса эрозии обуславливал обширное подтопление всех рек на значительное расстояние вверх по речным долинам, что влекло за собой потерю живой силы водных потоков, которые вследствие этого могли отлагать в подтопленных частях долин только наиболее легкий пылеватый и глинистый материал.

Кроме тектонических причин, обусловивших бакинскую трансгрессию, существенное значение имел и процесс таяния ледников, масса льда которых значительно сократилась, а сами ледники далеко отступили в горы. Таким образом, тектонические и климатические процессы при одновременном их проявлении усиливали амплитуду трансгрессии.

Новое послебакинское поднятие обусловило значительную регрессию моря, а с ней понижение базиса эрозии и глубинную эрозию рек. Реки в это время понизили свой уровень эрозии на глубину 70—100 м и образовали долины, в основном по прежним направлениям. С этим моментом связаны первые стадии отступления ледников.

Во время последующего небольшого опускания началось формирование в предгорной полосе 80—100-метровой террасы. Возможно, что с этим моментом истории Центрального Кавказа связана в районе базиса эрозии хозарская трансгрессия, а в горной части — продолжительное стадияльное положение ледников, обусловившее образование более молодых стадияльных морен.

Дальнейшие моменты истории Центрального Кавказа характеризуются несколькими последовательными небольшими поднятиями и опусканиями суши, обусловившими несколько циклов глубинной и боковой эрозии, в результате которых и образовалась целая серия эрозионно-аккумулятивных террас (от 100 м до современного уровня). Большинство речных террас оказалось врезанным в толщу суглинков и валунно-галечных отложений (аккумуляировавшихся в предыдущие моменты четвертичной истории Центрального Кавказа), а также и в породы, более древние. На поверхности террас аллювиальный материал, соответ-

ствующий времени их образования, отложился весьма тонким слоем (до 2—4 м). Обычно аллювиальный материал представлен галечниками и суглинками.

Характерной особенностью 100-метровых и более низких террас предгорий является их сходение на предгорной равнине; вверх же по течению, до Скалистого хребта, уровни террас расходятся, образуя веер.

Продолжающееся отступление ледников имело неравномерный характер, т. е. процесс отступления сменялся некоторыми длительными остановками, во время которых и отлагались стадияльные морены.

Сейчас еще трудно восстановить всю динамику отступления безенгиевского оледенения, но имеющиеся факты свидетельствуют о последовательном, с некоторыми остановками, отступании ледников с момента их максимального продвижения.

Вся совокупность геоморфологических наблюдений позволяет сделать весьма важный вывод об общем неравномерном отступании безенгиевского оледенения со времени его максимального проявления до настоящих дней. Этот процесс происходил с некоторыми замедлениями (остановками), во время которых отлагались стадияльные морены. Нет никаких оснований говорить о нескольких повторных оледенениях в послебакинское время и до наших дней. Каких-либо ледниковых или флювиогляциальных комплексов отложений, связанных с этими оледенениями, в природе не существует. С момента максимума бакинской трансгрессии до настоящих дней происходил последовательный процесс врезания гидрографической сети в ранее образовавшиеся отложения и формирование в основном эрозионных террас. Нет фактов, свидетельствующих о повторных оледенениях и в горной области, где наблюдаются следы последовательного сокращения единого большого четвертичного оледенения.

В соответствии с общим отступанием безенгиевского оледенения Центрального Кавказа находится неравномерное сокращение бакинской трансгрессии, протекавшее на фоне восходящих колебательных движений земной коры. С моментами отрицательного движения суши были связаны послебакинские трансгрессии Понто-Каспийской области и изменение физико-географического режима морских бассейнов.

Непосредственной связи послебакинских трансгрессий с морскими и речными террасами нам не пришлось наблюдать, но изучение речных террас показало, что они в большинстве случаев совершенно не связаны, вопреки широко распространенному и неправильному мнению, со стадияльными моренами. Формирование речных террас в предгорной полосе, где они наиболее хорошо выражены, происходило на фоне колебательных движений суши и понижения базиса эрозии. Отступление же ледников в горной части увеличивало длину продольных профилей горных рек и отнюдь не способствовало образованию террас соответственно каждой стадии отступления. Встречающиеся в горной части хребта речные террасы являются локальными, связанными с местными базисами эрозии. Такие террасы возникают в местах подпора рек горными обвалами, конечными моренами, конусами выноса боковых притоков, выше которых аккумулируются аллювиальные отложения. По мере размывания естественных плотин происходило врезание рек и образование нескольких эрозионных террас (от нескольких метров до 50 и более метров высоты) в ранее накопленной толще аллювиальных отложений.

В связи со сказанным нет оснований сопоставлять послебакинские трансгрессии с самостоятельными оледенениями. Эти трансгрессии обу-

словлены в первую очередь колебательными движениями, а во вторую — значительным таянием отступающих ледников Кавказа и ледяных покровов равнин. Изложенные выше события истории развития рельефа и физико-географических изменений в неогеновое и четвертичное время представлены на прилагаемой схеме (табл. 3).

Выделяемые нами основные моменты неогеновой и четвертичной истории Центрального Кавказа даются на основании анализа геологических и физико-географических процессов, протекающих здесь, и подтверждаются новыми геоморфологическими данными, собранными во время детальных исследований в течение 1939—1940 гг. Новая схема неогеновой и четвертичной истории развития Центрального Кавказа находится в полном противоречии со всеми предыдущими стратиграфическими схемами, предложенными для Кавказа, — схемами односторонними, неполноценными, так как они построены механически и на неверных стратиграфических и геоморфологических принципах, а зачастую и на недостаточно правильном полевом фактическом материале. Общая критика таких схем и их недостатков уже изложена в работах Л. А. Варданянца, В. И. Громова и К. К. Маркова.

Для Центрального Кавказа и прилегающих к нему районов различными авторами было предложено несколько стратиграфических схем, следуя которым можно выделить от 3 до 6 ледниковых эпох и соответствующее число межледниковых эпох. Общими или частными недостатками этих стратиграфических схем является следующее.

1. В основу некоторых стратиграфических схем (Г. Ф. Мирчинк, А. Л. Рейнгард) была положена стратиграфия лессовых горизонтов, залегающих на предгорных террасах, причем образование лессовых горизонтов относилось к ледниковым эпохам, а разделяющих их почвенных горизонтов к межледниковым эпохам. Обычно насчитывали три лессовых горизонта и два почвенных и получали соответствующее количество ледниковых и межледниковых эпох. При этом совершенно не учитывались литологическое и палеонтологическое сходство этих горизонтов, возможность их последовательного образования в процессе аккумуляции материала в какой-либо короткий промежуток времени и залегание этих горизонтов на террасах, образовавшихся в послеледниковое время. Кроме того, если учесть, что лессовых и погребенных почвенных горизонтов встречается иногда более шести, то станет очевидным несостоятельность таких стратиграфических схем.

2. Целый ряд схем (В. П. Ренгартен, А. Л. Рейнгард, Н. И. Николаев) дается на основании только выделения нескольких ярусов террас (обычно четырех) и связанных с ними флювиогляциальных галечников. Следуя альпийской стратиграфии четвертичного периода, получают 4 ледниковых и 3 межледниковых эпохи. При этом совершенно не учитывается характер аккумулятивных толщ, слагающих террасы, и время образования толщ. Обычно эти толщи являются разновозрастными, но залегание их в различных террасах связано с последовательным их размывом реками, образующими в процессе врезания эрозийные террасы с тонким покровом молодых аллювиальных отложений.

3. При таком неправильном подходе к речным террасам и выполняющим их аккумулятивным отложениям получают грубейшие стратиграфические ошибки, когда плиоценовые отложения относятся и к минделю, и рессу, и вюрму только потому, что они залегают в террасе определенной высоты или имеют несколько горизонтов валунно-галечных отложений, разделенных почвенными горизонтами.

Схема истории развития Центрального Кавказа

Время		Рельеф	Колебательные движения суши	Складчатые движения	Вулканические процессы	Климат
периоды	эпохи					
Четвертичный	Голоцен	Высокогорный	Неравномерные поднятия с общей амплитудой до 200 м и небольшие опускания	Слабые складчатые движения, нарушившие бакинские слои	Периодическая деятельность Казбека	Умеренный
	Плейстоцен	Высокогорный	Опускание	—	—	Переход к умеренно-теплому климату
	Постплиоцен	Высокогорный	Поднятие на 500—900 м	Образование Терской и Кабардино-Сунженской антиклиналей и Алхаучуртской и Орджоникидзевской синклиналей и низких куэст	Вулканические извержения Эльбруса и Казбека	Постепенное ухудшение климата. Холодный климат к концу эпохи

Таблица 3

в неогеновое и четвертичное время

Водно-эрозийные и водно-аккумулятивные процессы	Ледниковые процессы	Трансгрессии и регрессии	Типы континентальных отложений	Флора	Фауна
Размыв бакинских отложений и более древних до современного уровня рек. Образование террас от 180—200 м до пойменных	Неравномерное отступление ледников. Стадиальные остановки от среднего положения ледников до современного	Регрессии и небольшие трансгрессии (Хазаровская, Хвалынская)	Аллювиальные галечники и суглинки малой мощности	Развитие современной теплолюбивой флоры	Обедненная четвертичная фауна
Аккумуляция бакинских континентальных отложений. Образование поверхности 180—200-метровой террасы	Постепенное таяние ледников	Бакинская трансгрессия	Мощные континентальные суглинки и валунно-галечные отложения гранитного состава	Распространение теплолюбивой флоры	Массовая гибель животных в начале таяния ледников
Глубинная эрозия. Образование долин, врезанных в апшеронскую эрозионную поверхность, и эпигенетических долин в передовых хребтах. Образование предгорных равнин, хребтов и низких куэст	Постепенное развитие безледникового оледенения	Регрессия	Валунно-галечные отложения гранитного состава	Постепенное замещение теплолюбивой флоры холоднолюбивой	Приспособление фауны к новым условиям и миграция ее. Развитие холоднолюбивых форм

Время		Рельеф	Колебательные движения суши	Складчатые движения	Вулканические процессы	Климат
периоды	эпохи					
Четвертичный	Апшерон	Высокогорный	Опускание	—	Вулканическая деятельность Эльбруса, Казбека и Чегемских центров извержений	Умеренный, с постепенным потеплением. Наступление межледниковых условий к концу эпохи
		Высокогорный	Поднятие на 500—600 м	Небольшие складчатые процессы	Вулканические извержения Эльбруса, Казбека и Чегемских центров извержений	Переход от субтропического к умеренному и далее к холодному климату
Третичный	Акчагыл	Среднегорный	Опускание	—	—	Умеренно-теплый
	Миоцен	Среднегорный	Поднятия до 1000 м	Сильные складчатые процессы	—	Умеренно-теплый
		Низкогорный	Опускания и поднятия	—	—	Субтропический

Таблица 3 (продолжение)

Водно-эрозионные и водно-аккумулятивные процессы	Ледниковые процессы	Трансгрессии и регрессии	Типы континентальных отложений	Флора	Фауна
Образование эрозионной поверхности на уровне 500—900 м относ. высоты	Постепенное отступление терского оледенения	Апшеронская трансгрессия	Глины, суглинки, пески и конгломераты вулканогенного состава	Постепенное распространение теплолюбивой (межледниковой) флоры к концу эпохи	Приспособление фауны к новым условиям. Гибель ее в начале таяния ледников
Глубинная эрозия, образование ложбинообразных долин, врезанных в акчагыльскую пене-пленезированную поверхность	Постепенное развитие терского оледенения	Регрессия	Валуно-галечные конгломераты, туфобрекчии и туффиты (вулканогенная толща)	Вытеснение теплолюбивой флоры холоднолюбивой	Гибель теплолюбивой фауны, развитие новой обедненной фауны
Образование второй пене-пленезированной поверхности на уровне 1000—1500 м относ. высоты	—	Акчагыльская трансгрессия	Суглинки, пески, галечники	Теплолюбивая, близкая к современной	Теплолюбивая
Глубокая эрозия. Образование глубоких эпигенетических долин	—	Регрессия	Пески, галечники	Теплолюбивая, близкая к современной	Теплолюбивая
Образование верхней пене-пленезированной поверхности хребта (верхний денудационный уровень)	—	Трансгрессии и регрессии	Суглинки, пески, галечники	Субтропическая	Теплолюбивая

Кроме того, выделение самостоятельных оледенений по галечничковым отложениям абсолютно неправильно, так как процесс образования последних в горной стране может быть связан с нормальным эрозионным циклом помимо оледенений.

4. В некоторых схемах (Л. А. Варданянц) наблюдается чрезмерное увлечение четвертичной тектоникой. По этим схемам Кавказ оказался разбитым на целый ряд глыб, из которых одни опускались, другие поднимались, или же весь Кавказ в целом почти под самый конец верхне-четвертичного времени испытывал мощное поднятие, определившее главные черты современного рельефа.

С другой стороны, Л. А. Варданянцу принадлежит приоритет в установлении пенепленизированных поверхностей на Кавказе, относимых им к бакинскому времени, несколько орогенических фаз и подфаз четвертичного периода и стадии отступления последнего оледенения. Он первым из исследователей указал на несостоятельность ранее предложенных схем и дал новую схему, которая, по его словам, «является тоже условной, ибо и она не свободна от механичности построений».

На фоне всех этих условных механических схем резким диссонансом выделяется общая для территории Союза стратиграфическая схема В. И. Громова, построенная на основе глубокого анализа палеонтологического материала.

Согласно этой схеме, четвертичный период разделяется на доледниковый, ледниковый и послеледниковый кварталы, которые, чтобы уложиться в альпийскую схему стратиграфии, в свою очередь, разделяются на ранние и поздние кварталы, а ледниковый квартал еще и на средний.

К этим четырем делениям относятся четыре генетически тесно связанных друг с другом фаунистических комплекса, характеризующиеся каждый определенными типичными представителями. Автор пришел к выводу «об однократном появлении элементов холоднолюбивой и арктической фауны на территории СССР в конце четвертичного периода. Полная невозможность выделить какой-либо фаунистический комплекс, отвечающий так называемому «рисскому» оледенению, заставляет соединить его с «вюрмским» комплексом и рассматривать их вместе как фауны единой рисско-вюрмской ледниковой эпохи».

Автор на основе анализа изменения фауны пришел к выводу об одном великом оледенении, проявившемся в конце четвертичного периода. Этот вывод его оказался ошибочным, так как геологические и геоморфологические данные позволяют выделить еще одно более древнее оледенение в плиоцене, полностью подтверждаемое двухкратной резкой сменой одних фаунистических комплексов другими, которая отмечается и В. И. Громовым, но недооценивается им. В. И. Громов писал:

«Процесс обеднения четвертичной фауны не протекал, однако, спокойно и постепенно, сохраняя лишь одно общее направление. Он по крайней мере дважды был резко нарушен: один раз на грани квартала и плиоцена, когда исчезли последние представители теплой (субтропической) третичной фауны, и второй раз — на грани с современной эпохой, когда исчезли последние наиболее типичные представители ледникового квартала»... «нельзя не признать, что причины этих крупных изменений фауны, наметившиеся уже с конца плиоцена, находились в теснейшей связи с нарастающим климатическим ухудшением. Однако, как показывает история фауны, это нарастающее ухудшение климата не было постепенным процессом. По крайней мере дважды постепен-

ность этого процесса нарушалась особенно резким и быстрым ухудшением климата, когда сметались все относительно теплолюбивые животные предшествующей эпохи вместе с теми, которые не успели быстро приспособиться к новым более суровым условиям существования».

Фаунистические комплексы, выделяемые В. И. Громовым, и намечаемая им история развития фауны полностью подтверждают нашу стратиграфическую схему истории развития Центрального Кавказа в плиоценовое и четвертичное время.

II. МАГМАТИЗМ ГЛАВНОГО КАВКАЗСКОГО ХРЕБТА

Магматические породы играют существенную, а местами и главную роль в строении Центрального Кавказа. Наибольшим распространением на Кавказе пользуются породы интрузивные, обнажающиеся на больших площадях в осевой части хребта. Начиная с запада, ими сложены верховья рр. Белой, Сочи, Шахе, наибольшего же своего развития они достигают в верхнем течении рр. Лабы, Урупа, Кяфара, Зеленчуков, Теберды и Кубани. Далее к востоку площади, занятые интрузивными породами, уменьшаются, но все же в значительном развитии они находятся в прихребтовых частях Баксанского, Чегемского и Урuxского ущелий. В бассейне р. Ардона интрузивные породы обнажаются уже в среднем течении, слагая берега реки в области так называемой Кассарской теснины. Еще восточнее известны только небольшие изолированные выходы интрузивных пород, большей частью являющиеся тектоническими окнами: в бассейне р. Фиag-Дона, в отрогах горы Тепли, в Дарьяльском ущелье.

Эффузивные породы, в противоположность интрузивным, пользуются весьма ограниченным распространением, значительно меньшим, чем в Закавказье. Кроме молодых лав, изливавшихся из крупных центральных вулканов Казбека, Эльбруса и лавового поля по р. Балсан, эффузивные породы участвуют в стратиграфическом разрезе местности, слагая несколько горизонтов, преимущественно юрского возраста; на северном склоне это так называемый кератофировый горизонт, в особенности четко выраженный в восточной части района, в верховьях р. Арагвы, по рр. Ардону и Уруху; на южном склоне сюда относятся порфириды байоса, прослеживающиеся от Юго-Осетии до Абхазии.

Одновременно со сбором и обработкой литературных и фондовых материалов петрографы Экспедиции производили также и оригинальные исследования на наиболее важных в геологическом и металлогеническом отношении и наименее петрографически освещенных участках Кавказского хребта. В результате мы имеем следующие исследования по петрографии Центрального Кавказа:

- 1) древние гранитоидные интрузии Северного Кавказа (Г. Д. Афанасьев, Н. И. Соустов, В. Ф. Морковкина, Г. М. Ефремов);
- 2) неоинтрузии (Д. С. Белянкин, В. П. Петров, В. П. Еремеев, М. А. Фаворская);
- 3) ультраосновные горные породы Кавказа и полезные ископаемые, генетически с ними связанные (Н. Д. Соболев, М. В. Соболева);
- 4) нижнеюрская вулканогенная формация (А. П. Лебедев).

При написании всех этих очерков авторы их придерживались той возрастной схемы, какая изложена была выше И. Г. Кузнецовым в главе «Тектоника», со следующими небольшими лишь оговорками: 1) до-

кембрийский возраст наиболее древних Кавказских интрузий принимается условно, как необоснованный вполне надежными стратиграфическими данными; 2) верхнепалеозойские интрузии типа Ятыргварта, хотя и описаны в главе о древних гранитоидных интрузиях, однако с точки зрения петрографической относятся к таким же неоинтрузиям, как и породы Бака, Сангути-Дона и пр., что и отмечено в соответствующих местах текста.

1. ДРЕВНИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ИНТРУЗИИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Древние, понимаемые здесь как «домезозойские», интрузии гранитоидов и ассоциирующихся с ними пород слагают большие площади северных склонов Главного Кавказского хребта. Познание этих магматических образований имеет несомненное значение для уточнения представлений о геологической истории формирования Кавказского хребта и о закономерности распределения полезных ископаемых. Тем не менее, несмотря на обильный фактический материал, накопленный за период продолжительной работы многих организаций на Северном Кавказе, до сих пор еще не достигнуто единства во взглядах и не решены еще основные вопросы возраста, расчленения и металлоносности древних гранитных интрузий.

Ниже кратко охарактеризованы современные представления о расчленении и геологическом возрасте кислых и других интрузий и ассоциирующихся с ними пород, и проводится синтез всего имеющегося материала, дополненного исследованиями Кавказской экспедиции.

Граниты Главного хребта. В последней своей схеме процессов вулканизма на Кавказе И. Г. Кузнецов не выделяет среди этих гранитов разностей, отличающихся по возрасту, относя их к докембрию. А. П. Герасимов указывает на вероятность того, что в течение архея не раз вспыхивала вулканическая энергия и поднимались с глубины кислые гранитные магмы. Но разобратся во взаимоотношениях отдельных разновидностей гранитов, установить их последовательность, по мнению А. П. Герасимова, еще нельзя.

П. С. Саакян, М. И. Ициксон и С. П. Соловьев в общем приходят к достаточно близким выводам о возможности расчленения группы докембрийских гранитов Главного хребта (серых) на разности, отличающиеся петрографически, а также по возрасту: на более древние порфировидные биотитовые граниты, гранодиориты и на равномернозернистые, обычно двуслюдяные граниты. П. С. Саакян выделяет среди них также красные граниты, относимые им уже к палеозою без достаточных на то оснований.

В. Н. Соловьев считает, что «серые» граниты постепенно переходят в «красные» и серовато-красные. Считая, что «красные» граниты скорее всего палеозойские и отмечая, что в Горной Осетии и Дигории древние граниты имеют активный контакт с метаморфическими сланцами (нижнего палеозоя, по аналогии с западным Кавказом), В. Н. Соловьев ставит под сомнение докембрийский возраст гранитов Главного хребта.

Как видно из приведенного, наблюдается разноречивость мнений кавказских геологов как в части расчленения гранитов Главного хребта, так и по вопросу отнесения их к геологическому возрасту, суженному хотя бы рамками одной геологической системы.

Гранитоиды «северные». Под этим названием обычно понимаются гранитные массивы рр. Малки (Паффенгольц), Бескеса,

Мошевой и др. Все эти массивы расположены к северу от зоны Главного хребта. До последнего времени к ним же причисляли сложные магматические комплексы, подобные комплексу горы Ятыргварта (р. М. Лаба и др.), в связи с чем возникала неясность настоящего геологического положения этих гранитоидов в истории развития магматизма Кавказа.

Г. М. Ефремов выделяет два типа северных интрузий: карабекский и малкинский, но считает, что они связаны взаимными переходами.

И. Г. Кузнецов разделяет эти два типа интрузий по составу и по времени внедрения, рассматривая интрузии Ятыргварта, Ахцархва, Закап и др. как палеозойские — досреднекарбоновые. Относительно интрузий типа Малки И. Г. Кузнецов не дает ясных указаний.

Гранитные интрузии Малки и Мушт представлены, по А. П. Герасимову и К. Н. Паффенгольцу, биотитовыми, мусковитовыми, двуслюдяными и бесслюдистыми разновидностями. По данным минералогического

Таблица 4

Древние интрузивные формации Главного хребта (северные склоны)

Перевальная зона Главного Кавказского хребта			Зона гранитов Главного Кавказского хребта		
возраст	название интрузивного комплекса	состав интрузивных комплексов	возраст	название интрузивного комплекса	состав интрузивных комплексов
Докембрий (?)	Аксаутский комплекс гнейсированных габброидов, а также гранодиоритовых гнейсов	1. Гнейсированные амфиболиты и габбродиориты 2. Гранодиоритовые анейсы 3. Сопровождающие породы: а) пегматиты, аплиты б) спессартиты в) пирротиновые залежи	Докембрий (?)	Магматические породы в составе кровли гранитов Главного хребта	1. Амфиболиты 2. Гранодиоритовые гнейсы 3. Альбитовые гнейсы
			Докембрий	Комплекс гранитоидов Главного хребта	1. Перидотиты, пироксениты, амфиболитовые габбродиориты, диориты 2. Гранитные интрузии Главного хребта а) микроклиновые, порфиroidные гранодиориты, граниты б) равномерно-зернистые лейкократовые гранодиориты и граниты уллу-камского типа и др. в) жильные производные: в ₁) пегматиты с Be, Sp аплиты в ₂) кварцевые жилы с W, As, Mo в ₃) кварцево-карбонатные жилы с флюоритом
			Палеозой (?)		

Таблица 4а

Древние интрузивные формации Передового хребта на Северном Кавказе

Возраст	Интрузивные формации Передового хребта	
	Название интрузивного комплекса	Состав интрузивных комплексов
Докембрий (?)	Уруштенский комплекс	1. Амфиболиты 2. Ультраосновные породы 3. Альбитовые гнейсы, гнейсо-граниты
Нижний палеозой	Малкинский и Индышский типы гранитоидов	1. Амфиболовые гранодиориты 2. Биотитовые гранодиориты 3. Бесслюдистые аплитовидные гранодиориты 4. Пегматиты с Мо
Средний палеозой	Интрузивные комплексы типа Ятыргварта	1. Габбро, габбродиориты, кварцевые диориты, сиенит-диориты 2. Амфибол-биотитовые гранодиориты 3. Лейкократовые гранодиориты, граниты 4. Жильные производные а) аплиты б) кварцевые жилы с полиметаллами, барит и др.

состава и химических анализов, эти породы точнее следует называть гранодиоритами.

В. А. Затоковенко трактует комплекс горы Ятыргварта — Ахцархва как сложный плутон, формирование которого происходило в шесть самостоятельных фаз. Для точного определения возраста не хватает данных. По В. А. Затоковенко, они относятся к верхнему палеозою, так как только триас перекрывает породы этого комплекса. По В. Н. Робинсону, гальки сиенит-диоритов горы Карабек присутствуют в отложениях среднего карбона. В. А. Затоковенко считает, что сиенито-диориты хребтов Мастакан и Ахцархв — более древние образования, не входящие в выделяемый им дифференциальный ряд Ятыргварта — Ахцархва.

Приложенные схемы расчленения древних интрузий в пределах центральной и западной частей Северного Кавказа (табл. 4 и 4а) исходят из подразделения указанной области на три зоны, ориентированные в северо-западном направлении. Наличие указанных зон обусловлено крупными тектоническими нарушениями, констатированными в многочисленных случаях.

В пределах отдельных зон развиты комплексы интрузивных пород, в известной части сходные между собой. К настоящему времени степень изученности как самих интрузивных пород различных комплексов, так и вмещающих пород неодинакова и в общем недостаточна для синхронизации проведения параллелей или установления противоположностей между комплексами отдельных зон. Поэтому комплексы Главного хребта и Передового хребта даны в отдельных таблицах (4 и 4а). Ниже приводится описание формаций по отдельным зонам, проводимое от более древних к молодым.

Перевальная зона Главного Кавказского хребта

Аксаутский комплекс гнейсированных габброидов и гранодиоритовых гнейсов. В верхнем течении р. Аксаут И. И. Бессонов выделяет полосу «тектонитов», которые им

рассматриваются как пачки изверженных пород, втертые в виде клиньев в юрскую толщу. В истоках р. Аксаут (ледниковая область) развиты кристаллические сланцы, прорванные интрузией габброидов и гранодиоритовыми гнейсами.

Наши наблюдения показывают, что в верховьях р. Аксаута, выше притока р. Джаловчат, черные («аспидные») сланцы юры сменяются толщей сильно метаморфизованных (динамометаморфизм) песчаных сланцев, порфиридов, иногда превращенных в кварцитоподобные породы. В такой толще выдержанного простирания залегают пачки порфиробластовых гранодиоритовых гнейсов. Они включают отторженцы, рассматриваемые нами как ксенолиты амфиболовых, сильно метаморфизованных габброидов. В то же время они прорезаются дайкоподобными телами также сильно измененных пород лампрофирового облика.

Учитывая, что в ледниковой области р. Аксаут наблюдаются те же взаимоотношения, следует считать, что здесь имеют место последовательные внедрения: 1) габброидных пород, 2) гранодиоритовых пород, позднее гнейсированных, и 3) жильных пород типа амфиболовых спессартитов.

Сильнейший катаклиз пород зоны «тектонитов» и приобретение им четкой гнейсовидной текстуры обусловлены грандиозными напряжениями, возникшими в этой области, граничащей с полосой юрской депрессии.

В ледниковой области вмещающими породами являются различные слюдяные кристаллические сланцы. Они прорываются телами гранодиоритовых порфиробластовых гнейсов и существенно амфиболовых габброидов. Исходя из того, что габброиды секутся жилами лейкократовых гнейсированных аплитов и пегматитов и принимая также во внимание, что наблюдались случаи проникновения гнейсо-гранодиоритов в залегающие выше габброиды, можно принять, что здесь имеет место указанная выше последовательность от более основных к более кислым породам.

Вмещающие кристаллические слюдяные сланцы ледниковой области состоят из красновато-бурого (под микроскопом) биотита, плагиоклаза состава $Ap\ 25-28$ и кварца; в ряде случаев наблюдается развитие андалузита, граната, апатита. Вблизи контактов с пегматитами происходит мусковитизация сланцев.

Во вмещающих породах зоны «тектонитов» наблюдается преимущественное развитие минералов, отвечающих другим условиям метаморфизма, — эпидот, цоизит, хлорит, серицит.

1. Габброидные породы интрузивной и жильной фаций ледниковой области представляют собой существенно амфиболовые породы, обычно гранобластической структуры. Плагиоклаз представлен лабрадором и андезином. Обычно присутствует кварц. По И. И. Бессонову, в верховьях р. Аксаут развиты также и ультраосновные породы.

2. Гранодиоритовые гнейсы обладают порфиробластовой структурой. В зоне тектонитов эти гнейсы сильнее милонитизированы, чем в ледниковой области. Состав первичных пород отвечает кварц-биотит-олигоклазовым породам типа гранодиоритов, кварцевых диоритов. Различия в минеральных новообразованиях между гнейсами зоны тектонитов и зоны ледниковой области примерно аналогичны различиям между вмещающими породами этих зон.

3. Сопровождающие породы: а) пегматиты и аплиты обычно обладают гранобластическими структурами. Состав — кварц, олигоклаз, мусковит, с единичным турмалином в пегматитах;

б) спессартиты жильные, прорезающие как гранодиоритовые гнейсы, так и амфиболовые габброиды, отличаются несколько более свежим обликом; в них развит пятнисто окрашенный амфибол, зональный плагиоклаз (от лабрадора до андезина) и в небольшом количестве присутствует калиевый полевой шпат;

в) пирротиновые залежи. В верховьях р. Аксаут, близ ледника в связи с жильной амфиболовой породой в габброидах образуются линзовидные, до 1×1.5 м, залежи пирротиновых руд.

Возрастное положение описанной группы сильно метаморфизованных магматических пород пока не может быть указано с полной достоверностью. Отметим лишь, что эти породы по вещественному составу в значительной мере отличаются от магматических пород, слагающих кровлю гранитов Главного хребта. Учитывая сильнейшую измененность этих пород, их следует условно отнести к одним из наиболее древних.

Зона гранитоидов Главного Кавказского хребта

А. Магматические породы в составе кровли гранитов Главного хребта

Кровля и контактные зоны гранитных интрузий Главного хребта сложены разнообразными породами. В их составе принимают участие слюдяные кристаллические сланцы, пачки амфиболитовых сланцев, роговиково-подобные кварц-полевошпатовые породы с гранатом. Изучение вмещающих пород показало, что изменение их обусловлено по крайней мере двумя этапами метаморфизации. Отчетливо наблюдается, что в связи с воздействием одной из разновидностей гранитов Главного хребта (равномернозернистые) происходит мигматизация слюдяных сланцев, их мусковитизация, образование андалузита, силлиманита и биотита другой генерации.

1. Амфиболиты мелкозернистые, вероятно, нужно рассматривать как сильно метаморфизованные порфириты или жильные тела древней вмещающей серии.

2. Гнейсы амфиболовые и амфибол-биотитовые встречены в виде крупных линзовидных отторженцев в верхних частях массивов порфировидных гранитов. Гнейсовидные гранодиориты встречены в виде жильных тел в кристаллических сланцах по р. Аксаут. Вместе с кристаллическими сланцами они инъецируются гранитами Главного хребта.

3. Альбитовые гнейсы обнаружены в одном лишь месте, на правом берегу р. Аксаут, в 5 км выше аула Красного Карачая (близ тектонического контакта с пермскими отложениями), в кровле гранитов были встречены породы, сходные с гнейсами уруштенского комплекса из области Передового хребта (по р. М. Лаба).

В области Передового хребта (р. М. Лаба) подобным гнейсам предшествуют более древние амфиболиты и серпентиниты.

Б. Комплексы гранитоидов Главного хребта

1. Амфиболовые габбро-диориты, диориты. В зоне гранитов Главного хребта, на р. Б. Марке, среди вмещающих пород встречаются тела мощностью до 1 км, сложенные породами данной

группы, причем наблюдаются постепенные переходы между отдельными разновидностями.

Взаимоотношения указанных пород с гранитами Главного хребта характеризуются явными интрузивными контактами. Габброиды в краевой зоне режутся многочисленными жилами пегматитов и аплитов; в верхних частях гранитных интрузий наблюдаются ксенолиты габброидов, иногда крупных размеров (2—3 м в длину). В других районах (р. Лаба, Уллукам) известны такие же взаимоотношения габброидных интрузий с интрузией равномернозернистых гранитоидов Главного хребта.

Возрастное положение этой габброидной интрузии р. Марки (система р. Аксаута) определяется тем, что она древнее интрузии гранитов Главного хребта (равномернозернистых) и моложе кристаллических сланцев, вмещающих граниты. Вряд ли можно рассматривать указанные габброиды независимо от гранитов Главного хребта. Вероятнее объединять их в общий интрузивный цикл, захватывавший значительный промежуток времени. Об этом говорит их частое совместное нахождение.

Ультраосновные члены, относимые Н. Д. Соболевым к этому комплексу, рассматриваются ниже (см. «Ультраосновные горные породы Кавказа и полезные ископаемые, генетически с ними связанные»).

2. Гранитные интрузии Главного хребта. Распространение гранитных интрузий в пределах современного эрозионного среза центральной зоны Главного Кавказского хребта обусловлено следующими факторами: 1) развитием двух различных по времени внедрения разновидностей гранитов; 2) неровностями поверхности внедрявшихся интрузий и 3) наложением позднейших тектонических процессов, при которых происходили вертикальные перемещения, достигавшие, согласно И. Г. Кузнецову, значительной амплитуды.

В силу этих обстоятельств в пределах Главного Кавказского хребта имеются разобщенные площади, то сложенные главным образом субстратом из вмещающих пород, то достаточно сильно эродированными интрузивами гранитов. Большей частью эрозионный срез обнажил апикальные части интрузий, что подтверждается сохранением на водораздельных частях кровли при чрезвычайно пестром составе проникающих в эту кровлю гранитов. Тектонические перемещения приводили в соприкосновение различные горизонты этой интрузии и различные по времени внедрения интрузии. Сложность тектонической обстановки позволяет в настоящее время выделить среди древних гранитов Главного хребта лишь два разновозрастных типа.

Отчетливые факты, проливающие свет на взаимоотношения порфировидных и равномернозернистых гранитоидов, установлены как работниками экспедиции (Н. И. Соустов, Г. Д. Афанасьев, В. Ф. Морковкина), так и другими исследователями Главного хребта. В ясной форме эти факты наблюдаются по рр. Теберде и Аксаут, и в Кабарде в верховьях р. Сукан. Верховья р. Сукан сложены двумя указанными типами гранитов. В обнажении видно, что в порфировидном граните проходит полоса мелкозернистого гранита шириной 30—40 м, обнаруживающая с обеих сторон четкие границы. В этом мелкозернистом граните, близ контакта его с порфировидными, заключена глыба порфировидного гранита, размерами 1.5 м в длину. Контуры ее совершенно ясные и исключают возможность предполагать какие-либо переходы между двумя типами гранитов. В других случаях интрузивные

отношения двух типов гранитов наблюдаются в виде прорезания порфиридных гранитов жилами равномернозернистых гранитов (р. Аксаут).

а) Микроклиновые порфиридные гранодиориты, граниты характеризуются развитием вкрапленников микроклина, достигающим 6—7 см в длину. Местами наблюдаются также более равномернозернистые, но все же крупнозернистые разновидности.

Порфиридные граниты и гранодиориты характеризуются постоянством минерального состава с вариациями в относительных количествах кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата в виде микроклина, биотита (табл. 5). В некоторых разновидностях гранитов наблюдается мусковит. В согласии с наблюдениями предыдущих исследователей (Д. С. Белянкин, А. П. Герасимов и др.), отмечается меньшая количественная роль калиевого полевого шпата по сравнению с плагиоклазами.

Таблица 5

Средний минералогический состав гранитов Главного хребта (в объемных %)

Граниты	Кварц	Микро- клин	Плагио- клаз	Биотит	Мусковит	Вторичные минералы
Граниты Главного хребта (по Д. С. Белянкину)	34.5	16.5	38.0	8.5	2.0	0.5
22 гранита, изученных А. П. Герасимовым)	34.0	21.0	34.0	7.0	4.0	—

Значительное количество темноцветных, меньшая роль калиевого полевого шпата, олигоклаз-андезитовый плагиоклаз позволяют отнести большинство гранитов к гранодиоритам. То же подтверждает их химизм. Как редкая примесь в некоторых балкарских гранитах встречается роговая обманка; в гранитах наблюдается огнейсованность, заметная отчетливо в краевых зонах отдельных массивов, причем направление ее обычно согласно с направлением контактной зоны.

При приближении к кровле в гранитах появляются обильные шлирообразные участки и обильные блоки гнейсов, сланцев, роговообманковых пород. Сами граниты становятся неоднородными, часто наблюдается грубая полосчатость из полос меланократового и лейкократового состава мощностью до 10 см. Здесь же наиболее отчетливо проявляется порфиридное сложение гранитов.

Наблюдаемые, наряду с серыми гранитами, граниты буровой, красноватой и красной окраски связаны с первыми постепенными переходами. Различие окрасок обусловлено, по видимому, наложением вторичных процессов и не является признаком существенного различия разноокрашенных типов гранитов.

В. Ф. Морковкина рассматривает образование кассарского крупнопорфиридного гранита как результат метасоматоза сланцев гранитизирующим влиянием интрузии равномернозернистых гранитов.

В ряде случаев, по наблюдениям Г. Д. Афанасьева, явления метасоматоза отчетливо проявляются близ кровли гранитов. Как одно из явлений метасоматоза можно отметить замещение отдельных индиви-

дов плагиоклаза или целых небольших участков породы калиевым полевым шпатом. Толковать шире это явление, перенося его вообще на генезис гранитов,— преждевременно.

В кровле гранитов, в кристаллических сланцах развиты апофизы-жилы гранитов, вследствие ассимиляции приобретающие облик более меланократовых биотитовых гранодиоритов.

б) **Равномернозернистые лейкократовые гранодиориты и граниты.** По материалам с р. Теберды, из района р. М. Лабы, Кабарды и Дигории совершенно отчетливо выделяются три подгруппы:

1) лейкократовые граниты, чаще приближающиеся к гранодиоритам. Типичными представителями являются гранитоиды р. Марки и то, что понимается под гранитами типа Уллу-Кам;

2) более крупнозернистые микроклиновые лейкократовые гранодиориты, представляющие более глубинные фации гранитоидов этой группы;

3) мусковит-микроклиновые граниты.

В пределах Главного хребта, в зоне распространения «серых» гранитов (в бассейне р. Аксаут) указанные разновидности слагают вытянутые в северо-западном направлении участки на значительных площадях. Непосредственных контактов между этими разновидностями не наблюдается. В Карачае (р. Аксаут) мощная дайка мусковит-микроклиновых гранитов до 0.6—1 км мощностью отделяется от лейкократовых двуслюдяных гранитоидов типа Уллу-Кам (маркинские) тектоническим нарушением. Пример р. М. Лабы показывает, что, вероятно, имеет место постепенный переход между этими разновидностями.

Для гранитоидов типа Уллу-Кам (маркинские) характерны светлый вид и мелкозернистое сложение. Они обычно двуслюдяные, содержат почти в одинаковых количествах большей частью мало измененный биотит и независимо от него светлый мусковит. Плагиоклаз обычно зонален — от андезин-олигоклаза в ядре до кислого олигоклаза в наружной зоне. Калиевый полевой шпат по сравнению с плагиоклазом развит незначительно (см. табл. 6); он представлен триклинной разновидностью, частью микроклином, а частью скорее анортклавовой разновидностью. Внешний облик пород весьма свежий.

Характерным отличием микроклиновых равномернозернистых гранитов (лейкократовых) от предыдущей группы является развитие в них незонального олигоклаза, большее содержание калиевого полевого шпата, представленного почти исключительно решетчатым микроклином. Кроме того, характерна их относительная крупнозернистость (величина зерен до 7—8 мм) в противоположность предыдущей группе, где величина зерен колеблется от 3 до 4 мм:

Для мусковито-микроклиновых равномернозернистых гранитов характерен их внешний вид, обычно красновато-бурый. Эта окраска обусловлена исключительно вторичными процессами, связанными с разложением железистого карбоната, который всегда сопутствует в качестве постмагматического минерала указанным гранитам; в свежих образцах породы имеют белый цвет с желтоватым оттенком. Минералогически они тоже отличны от ранее описанных подгрупп. Для них является характерным большое содержание калиевого полевого шпата, представленного решетчатым микроклином, кислый плагиоклаз и большое содержание мусковита при полной хлоритизации биотита.

Химические анализы показывают отчетливо выраженный калиевый тип и большую кислотность мусковит-микроклиновых гранитов по сра-

Таблица 6

Средний минералогический состав равномернозернистых гранитоидов Главного хребта (в объемных %)

Гранитоиды	Кварц	Плагио- оклаз	Калиев. полев. шпат	Биотит	Мусковит	Хлорит	Акцес- сорные
Двуслюдные граниты, гранодиориты маркин- ского (Уллу-Кам) ти- па	39.6	44.1	6.2	5.6	4.0	—	0.5
Крупнозернистые свет- лые микроклиновые граниты	34.7	38.2	14.9	7.4	3.4	—	1.4
Мусковито-микрокли- новые (красно-бурые) граниты	40.7	33.1	17.0	—	—	8.0	1.2

внению с лейкократовыми гранодиоритами типа Уллу-Кам: для первых молекулярное отношение $K_2O : Na_2O = 1.11$; для гранодиоритов типа маркинских (Уллу-Кам) отношение $K_2O : Na_2O = 0.6$.

в) Жильные производные:

в₁) Пегматиты с Sn, аплиты. Равномернозернистые граниты сопровождаются жильной серией мусковитовых с гранатом и без него, пегматитов и аплитов; им также сопутствуют жильные породы, по составу близкие к самим гранитам, но более кислые и отличающиеся пегматоидным сложением. Как редкие минералы в таких жильных производных встречаются турмалин, берилл, касситерит, арсенопирит, молибденит и шеллит.

в₂) Кварцевые жилы с W, Mo, As. Совокупность геолого-петрографических наблюдений позволяет с наибольшей вероятностью считать, что мышьяково-вольфрамовое оруденение месторождения Кти-Теберда генетически связано с интрузией равномернозернистых гранитов, вероятнее всего с их фацией лейкократовых гранодиоритов типа Уллу-Кам (маркинские).

в₃) Кварцево-карбонатные жилы с флюоритом. Обильное образование железистого карбоната как постмагматического минерала, связанного с мусковит-микроклиновыми гранитами, сопровождалось в отдельных случаях (р. Марка) выделением флюорита. Флюорит с кварцем образуют прожилки мощностью до 5 см в милонитизированных гранитах, замещенных карбонатом.

В. Возрастное положение гранитов Главного хребта

Учитывая постоянную пространственную связь между порфиридовыми гранитами, гранодиоритами и интрузией равномернозернистых гранитоидов, вряд ли можно разделять внедрение их большим промежутком времени. Как упоминалось выше, ряд исследователей доказывает необходимость отнесения «серых» гранитов (гранитов Главного хребта) к докембрию (А. П. Герасимов, И. Г. Кузнецов). Но эти взгляды основаны на косвенных соображениях, и поэтому всякий новый

факт в этом отношении представляет большую ценность. В нашей схеме (табл. 4) возраст комплекса гранитоидов Главного хребта оставлен под вопросом. Но имеющиеся данные с большой убедительностью говорят о палеозойском возрасте интрузии равномернозернистых гранитоидов.

Активные контакты равномернозернистых гранитов с осадочными, вероятно палеозойскими, породами наблюдались по р. Кочерга, левому притоку р. М. Лабы, выше р. Ачипста. Здесь в западении кровли равномернозернистых гранитов залегают мраморизованные известняки. В полосе между гранитами и мраморами наблюдаются пироксеновые скарны. В гранитах же встречены ксенолиты сланцев и порфиритов. Литологический состав осадочных пород р. Кочерга, контактирующих с интрузией микроклиновых гранитов, сходен с составом пород, слагающих метаморфическую толщу в бассейне Лабы. Эта толща относится В. Н. Робинсоном к нижнему палеозою. Объективным указанием на возрастную границу служит нахождение галек, совершенно аналогичных всем гранитоидам Главного хребта в конгломератах перми.

Весьма свежий облик многих гранитоидов Главного хребта трудно совместим с их докембрийским возрастом, при залегании их в области интенсивного и многократного проявления дислокационных процессов, даже при учете глыбового строения Кавказа. Несомненно, что интрузия равномернозернистых гранитоидов обусловила дополнительный метаморфизм и мигматизацию уже метаморфизованных сланцев слюдяных и амфиболовых, толща которых относится И. Г. Кузнецовым к докембрию. Вопрос о взаимоотношениях кембрия с древними (серыми) гранитами Дзирульского массива в Закавказье может решаться также в сторону относительной молодости этих гранитов.

Наконец, исследования Г. М. Ефремова, проводившего изучение гнейсо-гранитов и гнейсов Передового хребта, показывают вероятность того, что интрузии, за счет которых произошли эти гнейсы, связаны с каледонской эпохой диастрофизма. Гранитоиды Главного хребта сохранили вещественный состав и структуры, свойственные нормальным изверженным породам гранитного ряда, в то время как гранитно-гнейсовая формация представлена породами, претерпевшими глубокие изменения вещественного состава и структурных особенностей.

Указанное также заставляет предполагать, что гранитоиды Главного хребта являются более молодыми геологическими образованиями, чем, возможно, палеозойские гранито-гнейсы и гнейсы Передового хребта.

Зона гранитоидов Передового хребта

А. Уруштенский комплекс

Породы этого комплекса отчетливо выделяются среди толщ кристаллических сланцев, в области Передового хребта на Западном Кавказе. Наиболее типичным участком развития этого комплекса является междуречье Уруштен — М. Лаба, при впадении р. Уруштен в М. Лабубу. Поэтому указанная ассоциация пород называется «уруштенским комплексом».

В литературе по геологии Северного Кавказа мы нередко находим отдельные указания на наличие ортогнейсов среди толщ кристаллических сланцев, относимых к докембрию. Однако до сих пор совершенно не учитывалась активная роль этих интрузий, в связи с чем им отводи-

лась чрезвычайно скромная роль в образовании древнейших толщ Кавказа. Между тем, как показали наши исследования, в западной части Кавказа (в районе рр. Белой, Большой Лабы и Аксаута), роль интрузий, ныне превращенных в кристаллические сланцы, в геологии древнейшего комплекса пород Кавказа очень велика.

Решение многих трудных вопросов, касающихся взаимоотношений различных метаморфических толщ, как Передового, так и Главного хребта Кавказа, облегчается при учете роли древних интрузий, вторгшихся в осадочные и эффузивные образования, еще не испытывшие к тому времени заметного метаморфизма.

Среди ортосланцев в изученных районах наблюдается последовательный ряд интрузий от ультраосновных, представленных змеевиками, до ультракислых, представленных лейкократовыми гранитами с их дериватами — аплитовыми, пегматитовыми и кварцевыми жилами.

Из химических особенностей наиболее важной группы — гранито-гнейсов необходимо отметить преобладание натрия над калием.

Минералогический состав всего комплекса ортопород, за исключением змеевиковых сланцев, независимо от их кислотности, характеризуется присутствием кислого плагиоклаза — альбита, реже альбит-олигоклаза. Темноцветные представлены хлоритом, минералами эпидотовой группы, биотитом, мусковитом и актинолитом.

Сами породы представлены различного рода альбитовыми гнейсами (альбит-хлорит-эпидотовыми, альбит-хлоритовыми, альбит-эпидот-сланцевыми и т. д.), амфиболитами и змеевиковыми сланцами.

Текстура гнейсов — от массивной до типичной сланцеватой. Характерной структурой пород является катакластическая, частично отраженная последующей рекристаллизацией (микро- и макроочковая). Эта формация ортогнейсов, по сути единая, описывалась различными исследователями в разных местах, а нередко и в одном и том же участке то как гнейсы, то как граниты Главного хребта, то как северные граниты, то как кварцево-олигокласовые диориты.

Интрузия и вмещающие их толщи сланцев метаморфизованы согласо и одновременно.

По данным Г. М. Ефремова, ортопороды рвут отложения кембрия (район р. Блыби, Кыфара и Урупа), и галька их встречена в конгломератах девона. Таким образом, внедрение формации ортогнейсов намечается в пределах нижнего палеозоя и связано с одной из фаз каледонской складчатости. Это весьма ответственное заключение требует подтверждения дополнительными фактами при специальном изучении пород Уруштенского комплекса. Поэтому в табл. 4 возраст этого комплекса показан как докембрий (?).

Внедрение интрузии ортогнейсов происходило в породы, не испытывшие еще значительного метаморфизма. Поэтому контактовый метаморфизм, обязанный ортогнейсам, играет крупную роль в генезисе сланцевых толщ Северного Кавказа.

Наряду с интрузивными породы контактового ореола в последующем оказались в той или иной мере согласно осланцованными под влиянием динамометаморфизма, причем в связи с относительной слабостью последнего наблюдается образование типичных диафторитов. Под влиянием контактового воздействия интрузии гранито-гнейсов породы нижнего палеозоя претерпели столь глубокий метаморфизм, что их и поныне относят еще к докембрию. Таково происхождение докембрия в верховьях р. Кыфар и в среднем течении рр. Б. и М. Лабы, где

непосредственно можно проследить переход глубоко-метаморфизованных пород вблизи интрузии к слабо метаморфизованным сланцам палеозоя вдали от нее.

Б. Гранитоиды малкинского и индышского типов

Полной аналогии вещественного состава слагающих пород и условий залегания в группе северных гранитов провести нельзя, что, возможно, является следствием их меньшей изученности. Тем не менее, отличаясь от остальных крупных групп гранитоидов Кавказа, они внутри себя имеют общие черты и поэтому рассматриваются совместно, на основе данных преимущественно по району рр. Малки — Мушт.

Северные граниты, залегающие по рр. Малке, Индыш, Эшкакон и Аликановка, отличаются незначительными размерами интрузий.

Микроскопически граниты имеют обычно среднезернистое сложение; порфиоровидные разности среди них исключительно редки. Чаще, чем на Главном хребте, они окрашены в розоватые или красные тона. Наряду с биотитовыми, здесь нередки граниты роговообманковые, например выходы гранитов на рр. Индыш и Аман-Кол. Среди нормальных гранитов, представленных биотитовыми или роговообманковыми разностями и преобладающих обычно в обнажениях северных гранитов, встречаются часто бесслюдистые аплитовидные типы, совершенно лишенные темноцветных минералов. Они или перемежаются с нормальными, или образуют самостоятельные выходы, как, например, на р. Аликановка. Наряду с плагиоклазом в этих породах в меньшем количестве присутствует микроклин или микроклин-пертит (по Д. С. Белянкину и Л. А. Варданянцу, частично анортоклаз), зеленая роговая обманка, ярко-коричневый биотит, кварц, апатит, реже сфен.

Бесслюдистые разности обычно отличаются более крупнозернистым сложением.

Все интрузии северных гранитов сопровождаются жильной серией, состоящей из аплитовых, пегматитовых и кварцевых жил. Жильная серия особенно интенсивно проявляется в кровле гранитных интрузий, сравнительно слабо представлена в самих гранитах, а в некотором удалении от кровли, в сланцах, она появляется в виде тонких кварцево-полевошпатовых прожилочков, пронизывающих сланцы по многочисленным трещинкам в них. Из рудных проявлений, связанных с северными гранитами, следует отметить золото, разрабатываемое по долинам рр. Мушт и Хасаут, и молибден, обнаруженный в пегматитах р. Аман-Кол.

Возрастное положение северных гранитов определяется тем, что они секут нижнепалеозойские сланцы, а галька их встречается в конгломератах верхнего палеозоя.

В. Интрузивные комплексы типа Ятыргварта

Сложные ассоциации пород, образующие указанные комплексы, выходят на современную поверхность вдоль северной границы зоны Главного хребта, сложенной древними «серыми» гранитами и докембрийскими кристаллическими сланцами. Часто интрузии ятыргвартинского типа, как, например, массивы Ахцархва, Закан и др., приурочены к тектоническим линиям, отделяющим зону Передового хребта от центральной зоны гранитов Главного хребта. При этом породы оплываемого типа также подвергнуты дислокационному воздействию.

В противоположность гранитам Главного хребта, среди которых почти невозможно выделять отдельные массивы, интрузии ятыргвартинского типа образуют относительно мелкие интрузии, площадью в несколько квадратных километров. Работы Экспедиции и данные других исследователей позволяют относить к ятыргвартинскому типу интрузии: хребтов Ятыргварта — Ахцархва, Магишо, Кяфар, Карабекскую и на р. Теберде выше с. В. Тебердинского.

Завершение интрузивной деятельности сопровождалось дайками гранит-аплита. Генезис пород плутона горы Ятыргварта, образовавшихся, по В. А. Затоковенко, в шесть самостоятельных фаз, объясняется им ходом процесса кристаллизационной дифференциации от основных пород к кислым.

По В. А. Затоковенко, для пород этого комплекса характерно их сходство с неинтрузиями Кавказа. Сходство обусловлено тем, что интрузии подобного типа представляют ассоциации разнообразных по составу пород, находящихся в генетической связи, они слагают геологические тела небольших размеров и обладают гипабиссальным характером. Этому же служит подтверждением присутствие анортоклаза, гранодиоритовый тип кислых членов комплекса, отчасти монцитонитовая структура и слабое изменение пород.

В. А. Затоковенко не включает в состав дифференцированного комплекса интрузивные тела сиенит-диоритов Ахцархвы и Мастакана, развитые у тектонического контакта. Он рассматривает их совершенно независимо от указанного комплекса пород как более древние образования. По данным Г. Д. Афанасьева, объяснение формирования комплекса пород горы Ятыргварта исключительно путем кристаллизационной дифференциации, в шесть самостоятельных интрузивных фаз, не обосновывается геологическими взаимоотношениями пород, слагающих этот комплекс. Достаточно четко устанавливаются интрузивные взаимоотношения между подтипами: 1) амфиболовые габбро, габбродиориты, диориты. 2) кварцевые диориты, амфибол-биотитовые гранодиориты и 3) граниты, лейкократовые гранодиориты, сопровождаемые аплитами.

Характерной особенностью минерального состава пород ятыргвартинского комплекса является нахождение отдельных минералов с одинаковыми оптическими свойствами в группах различной кислотности. В частности, зеленый амфибол с синеватым оттенком тонов плеохроизма и с меньшим чем обыкновенно углом оптических осей (-62° — -70°), встречается как породообразующий минерал в первых двух группах пород. Затем калиевый полевой шпат — анортоклаз, встречающийся в виде примеси в породах первых двух групп, играет большую роль в группе кислых пород.

Для пород описываемого комплекса характерно подчас обильное развитие постернирных минералов — эпидота, пренита, кальцита. В одном случае обнаружен минерал, по своим оптическим свойствам и данным спектроскопического анализа относящийся к датолиту.

Необходимо заметить, что амфибол, входящий в состав сиенит-диоритов, аналогичен по своим оптическим свойствам амфиболу из пород ятыргвартинского комплекса. Анортоклаз в сиенит-диоритах, сейчас встречающийся лишь в виде реликтов среди замещающего его альбита, также видимо был одним из существенных минералов, слагавших эти породы. Замещение анортоклаза альбитом — явление более позднего порядка, возможно обусловленное приуроченностью сиенит-диоритов к зонам тектонических разломов.

Сказанное в отношении минералов при постоянной территориальной сопряженности сиенит-диоритов с другими породами ятыргвартинского типа позволяет связывать их между собой генетически.

Сложность состава отдельных интрузий при общей их малой площади заставляет считать, что при разрешении петрогенетических вопросов необходимо учесть роль ассимиляции магматическими породами пород субстрата.

С интрузией ятыргвартинского типа связаны кварцевые жилы, несущие полиметаллы — галенит, халькопирит, сфалерит, пирит. Наиболее интересная жила, в верховьях р. Местык на южном склоне горы Ятыргварта, разведывалась партией Азово-Черноморского геологоразведочного треста. По запасам руды жила не признана промышленной; но относительно значительные скопления руд, наряду с наличием других кварцевых жил с халькопиритом в районе массивов Ятыргварта — Ахцархва, а также хребта Челепсы, позволяют считать район перспективным для поисков полиметаллического оруденения.

Подтверждением того, что рудные жилы связаны с интрузивным комплексом ятыргвартинского типа, может служить то, что жилы, будучи приуроченными или к самим интрузиям или к их кровле, не переходят в отложения триаса (гора Ятыргварта) или юры (хребет Челепсы), трансгрессивно перекрывающие указанные интрузивные комплексы.

Барит встречается и в кварцевых жилах, несущих полиметаллы, но, повидимому, более крупные его скопления приурочены к разломам, вдоль которых выходят тела сиенито-диоритов хребта Ахцархва, где встречены крупные свалы барита.

Г. Возрастное положение пород комплекса Ятыргварта

Вмещающими породами для данного комплекса является толща кристаллических сланцев и амфиболитов, прорванная интрузией ультраосновных пород и палеозойской (по Г. М. Ефремову) интрузией кислых пород, превращенных в альбит-олигоклазовые гнейсы. В пределах хребта Челепсы в красноцветных конгломератах перми обнаружены крупные гальки выветрелых гранодиоритов челепсинского типа. Триасовые отложения залегают на размытой поверхности гранодиоритов — кварцевых диоритов горы Ятыргварта. В конгломератах (P?) хребта Ахцархва обнаружены окатанные гальки (Г. Д. Афанасьев) анортоклазового гранит-порфира. Породы гальки обладают полнокристаллическим сложением и порфировой структурой при очень мелкозернистом сложении основной массы. Вкрапленники — кварц, анортоклаз ($2V = 48^\circ$) и альбитизированный плагиоклаз. Присутствуют измененные биотит и амфибол. Указанные породы со значительным вероятием можно рассматривать как гранит-порфировую фацию кислых разновидностей комплекса.

Приведенные данные позволяют предположить, что породы ятыргвартинского типа вряд ли древнее среднего палеозоя.

2. НЕОИНТРУЗИИ

Впервые кавказская неинтрузия была описана в 1891 г. Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в работе по геологическому исследованию перевальной дороги через Главный Кавказский хребет. Встретившийся тогда

выход изверженной породы на горе Калько у с. Бло был им детально изучен, причем оказалось, что это лакколлит, внедряющийся в сланцы юры. Порода, его слагающая, определена была как дацит. Относительно возраста этого тела Ф. Ю. Левинсон-Лессинг писал, что он относится к самой последней фазе вулканической деятельности Кавказского хребта.

Впоследствии, в период 1910—1920 гг., неоинтрузиями специально занимался Д. С. Белянкин; им был описан более подробно лакколлит горы Калько и произведена точная съемка его. Тогда же было установлено более широкое распространение молодых интрузий гранодиоритового характера. Описаны были интрузии: а) Казбекской группы: Чач, Колка-Хох, Суатиси-Дон, Теп-Дон; б) группы Тепли: по Архону и Суар-Кому (Фиаг-Дон); в) в бассейне Уруха: по р. Донисар-Дон и Сангути-Дон; г) ряд мелких интрузий Балкарии (Дых-Су и т. д.). В эту же группу неоинтрузивных пород, наиболее близких по геологическому положению и по петрографической характеристике к дацитам Калько, отнесены были и известные трахиты Пятигорска.

Важнейшим достижением этого периода, наряду с установлением широкого географического распространения неоинтрузий, было выяснение петрографических особенностей их вообще и, в частности,— установление развития кали-натрового полевого шпата в своеобразной анортклазовой форме. По общему своему облику и по химическому составу минерал этот вполне отвечает ортоклазу, но обладает пониженным углом оптических осей, и оптика его, благодаря аномалиям, не отвечает моноклинной сингонии.

В 1930—1931 гг. Л. А. Варданынцем, а еще ранее в 1929 г., в Закавказье И. Ф. Григорьевым выделена была крупная металлогеническая роль неоинтрузий, благодаря чему ими заинтересовались работники местных геологоразведочных трестов. В результате к 1935—1937 гг. на Кавказе было открыто весьма значительное количество самостоятельных неоинтрузивных тел, разбросанных почти по всему Кавказу. При этом, однако, точное возрастное положение их устанавливалось с трудом, и только в некоторых случаях удавалось наблюдать пересечение главной надвиговой полосы Центрального Кавказа той или иной неоинтрузией. По аналогии всем вообще неоинтрузиям приписывался один и тот же третичный возраст.

Некоторое время спустя появляется ряд статей по неоинтрузиям Закавказья. Здесь неоинтрузии контактируют с фаунистически охарактеризованными осадками, почему и возраст их датируется достаточно достоверно в ряде случаев как третичный (Григорьев).

В 1933 г. сотрудниками Абхазской экспедиции Академии Наук показано существование юрских пород, сходных по всем своим особенностям с неоинтрузиями Центрального Кавказа.

Интрузии Абхазии первоначально (1914 г.) описаны были Л. К. Коношевским, причем он приписывал им послемеловой возраст, считая, что перекрывающие интрузии известняки прорваны ими. Однако, как оказалось, гранитные тела Келасури контактно метаморфизуют отложения нижней юры и доггера и в свою очередь трансгрессивно перекрываются нижнемеловыми (верхнеюрскими) конгломератами с галькой подстилающих неогранитов.

Дальнейшие этапы развития наших знаний о неоинтрузиях следующие: в 1935—1938 гг. Варданынцем и Орловым определяется неоинтрузивный характер Тырны-Аузского интрузивного комплекса; в 1935 г.

Л. В. Хмелевская указывает на развитие в районе Кардывача гранитных пород, которым, судя по их петрографическому составу, приписывает неинтрузивный характер; в 1935 г. С. А. Кузьмин открывает своеобразную, весьма пеструю по составу интрузию Бакского перевала; в 1935 г. Л. А. Варданыц установил широкое развитие интрузивных пород, близких к неинтрузиям, в западном Кавказе. При дальнейших исследованиях ряда специалистов западно-кавказские неинтрузии были подразделены на две специальных группы, одна из которых была параллелизована с интрузией Бака, а другая — интрузии Ятыргварта, Магишо, Дженту и др. — была выделена в особый тип Ятыргварта, относящийся, по данным В. Н. Робинсона, ко времени до триаса.

Таким образом, в настоящее время среди аноклазовых пород, отвечающих первоначально установленному петрографическому типу неинтрузии, выделяются интрузии нескольких возрастов, как-то: дотриасовые (Ятыргварта), верхнеюрские (Абхазия) и третичные (Закавказье, Кароби и Пятигорские лакколлиты). Возраст во всех этих случаях установлен достаточно точно по соотношению или с фаунистически охарактеризованными осадками, или же с тектоническими моментами (главным надвигом Кавказского хребта). Однако не для всех интрузий удается его точно датировать. Для большинства из них известна только нижняя возрастная граница. В таких случаях остаются, для отнесения их к тому или иному типу, только те или иные геолого-петрографические аналогии. Характерно при этом, что интрузии определенного типа имеют известную общность в географическом распространении их.

Так, в частности, с ятыргвартским комплексом параллелизуется ряд других интрузий, обнажающихся в области выходов палеозоя Западного Кавказа: Магишо, Дженту и пр.

К породам Абхазии петрографически крайне близки интрузии Сванетского хребта: Кирар и Утвир.

Весьма своеобразный петрографический комплекс представляют интрузии Кардывача, Санчара, Аданге и Бака, расположенные вдоль надвиговой полосы Главного хребта. Относительно возрастного их положения можно утверждать только то, что они во всех случаях моложе лейаса и древнее надвига, оказавшего на них определенное механическое воздействие.

Последним этапом интрузивной деятельности на Кавказе являются третичные неинтрузии. Группируются они в восточной части хребта, примерно от Военно-Грузинской дороги, располагаясь на обоих склонах хребта. Конечно, в общем они не разновозрастны, но данных для их расчленения нет. Для интрузий, выходящих в области Главного хребта, единственным критерием является, как сказано, соотношение их с надвиговым швом, который в ряде мест пересекается интрузиями. В Закавказье, где широко развиты третичные породы, удастся расчленить интрузии по возрасту довольно дробно, однако нельзя переносить это деление на породы Главного хребта. Повидимому, самыми молодыми интрузиями Северного Кавказа являются пятигорские лакколлиты.

Совершенно неясно пока возрастное положение интрузивного комплекса Тырны-Ауза. Как показали работы последних лет, здесь можно различать два самостоятельных цикла интрузивной деятельности: во-первых, это — интрузия Эльджурты с аплитовой фацией (аплиты

Паука) и, во-вторых, внедрения липаритовых пород (делениты) и связанных с ними витрофиров. Для первого цикла можно указать примерную нижнюю границу. Около М. Мукулана в контактно-измененных сланцах И. Г. Кузнецовым была найдена пока точно не определенная фауна, повидимому нижней юры. С другой стороны, тот же автор предположительно допускает для гранитов Эльджурты дотоарский возраст. Если последнее справедливо (в чем у нас нет уверенности), то для интрузии остаются весьма узкие возрастные пределы. Второй цикл — явно более молодой; в качестве рабочей гипотезы напрашивается параллелизация пород его с плиоценовыми туфами нижнего течения р. Баксана.

Ниже приводится более детальная характеристика отдельных неоинтрузивных типов, составленная отчасти по литературным данным, но главным образом в результате исследовательской работы участников Кавказской экспедиции.

Верхнеюрские интрузии Абхазо-Сванетской полосы¹

Наиболее крупная из абхазских неоинтрузий расположена по течению рр. Келасури и Амтхели, слагая их берега на протяжении 10 км; в широтном направлении массив протягивается от горы Чумкузба до горы М. Схалач. К западу отсюда расположены интрузии Гумисты (Цумура); к востоку — крупная Горабская и несколько мелких: Зимская, Даучская и Шопоткварская. Еще восточней, в верховьях р. Гализги и на Секен-Ингурском водоразделе, неоинтрузии отсутствуют совершенно; встречаются они вновь только в Сванетском хребте, где вершину горного узла Кирар слагает довольно крупное интрузивное тело весьма пестрого состава. Есть здесь гранитовые, габбровые и сиенито-диоритовые разности. Сиенито-диоритовые мелкие тела обнажаются в дорожных выемках близ с. Дизи (Деси). Они же известны и в других местах Сванетского хребта. Крайние восточные выходы относящихся сюда пород известны на р. Цхенис-Цхали у с. Чврелиери и Сагдари. В районе скал Абакур обнаружены пироксениты и основные габбро.

Петрографической особенностью пород разбираемого комплекса является их равномерная, от средне- до крупнозернистой, структура, при крайней редкости интродационных разностей, столь характерных для третичных пород. В большинстве случаев даже и относительно мелкие жилки, как, например, у Сванетского шоссе, сложены нормальной гранодиоритовой породой. Гранит-порфировая структура наблюдается в гранитах Кирара, однако и здесь вкрапленники анортоклаза, до 2—3 см в поперечнике, не более как в два-три раза превышают поперечник зерна основной массы породы. Граниты Келасури и Гораба и породы остальных мелких выходов характеризуются, как это и свойственно неоинтрузиям вообще, мондонитовой структурой, наиболее четко выраженной в основных разностях. Часто, особенно в гранитах Келасури и Амтхели, присутствует в основной массе микропегматит.

Крупные гранитные тела Келасури и Гораба более или менее однородны по всей своей массе; значительно уступающая им по своим размерам Кирарская интрузия только в центре гранитная, на периферии

¹ Верхне-палеозойские неоинтрузии типа горы Ятыргварт описаны выше в разделе «Древние гранитоидные интрузии Северного Кавказа». Неоинтрузия Тырны-Ауза описана в разделе «Тырны-Аузский молибденово-вольфрамовый узел».

же, и в особенности близ восточной границы ее, развиты сиенито-диорит и габбро. Мелкие тела Абхазии сложены монцонитом; жилы Сванетского шоссе — сиенито-диоритовые.

В минералогическом составе всех относящихся сюда пород значительную роль играет калиевый анортоклаз с углом оптических осей в пределах от -40° до -70° , в среднем около -60° — несколько больше, чем у анортоклазов третичных интрузий.

Плагиоклаз разной основности (от основного олигоклаза до лабрадора), в зависимости от типа пород, обычно, с антипертитовыми вросками калиевого полевого шпата.

Кварц присутствует в большинстве пород в порфириовидных их разновидностях. Наиболее часто встречается в основной массе, иногда в виде микропегматита, реже — в более крупных выделениях наподобие порфириовидных вкраплений. Обычно он совершенно однородный, без механических нарушений, и изредка обладает волнистым погасанием.

Цветная часть в породах Абхазии чаще всего представлена биотитом, образующим листочки или неправильные выделения, в отличие от идиоморфных гексагональных столбиков биотита третичных интродацитов. Реже, чем биотит, встречаются пироксен диопсидового ряда и уралитовая роговая обманка. В сванетских интрузиях преобладает роговая обманка. Биотит и уралит частично хлоритизированы.

Количественно-минералогический состав и химизм верхнеюрских интрузивных пород колеблется в зависимости от характера породы. В общем породы, слагающие более крупные тела, как правило более кислые, нежели таковые более мелких интрузий.

Шлировые меланократовые участки, свойственные неоинтрузиям вообще, представляют собой, повидимому, без исключения ассимилированные ксенолиты боковых пород.

В пределах Келасурского массива встречены небольшие пегматитовые жилы. Минералогически они пока не изучены.

Контактные изменения вмещающих пород (порфириовая юра и сланцы Главного хребта в Абхазии, сланцы и известняки карбона в Сванетии) выражаются в том, что глинистые породы переходят в биотитовые роговики с диопсидовидным пироксеном, реже с гранатом, а известняки превращаются в слабо скарнированные мраморы. Скарн — диопсидово-гранатовый; в районе Кирара в нем встречен волластонит. Площади, занятые контактно-метаморфизованными породами, местами довольно значительны и увеличиваются в тех случаях, когда метаморфическая толща прорывается многочисленными мелкими жилами интрузивной породы (Прохоровские скалы на Сванетском шоссе).

Металлогения юрских интрузий Абхазо-Сванетской полосы рисуется в следующем виде. С полной уверенностью можно связать с ними комплекс полиметаллических руд, развитый по северной окраине интрузий Келасури (гора Лыхта — Амхтели и т. д.). В Сванетии к ним приурочены Умронское, Гвандринское и другие подобные же рудопроявления. Возможно, что с ними же генетически связаны месторождения свинцово-цинковых руд Дзышра, Брдзышха, Хыцма и др., залегающие в верхнеюрских известковых породах Абхазии. Геологом В. Табагари и его сотрудниками в шлихах в области развития келасурских интрузий указываются шеелит, ортит, редкий касситерит и следы молибденита.

Контактные породы как Сванетии, так и Абхазии содержат сульфидную вкрапленность и мелкие жилки халькопирита, пирита, арсенопирита, галенита и молибденита.

К области развития гранитных интрузий Абхазо-Сванетской полосы приурочены также и выходы основных габбровых и габбро-диабазовых пород в виде мелких массивчиков или жил, тянущихся иногда на весьма значительные расстояния. В Абхазии они закартированы в районе горы Чумкузба, в Гумистинской юре. В Сванетии выходит на Сванетское шоссе довольно мощная Джорквальская габбро-диабазовая жила. Много других мелких габбро-диабазовых тел отмечено как здесь, так и вообще в Сванетии. Г. М. Заридзе и К. И. Чичинадзе в 1938 г. зарегистрировали их свыше 50. Местами все это сильно раздифференцировано, с выделением ультраосновных пироксенитовых разностей. Экзоконтактные изменения, сюда приуроченные, относительно слабые; встречаются зоны роговиков не свыше 1—2 м мощности, иногда с сульфидами. Генетические взаимоотношения основных и кислых интрузий не вполне нам ясны, но во всяком случае первые явно древнее вторых.

Рассмотренные габбро-диабазовые породы интрузивного типа возможно представляют собой не что иное, как подводящие каналы эффузий юрских порфиритов.

Полоса Бакских неоинтрузий

Породы крайних западных проявлений Бакского магматизма в верховьях р. Мзымты и оз. Кардывач описаны впервые, как указано выше, Л. В. Хмелевской и Л. А. Варданянцем. Намечается парагенезис с ними многочисленных жил диабазоподобных пород, обнажающихся в районе перевала Псеашхо и на окрестных пастбищах.

Восточнее, в районе перевалов Аданге и Санчар, И. И. Бессонов обнаружил довольно крупное габбровое тело, внедряющееся в породы палеозоя. По нашим данным, порода, его слагающая, крайне близка к породам Кардывача и Бака.

Неоинтрузивная природа пород Аданге впервые намечена была К. С. Гоцеридзе; впоследствии, в 1940 г. массивы Аданге более детально картировались В. П. Петровым, причем был с несомненностью доказан их посленижнеюрский возраст.

Бакская интрузия, расположенная в значительном удалении от Аданге к востоку и установленная впервые, как уже упоминалось, С. А. Кузьминым, впоследствии исследовалась Г. М. Заридзе и К. И. Чичинадзе и особенно подробно М. А. Фаворской. К востоку от Бака, в верховьях р. Местийки и на водоразделе Долра-Чала — Местийка, в сланцах наблюдаются многочисленные, относительно маломощные жилы, сложные аплитовидными порфирами, комагматичными, по всей видимости, с неогранитами Бака (см. карту, фиг. 3).

Петрографические особенности пород, слагающих интрузивные тела полосы Кардывач — Бак, заключаются, главным образом, в чрезвычайной неоднородности и пестроте их состава. Они явно гибридные и образовались за счет смешения гранитового и диабазового материала. В каждом массиве (кроме, пожалуй, Аданге, который несколько более однороден) можно различать светлую, с преобладанием гранитного материала, и темную, с преобладанием диабазового материала, составляющие; вторая — более ранняя и в виде ксенолитов включается в массу первой составляющей. Наблюдаются иногда своеобразные брекчии, где обломки темной породы как бы цементированы небольшим количеством светлой. Границы между той и другой частями или резкие, или,

что чаще, весьма постепенные, так что одна порода почти незаметно переходит в другую.

На Кардываче В. П. Еремееву удалось закартировать по северо-восточной окраине неинтрузии довольно крупное поле, сложенное типичной диабазовой породой. Более или менее чистые неограниты образуют здесь три отдельных участка. На границе между гранитами и диабазами развиты упоминавшиеся выше гибридные породы. К югу от Кардывачской интрузии расположены выходы древних гранитов и



Фиг. 3. Схема выходов неинтрузий Бакского типа.

1 — сланцы юры; 2 — неинтрузии юры; 3 — неинтрузии бакские; 4 — диабазы;
5 — меловые отложения; 6 — палеозой; 7 — древне-кристаллический комплекс.

гранито-гнейсов. Взаимоотношения их с Кардывачской интрузией, по-видимому довольно сложные, остались не вполне выясненными вследствие слабой обнаженности.

Совершенно подобные же соотношения неогранитов с диабазами наблюдаются и на Баке; диабазы слагают здесь крайний восточный угол интрузивного тела, граниты — западную часть, в промежутке располагаются гибридные породы. Широко развиты здесь вторичные процессы — альбитизация, привнос хлорита и окварцевание.

На Санчаре роль темной составляющей играет габбро, а светлая часть представлена подобным же, но более светлым лейкократовым габбро, переходящим в своеобразные альбито-кварцевые пегматиты.

На Аданге гибридные разности и ксенолиты бывших диабазов констатированы в относительно небольших количествах.

Под микроскопом в составе всех пород этих интрузий бросается в глаза исключительное обилие микропегматита, слагающего иногда до 40—50% породы. Калиевый полевой шпат — анортоклаз с относительно большим (от 68 до 80°) углом оптических осей.

Вкрапленники, погруженные в эту основную микропегматитовую массу, представлены преимущественно плагиоклазом: с одной стороны, остаточным олигоклазом от того древнего гранита, от которого произошел микропегматит, с другой же, андезином, примерно того же общего облика как и в диабазах. От диабазов же в данном случае происходит и роговая обманка, являющаяся здесь важнейшим цветным минералом породы. В породе Санчара присутствует также довольно много альбита; возможно, что он в значительной степени вторичный.

Вторичен также и хлорит, заменяющий роговую обманку, бакских неоинтрузий. Рудные выделения почти совершенно отсутствуют. Весьма характерно, что со всеми неоинтрузиями данной полосы ассоциируют крайне тонкокристаллические кератофирового типа жильные породы.

Контактные взаимоотношения с окружающими породами следующие.

Интрузия Кардывача образует пирогенный контакт со сланцами юры. Контактные роговики наблюдались нами особенно четко на юго-западной окраине массива; ширина экзоконтактной зоны не свыше 40 м.

Контактное поле вокруг Бакской интрузии удалось закартировать более точно. Сланцы здесь окварцованы и приобрели пятнистый характер.

Пирогенный контакт интрузии Аданге со сланцами виден только в крайнем восточном краю интрузии, в остальных местах контакт тектонический. Сланцы здесь, даже и тогда, когда они включены в массу интрузивной породы, изменены весьма слабо; в самой неоинтрузии зато наблюдаются весьма сильные эндоконтактные изменения, с переходом краевых гранодиоритов в типичные фельзитовые кварц-порфиры.

Контакт интрузии Санчара со сланцами юры носит тектонический характер. Пирогенные отношения с этими сланцами обнаруживают лишь габбровые породы, весьма близкие к санчарским по всем своим признакам; эти породы выходят в виде секущих и пластовых жил среди сланцев юры на перевале Чимашха.

Весьма любопытен контакт Санчарской интрузии с ограничивающими ее на севере амфиболитами палеозоя, переслаивающимися с мраморами. От интрузии в толщу амфиболитов отходят многочисленные жилы — апофизы, сложенные значительно более мелкозернистой, чем главная масса, породой и имеющие большей частью мощность около 1 м. В амфиболитах на контакте развивается по амфиболу мелкочешуйчатый биотит, в мраморах же образуются скарны в несколько метров мощности, местами обогащенные рудными минералами — магнетитом и пирротинном (Санчарское месторождение железной руды). Из нерудных минералов отмечены андрадит, роговая обманка и кальцит. Весьма любопытно нахождение в скарнах участков змеевиков.

Металлогения относящихся сюда интрузий до сих пор не совсем ясна. В несомненной связи с интрузией Санчар находятся Ахейские месторождения ртути. На Баке известны месторождения киновари и сурьмяного блеска. Повидимому, в связи с интрузией Аданге следует поставить крупную полосу пиритизированных сланцев, протягивающихся между Аданге и Нарзаном Шхазизга. Известное Санчарское месторождение образует не что иное, как полосу только что упомянутых скарнов, обогащенных магнетитом и пирротинном. В области развития кардывачских гранитов В. П. Еремеев констатировал в шлихах зерна арсенипирита.

Неоинтрузии восточной части Главного хребта

Сюда нами отнесена главная масса неоинтрузий Центрального Кавказа, выходящих на участке от Нижней Сванетии вплоть до Казбека и горы Кальцо в верховьях Хевсурской Арагвы. В пределах означенной полосы интрузивные тела распределены весьма неравномерно, в виде ряда отдельных неоинтрузивных центров, в которых скучивается большое количество относительно мелких интрузивных тел и наблюдается

интенсивное изменение вмещающих пород. В промежутках между этими центрами интрузии, как правило, отсутствуют.

Если следовать с запада на восток, то прежде всего следует упомянуть Сванетский центр, объединяющий интрузии ледника Айлама, описанные Д. С. Белянкиным и И. Г. Кузнецовым, и расположенные на южном склоне хребта интрузии Цурунгальского участка. Самостоятелен, повидимому, участок весьма неглубоких интрузий верховой р. Кара-Су, перевала Штулу-Авцег и ледника Моссота. Примыкает к ним весьма рудоносный Рачинско-Танадонский центр, к которому относятся многие интродацитовые тела Тана-Дона и верховьев Чвешуры и, кроме того, стекловатые жильные породы типа дацита или андезита (гора Кубус и ледник Бартуь — на Северном Кавказе; Хврилиэто, Рехеби, Порхишули, Ноцара и т. д. — на южном склоне). В бассейне р. Айгамуги-Дон известна крупная гранодиоритовая интрузия ледника Сангути-Дон, апофизы которой прослеживаются и в цирке соседнего Кайсарского ледника и в верховьях р. Сарди-Дон. Повидимому, самостоятельный центр имеется в ущелье ледника Донисар; возможно, что с ним связаны дациты Орах-Кома в Цейском ущелье. Крупный интрузивный центр представляет гора Тепли. Отдельные интрузии располагаются в бассейне рр. Лья-Дона, Суар-Кома, Архона и Бада. В районе Казбека известны интрузии на горе Колка-Хох, по рр. Суатиси-Дон, Теп-Дон и Чач. Крайним восточным выходом кавказских интрузий является изолированный выход горы Калько.

В петрографическом облике интрузий этой группы весьма характерна структура. Типичные глубинные породы, с гранитной или монцитовой структурой, встречаются здесь относительно редко; известны они в Суатиси-Донском теле, на горе Колка-Хох, по р. Суар-Кому и, главным образом, в Сангути-Донской интрузии. В остальных случаях преимущественным развитием пользуются гранит-порфировые разности. В наиболее типичных представителях (интрузии Тана-Дон, Цана и т. д.) вкрапленники резко, в десятки раз крупнее зерна основной массы, причем последняя сложена кварцем и анортоклазом. Порода Калько, на примере которой впервые описана такая структура, названа была «интродацитом». Название это, весьма целесообразное для определения петрографического типа интрузий, следовало бы применять чаще, чем это имеет место сейчас. Разности с витрофировой и в той или иной мере стекловатой основной массой, сопровождающие на Тана-Доне, Бартуе и др. интродациты, образуют относительно маломощные дайки и пластовые жилы. Иногда они совершенно свежие, а в других случаях так сильно разложены — окварцованы, альбитизированы, серицитизированы, хлоритизированы и пиритизированы, что почти ничего не остается от первоначального их магматизма.

Из породообразующих минералов в строении пород, относящихся к этому типу, большую роль играют в качестве вкрапленников плагиоклаз и биотит, очень редко кварц. В основной массе, наоборот, плагиоклаз и биотит отсутствуют почти совершенно, и содержатся в ней почти только анортоклаз и кварц, нередко в микропегматитовом проращении между собой.

Плагиоклаз, обычно сильно зональный, в большинстве случаев довольно основной андезии, а местами, в центральных частях плагиоклазовых кристаллов, до лабрадора. В измененных постмагматических разностях альбит вторичный; первичный магматический альбит присутствует только в периферических зонах плагиоклазовых кристаллов.

Анортоклаз, как и преобладающая часть кварца, является последним по времени выделения минералом. Очень часты каемки его вокруг вкрапленников плагиоклазов; часты и антипертитовые вроски в плагиоклазе. По своим константам анортоклаз является калиевым полевым шпатом с триклинной ориентировкой оптического эллипсоида и с относительно малым — часто близким к санидиновому — углом оптических осей.

Весьма характерен биотит, одноосный или почти одноосный. Как правило, он образует прекрасно развитые кристаллики-вкрапленники в виде коротких столбиков или стопочек псевдогексагонального типа. Изредка встречаются авгит или роговая обманка. Из вторичных минералов наиболее часто наблюдается хлорит, иногда вместе с эпидотом. Попадают разности, богатые летучими, содержащие турмалин и скопления апатита.

Обычны многочисленные ксенолиты вмещающих пород.

По химическому характеру породы рассматриваемой зоны всегда относятся к гранитовому, гранодиоритовому или сиенито-диоритовому типу. Основные, габбрового типа, породы почти полностью отсутствуют.

Контактные проявления весьма значительны. Экзоконтактные поля занимают иногда очень большие площади, в особенности, если они пересечены большим количеством жильных апофиз интрузий, как это имеет место, например, в районе горы Тепли, Цаны и на р. Сангути-Доне. В наиболее сильно измененных участках из сланцев юры образуются своеобразные «вторичные кварциты» с андалузитом и корундом, присутствующие спорадически. Более постоянны, в качестве ближайшей к интрузии зоны, кордиеритовые и андалузитовые роговики. На Сангути-Доне наблюдаются турмалиновые их разности. В непосредственном контакте с интрузией наиболее широко распространенной контактовой породой являются анортоклаз-биотитовые роговики. Иногда анортоклаз настолько обилен, что играет главную роль, в него включены (пойкилитово) кристаллы биотита. Специфичность этих роговиков была подчеркнута тем, что для них был предложен термин «парасиениты». Имеются также биотит-плагиоклазовые и биотит-андалузитовые роговики.

В некотором удалении от интрузии биотит сменяется мусковитом, а анортоклаз уступает место кварцу, и в результате получают мусковитовые, мусковито-хлоритовые и другие сланцевые роговики.

Все контактные породы, как правило, переполнены сульфидными выделениями арсенопирита, халькопирита и пирита; част молибденит. Этими же минералами проникнуты и некоторые аплитовидные жильные породы (Мосога и Сангути).

Контактные изменения в древних гранитах, образующих боковую породу в Сангути-Доне и на Дых-Су, сказываются прежде всего в перекристаллизации темных минералов и, в особенности, монокристаллов биотита в своеобразный агрегат, состоящий тоже из биотита, но крайне мелкочешуйчатого; получается род агрегатной псевдоморфозы по монокристаллу. Микроклин анортоклазируется, теряет двойниковую решетку и по своей ориентировке и облику приближается к анортоклазу неоинтрузий. Характерно при этом, однако, что угол оптических осей остается довольно большим — микроклиновым. Диабазовые жилы в результате метаморфизма превращаются в своеобразные кесантитоподобные породы, в которых первоначальные темные минералы замещены также мелкоагрегатным биотитом.

Металлогеническая роль неинтрузий описываемой полосы весьма велика; к ним приурочиваются мышьяковые и вольфрамово-сурьмяные проявления Сванетии, Верхней Рачи и пр., а также месторождения Дигории. Сульфидные проявления в районе Цаны и Тепли оловоносны.

Очень характерным минералом, связанным с неинтрузиями этого типа, является молибденит, в тех или иных количествах констатированный буквально во всех контактных полях. Встречается он как на Казбеке, так и на Сангути-Доне, и на Тепли. В известных молибденитовых месторождениях Короби и на Киргышо молибденит приурочен к верхним, наиболее богатым летучими частям неинтрузивных даек.

3. УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ КАВКАЗА И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ, ГЕНЕТИЧЕСКИ С НИМИ СВЯЗАННЫЕ

Настоящий обзор составлен на основании всех предыдущих работ, а также на основании исследований, произведенных Кавказской экспедицией в течение 1939—1940 гг., в результате которых было обследовано значительное большинство выходов ультраосновных горных пород. По этим материалам рассматриваются вопросы возраста этих пород, генезиса их, зональности и связанных с ними полезных ископаемых, из которых главное внимание уделяется Малкинскому железо-хромоникелевому месторождению природнолегированных руд, как имеющему актуальное народнохозяйственное значение.

Нашими знаниями об ультраосновных горных породах мы обязаны исследованиям Н. И. Безбородько, А. П. Герасимова, Д. П. Сердюченко, П. И. Лебедева, И. Г. Кузнецова и др. Излагаемые ниже выводы являются дальнейшим развитием выводов и обобщений этих исследователей.

В о з р а с т

Сложный вопрос о возрасте ультраосновных горных пород Кавказа еще далек от своего полного разрешения. Однако, основываясь на всем накопившемся материале, можно говорить о трех основных возрастных группах их, каждая из которых имеет свои специфические генетические особенности.

1. Докембрийская группа пироксенито-перидотитовой и габбровой формации. Выходы пород пироксенито-перидотитовой формации расположены в пределах зоны гранитов Главного хребта в виде небольших массивчиков и пересекаются жильными породами, связанными с гранодиоритами Главного хребта, чем и определяется их возраст (Д. С. Белянкин; Г. М. Ефремов; Н. Д. Соболев и М. В. Соболева).

Типичными представителями этой группы являются: а) суканский пироксенит, б) мижиргичиранский перидотит, в) уллу-камские пироксениты и перидотиты, г) карачай-аушские серпентиниты, д) частью верхнеалабинские пироксениты и серпентиниты.

Среди представителей этой группы имеются также пироксениты и серпентиниты, образовавшиеся в результате дифференциации габбровой магмы, с породами которой они связаны постепенными переходами (И. И. Бессонов; Г. А. Ламбрианов, Г. Чхотуа и др.). Характерной особенностью этих пород является залегание их в виде небольших штоков и жил по периферии гранитов Главного хребта, нередко в толще кристаллических сланцев докембрия, частью же в гранитах Главного

хребта и в тектонических контактах их с палеозоем. Пока еще нет достаточных оснований для выделения ультраосновных дифференциатов габбровой магмы в самостоятельную возрастную группу. Возможно, что часть из них в процессе дальнейшего уточнения будет включена в среднепалеозойскую группу ультраосновных пород.

Представителями этих пород являются: а) северо-эльбрусские выходы пироксенитов, б) клычские перидотиты и дуниты, в) уч-куланские пироксениты, г) аксаутские перидотиты и д) частью верхнелабинские пироксениты.

2. Среднепалеозойская группа перидотитовой формации. Имеющиеся материалы по серпентинитам северного склона Кавказа, куда входит большинство выходов их, включая сюда и наиболее крупные массивы, дают основание рассматривать их как производные одного магматического бассейна. Они приурочены, как правило, к зоне Передового хребта на северном склоне Кавказа и к Дзирульскому кристаллическому массиву на южном. Интрузии горных пород, давшие серпентиниты, на основании указанных материалов можно рассматривать как одновозрастные. Возраст этих интрузий для некоторых из массивов, входящих в эту группу, например Кяфарского (В. Н. Робинсон, Г. Е. Пилюченко) или ультраосновных пород Тырны-Ауза (С. П. Соловьев), довольно точно определяется как нижекарбоневый. Следовательно, интрузии эти связаны с одной из ранневарисских фаз орогенеза.

Возраст подавляющего большинства других массивов серпентинитов этой группы определяется в пределах от нижнего до верхнего палеозоя без дальнейшего уточнения. Нет фактов, которые бы противоречили объединению их в одну возрастную группу с Кяфарским и другими массивами, и в то же время имеется ряд косвенных указаний (условия залегания, петрографический состав и др.), дающих основания к такому объединению всех этих массивов в одну группу.

Известные хуздеские серпентиниты, залегающие, по Г. П. Агалину, среди пермских отложений, образовались не в результате послепермской интрузии ультраосновной магмы. Мы не можем пока с определенностью высказаться о форме дислокации, вследствие которой серпентиниты оказались зажатыми среди этих пород, или, наоборот, прижатыми к ним, однако можно утверждать, что прорыва ультраосновной магмой нижепермских или среднекарбоневых пород здесь нет.

В среднепалеозойскую группу включены серпентиниты Сев. Кавказа от Кестантинских выходов их на востоке до Белореченских выходов на западе, включая сюда и наиболее крупные массивы серпентинитов — такие, как Малкинский, Кяфарский, Беденский, Уруштенский, Тхачский. На южном склоне Кавказского хребта к этой группе относятся массивы серпентинитов Лопанис-Цхали и Чарат-Хеви (карбоневая интрузия, по А. А. Флоренскому и Г. П. Барсанову), а также Нинис-Цхали и района горы Эдис-Джвари.

3. Мезозойская группа диабазовой и габбро-диабазовой формации. Выходы ультраосновных пород этой группы представлены в бассейне р. Терека серпентинитами, образовавшимися за счет жильных отщеплений диабазовой магмы. Возраст их определяется тем, что эти жилы пересекают, по Л. А. Варданянцу, мезозойские отложения. Типичными представителями их являются такие выходы серпентинитов как клиат-донские и фиаг-донские.

Кроме того, на южном склоне имеется ряд пироксенитовых жильных отщеплений габбро-диабазовой магмы, возраст которых определяется тем, что они пересекают юрские отложения. Сюда относятся пироксениты рр. Ингура (Джорквальская интрузия) и Цхенис-Цхали.

Генезис

Вопросы генезиса и возраста ультраосновных горных пород тесно связаны между собой.

По своему происхождению все ультраосновные горные породы делятся на четыре группы:

1. Пироксенито-перидотитовая формация докембрийского возраста представлена небольшими выходами, главным образом пироксенитов, реже перидотитов, слабо затронутых процессами серпентинизации. Вопрос о том, представляют ли эти выходы самостоятельную интрузию ультраосновной магмы или они являются отщеплениями какой-либо другой магмы, к настоящему времени по имеющимся материалам не может быть решен окончательно. Учитывая наличие докембрийских габбровых пород, можно полагать, что они являются отщеплениями габбровой магмы, однако непосредственных доказательств этого положения не имеется.

2. Вторая группа рассматриваемых горных пород связана с габбровой формацией докембрийского, а частью, возможно, палеозойского возраста. Здесь имеются в виду Аксаутские, Клухорские и Верхнелабинские выходы.

В результате дифференциации габбровой магмы произошло формирование главным образом пироксенитовых отщеплений в виде жильных и шлировых выделений. В дальнейшем, в процессе серпентинизации и карбонатизации части их выходов, последовало образование серпентинитов, а также различных карбонатных горных пород.

3. Перидотитовая формация среднепалеозойского возраста представлена многочисленными и иногда крупными выходами серпентинитов, главным образом на северном склоне Кавказского хребта и в меньшем количестве на южном. О родоначальных горных породах можно судить лишь по остаткам первичных минералов или редко встречающимся, сравнительно слабо серпентинизированным участкам.

Несомненно, что серпентинитовые массивы этой группы представляют самостоятельную интрузию перидотитовой магмы. Ее состав иногда даже в пределах одного массива неоднороден. Здесь можно найти типичных представителей гарцбургитов, лерцолитов и дунитов. Эта неоднородность состава родоначальных горных пород отдельных серпентинитовых массивов связана в основном с процессами дифференциации перидотитовой магмы, примером чему является Кяфарский массив. Оказывала влияние на различие в составе отдельных участков массивов также, повидимому, и ассимиляция окружающих горных пород.

4. Четвертая группа ультраосновных горных пород представлена пироксенитами и серпентинитами, образовавшимися за счет диабазовой и габбро-диабазовой формации (мезозойского возраста). Диабазы и габбро-диабазы давали пироксенитовые и пикритовые жильные отщепления. В пределах бассейна р. Терека имеются лишь серпентинизированные представители их (пикриты Клиат-Дона по р. Ардону); на южном склоне Кавказского хребта имеются пироксенитовые жильные

отщепления габбро-диабазовой магмы, типичным примером которой является Джерквальская интрузия по р. Ингуру.

Все ультраосновные породы Кавказа в большинстве случаев в значительной степени серпентинизированы, и на месте их образуется новая горная порода — серпентинит.

Изучение генезиса серпентинитов Кавказа показало, что процесс серпентинизации является сложным. Уже давно А. Н. Заварицкий выделил среди серпентинов наиболее ранние их образования, приуроченные к хромитовым телам, появление которых несомненно связано с автометаморфизмом ультрабазитов, которые следует выделить и называть протосерпентином. Следует отметить, что им же впервые была высказана мысль об образовании протосерпентина из геля.

В большинстве ультрабазитов процесс серпентинизации начинается с образования хризотила и развития простой петельчатой микротекстуры (наименование по А. Н. Заварицкому и А. Г. Бетехтину). При благоприятных условиях (верхние части интрузии, давление и пр.) ультрабазиты могут быть в значительной степени замещены хризотиловым серпентинитом с простой петельчатой микротекстурой. Такие серпентины в шлифе имеют, как правило, желтовато-зеленоватую окраску. Образование хризотилowych серпентинитов с простой петельчатой микротекстурой связано также с автометаморфизмом ультрабазитов, т. е. с серпентинизирующими агентами, содержащимися в ультраосновной магме, поскольку эта серпентинизация проявляется вне связи с внешними, посторонними для ультрабазитов, причинами.

В большинстве хризотилowych серпентинитов встречаются более поздние образования в виде обычно в шлифе бесцветных или бледно-голубых линзовидных, иногда пересекающих весь шлиф, микрожилок серпентина, сложных хризотилом, антигоритом, или спутанноволокнистой массой серпентина, они пересекают ячейки и петли петельчатой микротекстуры, остатки зерен первичных минералов, серпентинизируя их и зерна бастита. При значительном развитии этого процесса образуется выделенная Б. П. Кротовым сложнопетельчатая микротекстура хризотилowych серпентинитов. Образование микрожилок серпентина, формирование ими сложнопетельчатой микротекстуры является проявлением другой, более поздней фазы серпентинизации, вызванной новыми серпентинизирующими агентами, наложением ее на автометаморфическую. При дальнейшем развитии этого процесса хризотилowych серпентиниты, со сложнопетельчатой микротекстурой постепенно сменяются серпентинитами переходного типа, по Б. П. Кротову, в которых ясно различимы реликты хризотилового серпентинита с петельчатой микротекстурой и желтовато-зеленоватой окраской, в общей массе бесцветного или очень слабо окрашенного серпентина, чаще антигорита без закономерной микротекстуры.

Серпентиниты переходного типа являются переходными не только по микротекстуре, структуре и минералогическому составу, как их рассматривал Б. П. Кротов, но и по возрасту — к следующей, наиболее поздней разновидности серпентинитов — антигоритовой.

Антигоритовые серпентиниты, в шлифе обычно бесцветные или очень слабо окрашенные, не имеют закономерной микротекстуры и сложены агрегатом листочков, пластинок или брусочков антигорита. Наличие антигоритовых серпентинитов в серпентинитовых массивах находится чаще без улавливаемой взаимосвязи в распределении типов серпентинитов, однако при наличии двух основных типов — хризотило-

вых и антигоритовых — между ними всегда находятся серпентиниты переходного типа, а хризотилловые серпентиниты имеют сложнопетельчатую микротекстуру или содержат бесцветные, более поздние, микрожилки серпентина.

Более отчетливые указания мы получаем при наличии в серпентинитовых массивах, чуждых им, магматических образований в виде жильных пород, рвущих серпентиниты, связанных с более молодыми магматическими проявлениями в данном районе, или жил типа хлорита-гранато-пироксеновых, или, наконец, зон тектонических нарушений в серпентинитовых массивах, по которым могли циркулировать флюидногазовые компоненты более молодых магматических проявлений в данном районе. В указанных случаях, около жильных тел или зон образуются зальбанды, шириной в несколько метров, сложенные, как правило, более темными, почти черными серпентинитами. В шлифах такой серпентинит бесцветен и сложен пластинчатолистчатым антигоритом без закономерной микротекстуры или изредка с решетчатой микротекстурой.

Аналогичные наблюдения описываются рядом авторов (А. Н. Заварицкий, Г. Л. Падалка, П. М. Татаринов и др.) для различных районов Урала, а серпентиниты выделяются ими под названием темных, черных и перекристаллизованных.

Весь этот комплекс заведомо более поздних серпентиновых образований по сравнению с хризотилловым серпентинитом, имеющим простую петельчатую микротекстуру и желтовато-зеленоватую окраску в шлифе, начиная с появления единичных бесцветных микрожилок серпентина, образующих при дальнейшем развитии сложнопетельчатую микротекстуру, наконец, образование серпентинитов переходного типа и бесцветных антигоритовых серпентинитов является проявлением более поздней аллометаморфической фазы серпентинизации. Образование промежуточных и конечных продуктов аллометаморфической фазы серпентинизации связано с перекристаллизацией хризотилловых серпентинитов в антигоритовые. Нельзя не отметить частой связи в проявлении аллометаморфической фазы серпентинизации с наличием в данном районе более молодых интрузивно-магматических образований и отсутствие или незначительное проявление этой фазы при отсутствии таких образований в данном районе.

Выявляющаяся канва развития фаз серпентинизации не является универсальной, образование в ряде случаев антигорита непосредственно по первичным минералам — оливину и пироксенам является несомненно фактом. Причины, обуславливающие развитие в таких случаях антигорита, а не хризотила, остаются неясными. Непостоянство структуры и оптических свойств серпентинов, частое отсутствие закономерной микротекстуры серпентинитов, наконец, образование серпентинов из лиственитов (случай, описанный В. Н. Лодочниковым), т. е. обратный ход процесса серпентинизации и т. д., все это осложняет и запутывает общий процесс развития серпентинизации. В каждом отдельно взятом районе, при детальном исследовании и большом количестве наблюдений, редко имеются достаточные материалы для вскрытия всей истории процесса серпентинизации и последовательности ее развития.

Зональность

Введенный в свое время в кавказскую литературу Н. И. Безбородько термин «змеевиковый пояс Кавказа» получил права гражданства. В процессе развития этого понятия в него вкладывались различные

толкования, в зависимости от расширения фактического материала и наших знаний об ультраосновных породах Кавказа. Последнее толкование этого термина, предложенное Н. Е. Ефремовым, связывает с понятием «серпентинитового — змеевикового пояса Кавказа» наличие единой магмы, давшей все известные нам выходы ультраосновных горных пород, причем интрузия ее произошла в один геологический период. Этот пояс состоит, по Н. Е. Ефремову, из ряда зон и полос (по его первому варианту 1938 г.— шесть полос, по второму варианту 1940 г.— несколько зон и по третьему варианту 1940 г.— две зоны), определяющихся тектоническими и геохимическими признаками.

Как мы уже видели, ультраосновные породы Кавказа являются производными различных магм, интрузии которых происходили в различное время и в различной геологической обстановке.

Нужно признать, что в пределах разновозрастных групп ультраосновных горных пород увязка их в зоны или полосы является целесообразной, способствуя выявлению ряда закономерностей. Работа в этом направлении над палеозойской группой ультраосновных горных пород дала свои положительные результаты (П. И. Лебедев, И. В. Попов и др.).

Эту группу интрузивов можно рассматривать как производную одного магматического бассейна, закристаллизовавшегося и скрытого еще в глубинах хребта. Отдельные выходы пород этой генетической группы, представленные на современной дневной поверхности массивами или небольшими выходами серпентинитов, являлись, повидимому, ответвлениями одного общего глубинного магматического бассейна.

Все выходы серпентинитов этой группы территориально распадаются на две зоны: северную, расположенную к северу от гранитов Главного хребта, вытянутую параллельно этому хребту в западно-северо-западном направлении и совпадающую с зоной Передового хребта, и южную, расположенную на южном склоне Кавказского хребта, вытянутую здесь уже в направлении, близком к широтному, и связанную с Дзирульским кристаллическим массивом.

Эти две зоны, особенно северная, имеют весьма существенное значение в геологическом строении хребта, особенно на отдельных участках северного склона его. Наличие массивов описываемых горных пород определяло последующую тектонику.

Переходим к другим возрастным группам ультраосновных горных пород. Для докембрийской группы их можно считать установленной закономерную приуроченность соответствующих выходов к зоне гранитов Главного хребта и их периферии.

Таким образом намечается третья зона ультраосновных горных пород, совпадающая с зоной гранитов Главного хребта. Здесь имеются в основном пироксениты, для которых вообще допустимо повышенное содержание окиси алюминия и окиси кальция по сравнению с другими ультраосновными породами, в частности кавказскими. Объединять пироксениты, расположенные в гранитах, с серпентинитами, расположенными севернее, в отложениях палеозоя, в одну зону (южную, по Н. Е. Ефремову), нет основания.

Повышенное содержание Al_2O_3 и CaO , вообще говоря, не исключается для пироксенитовых выходов докембрийской интрузии, которые большей частью не дают серпентинитов; между тем большое количество серпентинитовых выходов среднепалеозойской интрузии, попавших в южную зону Н. Е. Ефремова, содержат обычное для других серпен-

тинитов, образовавшихся из перидотитов, количество Al_2O_3 и CaO . Для тех массивов, в которых им указывается повышенное содержание этих окислов (7—8% окиси алюминия), наши анализы дают нормальное для серпентинитов количество их. Очевидно, что в анализах Н. Е. Ефремова мы имеем грубые ошибки химиков или же им давались в анализ такие образцы, которые не могут характеризовать массивы в целом.

Таким образом, выделение по этому признаку южной зоны, куда попадают разновозрастные представители ультраосновных пород, являющихся к тому же производными различных магм, не является обоснованным. Кроме того, Н. Е. Ефремов не учитывает процессов ассимиляции, привнос и вынос окислов при последующих интрузиях, пересекающих серпентиниты, тогда как на Кавказе нередки относительно небольшие массивы ультраосновных горных пород, на химический состав которых в отдельных участках могли оказывать некоторое влияние эти процессы.

Выделяемая здесь третья зона является совершенно отличной от южной зоны Н. Е. Ефремова. Она, повидимому, не имела существенного значения в геологическом строении хребта.

Таким образом, на Кавказе имеется пояс ультраосновных горных пород, распадающийся на три основных зоны, характерными признаками которых являются: определенная родоначальная магма, возраст интрузии и геологическая обстановка, в которой произошло формирование горных пород этой группы.

Таковыми зонами являются:

а) Северная — среднепалеозойской интрузии, представленная серпентинитами, образовавшимися за счет перидотитовой магмы; она расположена на северном склоне Кавказского хребта и совпадает с зоной Передового хребта;

б) Центральная — докембрийской интрузии перидотито-пироксенитовой и габбровой магмы, давшей ультраосновные отщепления (пироксениты, реже перидотиты и дуниты); она приурочена к Главному Кавказскому хребту и его периферии;

в) Южная — среднепалеозойской интрузии (аналогичная по возрасту и генезису северной зоне), расположенная на южном склоне Кавказского хребта в области Дзирульского кристаллического массива.

Ультраосновные породы мезозойского возраста имеют ничтожное значение; поэтому выделять их в самостоятельную зону едва ли целесообразно.

Полезные ископаемые

Вопрос о полезных ископаемых промышленного значения, связанных с ультраосновными породами, необходимо ставить лишь по отношению к палеозойской группе этих пород, расположенных главным образом в северной зоне. Многочисленные месторождения подвергались промышленной разведке на железо, хром, никель, асбест и тальк. Разведочные работы частью не доведены до конца, частью не дали положительных результатов, и лишь в немногих случаях имеется окончательная оценка разведывавшихся месторождений.

1. Малкинское железо-хромоникелевое месторождение природно-легированных руд. Это месторождение, открытое в 1915 г. А. П. Герасимовым, несомненно принадлежит к числу заслуживающих внимания месторождений полезных

ископаемых Кавказа (фиг. 4). Если промышленное освоение его до настоящего времени не начато, то это объясняется слабой изученностью и, в особенности, крайне слабой разведанностью его.

Генезис Малкинского месторождения связывается с крупнейшим серпентинитовым массивом Кавказа — Малкинским, на котором залегают железные руды. Время интрузии горных пород, давших серпентиниты, точно не установлено. В западной части массива, по балке Уллу-Лахран, нами установлен магматический контакт родоначальных пород серпентинитов с осадочно-метаморфической толщей, относимой А. П. Герасимовым к нижнему палеозою; весь массив трансгрессивно перекрыт юрскими отложениями. К этому интервалу относится интрузия ультраосновной магмы. По аналогии с другими массивами серпентинитов Кавказа, возраст которых установлен, эту интрузию во времени необходимо отнести к началу варисской орогенической фазы. Осадочное происхождение месторождения установлено И. Г. Кузнецовым. В длительный континентальный донижнеюрский период происходил процесс выветривания серпентинитов и накопления рудного вещества (магнетит и хромит), рассеянного в них и оставшегося на месте. Изучением процесса формирования рудной толщи занимался детально С. И. Талдыкин, которым разработаны вопросы генезиса месторождений.

В условиях мелководных застойных бассейнов происходили концентрация химических и механических продуктов выветривания серпентинитов, разложение их и образование рудного горизонта бобовых руд. Рудная толща неоднократно перерабатывалась, часть ее уничтожена при трансгрессии юрского моря.

Генезис магнетитовых руд, имеющих существенное значение в рудной толще и определяющих ценность месторождения, нельзя считать еще окончательно установленным.

Рудная толща залегает на размытой поверхности серпентинитового массива, в пониженных участках его, в виде отдельных пластообразных, почти горизонтальных залежей или небольших линз, разобщенных пустыми участками. Юрские отложения в последнем случае непосредственно залегают на серпентинитах. Мощность рудной толщи колеблется в широких пределах — от 0.5 до 52 м.

Основные типы руд представлены красными, глинистого характера, рудами, красными и темнозеленоватыми бобовыми рудами и, наконец, магнетитовыми рудами.

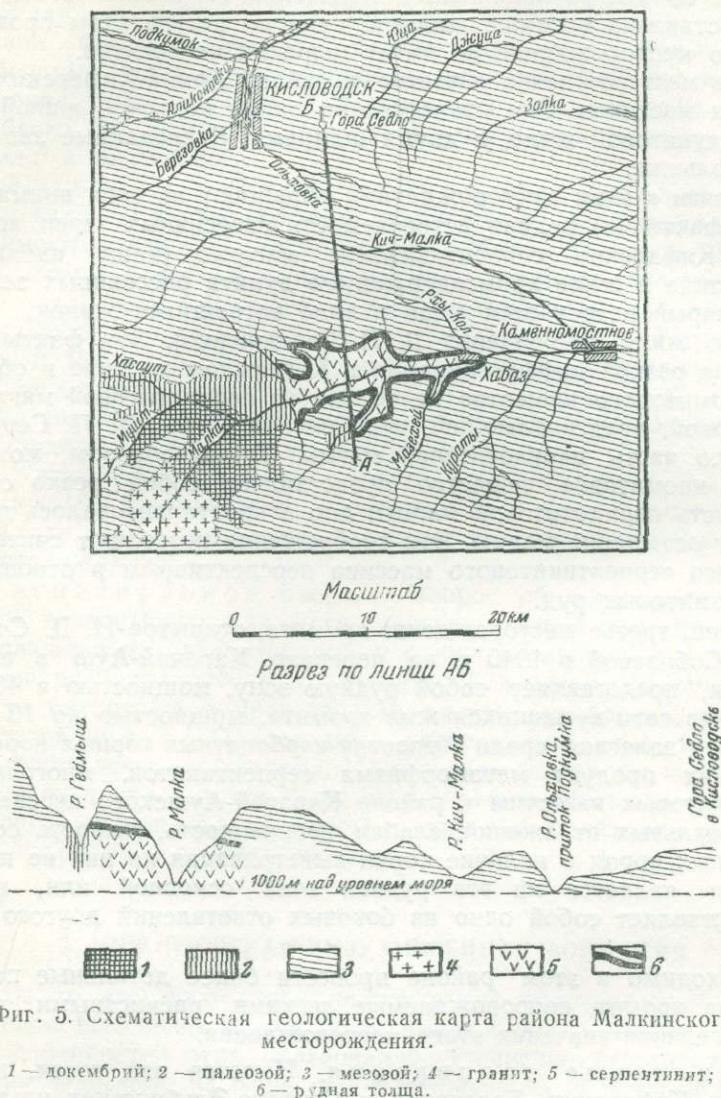
Содержание железа колеблется в зависимости от характера руды (красные глинистые, бобовые, магнетитовые руды) в значительных пределах. По содержанию хрома и никеля они относятся к группе природно-легированных руд.

Основными рудными участками являются: на западе серпентинитового массива — участок Гитче-Лахран, в центре массива — участки Ран-Кол, Гедмыш, Таза-Кол и Крокодил и на востоке массива в районе д. Хабаз — рудные участки Кызыл-Кол и Рхы-Кол.

Рудная толща, залегающая на серпентинитовом массиве, вскрыта только ущельем р. Малки и ее незначительными боковыми притоками. В западном и частично в южном направлениях нам известны границы распространения как серпентинитового массива, так и его рудной толщи. В восточном и северном направлениях, т. е. в наиболее перспективных направлениях с точки зрения возможного распространения рудных участков, нет данных для суждения о границах распростране-

ния рудной толщи, скрытой под юрскими и меловыми, почти горизонтально залегающими отложениями.

Нужно решительно поддержать и реализовать предложение И. Г. Кузнецова и Е. В. Кузнецовой, сделанное ими еще в 1935 г., о проведении широких геофизических работ для оконтуривания серпентинитового массива и его рудной толщи в северо-восточном направлении в сторону долины р. Кич-Малки (фиг. 5). Выяснив границы этого массива, можно построить наиболее рациональный план разведочных работ.



Фиг. 5. Схематическая геологическая карта района Малкинского месторождения.

1 — докембрий; 2 — палеозой; 3 — мезозой; 4 — гранит; 5 — серпентинит; 6 — рудная толща.

тинитового массива и его рудной толщи в северо-восточном направлении в сторону долины р. Кич-Малки (фиг. 5). Выяснив границы этого массива, можно построить наиболее рациональный план разведочных работ.

Учитывая весьма благоприятные транспортные и энергетические возможности при наличии перспектив в отношении запасов, необходимо широко развернуть геологоразведочные работы с тем, чтобы после всестороннего изучения Малкинского месторождения приступить

к созданию металлургического производства на Северном Кавказе. Кроме того, необходимо изучить кору выветривания серпентинитового массива в отношении ее кобальто- и никеленосности.

2. Хромитовые месторождения. В обследованном нами районе известны три месторождения хрома.

Первое из них расположено в Беденском серпентинитовом массиве. Оно представлено восемью жилами; судя по результатам проведенных работ, это месторождение не имеет широких перспектив.

Второе месторождение известно в районе Архыз-Кяфарских серпентинитовых массивов. Оно представлено одной коренной жилой, ветвящейся в дунитовой жиле, и двумя шлирами. Разведанные запасы хромита небольшие.

В связи с этим месторождением обращают на себя внимание следующие факты: а) редкая встречаемость рассеянных зерен хромита в крупном Кяфарском серпентинитовом массиве (наши наблюдения); б) отсутствие в жиле хромсодержащего дунита рассеянных зерен хромита, который встречается лишь в виде ветвящихся жилок, секущих дунитовую жилу (наблюдения Д. П. Сердюченко). Эти факты говорят о довольно резкой дифференциации в Кяфарском массиве и об обособлении хромитового вещества не только из перидотитовой магмы, но и из дунитовой, представляющей, судя по описанию Д. П. Сердюченко, остаточную часть перидотитовой магмы. Таким образом, можно считать, что хромитовое вещество представляет собой резко обособившуюся часть перидотитовой магмы; оно закристаллизовалось в последнюю фазу остывания магмы. Эти соображения позволяют считать район Кяфарского серпентинитового массива перспективным в отношении поисков хромитовых руд.

Наконец, третье месторождение хромита, открытое Н. Д. Соболевым и М. В. Соболевой в 1940 г. на перевале Карачай-Ауш в верховьях р. Кубани, представляет собой рудную зону, мощностью в 40 см, состоящую из сети ветвящихся жил хромита, мощностью до 10 см. Жилы хромита залегают среди серпентин-карбонатных горных пород, представляющих продукт метаморфизма серпентинитов, многочисленные выходы которых известны в районе Карачай-Аушского перевала. Обилие элювиальных отложений, слабая обнаженность, вязкость серпентин-карбонатных пород и наличие корки выветривания на них не позволили установить, является ли эта рудная зона основной или, наоборот, она представляет собой одно из боковых ответвлений другого рудного тела.

Необходимо в этом районе провести более детальные поисковые работы на хромит, сопровождаемые легкими расчистными работами для определения значения этого месторождения.

3. Никелевые проявления. Имеется ряд точек, например в районах Кяфарских, Беденских и Северно-Эльбрусских ультраосновных горных пород, известных как никелевые проявления. На одном из них — Беденском А. Г. Кобилев провел специальные разведочные работы на никелевые руды. Оруденение приурочено к различным карбонатным породам, являющимся продуктами метаморфизма серпентинитов. Вследствие низкого процентного содержания никеля или небольшого количества рудной массы, все эти месторождения не имеют промышленного значения.

4. Проявления оруденения металлами платиновой группы. Указания на наличие в шлихах металлов платино-

вой группы имеются для бассейнов рр. Малки, Кяфара, Урупа и Лабы. Химический анализ одной из таких находок, произведенный О. Е. Звягинцевым, показал, что это осмистый иридий. Несомненно, что признаки платиноносности связаны с ультраосновными горными породами в бассейнах этих рек.

5. Асбестовые месторождения. Многочисленные поисково-разведочные работы на асбестовых месторождениях в бассейне р. Кубани, проводившиеся в течение ряда лет главным образом И. В. Поповым, дали отрицательные результаты. Наиболее крупное месторождение хризотил-асбеста (Беденское) имеет запасы низкосортного асбеста. Это наиболее крупное месторождение достаточно детально изучено и разведано.

6. Тальковые месторождения. Месторождения талька на северном склоне Кавказа, которые заслуживали бы промышленной разведки, имеются лишь в одном районе — Мало-Лабинском. Другие известные месторождения талька имеют лишь минералогическое значение.

На южном склоне Кавказа, в Юго-Осетинской АССР, известен ряд месторождений талька. Наиболее крупные из них — Тетри-Миндори, Квашава и Чешера — содержат разведанные и утвержденные Закавказским геологическим трестом запасы по категориям А. В. и С. Месторождения связаны с серпентинитовыми массивами, выходящими здесь, и представляют собой продукт метаморфизма их.

Тальк этих месторождений является высококачественным сырьем для бумажной, керамической, парфюмерной и фармацевтической промышленности. В последнее время начинается промышленное освоение этих месторождений.

7. Магнезиальное сырье. Вопрос об использовании разновидностей серпентинита как магнезиального сырья уже давно обсуждается различными организациями и нашел отражение и в литературе. Некоторые разновидности серпентинитов Беденского массива с успехом могут служить для производства магнезии, удобрений, огнеупоров, наполнителей и т. п. Проведенные экспериментальные исследования дали положительные результаты. Несомненно, что организация эксплуатации серпентинитов может быть осуществлена лишь при условии его комплексного использования вместе с другими полезными ископаемыми, заключенными в серпентинитах.

4. НИЖНЕЮРСКАЯ ВУЛКАНОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ

Работы по изучению пород нижнеюрской вулканогенной формации имели целью выяснение общей геологической обстановки и петрографических особенностей этих образований, уточнение стратиграфического положения формации на фоне общей геологической истории Центрального Кавказа, роли ее в металлогении района.

В район полевых работ Экспедиции входила северная и центральная части Главного Кавказского хребта на пространстве между бассейнами рр. Чегема и Ассы, частично также и южный склон в бассейне р. Хевсурской Арагвы.

Не останавливаясь на общей характеристике геологического строения Центрального Кавказа, отметим существование тесной связи между распределением вулканогенных образований и тектонической структурой.

Диабазовая формация или комплекс эффузивных и гипабиссально-интрузивных образований основной магмы целиком связана по своему распространению с южной геосинклинальной тектонической зоной Центрального Кавказа, а геологически — с толщей нижнего и среднего лейаса. Наиболее значительного развития достигают породы этой формации в области между Урухом и Гизель-Доном. Другой район мощного их развития имеется в Главном хребте в верховьях рр. Ассы и



Фиг. 6. Схема распространения пород юрской вулканогенной формации в Центральном Кавказе.

1 — диабазы; 2 — кератофиры.

Хевсурской Арагвы и, наконец, некоторое сгущение этих тел дает район рр. Черка Безенгиевского и Чегема (фиг. 6 и 7).

Другой тип магматических проявлений лейаса представлен эффузиями и экструзиями кислой магмы, дающей породы кератофирового типа. По своему распространению они связаны с двумя областями.

1) С областью краевых участков Центральной геосинклинальной зоны — это мощные пачки вулканогенных образований Дигоро-Садонского района, по возрастному своему положению, повидимому, тяготеющие к верхам среднего лейаса или может быть входящие в состав базальных горизонтов тоара. Нужно отметить полное отсутствие этих образований в соответствующих горизонтах лейаса в Сванетии, в районе Военно-Грузинской дороги. Такое толкование возрастного положения северной кератофировой толщи в некоторой мере расходуется с общепринятым, однако, как нам кажется, достаточно обосновывается фактическим материалом.

2) С Кубанско-Черекской платформенной тектонической зоной (кератофиры Кубани, Черка Безенгиевского и Чегема).

В основании кератофировой пачки Дигории в некоторых случаях встречается одновременное развитие обоих типов излияния — кислого и основного, в форме чередования пластов различной кислотности. Это является указанием на существование определенной преэмпственности магматической деятельности (по времени) и, что особенно существенно, на вероятную для этих случаев общность магматического очага.

Диабазо-спилитовая формация

В отношении общего морфологического характера, проявления основной магмы в пределах южной тектонической зоны, при детальном прослеживании горных пород, могут быть разделены на две группы — эффузивную и жильно-интрузивную (гипабиссальную).

В эффузивно-сингенетическую фацию входят наиболее древние члены формации, представленные тонкими пластовыми образованиями, преимущественно порфиритового, витрофирового и туфо-порфиритового характера. Наиболее широко представлены эти образования в составе циклаурской свиты бассейна р. Терка, отчасти также в Осетии.

Для пород всей этой группы характерна определенная и довольно значительная степень метаморфизации, по возрасту очевидно синхронная с временем метаморфизации вмещающей толщи аспидных сланцев.

Наиболее типичным для нее является зеленокаменное перерождение, с превращением порфиритовых лав в своеобразные и очень характерные для всей группы «хлоритовые альбититы», представляющие под микроскопом агрегат из крупных брусковидных кристалликов альбита в промежуточной массе существенно хлоритового состава. Типичным для всей группы можно также считать отсутствие темноцветных компонентов (кроме хлорита). Изредка только удается наблюдать переход альбититов в менее измененные разновидности типа диабазовых порфиритов, с реликтами кристаллов пироксена (например р. Фиэг-Дон, разрез у Андати-Кау).



Фиг. 7. Сводная стратиграфическая колонка нижнеюрских отложений Центрального Кавказа.

Во многих случаях наблюдается рассланцованность, согласная с вмещающими породами.

К жильно-интрузивной гипабиссальной фации следует отнести главную массу проявлений основной магмы в отложениях среднего лейаса, а также в более древних породах кристаллического комплекса. Морфологически — это в подавляющем большинстве пластовые жилы, незначительной и довольно постоянной мощности (обычно 2—5 м), образующие обыкновенно целые серии или пачки, чередующиеся с прослоями сланцев. Участки, наиболее насыщенные этими образованиями, в целом повторяют, в отношении своего строения, зоны интенсивного развития зеленокаменных эффузивов первого цикла, описанные выше. Вместе с тем довольно значительной насыщенностью секущими телами диабазов-порфиритов обладают на некоторых участках также породы «древнего субстрата» (например, гранито-гнейсовый комплекс Цейско-Адай-Комской зоны, граниты и гнейсы Дарьяльского массива). Местами степень насыщения основными жилами здесь достигает 8—12%.

Близость территориального распространения пород этой группы с эффузивными породами предыдущей, чрезвычайно близкое сходство в петрографии и химизме и возрасте обеих групп говорят об их тесном родстве и общности магматического очага.

Доказательства интрузивной природы описываемого комплекса основаны на наличии постоянных по своей мощности и степени изменения контактных зон, на общих условиях залегания, охарактеризованных выше, и на аналогии пластовых диабазовых жил, залегающих в аспидных сланцах, с жилами, залегающими в древнем субстрате. По сравнению с породами вышеописанной фации, характерным является значительно меньшая общая степень метаморфизованности, наличие в некоторых случаях трахитоидных и флюидалных структур, указывающих на существование определенных условий течения и застывания основной магмы в период ее поднятия и заполнения трещин. Возраст основной массы интрузивных проявлений диабазовой магмы следует связывать с предтоарскими и в меньшей степени с предкелловейскими движениями.

Кератофировая формация

В эту группу надо выделить следующие типы.

а) Кислые эффузивы, входящие в качестве мощной пачки в состав базальной серии верхнего лейаса в Осетии и Дигории. Сюда относятся выходы кератофиров в верховьях р. Сангути-Дон и Донисар, полоса выходов по водораздельному гребню Цей-Садон, выходы по долинам рр. Бад, Архон, Холст. Выходы эти неизменно располагаются между породами древнего субстрата (граниты и гнейсы) и свитой песчаных сланцев верхнего лейаса, чем определяется их стратиграфическое положение. Мощность местами значительная, участки быстро выклиниваются по простиранию. Отсутствие этой пачки вулканогена на большом пространстве между указанными выходами объясняется (С. С. Кузнецов) редуцированием этой толщи сбросо-надвиговыми движениями докембрийского субстрата. Отчасти, вероятно, причиной служит и спорадический характер распределения первичных вулканических очагов. Полное отсутствие кератофирового горизонта в основании лейаса констатируется на всей остальной площади Центрального Кавказа.

Общим признаком для кератофиров этой группы является сильная степень метаморфических изменений, небольшая мощность отдельных горизонтов, при тесной перемежаемости с песчаниково-сланцевым материалом, пирокластический, по преимуществу, характер строения (суб-аэральные извержения). Для иллюстрации строения толщи могут быть приведены описания разрезов по рр. Сангути-Дон и Айгамуги-Дон, Ходу, Архон-Цейскому хребту.

б) Мощные кератофировые эффузии и экструзии верхнего лейаса. К ним должны быть отнесены крупные тела кератофиров рр. Черек Безенгиевский и Чегем, гипабиссальные тела кератофиров Садоно-Дигорской зоны, вероятно также эффузии басс. Кубани. Для этой серии устанавливается генетическая связь с проявлением полиметаллического оруденения Северного склона.

Подводя итоги, можно кратко суммировать историю магматической деятельности в период нижней (и отчасти средней) юры в Центральном Кавказе, предварительно, в следующем виде:

1. Мощные излияния основной магмы в период формирования геосинклинальной серии среднего лейаса, имеющие широкое региональное распространение и общий петрографический характер спилитовой или офиолитовой формации.

2. Внедрение основной магмы в форме тонких пластовых инъекций— образование жильно-интрузивной диабазовой серии, вероятно в начальные фазы периода складкообразования (предтоарская и предкелловейская фазы диастрофизма); одновременно с этим широкий региональный метаморфизм всех ранее сформировавшихся образований.

Процесс инъекции основной магмы в гипабиссальных условиях имел еще более широкое региональное значение, проявившись в этот период в большей или меньшей степени почти на всей территории Центрального Кавказа. За единство этих образований и наличие общего магматического источника говорит общее сходство петрографии и химизма.

3. Мощные эффузии и экструзии кератофировой магмы — верхи среднего лейаса — низы тоара — в условиях стабильной более краевой зоны геосинклинали (Дигория, Осетия).

4. Внедрение диабазовой магмы, давшее разнообразный комплекс гипабиссальных образований диабазовой серии (массив Тепли, Адай-Хох, Чаухи).

III. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАВКАЗА

Рудная группа Кавказской экспедиции, в составе шести отрядов, изучала общие закономерности оруденения, структуры ведущих месторождений Центрального Кавказа, особенности их минералогического состава и геохимии.

Изучались главные месторождения вольфрама и молибдена — Тырны-Ауз, Кти-Теберда, полиметаллические месторождения Северного Кавказа — Садонская и Фаснальская группы, мышьяковые месторождения, преимущественно закавказские — Цана, Лухуми, Кодиз-Дзири и др. Более бегло были осмотрены и другие рудные проявления Центрального Кавказа — вольфрамовые, молибденовые, медно-пирротиновые, свинцово-цинковые, сурьмяные и ртутные.

Между сотрудниками рудной группы работы распределялись следующим образом.

Вопросами общей металлогении, а также вольфрамовыми и молибденовыми рудными проявлениями занимались Д. И. Щербаков, К. И. Чичинадзе, Г. Р. Шушания, отчасти И. Д. Стороженко и для Закавказья — А. Д. Ершов.

Структурно-тектонический отряд, в составе А. В. Пек, Л. И. Лукина и И. П. Кушнарера, имел задачу выяснить структуру Тырны-Аузского рудного поля и фазы минерализации этого месторождения, а также структурные особенности Кти-Тебердинского месторождения.

Г. Д. Ажгирей и А. Д. Генкин изучали Садонское рудное поле и, в частности, Садонское месторождение. Минералого-геохимическое исследование месторождений Садонской группы производили Н. М. Прокopenко и В. П. Панков.

Полиметаллические месторождения Дигории и соседних районов исследовал И. Д. Стороженко, в связи с освещением геологии и металлогении района.

Наконец, А. Д. Ершов занимался изучением основных типов мышьякового оруденения (арсенопиритового и реальгарово-аурипигментового) на примерах мышьяковых месторождений Рачи и Сванетии.

1. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

Основными и практически наиболее важными являются закономерности распределения рудных месторождений в пространстве. Они неразрывно связаны с особенностями геологического строения района и его геологической историей.

Пространственные закономерности получают свое отражение как в проекции на дневную поверхность, так и в вертикальном направлении.

Различные рудные проявления, объединяемые по ряду генетических признаков, могут образовать: рудные узлы и поля, рудные зоны или пояса, рудные площади или области, рудные провинции.

При изучении распределения рудных месторождений в вертикальном направлении обычно наблюдаются явления так называемой «вертикальной зональности», особенно характерной для месторождений, образовавшихся в связи с магматической деятельностью.

Явления зональности в горизонтальном направлении и вертикальная зональность особенно резко проявляются в горных системах, возникших на месте геосинклинальных областей. Так как геосинклинали представляют обычно сравнительно узкие, линейно вытянутые зоны накопления осадков, где последующее образование складок и внедрение магматических пород совершается в том же плане, то неудивительно, что и в распределении огромного большинства месторождений полезных ископаемых наблюдается преобладание линейной зональности.

Рудные месторождения также могут рассматриваться как образования определенных моментов магматической деятельности в геологической истории или определенных рудных эпох. Учитывая, что родоначальниками всех скоплений металлов явились магматические очаги и связанные с их остыванием поствулканические явления, можно заранее ожидать, что каждый более или менее крупный орогенический цикл с характерными для него явлениями вулканизма должен сопровождаться образованием ряда рудных месторождений. Отсюда вытекает практическая необходимость увязки этапов развития горной системы с характером ее рудных проявлений.

Горизонтальная и вертикальная зональности, а также связь металлогенических эпох с определенными этапами орогенического цикла являются важнейшими элементами закономерностей распределения рудных месторождений на территории Центрального Кавказа.

Объединение рудных проявлений, с учетом особенностей их геологического положения, слагающих их минеральных ассоциаций и их генезиса приводит к следующим понятиям.

Рудное поле или совокупность генетически связанных между собой рудных проявлений, сравнительно тесно группирующихся в пределах определенной площади, в прямой зависимости от особенностей ее строения. Отдельные рудные проявления могут при этом отличаться по своему минералогическому составу, времени и условиям отложения, но тесная генетическая связь для них обязательна.

Рудный узел или совокупность генетически связанных между собой рудных проявлений, группирующихся около одного родоначального центра, обычно купола (или ряда сателлитов) магматического тела. В отдельных случаях рудные узлы совпадают с рудными полями, но они могут также охватывать несколько более или менее близко расположенных рудных полей.

Рудная зона или пояс — представляют собой совокупность сходных по происхождению рудных полей и узлов, располагающихся в связи с преобладанием линейно распространенных геологических элементов (антиклинальные поднятия, региональные разломы, свиты пород определенного состава) в пределах линейно вытянутых площадей. Нередко рудные пояса характеризуются преобладанием некоторых «ведущих» металлов, по которым они и могут получить свое наименование.

Рудная площадь или область охватывает сходные по происхождению рудные поля в тех случаях, когда они не расположены

линейно, а разбросаны на значительной площади, поперечные размеры которой в двух взаимно перпендикулярных направлениях отличаются друг от друга не более чем в 2—3 раза.

Наконец, рудная провинция является понятием наиболее сложным. Она может обнимать все перечисленные выше элементы, выделяясь по особым, специфическим для данной области или страны признакам, отличающим ее от других рудных провинций.

Говоря о вертикальной зональности, надо иметь в виду в общем то содержание, которое в него вкладывал Эммонс, т. е. определенную последовательность рудных концентров над магматическим куполом, характеризующимся преобладанием определенных металлов.

Возможны различные пути изучения закономерностей территориального распределения полезных ископаемых и различные степени детальности этой работы.

На первоначальной стадии используется преимущественно один какой-либо геологический элемент, который и кладется в основу обобщения. Обычно исходят из принципа разделения месторождений по формациям (минералогический принцип) и на генетические группы. После этого становится возможной попытка пространственного обобщения месторождений, расклассифицированных по генетическим признакам, носящая в значительной мере эмпирический характер. При этом часто нет еще достаточной увязки взаимно связанных элементов — тектоники, магматизма и рудообразования, рассматриваемых в их историческом развитии. Эта взаимная связь существует подчас только в скрытом виде, а на ее обязательность указывает именно самая возможность первых эмпирических обобщений.

Тем не менее такой ход работы является методически вполне допустимым и оправдывающим себя на практике. Часто при этом подсказываются такие закономерности в области геологических явлений, которые ускользали при применении других методик геологических исследований. Вместе с тем появляется возможность делать выводы и ставить прогнозы, основанные на сравнительном анализе, интерполяции и экстраполяции первых обобщений. При этом большая роль принадлежит также принципу непрерывности, который часто применяется в геологии и позволяет считать при ряде условий, что то или иное явление, констатированное в двух отстоящих друг от друга точках, носит непрерывный характер и между ними.

Первоначально выделенные рудные поля, узлы и площади не несут обязательно на всем своем протяжении рудных проявлений. Степень их насыщенности рудными проявлениями регулируется уже иными геологическими закономерностями, более локального характера. Нередко одни проявления минерализации накладываются на ранее созданные структуры с их оруденением, создавая взаимные пересечения площадей или частичные перекрытия границ. Уточнение факторов, контролирующего оруденение в пределах более широких площадей, составляет уже следующий этап исследований.

По мере углубления геологического познания территории представления должны совершенствоваться. Дальнейшая задача заключается в объяснении наблюдаемых закономерностей на основе детальной расшифровки геологических структур и последовательности магматических явлений, а также детального изучения минералогического состава и фаз минерализации месторождений.

По отношению к Центральному Кавказу наука о рудных месторождениях находится еще на той стадии, когда пространственные закономерности базируются преимущественно на данных по классификации месторождений, сравнительном анализе и эмпирических обобщениях.

Тем не менее уже сейчас достаточно четко устанавливаются как площадное распространение, так и зональное расположение ряда рудных месторождений в пределах горной области между Казбеком и Эльбрусом, в соответствии с особенностями геологического строения этой части Кавказа.

Наиболее древние по геологическому возрасту месторождения генетически связаны главным образом с древними гранитами, и поэтому встречаются там, где обнажаются древние граниты или перекрывающие их метаморфические толщи. Области их распространения могут быть выделены под названием: 1) центральная площадь древних гранитов и 2) площадь древних гранитов Северо-Западного Кавказа. Эти площади, по существу, являются частями единого геологического образования, разделенного на две части лавовыми потоками Эльбруса. Площади с более древними рудными проявлениями частично перекрываются рудными поясами более молодого геологического возраста.

Рудные зоны и пояса с преобладающим распространением определенных типов месторождений и металлов вытягиваются в общем почти параллельно Главному Кавказскому хребту, располагаясь по обе стороны от него, а также на некотором протяжении по его осевой части.

Одной из промышленно наиболее важных зон, охватывающей северные предгорья Главного хребта, является комплексная металлогеническая Северо-Кавказская зона, распадающаяся на Садоно-Дигорскую полиметаллическую подзону и мобильную Тырны-Аузскую редкометалльно-медную подзону. Работы Кавказской экспедиции АН СССР приводят к заключению, что в основном месторождения этой зоны относятся к юрской металлогенической эпохе.

Вторая большая зона выделяется по ведущим металлам в редкометалльно-мышьяковый пояс Главного хребта, где все месторождения генетически связаны с третичными неинтрузиями и с третичными тектоническими явлениями. В восточной части описываемой области этот пояс лежит на северных склонах Главного хребта, а начиная от перевала Мамисон, совпадает с осевой частью хребта, захватывая также его южные склоны, и тянется до Верхней Сванетии включительно. Его дальнейшее продолжение в западном направлении неясно.

Еще южнее достаточно четко намечается существование нового полиметаллического пояса, прослеживающегося на значительном протяжении от Юго-Осетии до Абхазии включительно. Этот Абхазо-Свано-Рачинский полиметаллический пояс содержит также ряд арсенипиритовых и шеелитовых проявлений. Его рудные месторождения связаны с габброидными и гранодиоритовыми юрскими интрузиями.

Для центральной и северо-западной площадей древних гранитов характерно преобладание докембрийских гранитов двух типов: 1) серых гранитов, образующих, повидимому, фации мелкозернистых биотитовых гранитов, а также порфиоровидных и среднезернистых гранитов; 2) несколько более молодых мелкозернистых двуслюдяных гранитов, секущих серые граниты, но, вероятно, принадлежащих к тому же интрузивному циклу. Большинство рудных месторож-

дений этих площадей, повидимому, генетически связано именно с этими последними гранитами или их магматическими дериватами.

Здесь характерными ведущими металлами являются: мышьяк, вольфрам, молибден, олово; меньшее значение имеют железо и медь. Из наиболее крупных и интересных месторождений надо назвать: арсеникопиритовые — Чегет-Джора, Курранан, Куспарты, Уллу-Муруджу; вольфрамовые — Кти-Теберда в верховьях р. Аксаут (шеелит-арсеникопиритовое), Блыбское в бассейне р. Большая Лаба (шеелитовое), Кунниом, Кош-Баш (вольфрамит); молибденовые — Цадота, Хуппара в бассейне р. Урух, Илипсар в бассейне р. Чегем, Азгек, Хаттипара, Муху в бассейне р. Теберда; оловянные — Биляги-Дон (пегматиты с оловянным камнем), Кургашили (кварцевые жилы с оловянным камнем) в бассейне р. Черека.

Наиболее обещающим является Кти-Тебердинское месторождение с высокотемпературными кварц-полевошпатовыми жилами с шеелитом и арсеникопиритом, отличающимися большой протяженностью и выдержанностью. Здесь намечается генетическая связь с двуслюдяными гранитами и аплитами, переходящими в пегматитовые жилы. Рудные жилы расположены в кристаллических сланцах — остатках кровли древнего гранитного массива. Шеелитовые жилы, повидимому, являются представителями более высокой жильной зоны, корни которой в виде молибденоносных кварцевых жил обнажаются севернее, в теле самого гранита.

Сопоставляя данные о коренных месторождениях вольфрама с ранее известными фактами широкого распространения шеелита в шлихах, взятых из области развития древних гранитов, можно сделать вывод о региональной «зараженности» вольфрамом древних гранитов и облекающих их кристаллических толщ. Наличие такой «зараженности» является благоприятной предпосылкой для нахождения промышленных месторождений.

Таким образом, наблюдения экспедиции существенно дополняют более ранние представления о металлогении Кавказа, намечая достаточно крупную роль доюрских постмагматических процессов рудообразования.

Особо приходится выделить небольшие площади красных гранитов северного типа. С востока на запад это будут: Тызыл, Мушта, Индыш, Амаикол, Бескес, Сохран, Даховский массив. Они сопровождаются обильной серией жил: аплитовых, пегматитовых, кварц-полевошпатовых и кварцевых, несущих в небольшом количестве молибденит и шеелит. Металлогения этих гранитных интрузий, относимых по возрасту к нижнему палеозою, изучена еще совершенно недостаточно.

Также в виде особых рудных площадей выделяются наиболее крупные выходы ультраосновных пород, которые образуют с востока на запад следующие массивы: Малкинский, Кяфарский, Беденский. Большинство исследователей определяет возраст этих массивов, как ниже- или среднекарбонный. Из наиболее заслуживающих внимания элементов, связанных с этими массивами, надо отметить хром и железо. Они содержат в рассеянном состоянии еще никель.

Как выше было указано, комплексная металлогеническая зона Северного Кавказа состоит из двух подзон: Садоно-Дигорской и Тырны-Аузской.

Садоно-Дигорская подзона является одной из наиболее перспективных по количеству и размерам полиметаллических месторо-

ждений. С востока на запад в состав этой зоны входят такие месторождения, как Саниб, Даргавс, Какадур, Цмити, Кадат, Холст, Архон, Садон, Згид, Фаснал, Вакац, Лезгор, Зди-Адаг, Донифарс, Гичекаракая, Башла, Сукан, Джиче-Су, Кургашиллы, Тызыл.

Почти все эти месторождения относятся к числу жильных. Они залегают как в древних гранитах, кристаллических сланцах, так и в кератофирах и нижнеюрских осадочных породах, но до сих пор не встречены в отложениях верхней юры. Слагающие их ассоциации минералов очень устойчивы на больших вертикальных протяжениях, что говорит о медленных изменениях их с глубиной.

Как правило, в их составе преобладают цинк и свинец, иногда появляется немного мышьяка и меди. Жильное тело преимущественно слагается кварцем, который в более высоких зонах частично сменяется карбонатами. Эти месторождения локализуются обыкновенно в зонах разлома, приуроченных к антиклинальным структурам, а также в сопряженных с главными зонами поперечных разломах, носящих характер сбросов. Наиболее крупные полиметаллические месторождения образуют широко известное в настоящее время Садонское рудное поле. Многие исследователи причисляют к Садонской группе месторождений такие пирротиновые залежи, как Лабагом, Бурон и Сау-Хох. Судя по особенностям структурного контроля — локализации пирротиновых залежей в северном крыле Центральной кавказской антиклинали, их метасоматическому характеру, при согласном залегании с вмещающими метаморфическими сланцами, и особенностям минералогического состава, — их надо рассматривать как совершенно независимые образования, характерные для более южного редкометалльно-мышьякового пояса.

Наблюдения работников Кавказской экспедиции приводят к мысли о том, что перечисленные месторождения Садоно-Дигорской подзоны залегают в структурах, образовавшихся после отложения нижнеюрских осадков, но до времени келловейской трансгрессии.

Тырны-Аузская редкометалльно-медная подзона. Ряд исследователей (С. П. Соловьев и др.) считает, что Тырны-Ауз сформировался как месторождение в третичное время и является, таким образом, продуктом третичной металлогении. В последнее время другие исследователи (И. Г. Кузнецов, Л. А. Ваданянц) на основании ряда геологических соображений приходят к мысли, что магматические породы, с которыми связаны месторождения (Эльджуртинский гранит, лейкократовые гранит-порфиры «Паука»), имеют нижнеюрский и даже, точнее, дотоарский возраст.

Такая трактовка геологического возраста этого месторождения вносит большую стройность в понимание взаимоотношений различных рудных проявлений Тырны-Аузской подзоны, в частности, во взаимоотношения вольфрамово-молибденового оруденения и медного оруденения верховий р. Кистанты, которое при этом допущении должно рассматриваться как более высокий рудный концентр. Однако вопрос о возрасте Тырны-Ауза не может еще считаться решенным и нуждается в дальнейшем изучении. Само Тырны-Аузское месторождение, ставшее за последнее время хорошо известным, является прекрасным примером шеелит-молибденитового месторождения скарнового типа.

Металлогения всей Тырны-Аузской мобильной подзоны в целом изучена еще недостаточно; повидимому, здесь можно еще ожидать ряда новых находок, среди которых, вероятно, будут точки с мышьяковым и полиметаллическим оруденением. К тому же Эльджуртинскому гранитному

массиву приурочен своеобразный тип скарнового месторождения в балке Малый Мукулан с его арсенипиритом, оловянным камнем и висмутовыми минералами.

Новые взгляды на возраст большинства месторождений комплексной зоны Северного Кавказа говорят о значительной роли киммерийской металлогенической эпохи. Ее констатация позволяет охватить стройной генетической схемой различные проявления, которые до сих пор рассматривались как независимые друг от друга.

Редкометалльно-мышьяковый пояс Главного Кавказского хребта, как уже указывалось, характеризуется очень разнообразными по составу рудными проявлениями, которые генетически связаны с третичной тектоникой и третичными неинтрузиями. Его северная граница маркируется четко большим региональным сбросом, по обе стороны которого наблюдаются резкие фациальные изменения нижнеюрских отложений. Сброс прослеживается, начиная от с. Нового Ларса на востоке, по верховьям р. Урух и уходит в верховья р. Баксан. На юге также устанавливается ряд сбросов, которые хорошо прослежены от Джавы до Уперы, где они получили название «фронтальных чешуйчатых надвигов». Месторождения этого пояса группируются двояким образом. Одни из них локализуются вокруг отдельных центров магматической деятельности, образуя неинтрузивные рудные узлы. Другие более четко связаны с широтными тектоническими нарушениями. Они располагаются в некотором отдалении от рудных узлов и образуют линейно вытянутые поля.

Для всякого пояса в целом характерны: 1) многообразие типов рудных жил в пределах отдельных рудных полей, 2) многометалльность месторождений при ведущем значении арсенипирита или реальгара, 3) сблуженность рудных центров, 4) явления телескопирования. Эти особенности указывают на то, что родоначальные магматические очаги застывали и отдавали свои рудные погоны близко от дневной поверхности.

Для пояса характерны следующие металлы: молибден, вольфрам, висмут, олово, мышьяк, медь, сурьма и ртуть.

Как уже сказано, в пределах этого пояса можно выделить ряд рудных узлов, приуроченных к выходам небольших интрузий третичных гранодиоритов или интрадацитов. Такими рудными узлами являются с востока на запад: Казбекский, Теплинский, Сангути-Донский, Таймази-Кароби, Лабода-Эдена, Цурунгальский. В рудных узлах преобладает высокотемпературный тип месторождений. В южной части этой зоны редкометалльно-мышьяковое оруденение вытягивается в виде нескольких прерывистых полос, из которых наиболее выдержанными являются полосы, идущие вдоль крыльев Рубодзальской синклинали. Здесь можно говорить об линейной зональности, выражающейся в том, что периферические зоны содержат преимущественно реальгаровые месторождения, сопровождаемые обычно антимонитом и киноварью; затем идет зона киноварных или киноварно-реальгаровых месторождений. Далее к северу развита зона ферберит-антимонитовых месторождений и очень близко к ней подходит зона пирротиново-медных залежей с небольшим количеством полиметаллов.

Эта ясно выраженная тенденция к линейной зональности облегчает планомерное проведение поисков определенных металлов.

Таким образом, третичная металлогения характеризуется рядом резко выраженных специфических особенностей, отличающих ее от других металлогенических эпох.

Среди заслуживающих внимания месторождений и рудных проявлений зоны Главного Кавказского хребта следует назвать: на северном склоне — группу месторождений горы Тепли (мышьяк, медно-пирротиновые жилы), группу месторождений Сангути-Дона (мышьяк, висмут), группу разведанных жил в районе горы Таймази (мышьяк); на южном склоне — Чичхви (ртуть, мышьяк), Нацара (вольфрам), Талахрани (ртуть), Диди-Вели (пирротин с медью), Кароби (молибден), Кодис-Дзири (мышьяк, ртуть), Рустави (мышьяк, ртуть), Сагеби (вольфрам), Зопхито (сурьма), Цанский рудный узел (мышьяк, вольфрам, олово); на южной периферии пояса — Сохта, Урави и Лухуми (мышьяк, сурьма).

В пределах Сванетского хребта появляется, повидимому, новый тип оруденения.

К редкометалльно-мышьяковому поясу с юга примыкает наиболее южный Абхазо-Свано-Рачинский полиметаллический пояс. Он прослеживается на большом протяжении, объединяя ряд рудных проявлений Юго-Осетии, Рачи, Нижней Сванетии и Абхазии. Наряду с полиметаллическими рудами на той же площади нередко встречаются арсенопиритовые, шеелитовые и, в особенности, баритовые месторождения.

Из характерных полиметаллических проявлений Закавказского пояса следует остановиться, идя с востока на запад, на точках: Верхняя Квайса (Кударо), Цедисси, Латквиари, Бабили, Кведреши, Рухмелури, Дабьер, Хеледула, Умрон, Лыхта, Амхела.

Обращает на себя внимание разнообразие вмещающих пород. Рудные тела были встречены в палеозойских породах (Сванетия), в сланцевых толщах лейаса, в порфиритовой серии байоса, в юрских гранодиоритовых интрузиях.

Рудные проявления этого пояса связаны преимущественно с двумя типами юрских интрузий — габброидного и гранодиоритового характера, возраст которых устанавливается точно, так как они прорывают отложения лейаса и доггера, а вместе с тем на них трансгрессивно залегают нижнемеловые породы.

Закавказский полиметаллический пояс относится к числу наименее изученных и промышленно совсем не освоенных (за исключением месторождений барита).

Выводы

Многочисленные и точно установленные факты указывают на то, что в различные орогенические эпохи на Кавказе неоднократно отлагались одни и те же металлы. Однако, интенсивность процессов рудоотложения, повидимому, была различной; намечаются эпохи с более напряженной постмагматической деятельностью и более мощным накоплением тех или иных металлов. Вместе с тем приходится все время учитывать различную степень сохранности месторождений разных эпох от последующих процессов размывания.

Если еще недавно наибольшие рудные скопления связывали преимущественно с третичной «неинтрузивной» деятельностью и им противопоставляли только немногие «древние» рудные проявления, то в результате работ экспедиции наметилась крупная киммерийская (юрская) металлогеническая эпоха. Констатация ее позволяет охватывать стройной генетической схемой различные рудные проявления, образовавшиеся, на первый взгляд, вне всякой взаимной связи.

К таким месторождениям становится возможным применить учение о вертикальной зональности, облегчающее возможность прогноза глубин.

До настоящего времени известно мало достоверно установленных рудных проявлений каледонской орогенической эпохи и почти неизвестно заведомо варисских месторождений. Будущие исследования должны объяснить и восполнить этот пробел.

В пределах выделенных зон и площадей намечается большое единообразие рудных процессов на всем их протяжении. Это положение позволяет переносить опыт, приобретенный в одном районе, на другие, сравнительно отдаленные районы и пользоваться при работе методом сравнительного анализа. Например, намечается большое единообразие в геологической обстановке и характере минерализации ртутных месторождений, от Горной Рачи до Ахея в верховьях р. Бзыбь на северо-западе, сурьмяных месторождений от Хуландоя в Чечне до Верхней Сванетии. Такие же выводы можно сделать и в отношении шеелитовых месторождений, перенося опыт Кти-Теберды на районы развития древних гранитов в более восточных районах.

Устанавливается с несомненностью широкая «зараженность» вольфрамом древних гранитов и сохранившихся участков их кровли, носящая региональный характер.

Масштабы Тырны-Ауза показывают, что и для более молодых металлогенических эпох характерны концентрации вольфрама и молибдена.

Таким образом, с несомненностью устанавливается, что Кавказу в настоящее время принадлежит одно из первых мест в СССР как сырьевой базе молибдена и вольфрама. В дальнейшем, при достаточно интенсивном развитии поисковых и разведочных работ, его значение будет расти.

2. МЕСТОРОЖДЕНИЕ КТИ-ТЕБЕРДА

Месторождение Кти-Теберда представлено своеобразным типом кварц-полевошпатовых шеелитоносных и, обычно, арсенопиритсодержащих жил, которые пересекают свиту кристаллических сланцев и гнейсов, залегающих на древних гранитах. Сланцы и гнейсы имеют простирание, близкое к широтному, при пологом падении к югу (см. фиг. 8).

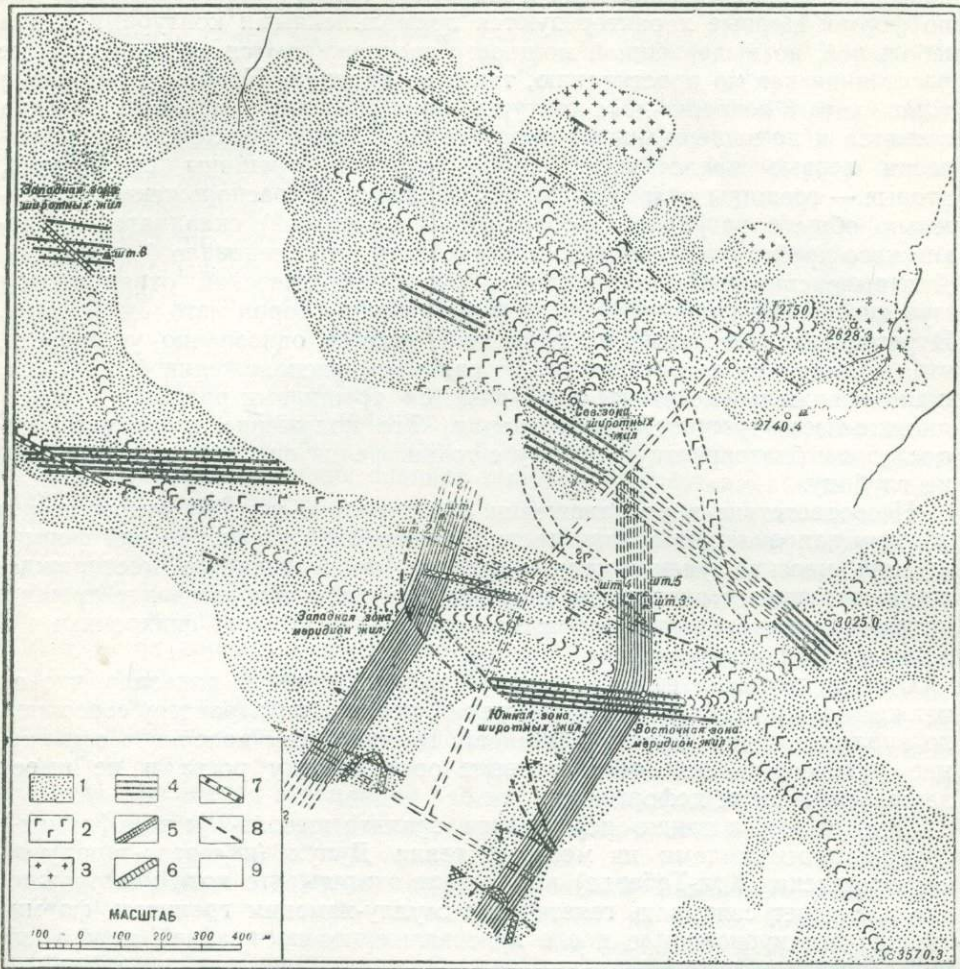
Особенностью месторождения является залегание жил в виде свит или зон многочисленных маломощных, в общем параллельных крутопадающих жил.

Наиболее перспективными являются так называемые «восточная» и «западная» зоны жил северо-северо-восточного простирания («меридиональные» зоны), а также северная зона широтных жил. Кроме того, известны также и другие зоны или группы жил, как то: северо-западная, западная и южная группы широтных жил. Намечается еще ряд других второстепенных зон или групп: Джаловчатская юго-западная зона меридиональных жил, Восточная дальняя и др.

По характеру оруденения между меридиональными и широтными жилами наблюдаются некоторые различия. Первые обычно несут не только шеелитовое, но и арсенопиритовое оруденение. Широтные жилы часто бывают безрудными и обычно не содержат арсенопирита, они более мощны, чем меридиональные.

Западная и восточная меридиональные зоны пересекают скалистый гребень Кургаши-Чат на высоте 3000—3300 м. Жилы расположены на расстоянии 0.3—0.8 м друг от друга. Их мощность в среднем колеблется в пределах 0.05—0.40 м.

Оруденение крайне неравномерное, гнездовое, приуроченное главным образом к зальбандам жил. Шеелит обычно образует довольно крупные выделения, от нескольких миллиметров в поперечнике до гнезд значи-



Фиг. 8. Схематическая геологическая карта месторождения Кти-Теберда.

- 1 — гнейсы и кристаллические сланцы; 2 — амфиболиты; 3 — граниты; 4 — кварц-полевошпатовые жилы; 5 — дайки спессартита; 6 — дайки диабазы; 7 — дайки гранит-порфира; 8 — послерудные нарушения; 9 — наносы, ледники.

тельных размеров (в кулак величиной). Арсенопирит (а иногда и шеелит) местами импрегнирует боковую породу вблизи жил. Он встречается в виде удлиненных кристаллов до нескольких сантиметров длиной. Наблюдается обогащение жил в тех участках, где они пересекают пачку амфиболитов (восточная зона). Кроме того, в жилах присутствует в незначительных количествах пирит, галенит, сфалерит, пирротин, халькопирит и висмутовые минералы.

Для оценки месторождения большое значение имеет выяснение природы рудовмещающих трещин и прогноз их поведения на глубину,

значения послерудных нарушений в структуре месторождений, а также закономерностей в распределении оруденения.

Исследования рудно-тектонического отряда Кавказской экспедиции показали, что меридиональные и широтные жилы существенно различны по форме. Первые характеризуются прямолинейными контурами и при небольшой, но выдержанной мощности прослеживаются на значительные расстояния как по простиранию, так и по падению. Наоборот, широтные жилы имеют неправильные контуры, дают раздувы, пережимы, нередко ветвятся и не выдержаны по простиранию. Таким образом, морфологически первые представляют собой типичные трещины скалывания, вторые — трещины разрыва. Однако взаимное их расположение относительно общего направления современной (широтной) складчатости Кавказского хребта прямо противоположно тому, что следовало бы ожидать. Для выяснения этого противоречия рудно-тектонический отряд провел изучение ориентированных образцов вмещающих пород методом Зандера. В результате детальных исследований удалось однозначно установить, что, несмотря на несоответствие во взаимном расположении систем жил, широтные жилы действительно являются трещинами разрыва, а меридиональные — трещинами скалывания. Это положение позволило дать последним благоприятную оценку с точки зрения прогноза поведения их на глубину.

Несоответствие в расположении обеих систем жил по отношению к общему направлению складчатости Кавказа зависит от условий формирования массива уллу-камского гранита, подстилающего месторождение и вызвавшего соответствующую деформацию и образование трещин, которые следует, таким образом, считать в общем синхронными с локализацией этого массива.

Однако изучение структуры уллу-камского гранита показало, что он также несет на себе следы деформации, которая по характеру совершенно аналогична деформации в гнейсах. Вместе с тем кварцевое заполнение рудоносных жил обнаруживает ориентировку роста и не имеет даже следов этой деформации.

Эти факты, а также пересечение гранита шеелит- (и вольфрамит-) содержащими жилами на месторождении Дупух (к северо-западу от месторождения Кти-Теберда) заставляют считать, что хотя месторождение и следует связывать генетически с уллу-камским гранитом, формирование его происходило после кристаллизации по крайней мере верхних горизонтов интрузии.

Рудоносные кварц-полевошпатовые жилы в районе месторождения пересекаются жилами диабазы и спессартита и вместе с ними секутся послерудными нарушениями, которые представлены зонами дробления и милонитами. Однако амплитуда перемещения по ним измеряется первыми десятками метров, в связи с чем трактовка обеих систем меридиональных рудных жил как отдельных участков одной системы, естественно, отпадает.

Наблюдение над соотношением южной зоны широтных жил с жилами восточной меридиональной зоны заставляет считать первые несколько более древними.

Распределение шеелитового (и арсенипиритового) оруденения в рудных жилах, как уже указывалось, крайне неравномерное гнездовое. Однако уже ранее местные работники отмечали, что более интенсивное оруденение проявляется в наиболее низких, доступных для осмотра выходах, хотя и не всюду. Отряд установил, что в участках интенсив-

ного оруденения вмещающей породой для рудных жил является амфиболит, залегающий в виде согласного пласта среди гнейсов. При переходе жил в последнее оруденение резко падает. Амфиболит здесь является благоприятной средой для выпадения руды из раствора.

Изучение шлифов устанавливает, что шеелит по времени кристаллизации связан с полевым шпатом (калиевый полевой шпат для жил в гнейсах и олигоклаз в жилах среди амфиболитов) и с небольшим количеством кварца. В дальнейшем имеет место кристаллизация арсенопирита, а после некоторого дробления выделяются главная масса кварца и сульфиды. Хорошо заметно, как все эти компоненты обрастают и цементируют дробленные зерна шеелита и арсенопирита.

В кристаллизации сульфидов намечается следующая последовательность: пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит и висмутовые минералы. Из гипергенных образований прежде всего надо отметить образование своеобразных дендритовых выделений мельниковита по трещинам в пирротине, иногда замещающих его почти нацело, а также развитие церуссита по галениту.

В дополнение к выводам о возрасте месторождения приведем некоторые данные по распределению на нем вольфрамового оруденения.

К северу, в непосредственной близости от месторождения толща гнейсов и кристаллических сланцев сменяется «уллу-камскими» двуслюдяными мелкозернистыми гранитами, возраст которых устанавливается как допермский. На всем осмотренном отрядом расстоянии (около 6 км) контакт гранитов с гнейсами интрузивный (ранее он на значительном протяжении считался тектоническим), в общем согласный и полого падающий к югу, т. е. в сторону месторождения. Около контакта во вмещающих породах и в самих гранитах имеется значительное количество аплитовых, реже пегматитовых жил. Присутствуют также жилы, близкие по облику к рудным жилам, развитым на месторождении, но отличающиеся от них резким преобладанием полевого шпата над кварцем. В некоторых из таких жил устанавливаются шеелит и вольфрамит (Дупух). Последняя ассоциация наблюдается также на нижних горизонтах месторождения (северо-западная широтная зона), т. е. очевидно ближе к гранитной постели.

Отмеченную зональность в распределении различных минералов вольфрама следует считать также указанием на связь вольфрамового оруденения с «уллу-камским» гранитом, тем более что в непосредственно прилегающих к месторождению районах выходов каких-либо других кислых интрузий не зарегистрировано (кроме жильных порфиров на южном склоне гребня), которые также пересекаются кварц-полевошпатовыми жилами западной широтной зоны.

Возникает вопрос о глубинах месторождения. Выше было указано, что имеются основания высказать благоприятный прогноз о поведении меридиональных жил на глубину. Надо полагать, что оруденение в них вряд ли быстро закончится с углублением, поскольку оно устанавливается на значительно более низких горизонтах в коренных выходах западной широтной зоны и даже в верхних частях интрузива (Дупух). Не исключена также возможность того, что шеелитовое оруденение месторождения с глубиной перейдет в вольфрамитовое.

Кти-Тебердинское месторождение является комплексным месторождением в общем небогатых шеелит-арсенопиритовых руд при наличии обогащенных участков.

3. ТЫРНЫ-АУЗСКИЙ ВОЛЬФРАМОВО-МОЛИБДЕНОВЫЙ УЗЕЛ

Геологические особенности Тырны-Аузской тектонической зоны

Тырны-Аузское и сопутствующие ему месторождения подчинены особой тектонической зоне, резко отличающейся по развитым в ней геологическим формациям, по характеру нарушений последних и по проявлениям вулканизма от смежных с ней с юга и севера областей и потому выделяемой в отдельную Тырны-Аузскую зону, получившую название зоны Передового высокогорного хребта. Восточный ее отрезок удобнее называть Тырны-Аузской зоной. С севера она граничит по системе разрывов с жесткой зоной, сложенной в своей основе кристаллическими сланцами верхнего докембрия, интенсивно дислоцированного и перекрытого трансгрессивно верхнелейасовыми отложениями, однообразно-полого наклоненными к северу. Система мелких разрывов пересекает юрскую осадочную покрывку, создавая осложнения ее внутренней структуры, так сказать, микротектонического характера. На юге Тырны-Аузская зона, также по системе весьма крупных, в основном круто падающих разрывов, граничит с зоной Главного хребта, представляющей жесткую массу, сложенную кристаллическими сланцами нижнего докембрия и древними, вероятно всего протерозойскими центральнокавказскими гранитами. Эта жесткая масса (древний субстрат) распадается на систему крупных и внутри них более мелких глыб. Тырны-Аузская зона, имеющая в своей восточной части ширину всего в 2—4 км, сложена преимущественно средне- и верхнепалеозойскими мощными свитами, интенсивно дислоцированными и обнаруживающими дислокационный, а в районе Тырны-Ауза и контактовый метаморфизм, обусловленный мезо-кайнозойскими интрузиями. В сложных тектонических условиях здесь наблюдаются (в виде клиньев) также кристаллические формации докембрия, нижнепалеозойские метаморфические сланцы и нижнепермские песчано-глинистые отложения.

Внутренняя структура Тырны-Аузской зоны особо замечательна. Зона распадается на множество глыб, имеющих в плане линзовидную форму и разделенных разрывами. Последние в основном близки по своему простираению к общему простираению зоны (ЗСЗ). Более крупные линзы (глыбы), в данной узкой зоне сложенные отдельными стратиграфическими сериями, в свою очередь разбиты продольными и поперечными разрывами на системы более мелких глыб. Амплитуды разрывов колеблются от ничтожных до измеряющихся многими сотнями и даже более чем тысячью метров.

Еще шесть лет назад, когда была опубликована первая работа Н. И. Ситковского о Тырны-Аузе, рассматриваемая зона трактовалась И. Г. Кузнецовым как предтоарский грабен, в котором сохранились уничтоженные к северу и к югу от него палеозойские осадки, и как послеюрский горст, с которого смыты все юрские и более молодые осадки, сохранившиеся от эрозии в смежных зонах — в большей мере на севере и в меньшей — на юге. К такой же трактовке пришли исследовавшие детально Тырны-Ауз геологи Б. В. Орлов и Н. А. Хрущев.

Наблюдения 1940 г. позволили точно установить, что подобного рода движения (смена грабена горстом и обратно) происходили уже в течение верхнего палеозоя. В то время как в южной и центральной частях зоны сохраняются нижекарбоновые осадки, в северной ее части непосредственно на верхнем докембрии трансгрессивно залегают переходные горизонты от карбона к перми; выходы верхнего палеозоя с се-

вера и с юга ограничены разрывами (левобережье р. Баксана севернее балки Чильмиан). Упомянутые отложения верхнего палеозоя богаты конгломератами, в которых содержатся гальки пород среднего палеозоя. При прослеживании зоны к востоку и западу от Тырны-Ауза наблюдается, что свиты нижнего палеозоя, нижнего и среднего карбона — верхнего палеозоя кулисообразно сменяют одна другую. По некоторым разрывам как продольным, так и поперечным, наблюдаются дайки магматических пород — гипербазитов, кварцевых порфиров, витрофиров. Названные породы не разновозрастны, что опять-таки позволяет говорить о движениях по разрывам в различные геологические времена.

По южному разрыву, т. е. по тому, который ограничивает всю центральную зону с юга, в районе Мукулана (левобережье р. Баксана у Тырны-Ауза) проходит дайка гипербазитов. Соображения регионального характера позволяют с большой долей вероятности считать эти гипербазиты предсреднекарбонowymi; соответствующий возраст устанавливается и для движений по этому разрыву. Такие же гипербазиты оказываются приуроченными и ко второму с юга (южно-эльджуртинскому) разрыву. Вместе с тем, этот последний обрывает с юга интрузию эльджуртинских (тырны-аузских), по всем данным предтоарских, гранитов.

В этом можно видеть косвенное указание на то, что в данном случае движения по разрыву происходили и в предсреднекарбонвое, и в послетоарское время. Еще любопытнее, что по тому же южно-эльджуртинскому разрыву проходит тонкая дайка совершенно свежих витрофиров, видимо четвертичного возраста. Возвращаясь к южному разрыву, можно, стало-быть, наметить по крайней мере трехкратное движение: перед средним карбоном (направление неизвестно), перед тоаром (опускание северного крыла, формирование тырны-аузского грабена), в послетоарское время (поднятие северного крыла, образование тырны-аузского горста).

Имеются основания полагать, что перечисленные движения представляют лишь некоторые из крупных этапов в истории развития структуры центральной зоны, но что последовательное развитие всех тектонических движений во всей своей сложности пока не поддается восстановлению.

К таким же крупным этапам надо отнести и движение в конце палеозоя, обусловившее в итоге налегание в северной части зоны верхних горизонтов карбона — низов перми непосредственно на докембрий.

Все сказанное свидетельствует, во-первых, о том, что при формировании центральной зоны имели место повторные вообще и повторно встреченные, в частности, движения по разрывам в разные геологические периоды; во-вторых — о тесной связи глыбовых движений с проявлениями вулканизма; в-третьих, о глубинном характере зон разломов (проникновение по разрывам ультраосновной магмы). Аналогичные обоснования такого характера тектонических движений и связи их с магматическими явлениями могут быть приведены почти из каждого участка рассматриваемой зоны.

Вместе с тем все сказанное говорит и о том, что Тырны-Аузская зона должна рассматриваться как особо мобильная зона второго или даже третьего порядка в мобильной зоне Большого Кавказа. Имея в восточной своей части (рр. Малка, Баксан, Чегем) ширину всего в 3—4 км, эта зона представляет своего рода шов или стык

между северной и южной, менее мобильными зонами, распадающимися на несравненно более крупные глыбы.

Многочисленные вертикальные движения, которые испытывала зона в целом, имели в свою очередь дифференциальный характер, что и обусловило распадение ее по близким к широтному направлению разрывам на множество мелких линзообразных глыб. Кроме того, здесь устанавливаются и поперечные разрывы, по которым также имело место внедрение магмы (дайки витрофиров, экструзии липаритов).

Имеются основания полагать, что амплитуда перемещения по такого рода разрывам значительна и измеряется во всяком случае сотнями метров. Охарактеризованная приведенными данными особая мобильность Тырны-Аузской зоны по всей вероятности и объясняет многочисленные проявления здесь вулканизма, — даже для короткого участка этой зоны удастся обосновать шесть или семь интрузивных периодов, начиная с докембрия. Если учесть еще громадную роль кислых и основных среднепалеозойских эффузивов, то можно сказать, что, пожалуй, ни в какой другой зоне Большого Кавказа неизвестны столь многочисленные магматические проявления.

Одним из актуальных вопросов внутренней структуры Тырны-Аузской зоны является все еще спорный вопрос о возрасте эльджуртинской гранитной интрузии и об отношении ее к разрывам. Новых данных, которые касались бы непосредственно возраста этой интрузии, не получено. Косвенные же данные все больше и больше убеждают в ее юрском возрасте. Найденная в 1939 г. геологом Тырны-Аузского комбината Б. В. Орловым нижнеюрская фауна в метаморфизованной интрузивной мукуланской свите уточняет лишь нижнюю возрастную границу интрузии. Она не древнее, по видимому, среднего лейаса. Отсутствие же проявлений гидротермальных процессов в верхнетюрьских отложениях зоны к востоку от Тырны-Ауза намечает верхнюю границу возраста эльджуртинских гранитов. Что же касается отношения последних к сбросам, то к сказанному ранее надо добавить следующее. Так называемый центральный сброс обрезают, как это было уже ранее известно, эльджуртинский гранитный массив с севера, по балке Чильмиан он приводит его в соприкосновение с метаморфизованной тырны-аузской (нижнекарбоновой) свитой. Южно-эльджуртинский сброс ограничивает массив с юга и приводит его, как это видно на поверхности, в соприкосновение с ороговикованными им же самым отложениями карбона. А южный сброс приводит в соприкосновение докембрийской зоны Главного хребта с упомянутыми роговиками, т. е. с бывшей кровлей эльджуртинских гранитов; стало-быть на глубине он также обрезают гранитный массив.

Таким образом, в процессе образования послетюрьского горста, на месте бывшего весьма глубокого дотюрьского грабена, эльджуртинский гранитный массив как блок, вырезанный из интрузии упомянутыми разрывами, вынесен в верхние горизонты земной коры. При этом он был разбит более мелкими продольными и поперечными разрывами на систему блоков второго и более высокого порядка. Наиболее высокие из последних, объединяемые под названием эльджуртинского гранитного массива, были вскрыты эрозией в позднеюрское и в четвертичное время.

Практическое значение такого вывода очевидно. Ореол рудных месторождений, возникших в апикальной части интрузии, не представляет больше единого целого, а разбит на отдельные смещенные один отно-

сительно другого участка. В отдельных зонах погружения на доступных, или даже легко доступных глубинах могут быть вскрыты новые рудные поля.

Из изложенного вместе с тем вытекает, что наметившееся уже давно представление работавших в районе Тырны-Ауза геологов (С. П. Соловьев, Б. В. Орлов) о послепермском возрасте эльджуртинской интрузии и о том, что последняя не пересекается сбросами, секущими верхний лейас, а сама их сечет, должно быть признано ошибочным. Только такой анализ структуры, который исходит из представления о повторном характере движений по разрывам, обусловленным длительной историей формирования зоны и подчиненных ей интрузивов, может в данном случае приблизить нас к пониманию существующих в районе месторождений взаимоотношений различных геологических формаций, объяснить различную степень метаморфизации последних и более точно воссоздать геологическую историю каждого района вообще и исключительного по своему значению района Тырны-Ауза, в частности.

Решение вопроса о геологическом возрасте Тырны-Аузского месторождения представляет не только научный интерес. Оно должно внести ясность и стройность во взаимоотношения многочисленных различных рудных проявлений района, некоторые из которых до сих пор рассматривались как генетически не связанные между собой. В частности, в свете учения о вертикальной зональности, могут найти себе вполне определенное место медные проявления верховий р. Кестанты, приуроченные к той же зоне к Востоку от месторождений Тырны-Ауз.

Магматический комплекс

Сложный неинтрузивный комплекс Тырны-Ауза еще недостаточно изучен. Общая площадь его, вместе с контактным полем и апофизами, довольно велика. Выходы относящихся сюда пород известны по обеим сторонам р. Баксана и на водораздельном хребте к западу, составляющем собственно Тырны-Ауз. Первые данные по геологии Тырны-Ауза получены были И. Н. Ситковским, разведывавшим район в 1928 г.; соответственная печатная публикация его относится к 1934 г. Вслед затем район попал в сферу региональных исследований С. П. Соловьева, который составил первую геологическую карту Тырны-Ауза. После установления промышленного значения тырны-аузского рудного узла, работы в нем производились Б. В. Орловым, В. А. Флеровой, Н. А. Хрущевым, Л. А. Варданянцем. Присутствие молодых интрузивных пород на Тырны-Аузе было уже отмечено И. Н. Ситковским.

Петрографический состав и характер пород различных интрузивных образований Тырны-Ауза отличается значительной пестротой. Л. А. Варданянец в последней своей сводке о неинтрузивных породах Тырны-Ауза рассматривает каждую из их разновидностей как самостоятельную интрузивную фазу и насчитывает в результате до десяти таких фаз, приведенных в табл. 7.

Л. А. Варданянец весьма детально занимался петрографией Тырны-Ауза и дал следующую схему последовательности тырны-аузских интрузивных фаз (табл. 7). В нее вносятся лишь небольшие коррективы в отношении некоторых фаз на основании личных наблюдений сотрудников экспедиции на Тырны-Ауз и в соответствии с результатами просмотра ими как своих собственных шлифов, так и обширной микроскопической коллекции А. А. Юдина.

Схема последовательности тырны-аузских интрузивных фаз

№ п. п.	Название фаз	Условия залегания	Примечание
1	Кварцевые сиенито-диорит и гранодиорит	Неизвестны	Включены в схему предположительно
2	Порфиroidный гранит	Крупный массив	
2а	Гранит-порфиroidные и аплитовые породы	Небольшие дайки в порфиroidном граните	
3	Гранит-порфир	Небольшой массив и дайки	
4	Гранит-аплит	Крупные и мелкие дайки	
4а	Сиенит и сиенит-аплит	Мелкие дайки	В данном месте схемы помещены условно
5	Лабрадорский аплит	Дайки	
6	Аплит и порфир	Дайки и неправильные мелкие интрузии	Самостоятельность этой фазы не доказана
7	Липарит (древний)	Дайки и небольшие массивы	Граница среднего и верхнего лейаса
8	Липарит (молодой)	Дайки и небольшие массивы	Верхний олигоцен
9	Витродациит	Дайки	Нижний постплиоцен
10	Витрофир	Небольшие дайки	» »

Кварцевый сиенито-диорит и гранодиорит, выделяемые в схеме, встречены Л. А. Варданянцем лишь в виде ксенолитов в порфиroidном граните, являющихся, по его мнению, отторженцами соответственных интрузий, предварявших формирование порфиroidных гранитов. Однако минералогический состав ксенолитов (относительно основной плагиоклаз, анортотлаз и биотит), роговиковая их структура и пр. говорят скорее за то, что в данном случае имеются отторженцы вмещающих интрузию контактных пород — бывших сланцев, туфогенов и пр., подобно тому, как наблюдается это в неинтрузивных массивах Сванетии, Сангути-Дона, Тепли и пр.

Что касается порфиroidных и аплитовых пород, размещенных в отдельные самостоятельные фазы 2, 3, 4, 5 и 6, то у Д. С. Белянкина и В. П. Петрова в результате их наблюдений на так называемом «Пауке», в районе «Молибденового пика», создалось представление, что все это не более как фации одной и той же фазы, не самостоятельной, но находящейся в пегматито-аплитовом отношении к главному тырны-аузскому неинтрузиву (эльджуртинский порфиroidный гранит Л. А. Варданянца). Лабрадорские аплиты при этом образуют, по всей видимости,

не жилы в гранит-порфирах, а род шлировых пятен, возникших за счет ассимиляции кварцево-аплитовым материалом элементов кровли, обогащенных известковым материалом.

С точки зрения широкой ассимиляции окружающих пород становятся понятными и пестрота пород и неясные их взаимные отношения, трудно объяснимые чистым магматизмом. Гранит-аплит является, по видимому, наиболее чистым магматическим типом. Ксенолиты роговика в нем с резкими контактами и структура более однородная. Остальные породы различаются количеством ассимилированного материала.

В сводке Л. А. Варданянца приводятся 13 химических анализов различных пород. Особенное внимание привлекает в них, кроме закономерностей, подмеченных самим автором, содержание двуокиси титана (см. табл. 8).

Таблица 8

Содержание TiO_2 в магматических породах Тырны-Ауза

Порода	TiO_2 в %	Порода	TiO_2 в %
Гранит	0.50	Аплит-порфир . . .	Следы
»	0.36	» »	0.04
»	0.35	Липарит	0.52
Гранит-порфир . . .	0.03	»	0.50
» »	0.04	Витродациит	0.54
Гранит-аплит	0.04	Витрофир	0.35
Лабрадор-аплит . . .	0.03		

В граните, липарите, витродациите и витрофире содержание TiO_2 нормальное для магматических пород; в аплитовых же дериватах от гранита — только сотые доли этого компонента, что непонятно с точки зрения самостоятельного их магматизма.

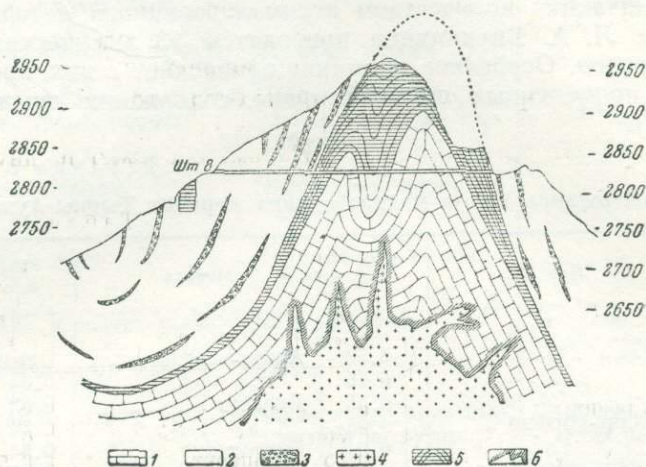
Структура и этапы оруденения Тырны-Ауза

1. Структура главного рудного тела. История разведки месторождения Тырны-Ауз показывает весьма наглядно, какое значение имеет правильное понимание структуры месторождения для оценки его перспектив и рационального ведения разведочных работ.

Вначале никакой закономерности в залегании рудоносных скарнов подметить не удавалось, и промышленная ценность месторождения была под вопросом. Впоследствии детальная геологическая съемка выявила антиклинальную структуру рудоносных скарнов, которую связывали со складчатостью вмещающих пород. Приуроченность скарнов к контакту известняков с ороговикоманскими породами песчаниково-сланцевой толщи объясняли непроницаемостью их для гидротермальных растворов, которые и вызывали скарнирование известняков (фиг. 9).

Эта первая структурная схема позволила оценить месторождение как весьма перспективное, она послужила основой для разведки, которая была проведена вполне рационально и выявила весьма значительные запасы. Однако, согласно этой структурной схеме вероятная глубина распространения оруденения представлялась сравнительно небольшой в связи с переходом антиклинали на флангах в синклинали. Разведка

более глубоких горизонтов требовала проверки этой гипотезы и более детального изучения структуры месторождения. Эта работа была начата Институтом геологических наук Академии Наук в 1938 г. (А. В. Пэк) и продолжалась в последующие годы (1939—1940 гг.) рудно-тектоническим отрядом Кавказской экспедиции. В результате выяснилось, что прежние представления о генезисе антиклинальной структуры главного рудного тела и способе происхождения скарнов нуждаются в существенных исправлениях.



Фиг. 9. Схема строения главного рудного тела месторождения Тырны-Ауз (1937—1938 гг.).

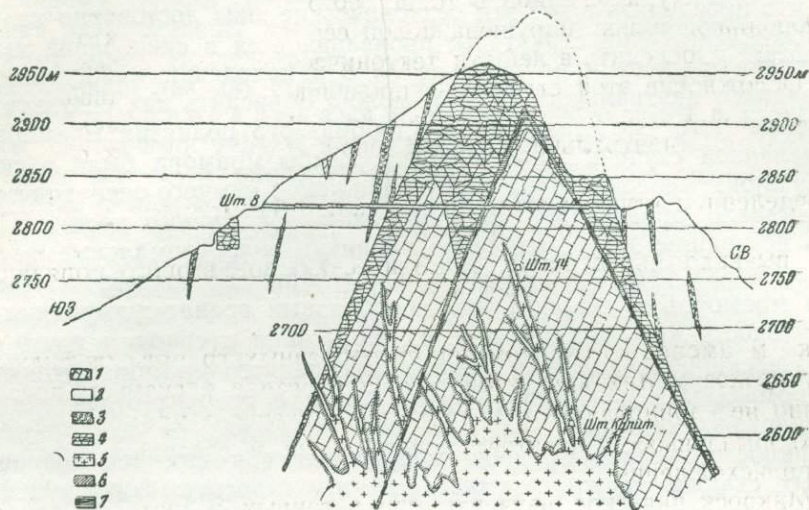
1 — известняки; 2 — роговики; 3 — ороговикованные песчаники и конгломераты; 4 — лейкократовые гранитоиды; 5 — скарны; 6 — контактные скарны.

Прежде всего было отмечено, что внутренняя структура толщи роговиков, покрывающей скарны, не соответствует представлению о существовании антиклинальной складки, тем более осложненной дополнительным синклинальным прогибом (фиг. 10). Прослои грубозернистых разностей роговиков срезаются под острым углом внешним контуром скарнового тела. Следовательно, контакт толщи роговиков со скарнами следует считать тектоническим.

Далее оказалось, что скарны представляют собой продукты изменения не только известняков, но также и роговиков, причем последний тип скарнов значительно преобладает. Эти данные противоречили представлению о том, что толща роговиков являлась непроницаемой крышкой, определявшей пути движения растворов, вызвавших скарнирование известняков; сами роговики подвергались скарнированию и притом в весьма широких масштабах. Вместе с тем контакт скарнированных роговиков с толщей мало измененных роговиков является в большинстве случаев довольно резким, что указывает на существование известной преграды для проникновения растворов. Однако последняя определяется не контактом известняков с роговиками, а расположена среди самых роговиков, на некотором расстоянии от контакта.

Выше было отмечено, что граница скарнов (скарнированных роговиков) с роговиками является тектонической. В этом свете резкость контакта скарнов с роговиками можно объяснить лишь наличием какой-то

поверхности скольжения, быть может трудно проницаемого слоя глинки трения или милонитизированного роговика. Требовало рационального объяснения и то обстоятельство, что при наличии мрамора — породы, весьма легко подвергающейся воздействию растворов, были скарнированы огромные массы сравнительно инертных и плотных роговиков. Очевидно, степень взаимодействия пород с растворами определяется не только составом пород и растворов, но также возможностью проникновения последних, т. е. степенью трещиноватости пород. Скарнирование:



Фиг. 10. Схема структуры главного рудного месторождения Тырны-Ауз (1939—1940 гг.).

1 — известняки; 2 — роговики; 3 — ороговикованные песчаники и конгломераты; 4 — скарны; 5 — лейкократовые гнейсы; 6 — «контактные» скарны; 7 — зона дробления и гранат-сульфидные скарны.

значительных масс роговиков можно объяснить дроблением их в соответствующей зоне, что находится в полном согласии с тектоническим характером контакта скарнов с роговиками. Известняки представляли собой при соответствующих условиях (высокая температура) породы относительно более пластичные и, следовательно, подвергались меньшему дроблению. Представление о том, что проникновение растворов связано с предварительным дроблением пород, находит подтверждение как при изучении роговиковых скарнов, часто обнаруживающих глыбовую структуру, так и при осмотре контактов скарнов с известняками. Контакты эти характеризуются постепенным переходом, причем в скарнах около контакта заключены глыбы мрамора, имеющие угловатые контуры.

Микроскопическое изучение скарнов также обнаруживает весьма отчетливо, что в процессе их формирования происходило неоднократное дробление пород на разных стадиях их изменения.

Таким образом, весь комплекс приведенных данных указывает на то, что зоны, ныне представленные скарнами, были в свое время зонами сильно раздробленных пород — роговиков — и в меньшей степени мраморов. Своеобразная антиклинальная структура скарнового тела получает в этом свете объяснение, как результат сочетания двух зон дробления, пересекающихся в разрезе и в плане под острым углом.

Следует отметить, что эти зоны дробления нигде не наблюдаются отчетливо за пределами контура скарнов; повидимому, образование их связано с горстообразным поднятием глыбы известняков, как бы прорывающих толщу роговиков. На некотором расстоянии от глыбы мрамора интенсивное дробление резко затухало в роговиках, будучи ограничено поверхностями скольжения, определившими внешний контакт зоны брекчии. Эти поверхности скольжения несомненно должны были выходить из контура скарнов в толщу роговиков, но последняя столь неоднородна и сильно нарушена целой серией мелких тектонических трещин, что проследить в ней эти тектонические швы достоверно не удается. Осложнение этой структуры, проявляющееся в сдвигании выходов известняка в плане и по штольне № 8 и появлении между ними так называемого центрального скарна, можно объяснить как результат продолжения того же процесса горстообразного поднятия мрамора. На определенной ступени этого процесса глыбы мрамора были расколоты на два блока; северный блок в своем движении немного опередил южный, что вызвало образование тектонических зон второго порядка. В эти вновь возникшие зоны дробления проникли гидротермальные растворы более поздних фаз, что привело к образованию по контактам северного блока мраморов со скарном зон своеобразных гранат-сульфидных скарнов. Резкость этих контактов, т. е. прилегание к скарнам почти совершенно нескарнированного и даже неосветленного мрамора, отличает их от «нормальных» контактов южного блока и говорит о тектоническом их происхождении.

Микроскопическое изучение приуроченных к ним зон гранат-сульфидных скарнов также подтверждает эту гипотезу: формирование их происходило на фоне многократного дробления ранее возникших минералов и цементации более молодыми образованиями.

Таким образом, антиклинальное строение главного скарнового тела не связано со складчатостью, а обусловлено сочетанием двух уходящих на большую глубину зон дробления, которые были впоследствии превращены в скарны.

Статистическое измерение трещин указывает на существование сравнительно немногочисленных систем трещин, притом имеющих одинаковое пространственное положение в гранитах, роговиках и в скарнах. Положение этих систем в обоих «крыльях антиклинали» одинаково, что позволяет говорить о том, что возникновение их не может быть связано со складчатостью.

Сочетание всех этих систем трещин и положение их в пространстве скорее указывает на связь их с движениями, почти вертикальными. Этот вывод явился в свое время одним из мотивов, побудивших нас к критическому пересмотру гипотезы антиклинальной структуры. Сходство трещиноватости роговиков, скарнов и лейкократовых гранитоидов позволяет наметить нижний возрастной предел возникновения трещин: они моложе локализации и затвердевания этих гранитоидов. Молибденоносные кварцевые жилы обнаруживают также весьма закономерное и однородное положение в скарнах и отчасти за их пределами. Однако генетическая интерпретация указанных закономерностей и попытка связать их с общей структурой была бы сейчас еще преждевременной.

Новая структурная схема была встречена местными геологами вначале с недоверием, но уже в 1939 г. это представление получило признание. В результате были внесены исправления в план дальнейших

разведочных работ, что обеспечило рациональную разведку глубоких горизонтов месторождения.

Таким образом, к 1940 г. структура главного скарнового тела была выяснена в общих чертах как с морфологической, так и с генетической точек зрения. Однако ряд вопросов подлежал уточнению и проверке. Так, например, имея в виду хорошо выраженную антиклинальную форму скарнового тела, можно было допускать существование на начальных стадиях формирования месторождения хотя бы эмбриональной антиклинали. Впоследствии она могла быть осложнена своего рода «протыканием» толщи роговиков известняками, с образованием зон дробления, послуживших каналами для движения растворов и превращенных в скарны. Исследования 1940 г. показали, что толща роговиков не обнаруживает никаких признаков антиклинального строения.

2. Этапы минерализации. Из сказанного выше о структуре главного скарнового тела и распределении молибденита и шеелита следует, что вопрос о закономерностях распределения оруденения не может быть решен в полной мере только на основе одних структурно-геологических исследований. Необходимо сопоставление процесса возникновения различных структурных элементов (в частности трещин) с общим процессом минерализации и с временем выделения рудных минералов. Больше того, генезис самой структуры скарнового тела тесно связан с вопросом о способе происхождения скарнов.

В свое время гипотеза антиклинального строения вела к предположению, что скарны представляют собой измененные известняки. Однако более детальные исследования показали, что среди скарнов следует выделять два генетических типа: скарны, возникшие за счет изменения известняков (так называемые известняковые скарны), и скарны, возникшие за счет изменения роговиков (так называемые роговиковые скарны). При этом оказалось, что последние по количеству значительно преобладают и слагают главную массу скарнов, а скарны известняковые преимущественно приурочены к контактам скарнов с известняками. Типичные представители этих двух генетических разновидностей резко различны. Известняковые скарны представляют собой довольно крупнозернистые породы, состоящие из пироксена, граната и кварца, с большей или меньшей примесью волластонита, везувiana и флюорита. Типичные роговиковые скарны представлены так называемыми пироксеновыми роговиками, очень мелкозернистыми бледнозелеными породами, состоящими в основном из пироксена и очень мелкозернистой массы основного плагиоклаза. Почти всегда в них присутствуют также мелкие зерна сфена. Весьма часто в пироксеновых роговиках встречаются неправильные и удлиненные реликты мало измененного роговика. Однако наложение на них более поздних фаз минерализации с перекристаллизацией и новообразованием пироксена, а также последовательным замещением плагиоклазовой основной массы гранатом и кварцем, приводит к образованию среднезернистых пород, состоящих в основном из пироксена, граната и кварца, т. е. вполне тождественных некоторым разновидностям известняковых скарнов. Определить принадлежность таких скарнов к тому или другому генетическому типу не только макроскопически, но иногда и под микроскопом весьма трудно.

Кроме этих двух генетических разновидностей скарнов, в пределах главного рудного тела встречаются еще весьма своеобразные скарны с темнобурым, часто довольно крупнозернистым гранатом и с большим или меньшим содержанием сульфидов.

Схема последовательности выделения минералов при скарнировании различных пород в пределах главного рудного тела Тырны-Ауза

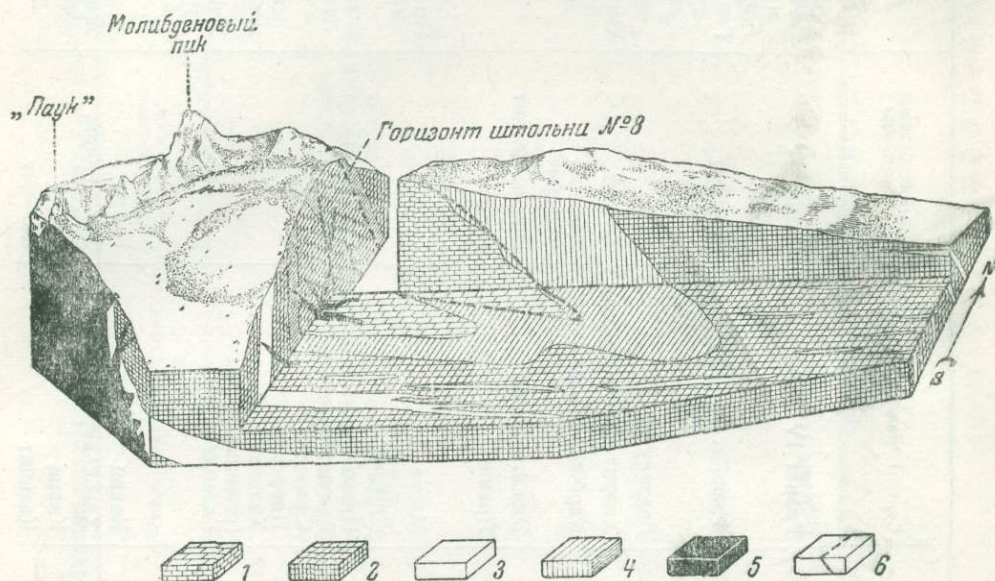
Этапы скарнирования	Сложные скарновые жилки в мраморе	Скарны по мрамору	Скарны по роговикам	Скарны гранат-сульфидные	Лейкократовые гранитоиды	Примечания
1	Пироксен I	Пироксен I	Лабрадор Пироксен I Пироксен Роговик	В зонах раздробленных скарнов по контактам северного блока мрамора	Кристаллизация лейкократовых гранитоидов	Возникновение главной массы скарнов
	Гранат I	Гранат I	Гранат I			
	Гранат II	Гранат II	Гранат II			
	Везувиан	Везувиан	Везувиан			
	Волластонит	Волластонит				
	Пироксен II	Пироксен II	Пироксен II			
2	Шеелит	Шеелит	Шеелит			Главным образом жилы в скарнах
	Молибденит в шеелите	Молибденит в шеелите	Молибденит в шеелите			
			Сфен Плагиоклаз II			
3	Гранат III	Гранат III	Гранат III	Гранат III	Пироксен	Главным образом жилы, секущие скарны. В роговиках и гранитах наряду с гранатом и вместо него — кварц
	Молибденит	Молибденит	Молибденит	Молибденит	Гранат III Молибденит Кварц	

Таблица 9 (продолжение)

Этапы скарниро- вания	Сложные скарновые жилки в мраморе	Скарны пр мрамору	Скарны по роговикам	Скарны гранат-сульфидные	Лейкократовые гранитоиды	Примечания
4				Гранат IV	Гранат IV	Почти исключительно в гранат-сульфидных скарных и брекчии гранита
5	Флюорит	Флюорит	Флюорит	Флюорит	Флюорит	Главным образом в гранат-сульфидных скарнах и в скарнах по мрамору
6	Хлорит	Хлорит	Хлорит	Геаркутит Хлорит (гриффитит и др.)	Хлорит	Особенно резко выражена в зонах гранат-сульфидных скарнов
	Кальцит	Кальцит (сидерит)	Кальцит (сидерит) Эпидот-цоизит	Карбонатизация Эпидот-цоизит	Кальций (сидерит)	
			Пренит	Пренит	Эпидот-цоизит	Импрегнация карбонатизированных участков скарна
			Альбит	Магнетит Лиеврит	Пренит	
7	Сульфиды (очень мало)	Сульфиды (очень мало)	Сульфиды (очень мало)	Пирит Арсенопирит Сфалерит Пирротин Халькопирит (станнид, Au) Галенит	Сульфиды (мало)	В гранат-сульфидных скарнах также цементация брекчии
8	Волластонит II Волластонит III					Жилки и замещение карбонатизированных участков в скарне
9	Кварц Халькопирит Кварц Кальцит	Кварц Халькопирит Кварц Кальцит	Кварц Халькопирит Кварц Кальцит	Кварц Халькопирит Кварц Кальцит	Кварц Халькопирит Кварц Кальцит	Жилки, секущие скарны всех типов

Они приурочены исключительно к контактам северного блока известняков (фиг. 11) со скарнами. Вдоль северного борта этого блока гранат-сульфидные скарны прослеживаются почти непрерывно. В восточной части этой зоны сульфиды представлены главным образом пирротином и сфалеритом, но на западе, вместо них, преобладающее значение приобретает магнетит.

Микроскопическое изучение этих скарнов показало, что образование их протекало на фоне многократных подвижек в соответствующих зонах, приводивших к дроблению пород на разных стадиях их минерализации. Эти наблюдения, а также резкость соответствующих контактов скарнов



Фиг. 11. Схематическая блок-диаграмма главного рудного поля месторождения Тырны-Ауз, Северный Кавказ.

1 — известняки; 2 — роговики; 3 — среднесилованые песчаники и конгломераты; 4 — скарны; 5 — гранит-псифиры; 6 — зоны дробления и гранат-сульфидные скарны.

с известняками, нескарнированными и даже неосветленными, позволила рассматривать эти зоны как интраминерализационные тектонические контакты и объяснять дублирование известняков в плане и в разрезе по штольне № 8, как показано на схеме (фиг. 11).

Очевидно, что процесс образования этих трех разновидностей скарнов существенно различен, поскольку роговиковые и известняковые скарны различаются характером исходных пород, а гранат-сульфидные скарны отвечают более молодым фазам минерализации, нашедшим лишь локальное проявление. Рудные минералы распределены в скарнах не вполне равномерно, особенно молибденит, который к тому же приурочен не только к скарнам, но частично также к роговикам в крыльях «антиклинали» и к лейкократовым гранитоидам, прорывающим известняки, роговики и скарнированные породы.

В начале господствовало мнение, что шеелит связан с начальными фазами скарнирования и распределен в скарнах более или менее равномерно, но для молибденита связь его с более поздними жилками была с самого начала вполне очевидной. Поэтому дальнейшей задачей

изучения структуры являлось выяснение закономерностей пространственного положения и распределения молибденоносных жил и трещинной тектоники вообще. Эта работа в настоящее время еще не закончена, но некоторые интересные положения выясняются уже сейчас достаточно определенно. Они иллюстрируются схемой (табл. 9), которая характеризует последовательность выделения минералов при образовании скарнов Тырны-Ауза.

Ниже дается краткая характеристика различных генераций некоторых минералов (см. табл. 9).

Пироксен

Пироксен I. Мелкие зерна, образующие неправильные светло-зеленые участки в гранат-пироксеновом скарне. В пироксеновом роговишке рассеяны более или менее равномерно, но густо мелкие неправильные зерна, изредка жилообразные выделения.

Пироксен II. Частично непосредственно кристаллизуется из растворов, но чаще является продуктом перекристаллизации пироксена I. Пироксен II отличается от последнего значительно большей крупностью зерен, часто хорошо образованных, а также более темным (темнозеленым) цветом.

По составу отвечает почти чистому геденбергиту.

Гранат

Гранат I. Красновато-бурый; бесструктурные сгустки и жилообразные выделения в скарне. Под микроскопом почти изотропен, всегда переполнен мелкими включениями пироксена I.

Гранат II. Светлокоричневый, иногда зеленоватый. Образуется главным образом на контакте мрамора со скарном. Довольно крупные, хорошо образованные кристаллы, слабо зонально-анизотропные.

По составу андрадит (94%).

Гранат III. Кирпично-красный. Образуется главным образом жилки, реже неправильные сгустки. Обычно агрегаты довольно крупных, хорошо образованных кристаллов, реже бесструктурные выделения. Как правило, ясно анизотропен.

По составу: андрадит — 30%, гроссуляр — 63%.

Гранат IV. Темнокоричневый; обычно крупные хорошо образованные кристаллы. Встречается главным образом в гранат-сульфидных скарнах. Резко анизотропен (главным образом, секториально).

По составу почти чистый андрадит.

Приведенную выше схему последовательности кристаллизации различных минералов (табл. 9) нельзя считать окончательной. Относительное положение многих минералов может несколько измениться в результате дальнейших исследований.

Трудность составления такой схемы связана в значительной степени с тем, что растворы определенного состава приводят к образованию различных минералов в зависимости от состава пород, в которые они проникают.

Это проявляется не только в составе жил, пересекающих разные породы (см. ниже), но в еще большей мере в минералогическом составе роговиковых и известняковых скарнов, отвечающих синхронным фазам процесса минерализации. Параллелизация различных этапов процесса скарнирования еще более осложняется тем, что минералогиче-

ческий состав зависит также от степени проницаемости пород, т. е. от относительного количества реагирующей породы и растворов, а также от скорости движения последних.

Так, в скарновых жилах, секущих известняки, первые фазы скарнирования обычно приводят к образованию наряду с другими минералами и волластонита. При взаимодействии растворов с мрамором стенок трещин прежде всего фиксируется FeO в виде пироксена, далее Fe_2O_3 и Al_2O_3 в форме граната и везувиана и, наконец, «отфильтрованный» таким образом избыточный кремнезем дает внешнюю зону волластонита.

В результате в жилках наблюдается всегда стандартная последовательность кристаллизации этих минералов в указанном выше порядке. Наличие центральной трещинки обеспечивает свободную циркуляцию растворов, но возникшая вначале скарновая оторочка затрудняет проникновение их к мрамору. Поэтому в дальнейшем наблюдается главным образом перекристаллизация ранее образовавшихся минералов с последовательным образованием пироксена II, граната III и т. д.

Правда, и в этих жилках временами несомненно происходило местное закупоривание центральной трещинки и, соответственно, «заставивание» растворов, но, видимо, скарновая оторочка никогда не бывала достаточно мощной, чтобы полностью изолировать мрамор, который, таким образом, всегда являлся здесь избыточным компонентом. Очевидно, что при этих условиях образование кварца в этих жилках было почти невозможно. И, действительно, кварца, отвечающего этой фазе процесса минерализации, нами нигде не отмечено.

В противовес этому в скарнах по известняку, представляющих собой результат замещения мрамора в сильно раздробленных участках, относительное количество растворов было значительно больше. Относительный недостаток кальция выразился в том, что волластонит в них встречается сравнительно редко. В контакте скарна с сохранившимися обломками мрамора условия взаимодействия растворов с породой были подобны тем, которые описаны выше для жилок, а соответственно вокруг реликтов мрамора образуется зональная скарновая оторочка, вполне аналогичная скарновым жилкам в мраморе.

Следует отметить один существенный дефект приведенной выше табл. 9: она не отражает длительности отдельных фаз минерализации и перекрывания во времени кристаллизации одних минералов другими. К сожалению, совместить в схеме отображение интервала кристаллизации минералов с параллелизацией отдельных фаз в различных скарнах не удается. Поэтому следует указать, что такое перекрывание безусловно имеет место. Так, например, первый этап, отвечающий главной фазе скарнирования, охватывал, видимо, довольно длительный промежуток времени, в течение которого неоднократно происходили тектонические подвижки, отражавшиеся частично и в мраморе в образовании трещин. В них проникали растворы, аналогичные по составу, которые давали такие же скарновые оторочки. Взаимные пересечения сходных по составу скарновых жил встречаются, правда, сравнительно редко, но существование их наглядно свидетельствует о длительном постоянстве состава притекающих растворов.

В дальнейшем состав растворов постепенно (не резко) изменялся, в них появлялись новые компоненты — вольфрам и молибден, позволяющие наметить определенные фазы процесса, но качественный состав их в основном оставался таким же, как и в первую фазу. Поэто-

му в трещинах, вновь возникавших в мраморе, растворы, отвечавшие более поздним фазам вплоть до четвертой, давали такие же пироксен-гранат-везувиан-волластонитовые оторочки с появлением в них шеелита или молибденита в качестве добавочных минералов, характеризующих связь их с определенной фазой процесса.

Растворы, проникавшие в скарны первой фазы, вступая во взаимодействие с ранее образовавшимися минералами, вызывали частично их перекристаллизацию или образование новых генераций минералов, характерных для данной фазы.

Проникая по трещинам, они приводят к образованию скарных жил, пересекающих скарны. Если такие жилы переходят из скарнов в известняки, то в последних они дают скарновые жилы, почти тождественные по составу самим известняковым скарнам и жилам, относящимся к начальным этапам процесса скарнирования.

Очевидно, что параллельно с постепенными изменениями состава растворов изменялся также и температурный режим и, наконец, наступили критические условия, при которых реакции приобрели обратное направление: широкое распространение получили хлоритизация и карбонатизация ранее возникших скарных минералов. Эти относительно низкотемпературные фазы процесса очевидно происходили в обстановке насыщенности растворов углекислотой, которая, вероятно, генерировалась на глубине в связи с продолжающимся внедрением магмы и скарнированием известняков на более глубоких горизонтах.

Детальное рассмотрение всего процесса минерализации на данной стадии изучения было бы преждевременным, поскольку в приведенной схеме есть еще много неясных и спорных моментов. Среди них особенно сложным является вопрос о положении в схеме процесса образования кварца.

Большинство сложных скарных жилок в известняках имеет ясно выраженное зональное строение. По середине обычно проходит кварцевая жила, к ней примыкает оторочка красного граната III, далее — зона крупнозернистого пироксена II, ближе к мрамору — зона, состоящая из мелкозернистого пироксена I, граната I и везувиана, а в контакте с мрамором — каемка волластонита, нередко также граната II. Молибденит встречается в этих жилках почти постоянно и приурочен к контакту центральной кварцевой жилки с зоной красного граната. Многие жилки содержат также и шеелит, который тяготеет преимущественно к границе крупнозернистого пироксена II с внешней пироксен-гранат-везувиан-волластонитовой зоной. В скарных жилках, секущих скарны, также наблюдается пространственная приуроченность молибденита к границе центральной кварцевой жилки с красным гранатом. Такая очевидная ассоциация молибденита, отчасти и шеелита, с центральной кварцевой жилкой, привела к представлению о генетической связи рудных минералов с растворами, давшими эти кварцевые жилки. Однако детальное изучение показало, что во многих из них кварц является несомненно образованием эпигенетическим по отношению к шеелиту и молибдениту и представляет собой продукт замещения плагиоклазовых жил этапа 2, или кальцитовых жилок, связанных с карбонатизацией скарных оторочек (этап 5). Шеелит в них связан генетически с пироксеном II, а молибденит — с красным гранатом III. Аналогичное положение кварца в общей схеме устанавливается и при изучении гранат-сульфидных скарнов.

Последние представляют собой результат дробления скарнов в пределах определенных зон и последующей цементации и замещения обломков более поздними минералами. Эти обломки представлены гранат-пироксеновыми разностями, но в составе их нигде не было отмечено кварца. Кварц цементирует эти зоны после отложения в них сульфидов.

При изучении под микроскопом роговиковых скарнов часто отчетливо видно, что кварц является в них более поздним образованием, замещающим плагиоклазовую массу пироксеновых роговиков и гранат, совершенно не нарушая первичную полосчатую структуру породы (в кварце мелкие зерна пироксена образуют полосы, являющиеся непосредственным продолжением полос пироксена в соседних бескварцевых участках).

В известняковых скарнах кварц является также одним из основных компонентов, но в них относительное положение кварца в общей схеме минерализации установить достоверно в большинстве случаев не удается. Все же формы выделения кварца и характер границ его с другими минералами позволяют говорить о том, что он замещал пироксен и гранат. Но более детальное изучение показывает, что кварц по существу сравнительно слабо замещал силикаты. Последние подверглись предварительно сильной хлоритизации и карбонатизации, и впоследствии кварц заместил эти хлоритизированные и карбонатизированные участки скарна. Таким образом, мы приходим к выводу, что несмотря на то, что в жилах, секущих известняки и скарны, молибденит и шеелит находятся, казалось бы, в несомненной ассоциации с кварцем, последний как в жилах, так и в скарнах является, в основном, образованием эпигенетическим по отношению к скарнированию и оруденению. В общей последовательности процесса минерализации он отделен от них фазой сильной хлоритизации и карбонатизации ранее возникших скарновых минералов и заместил участки скарна, подвергшиеся этим изменениям. Однако имеются и такие факты, которые как будто резко и с полной очевидностью противоречат этому выводу. Так, в некоторых скарновых жилах центральная кварцевая зона явно пересекается скарновыми жилами.

Встречаются даже (в штольне № 9) неправильные участки брекчий, в которых обломки представлены кварцем, а цемент гранат-пироксеновым скарном, содержащим также и рудные минералы. Отмечены пересечения кварцевых жил гранат-молибденитовыми жилами. Детальное изучение показывает, что и в этих случаях кварц является образованием более молодым, чем оруденение и скарны. Видимо, кварцем были замещены ранее плагиоклазовые жилы, относящиеся к этапу 2 приведенной схемы, или же являющиеся дериватами интрузии лейкократовых гранитоидов, прорывающей известняки и пироксеновые роговики (см. ниже).

Скарнирование известняков в контакте с жилами могло быть частично связано с образованием самих жил, но, вероятно, по зальбандам их имело место также проникновение растворов, относящихся к более поздним этапам процесса минерализации. При этом сами плагиоклазовые жилы могли быть пересечены жилами скарна или даже могли быть раздроблены и сцементированы скарном. Впоследствии эти жилы основного плагиоклаза и обломки жил подверглись замещению кварцем. Таким образом, данные микроскопического изучения скарнов и жил позволяют считать, что образование кварца в жилах и в скар-



Фиг. 12. Выделения шеелита на границе крупнозернистого пироксена с мелкозернистым пироксеном I.

нах относится в основном к последним этапам процесса минерализации и связано с замещением кварцем основного плагиоклаза роговиковых скарнов и многих жил, а также хлоритизированных и карбонатизированных участков скарнов.

Ряд наблюдений (частично упомянутых выше) еще в 1939 г. поколебал представление о том, что в скарнах и в сложных скарновых жилках шеелит и молибденит генетически связаны с кварцем центральной зоны этих жилок. Напротив, хорошо устанавливается парагенетическая ассоциация шеелита с крупнозернистым пироксеном II (фиг. 12), а молибденита — с красным гранатом III. Первое положение, независимо от работ экспедиции, было выдвинуто также минералогом А. А. Юдиным. Ассоциация молибденита в скарнах с гранатом III представлялась спорной по указанным выше причинам, а также потому, что в лейкократовых гранитоидах и в роговиках молибденит встречается исключительно в кварцевых жилках, секущих эти породы.

В 1940 г. удалось показать, что в этом нет никакого противоречия. Минералогический состав молибденоносных жилок существенно зависит от состава пород, которые они пересекают. При прослеживании молибденитсодержащих жилок, переходящих из гранитоидов в скарны, оказывается, что в гранитах они представлены, главным образом, кварцем, но при переходе в скарны быстро обогащаются красным гранатом. Подобное, иногда весьма резкое изменение минералогического состава жилок при переходе гранитоидов в скарны наблюдается также и под микроскопом. Таким образом, парагенетической ассоциации молибденита с кварцем в гранитоидах и роговиках отвечает в скарнах ассоциация молибденита с красным гранатом III. При этом в жилках, секущих скарны, отвечающий этому этапу кварц может присутствовать в виде несущественной и нехарактерной примеси, но обычно отсутствует совершенно; в жилках, секущих гранитоиды, совместно с кварцем нередко имеется и гранат.

Для шеелита парагенетическая ассоциация его с крупнозернистым пироксеном II имеет еще большее значение, поскольку шеелит приурочен почти исключительно к скарнам.

Установление времени выделения шеелита и молибденита в общей схеме процесса минерализации и парагенетической ассоциации их с определенными нерудными минералами имеют весьма важное практическое значение. Шеелит в скарнах Тырны-Ауза в большинстве случаев макроскопически не виден, и выделение на глаз различных сортов вольфрамовых руд может быть сделано только на основе косвенных признаков. Неизменная ассоциация шеелита с темнозеленым и обычно крупнозернистым пироксеном II, а также плагиоклазовыми разностями скарнов этой фазы, явится и уже является основой для определения сортности руд. Большое значение будет иметь также отмеченная парагенетическая связь молибденита в скарнах с гранатом III, особенно для выяснения закономерностей распределения молибденового оруденения в пределах рудного поля и при разведке других молибденоносных скарновых тел. Так, например, в этом свете становится понятным наличие высокого содержания молибденита в чисто гранатовых (практически бескварцевых) скарнах штольни № 21, ниже главного рудного тела. Необходимо также определение места в схеме, т. е. относительного времени выделения ряда других минералов, присутствие которых так или иначе влияет на ход процесса обогащения на фабрике молибденита и шеелита.

Работа по выяснению последовательности минерализации еще далеко не закончена, но уже сейчас в этой области достигнуты значительные успехи, которые окажут помощь при эксплуатации и дальнейшей разведке главного рудного тела, а также при поисках новых рудных участков.

К вопросу об относительном возрасте оруденения и гранитоидов

В пределах рудного поля Тырны-Ауза имеется, как известно, целая серия выходов молодых гранитоидов, среди которых можно выделить несколько разновидностей. Представляя собой несомненно комагматические образования, они все же отличаются не только по составу, но и по времени внедрения.

В пределах самого месторождения имеются неправильный выход лейкократового гранит-порфира (так называемый «паук»), и, кроме того, дайки и неправильные выходы своеобразных кварц-андезиновых порфиров и лабрадоровых аплитов. Несколько ниже месторождения и вплоть до уровня р. Баксан известны значительные выходы так называемого эльджуртинского гранита и три крупных штока более молодых липаритов. Эти интрузивные породы и последовательность их внедрения специально изучал Л. А. Варданянц в течение 1938—1939 гг. Им была выделена целая серия последовательных фаз интрузивной деятельности, причем эльджуртинский гранит рассматривался как интрузия более древняя, чем лейкократовые гранит-порфиры.

Распределение выходов эльджуртинского гранита позволяет считать, что осадочная толща, среди которой залегают скарны главного рудного тела, будет ограничена на глубине эльджуртинским гранитом. Если, как полагает Л. А. Варданянц, минерализация, обусловившая образование скарнов, а соответственно и оруденение, моложе этих гранитов, то оруденение может продолжаться и в гранитах, хотя характер его, вероятно, изменится весьма резко. Однако вопрос об относительном возрасте гранит-порфиров и эльджуртинского гранита едва ли можно считать решенным вполне однозначно, так как нигде непосредственного контакта между этими гранитоидами до сих пор не отмечено.

Таким образом, следует также считаться с возможностью более молодого возраста эльджуртинского гранита. Если оруденение генетически связано с ним, то оно может продолжаться на некоторую глубину и в верхней части интрузии, но если эльджуртинский гранит окажется моложе скарнирования и оруденения, то он явится границей распространения оруденения на глубину. Отсюда следует, что в аспекте разведки больших глубин месторождения вопрос об относительном возрасте различных гранитоидов и оруденения имеет весьма актуальное значение. Поэтому в 1940 г. нами были осмотрены детально все выходы лейкократовых гранитоидов, вскрытых горными выработками, с целью выяснения их взаимоотношений со скарнами и оруденением.

Эти данные показали, что все разновидности лейкократовых гранитоидов прорывают пироксеновые роговики, т. е. они моложе ранних стадий скарнирования. С другой стороны, все гранитоиды пересекаются кварцевыми и гранатовыми жилками, содержащими молибденит и, следовательно, древнее оруденения. Во многих местах гранитоиды раздроблены и сцементированы гранатом, пироксеном и другими мине-

ралами, относящимися к более поздним этапам процесса скарнирования, видимо отвечающим по времени образования гранат-сульфидным скарнам. Следовательно, внедрение и кристаллизация этих гранитоидов закончилась до окончания процесса скарнирования, вернее на сравнительно ранних стадиях этого процесса.

В этом свете заслуживает внимания то обстоятельство, что непосредственные контакты эльджуртинского гранита с известняками характеризуются скарнами, содержащими сульфиды, которые близко напоминают гранат-сульфидные скарны, развитые на месторождении. Если сходство это является следствием генетического единства, то эльджуртинский гранит может явиться источником тех гидротермальных растворов, с которыми связаны скарны и оруденение Тырны-Ауза.

Вопрос этот для своего разрешения требует более детального изучения непосредственных контактов эльджуртинского гранита и сопоставления соответствующих скарнов с гранат-сульфидными скарнами месторождения. Говоря о лейкократовых гранитоидах и их взаимоотношении со скарнами, нельзя не отметить, что в тех случаях, когда они прорывают известняки, в контакте с последними всегда имеются скарновые зоны, часто весьма значительной мощности. Эти скарны вполне тождественны известняковым скарнам главного рудного тела. В составе их принимают участие железистый пироксен и гранат, т. е. образование их связано с весьма значительным привнесом железа. Если принять во внимание исключительно лейкократовый характер как этих гранитоидов, практически не содержащих цветных минералов, так и других разновидностей интрузии «паука», то объяснение природы этих скарнов как контактных образований встречает известные трудности.

Вместе с тем гранат, являющийся одной из главных составных частей этих скарнов, выделился несомненно позже пироксена и часто образует жилообразные полосы, которые нередко переходят и в гранитоиды в виде неправильных жилок, а в контакте со скарнами вызывают сильную гранатизацию гранитоидов. Следовательно, растворы, с которыми связано образование граната, проникли бесспорно позже локализации и затвердевания даек гранитоидов. Можно считать, что и пироксеновая часть скарна может быть в значительной мере образованием более молодым, чем эти дайки, т. е. не связана с их контактным воздействием на мраморы. При внедрении в мрамор они могли вызывать лишь незначительное скарнирование, а мощные скарновые оторочки, которые наблюдаются сейчас, могут быть эквивалентными скарнам главного скарнового тела. В таком случае образование их в контакте с гранитоидами легко объяснить тем, что при тектонических движениях трещины и дробление были приурочены преимущественно к контакту механических разнородных тел,— этих даек и мрамора. Дробление давало доступ гидротермальным растворам, в том числе и молибденоносным фазам.

Интересно также, что отмеченные выше брекчии гранитоидов, сцементированные минералами более поздних гранат-сульфидных фаз скарнирования, расположены преимущественно в тех же зонах, к которым приурочены гранат-сульфидные скарны. Это находится в полном соответствии с характером цемента этих брекчий и позволяет считать, что гранитоиды внедрились еще до образования соответствующих зон дробления, а зоны брекчированных гранитоидов могут рассматриваться как непосредственное продолжение последних.

При изучении различных молодых гранитоидов, развитых в пределах главного рудного тела, выяснились также некоторые интересные особенности их состава и генезиса. Все они представляют собой бесспорно комагматичные образования, но многие из них не могут быть названы по существу гранитоидами. Встречаются разности, в состав которых наряду с кварцем входит плагиоклаз среднего или даже весьма основного состава. Некоторые жильные породы представляют собой почти чистые плагиоклазиты. Последние связаны рядом переходных разностей с плагиоклаз-кварцевыми породами с абсолютным преобладанием кварца. В этом отношении особенно интересны упомянутые выше брекчированные участки гранитоидов, сцементированные скарновыми минералами. В них некоторые обломки представлены породами существенно плагиоклазовыми, другие содержат большее или меньшее количество кварца вплоть до обломков, состоящих почти исключительно из кварца с редкими реликтами плагиоклаза. В подобных случаях устанавливается отчетливо и вполне однозначно сильное замещение кварцем основного плагиоклаза. Процесс этот вдоль некоторых зон приводит к полной перекристаллизации породы, в том числе порфировидных вкрапленников кварца и даже более ранних кварцевых жил, пересекавших эти породы. Структура таких пород не может быть названа нормальной для пород изверженных, часто она является типично роговиковой. Мы не можем здесь останавливаться на этих вопросах подробно, отметим лишь, что некоторые разности этих «гранитоидов» представляют собой очевидно породы весьма сложного генезиса, образования скорее гидротермальные, чем собственно магматические, с сильным «замещением» вмещающих пород и последующим окварцеванием (замещением плагиоклаза кварцем), видимо синхронным некоторым фазам процесса скарнирования и особенно общему окварцеванию скарнов.

Перспективы района

Разведочные работы на Тырны-Аузе четко наметили более быстрый рост запасов шеелита при улучшении качества руд, по сравнению с молибденитом. Вместе с тем локализация шеелита в скарнах и время его выделения могут считаться более выясненными, чем характер локализации молибденита.

Новые структурные представления мобилизуют внимание к глубинам месторождения, не разрешая, однако, вопроса о том, каково будет поведение молибдена и вольфрама в нижних частях месторождения.

Ясно намечается направление дальнейших научно-исследовательских работ. В первую очередь необходимо продолжить изучение структурного контроля, определяющего локализацию молибденового оруденения, а также углубить исследования последовательности рудоотложения, пытаясь увязать его с последовательностью магматических процессов. Особое внимание должно быть уделено изучению тектоники флангов месторождения в целях прогноза возможных опущенных сбросами рудных участков. Необходимо также внести ясность в последовательность скарнообразования и в те взаимоотношения, которые существуют между скарнами Тырны-Ауза, скарнами мукуланского типа и района Тырны-Ауз-Су.

Как было видно из предыдущего изложения, вопрос о геологическом возрасте Тырны-Ауза должен быть по возможности разрешен

окончательно, так как его правильное понимание влечет за собой ряд практических выводов. Здесь на помощь геологическим методам должны прийти методы определения абсолютного возраста.

Как особую задачу надо поставить вопрос об андалузитовых контактных породах, которые могут служить источником сырья для создания на Северном Кавказе силуминовой промышленности. Нужно продолжить изучение этого вопроса, поставив разведки андалузитовых сланцев и опыты их обогащения.

Наконец, желательно также обратить внимание на многочисленные медные проявления верховий р. Кестанты, которые локализируются на восточном продолжении Тырны-Аузской мобильной зоны.

4. ДИГОРСКО-САДОНСКАЯ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ ПОДЗОНА

Одной из наиболее перспективных частей комплексной металлогенической зоны северного склона Центрального Кавказа является Дигорско-Садонская полиметаллическая подзона, включающая широко известное и практически наиболее важное Садонское рудное поле.

Общая геологическая характеристика области полиметаллического оруденения

Садонское рудное поле является звеном той цепи рудных месторождений, которые составляют полосу полиметаллического оруденения, протянувшуюся от горы Уаза-Хох до долины р. Терека. Сюда принадлежат месторождения: Донифарское, Фаснальское, Згидское, Садонское, Архоно-Холстинское и такие рудопроявления, как Какадурское, Даргавское.

Ограниченная меридианами перевала Штулу на западе и долины р. Терека на востоке, линией главного водораздела на юге и Скалистым хребтом на севере, территория северного склона является геологически неоднородной и может быть разделена на три полосы: южную, среднюю и северную. Они вытянуты почти широтно, согласно в общем с кавказским простиранием.

Стратиграфический восходящий разрез южной полосы представлен кристаллическими породами докембрия, интрузивными в ряде мест неонитрузиями, останцами верхнепалеозойских кварцитов и известняков, порфиристо-диабазовым комплексом, условно относимым нами к нижнему лейасу, наконец, кварцевыми песчаниками и аспидными сланцами среднего лейаса.

Докембрием сложен огромный водораздельный массив, поднятый выше линии вечного снега и обнаженный непрерывно, от западной границы территории до Кассарского ущелья, затем снова обнажающийся отдельным скалистым островом в Дарьяле. Главнейшими породами являются серые зернистые граниты и красные гранит-порфиры; редко встречаются пегматитовые жилы. Все это сильно раздроблено, катаклазировано, гнейсировано. Отдельными кусками встречаются кристаллические сланцы и парагнейсы, составлявшие некогда оболочку, в которую внедрилась гранитная магма. Метаморфическая серия наиболее уцелела в районе Кассарского ущелья. По северному краю в этот гранито-гнейсовый комплекс в Тана-Доне, Сарди-Коме, Сангути-Доне, Дониссар-Доне, Цей-Доне интродировали молодые (третичные)

гранодиориты и дациты, которые вызвали контактные изменения как древних кристаллических пород, так и прилежащих пластов лейаса. Гранодиориты и интрадациты совершенно свежи и не тронуты катаклазом.

Отнесенные Л. А. Варданянцем к карбону и перми кварциты и известняки, улавливаемые небольшими изолированными друг от друга полями по р. Фиаг-Дону и в истоках Генал-Дона, не имеют значения в геологии территории. Они представляют собой остатки покрова, почти нацело эродированного в предъюрские времена и уцелевшего, вероятно, только в грабенах докембрийского субстрата.

Последним стратиграфическим элементом южной полосы являются порфирито-диабазовые образования, связанные непрерывными переходами через пачку кварцевых песчаников с аспидными сланцами среднего лейаса. Вулканогенный комплекс можно считать нижнелейасовым. Основанием для этого служит нахождение М. И. Ицкисоном против с. Дунта в этой толще линзы черного известняка. Переданные нам образцы местами являются брахиоподовым ракушняком. Среди брахиопод по нашим, пока предварительным, определениям устанавливаются *Spirefirina Walcottii* Sow., *кнунисопелла* sp. и два или три вида *Terebratula*. Эта фауна свойственна нижнему лейасу, иногда низам среднего.

Контакт лейаса с древним кристаллическим массивом всюду тектонический, вследствие чего вулканогенные породы наблюдаются лишь отдельными сегментами и явно редуцированы. Отсюда ни истинной мощности, ни полной их характеристики установить нельзя. Они, как указано, в восходящем разрезе непрерывно сменяются аспидными сланцами. Среднелейасовый возраст этих сланцев устанавливается нахождением в этих породах *Amaltheus margaritatus* Montf. и стратиграфическим положением их выше вулканогенного комплекса и под песчаниково-сланцевой толщей, охарактеризованной фауной верхнего лейаса.

Будучи с юга и севера ограничены тектоническими контактами, аспидные сланцы всюду показывают различную мощность, колеблющуюся от сотен метров до 2000 м. Последнее установлено в единственном, повидимому, случае — выше с. Джимара в верховьях р. Гизель-Дона.

Стратиграфия средней полосы в восходящем разрезе составлена: гранито-гнейсами и кристаллическими сланцами докембрия; порфирито-кератофирами нижнего лейаса (условный возраст); базальными конгломератами, аркозами и песчаниково-глинистыми отложениями тоара (охарактеризованы фауной *Dactiloceras* sp. *Astarte elegans* Sow., *Ast. opalinum* Quenst., *Ast. lurida* Sow., *Pholadomya corrugata* K. et D., *Ph. woodwardi* Op., *Ph. voltzi* Agas., *Entholium Goldfussi* Roll.); базальными песчаниками и глинистыми сланцами нижнего аалена (с фауной *Pseudogramoceras* aff. *aalense* Ziet., *Inoceramus quenstedti* Piel., *In. amygdaloides* Q., *In. polypluens* и др.); песчаниками и песчаниково-сланцевыми накоплениями с флишевыми фигурами, сидеритовыми конкрециями *cone-in-cone* и редкой фауной верхнего аалена. К северу от с. Ход имеется пачка рыхлых песчано-глинистых пород с аммонитами средней юры *Parkinsonia* sp., *Stephanoceras* sp. и др.

Породы докембрия слагают Суганский хребет, суживающийся на восток и непрерывно идущий до с. Хунсар; далее докембрий появляется отдельными массивами: Лакурак-Хохский, Згидский, Садоно-Архо-

но-Унальский, Харисджинский. В отличие от аналогичных пород водо-раздельного хребта в средней полосе не удается обнаружить, явного присутствия в них более молодых интрузий. Наблюдаются лишь секущие древний гранит диабазы и многочисленные кварцевые жилы.

По долине Айгамуги-Дон у Фаснальской поляны и выше по рр. Сангути-Дону, Ход (Садонский рудник), Архону, Уналу и Харис-Дону на размытой поверхности докембрия изолированными пятнами лежат порфирито-кератофировые породы (кератофировый горизонт Л. А. Вardanянца), отнесенные нами к нижнему лейасу. Мощность их, всюду различная, не превышает 200 м, что является результатом последующих размывов.

То на докембрии, то на вулканогенах нижнего лейаса резко трансгрессивно залегает пачка тоара с аркозово-конгломератовым слоем в основании. Эта пачка также испытала размыв, вследствие чего наблюдается отдельными изолированными участками: у с. Нар и Фараискет, у Фаснальской поляны, против развалин Фаснальского завода, на Садоне, у с. Верхний Унал, у с. Джими. Дальше на восток слои тоара нигде не были обнаружены. Мощность тоара колеблется от 0 до 60 м. Крайне показательно, что наибольшие рудные скопления имеются там, где сохранились тоарские песчано-глинистые отложения. Создается представление, что они являются экраном, останавливавшим восходящие рудоносные растворы.

Главнейшим стратиграфическим элементом, в средней полосе повсеместно развитым, оказывается 800-метровая толща ааленских пород. Базальная, в 150—200 м пачка песчаников нижнего аалена резко трансгрессивно перекрывает тоар, то кератофиры и порфириты нижнего лейаса, то кристаллические сланцы и граниты докембрия. Три остальные пачки аалена находятся друг относительно друга в непрерывном и согласном залегании. Доггер в данном случае практического значения не имеет, и характеристика его здесь не приводится.

Северная полоса, морфологически выраженная Скалистым хребтом, нацело сложена известняками и мергелями верхней юры, имея в основании 10—15-метровую пачку келловея.

Такова схема стратиграфии части северного склона Центрального сектора Главного Кавказского хребта. Полосы, так отчетливо различающиеся своими стратиграфическими разрезами, полны своеобразия и в отношении тектоники.

Южная полоса представляет область изоклинальных структур из интенсивно сжатых аспидных, серицитизированных, иногда филлитизированных сланцев, падающих в южных румбах под углом 70° и больше. По разрывному механическому контакту они уходят, с южным падением, под кристаллический докембрийский комплекс; кое-где в виде сегментов уцелели вулканогенные породы. Этот резкий тектонический контакт на всем протяжении от долины р. Харвеса до р. Терека сопровождается выходами минеральных, иногда горячих (Карма-Дон, 57°) источников, газовых струй (CO_2 , Cl) и выходами неинтрузий (Тана-Дон, Сарди-Ком, Сангути-Дон, Дониссар-Дон, Цея-Дон).

Структурные особенности южной полосы изобличают в ней геосинклинальный характер и принадлежность ее к геологическим образованиям южного склона Главного Кавказа.

Средняя полоса представляет область «двухэтажной постройки». «Первым этажом» или фундаментом является докембрийский кристаллический комплекс, сложенный в горсто-грабенную систему. Отдель-

ные глыбы его обладали значительной дифференцированной подвижностью, что отражалось на накоплении и сложении «второго этажа». Последний, построенный в сущности лишь песчаниково-глинисто-сланцевыми породами верхнего лейаса (тоар, аален), имеет гетероклиналичную структуру. В ней отчетливо различаются антиклинали и синклинали с углами падения средней крутизны (30—40°, реже 50°).

Можно назвать ряд антиклиналей: Голиятская, Лакурак-Хохская, Садонская, Архонская, Царнит-Комская, Хани-Комская, Даргавская, Тагаурская, Суар-Комская. В ядрах первых четырех залегают докембрийские граниты, которые с несомненностью показывают, что движение кристаллических глыб имело определенное значение в образовании гетероклиналичной складчатости тоарско-ааленских песчано-глинисто-сланцевых накоплений. Весьма замечательно, что эта складчатость чаще всего показывает простирание СВ 60° — ЮЗ 240°, т. е. идет под углом к кавказскому тектоническому направлению (СЗ 310° — ЮВ 160°).

Все геоконструктивные особенности средней полосы свидетельствуют о жесткости и кратогеновой сущности ее. Мобильность появляется при движении к востоку, что выражается более интенсивной складчатостью верхнего лейаса на р. Тереке.

Северная полоса представляет простую моноклиналичную конструкцию с полого (12—20°) падающими на север и северо-восток карбонатными породами верхней юры. Усложнение структуры в Скалистом хребте наблюдается при движении с запада на восток, где область становится более мобильной.

Южная полоса отделяется от средней тектоническим контактом, причем изоклинали аспидных сланцев, надвигаясь, срезают разные свиты и различные части гетероклиналичных складок верхнего лейаса. Плоскость надвига круто падает на юг, что указывает на движение горнокаменных масс на север. Граница средней полосы с северной выражена резким трансгрессивным контактом, причем слои келловей ложатся то прямо на докембрийский субстрат (гора Уза-Хох), то на различные горизонты аалена, а против с. Ход — на пласты доггера. Келловей трансгрессивно покрывает пенепленизированную поверхность складчатого верхнего лейаса с содержащимися в нем кварцевыми жилами, несущими в себе полиметаллы.

Характер южного тектонического и северного трансгрессивного контактов средней полосы показывает, что она как гетероклиналичное двухэтажное сооружение сформировалась в предкелловейскую складчатость. Последняя вызвала диабазовые и кварцевые рудоносные жилы, к каковым, повидимому, относятся и те, что создали Садонское, Фаснальское и другие поля зоны полиметаллического оруденения, территориально полностью совпадающей со средней тектонической полосой.

Время обоих южных надвигов, по данным С. С. Кузнецова, следует считать послемезозойским. Южный из них (по контакту докембрия с нижним и средним лейасом) сопровождается неинтрузиями и к нему приурочены до сих пор проявляющиеся эманации бора, хлора и углекислого газа. Все это дает возможность допускать послемезозойский возраст полиметаллического оруденения южной структурной полосы. В таком случае линия северного надвига (аспидных сланцев на складки верхнего лейаса) явится разделяющей не только две разные геологические конструкции (южную полосу от средней), но и две разновозрастные зоны полиметаллического оруденения: Фаснальско-Садонско-Архонскую — предкелловейскую и Бурон-Цейскую — послемезозойскую.

Стратиграфическая схема части северного склона центрального сектора Главного Кавказского хребта

Южная полоса		Северная полоса			
		западный сектор		восточный сектор	
стратиграфия	литология, флора, фауна	стратиграфия	литология, флора, фауна	стратиграфия	литология, флора, фауна
Келловей		Келловей	Оруденелые железистые кирпично-красные известняки с конгломератами в основании; мощность 1—5 м		
		<p>Келловейская трансгрессия</p> <p>Предкелловейский денудационный режим, срезавший нижележащие толщи и выработавший на них пенепленизированную поверхность; осадки доггера остались лишь в 1—2 пунктах, в синклиналиях докелловейских. Орогенические складчатые движения; небольшие внедрения порфиритов; подъем магмы на глубине, отделение от нее кислых рудоносных растворов, приведших к образованию полиметаллического оруденения типа Садона, Згида, Холста</p>			
		Верхний аален	Тонкие, часто листовые сланцы, слоистые, с прослоями кривослоистых песчаников, со множеством сидеритовых конкреций; с фауной <i>Posidonia buchii Roem.</i> , <i>Posidonia dagesthanica</i> (верхне-посидониевые слои). Мощность 300—350 м	Верхний аален	Те же слои, что и в западном секторе, с той же фауной, в тех же литологических фациях и мощностях
		Нижний аален	Темные и темнооливковые песчаные сланцы с прослоями тонкоплитчатых песчаников с <i>Litoceras acutum Q.</i> , <i>Posidonia buchii Roem.</i> и др. (нижне-посидониевые слои) Мощность 100—130 м	Нижний аален	
			Темные, даже черные сланцы с редкими кривослоистыми песчаниками с <i>Inoceramus quenstedti Pål.</i> , <i>In. fuscus</i> , <i>In. amigdaloides Q.</i> и др.		

Таблица 10 (продолжение)

Южная полоса		Северная полоса			
		западный сектор		восточный сектор	
стратиграфия	литология, флора, фауна	стратиграфия	литология, флора, фауна	стратиграфия	литология, флора, фауна
			Пачка песчаников крепких, толстоплитчатых, с подчиненными прослойками глинистых сланцев, с <i>Pseudogramoceras aff. aalense</i> Ziet. (в основании) Мощность 150—180 м		
		Сравнительно кратковременный предааленский денудационный режим; ааленская трансгрессия		Ааленская трансгрессия Длительные предааленские и предтоарские субаэральные денудационные режимы, обусловившие размыв и местами полное удаление мощных дотоарских образований с вскрытием докембрийского субстрата Крупные предтоарские движения положительного знака	
		То ар	Темные песчаные сланцы и песчаники, слюдяные; белые аркозовые песчаники; слюдяные; базальные конгломераты Фауна <i>Dactyloceras</i> sp. <i>Astarte elegans</i> Sow., <i>Ast. opalinum</i> Q., <i>Asi. lurida</i> Sow., <i>Pholadomya corrugata</i> K. et D., <i>Ph. woodwardi</i> Op., <i>Ph. voltzi</i> Agas., <i>Entholium demissum</i> Ph., <i>Enth. disciformis</i> Sch ub., <i>Pleuromya goldfussi</i> Roll. Общая мощность от 0 до 60 м		
		Тоарская трансгрессия Длительный денудационный режим, приведший к удалению мощных дотоарских толщ и вскрытию на обширных площадях кристаллического докембрийского фундамента. Значительные тектонические движения.			

Таблица 10 (продолжение)

стратиграфия	Южная полоса литология, флора, фауна	Северная полоса			
		западный сектор		восточный сектор	
		стратиграфия	литология, флора, фауна	стратиграфия	литология, флора, фауна
Средний лейас	Тонкие аспидные сланцы с шелковистым блеском, местами филлитизированные, серицитизированные, звенящие, хорошо гвондящиеся, с редкими прослоями песчаников. Мощность 600—2000 м Кварциты, окварцованные песчаники массивной текстуры, с прослоями аспидных сланцев и с графитом, с остатками растений <i>Macrotorellia hoshayaniana</i> nov. gen. et. sp., <i>Taeniopteris tenuinervis</i> Br., <i>Phoenicopsis</i> cf. <i>angustifolia</i> H. Мощность до 350 м				
Нижний лейас	Аспидные сланцы, расслаивающие вулканогенные породы; порфирито-кератофировая пачка с туфами, туфобрекчиями. Мощность до 350 м		Локально залегающие порфирито-кератофиры с туфами и туфобрекчиями. Мощность до 150 м		

Весьма длительный денудационный режим, во время которого были размыты, повидному, очень значительной мощности верхнепалеозойские осадки (пермь и карбон). От них остались разбросанные по всему региону участки, сохранившиеся, вероятнее всего, в тектонических депрессиях

Орогенические движения, дислоцировавшие и метаморфизовавшие отложения перми и карбона

Докембрий	Граниты серые и розовые, часто порфириовидные, микроклиновые; местами уцелели гнейсы и кристаллические двуслюдяные сланцы
-----------	---

Важнейшими событиями геологической истории данной области надо считать:

- 1) предтоарскую складчатость, денудацию и тоарскую трансгрессию;
- 2) предааленский размыв и ааленскую трансгрессию;
- 3) предкелловейскую складчатость, образование гидротермальных кварцевых жил с полиметаллами в средней тектонической полосе, предкелловейскую денудацию и келловейскую трансгрессию;
- 4) послемезозойские надвиговые движения, неинтрузии, пневматолиты и новое полиметаллическое оруденение в южной тектонической полосе.

Стратиграфия и главные события геологической истории для краткости и наглядности приведены в табл. 10.

Металлогения подзоны

В экономическом отношении полиметаллическую подзону, представляющую с металлогенической точки зрения единое целое, удобно делить на две части: западную, тяготеющую к бассейну р. Урух, и восточную, лежащую в бассейне р. Ардона. Условную границу между ними можно провести по водораздельной линии между названными реками, через Кионский перевал.

А. ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ

Более точные границы этой части полиметаллической подзоны следующие: с востока — линия, проходящая через Кионский перевал к юго-западу; с запада — левые притоки р. Черека; с севера — Скалистый известняковый хребет и с юга — Харвесско-Штулинская депрессия.

В геоморфологическом отношении в рассматриваемом районе выделяются три основные геоморфологические зоны, вытянутые в широтном направлении: 1) южная — Харвесско-Штулинская сланцевая депрессия, 2) центральная зона или область развития северных гранитов передового хребта и 3) северная зона — область известняков Скалистого хребта. В восточной половине можно выделить еще четвертую геоморфологическую зону — северную область развития юрских сланцев и песчаников, вытянутую тоже в широтном направлении и расположенную между Скалистым хребтом и р. Айгамуги-Дон.

Район сложен древними гранитами с сильно подчиненными им кристаллическими сланцами, сохранившимися в форме островков и небольших «нащлепок», и юрскими осадочными породами — глинистыми сланцами и песчаниками. Скалистый хребет сложен известняками, доломитами и другими породами верхней юры и мела. Кроме того, в районе горы Уаза-Хох имеют некоторое развитие среди древних серых гранитов и кристаллических сланцев древнейшие изверженные сильно метаморфизованные породы — ортогнейсы. В низах юрских отложений относительно широко развиты эффузивные породы — кератофиры и туфогенные породы, залегающие в преобладающем количестве в форме покровов, пластов и мощных межпластовых залежей, образующих вместе с песчаниками и глинистыми сланцами известную в литературе по Кавказу вулканогенную свиту. В пределах Харвесско-Штулинской

депрессии глинистых сланцев и песчаников, а также отчасти и среди северных гранитов известны дайки диабазов. Исключительно только в пределах Харвесско-Штулинской сланцевой депрессии имеют некоторое развитие преимущественно в форме даек, реже в форме неправильных тел, неинтрузивные породы — дацито-андезиты.

В тектоническом отношении район характеризуется наличием широко развитых разрывов (взбросов и сбросов) широтного или западно-северо-западного направления. Амплитуды вертикальных перемещений таких разрывов изменяются от 100—200 м (район горы Уаза-Хох) до 500—2000 м (в районе Фаснала и Харвесско-Штулинской депрессии). Своеобразие геологического строения и отмеченные выше разрывы в значительной степени предопределили формирование современного рельефа освещаемого района с выделенными выше геоморфологическими зонами.

Разрывы имеют региональное значение и некоторые из них прослеживаются по простиранию свыше 40 км.

Наблюдения над соотношениями региональной сбросовой тектоники и верхнеюрскими известняками позволяют установить до келловейский возраст основных тектонических элементов района. Последнее обстоятельство подтверждается тем фактом, что отмеченные широтные разрывы, в значительной степени обусловившие современную геологическую структуру района, перекрываются в пределах Скалистого хребта верхнеюрскими известняками, подстилаемыми келловейскими отложениями. Эти явления особенно хорошо наблюдаются в районе горы Уаза-Хох, а также по ущелью р. Хазны-Дон.

Рудные месторождения Горной Дигории

Среди рудных месторождений и рудопроявлений западной части подзоны выделяются следующие минералогические типы: 1) оловоносные пегматиты; 2) молибденовые жилы; 3) мышьяковые жилы; 4) пирротино-силикатные жилы и линзы; 5) пирротино-халькопиритовые кварцевые жилы; 6) полиметаллические кварцевые и кварцево-карбонатные жилы и смятые зоны; 7) кварцево-карбонатные и карбонатные жилы и смятые зоны; 8) баритовые жилы.

1 и 2) Оловоносные пегматиты известны в районе горы Уаза-Хох и там же встречаются, связанные генетически с первыми, молибденовые жилы (слабые рудные проявления). Генетически они связаны с серыми древними гранитами.

3) Мышьяковые жилы (месторождения Куспарты, Курранан и Чегет-Джора), обнажающиеся в бассейне р. Черек Балкарского, а также неизвестное еще в литературе месторождение Лезгор, расположенное на левом борту р. Урух близ с. Лезгор, также являются представителями древней металлогенической эпохи (докембрийской?).

Месторождение Лезгор некоторыми геологами ставится в связь с широко развитым полиметаллическим оруденением. Согласно наблюдениям Урухского отряда экспедиции, оно как по геолого-тектоническому своему положению (приурочено к древней кристаллической толще), так и по минералогическому составу является полным аналогом, только в меньших масштабах, месторождений Куспарты, Чегет-Джора и Курранана. В практическом отношении, вследствие небольшой мощности жилы (0.05—0.10 м), это месторождение внимания не заслуживает.

4) Весьма своеобразный и интересный тип месторождений представляют пирротино-силикатные руды, представителями которых являются месторождения Мусух-Су, Хуз-Хура и Топпах. Все они расположены на левом борту ущелья р. Черека, в древних гранитах, в которых широко развиты мощные ксенолиты кристаллических сланцев.

По форме залегания месторождения имеют линзовидный характер, образуя сплошные скопления рудных минералов; местами — это густая или редкая вкрапленность последних во вмещающих породах (гранитах или кристаллических сланцах). Рудные минералы представлены пиритом, пирротинном, халькопиритом, местами (Хуз-Хура) сфалеритом, нерудные — минералом из группы пироксена или амфибола (актинолит) и кварцем.

5) Пирротино-халькопиритовые месторождения чаще всего встречаются в Харвесско-Штулинской депрессии глинистых сланцев. Вмещающими породами для них являются граниты или кристаллические сланцы и реже юрские глинистые сланцы и песчаники.

Представителями этой группы являются кварцево-пирротиновые месторождения в урочище Гурмастента, месторождения северо-западных склонов горы Лабода и ряд других, им аналогичных, в верхнем течении р. Харвес (к западу от с. Стыр-Дигор).

Представлены эти месторождения обычно кварцем, пирротинном и реже пиритом и халькопиритом. Практического значения оруденение этого типа в настоящее время не имеет. Возраст месторождений неясен; они, возможно, имеют связь с полиметаллическими месторождениями.

6) Полиметаллические кварцевые и кварцево-карбонатные жилы и смятые зоны имеют в Горной Дигории весьма широкое распространение, образуя значительную Дигоро-Осетинскую часть того непрерывного полиметаллического пояса, который тянется из бассейна р. Ардона от Садонской группы до р. Черека Безенгиевского и далее к западу в бассейн рр. Чегема и Баксана.

В пределах описываемого района в этом полиметаллическом поясе, представленном кварцевыми и кварцево-карбонатными простыми или сложными полиметаллическими, а во многих случаях совершенно безрудными жилами, выделяются следующие наиболее интересные группы — рудные поля и отдельные месторождения:

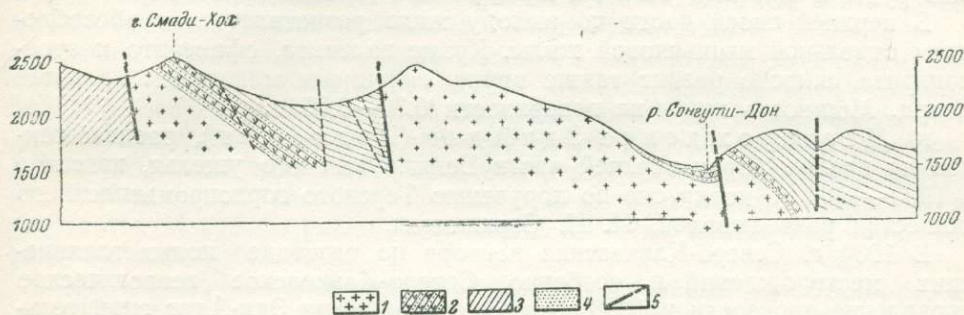
а) Фаснальская группа; б) Вакац; в) Зди-Адаг; г) Таторс — Дони-фарская группа; д) Лезгор; е) Гице-Каракая; ж) Башла.

а) Фаснальская группа рудных месторождений охватывает значительное количество рудных жил, которые со времени существования здесь старого горного предприятия объединяются в следующие участки или рудники: Фаснальский, Стуридзинский, Демонзагатский с примыкающим к нему Галиатским рудником и Смади-Хохский, расположенный несколько в стороне (в 2—3 км к югу от остальных), который также необходимо включить в общую фаснальскую группу (фиг. 13).

Отдельные месторождения, представленные одной или несколькими жилами, приурочены в основном к фаснальскому гранитному массиву, и только Смади-Хохское залегает среди песчаников и кератофириров нижнеюрского возраста.

До 1902 г., в течение 12 лет фаснальская группа рудных жил была предметом больших разведочных и эксплуатационных работ. Каждая из рудных жил была вскрыта многочисленными штольнями и рудо-спускными гезенками; на многих из них имеются значительные выемочные (очистные) работы. Особенно это можно наблюдать в пределах собственно Фаснальского рудника, представленного двумя жилами. Подземными горными работами некоторые жилы вскрыты на глубину до 100—150 м.

Для переработки этих руд в свое время была построена Фаснальская фабрика, сохранившаяся до наших дней в виде крупных заводских и жилых зданий. Сохранились и следы бывшей гидроэлектростанции в виде захватного сооружения, водопроводящего канала и разрушенного здания электростанции, а также значительная сеть дорог и троп, связывающих отдельные рудники. Все это говорит о крупных капиталовложениях и работах, произведенных в свое время на этом горном предприятии. Рудные жилы представлены кварцем с пирротином, пиритом, сфалеритом, галенитом, редко халькопиритом и местами, в некоторых жилах, арсенопиритом (Галиатская жила).



Фиг. 13. Схематический разрез района Фаснальского рудного поля.

1 — гранит; 2 — вулканогенная толща нижнего лейаса; 3 — породы среднего и верхнего лейаса; 4 — аллювиальные и флювио-гляциальные отложения; 5 — линии тектонических разрывов.

Жилы имеют сложный полиметаллический состав с явным преобладанием свинца и цинка, причем в некоторых жилах и особенно во многих участках рудными минералами являются только галенит и сфалерит.

По результатам опробования жил в прежние годы, содержание свинца и цинка в них колеблется в значительных пределах; иногда встречаются участки жил с исключительно богатым содержанием металлов. Однако без особых потерь и в более значительном количестве можно получать руды с Фаснальской группы месторождений только с пониженным промышленным содержанием свинца и цинка.

Одной из основных причин прекращения разработки этого месторождения в 1902 г. и было, видимо, низкое содержание суммы металлов, с одной стороны, и сложный полиметаллический характер руды с тонким прорастанием отдельных минералов, сильно затрудняющим получение чистых концентратов прежними методами, с другой стороны.

В Фаснальской группе рудных жил имеется значительное количество пострудных сбросов, сильно усложняющих разведку и разработку жил. Однако система сбросов для каждого типа их сохраняет определенную закономерность, уловимую как на поверхности, так и в подзем-

ных выработках, и перемещение сброшенных блоков жил незначительно, не более 5—10 м, редко 20 м.

б) Вакац. Месторождение Вакац также известно с XIX столетия и, наряду с Фаснальской группой рудных жил, разрабатывалось существовавшим тогда Фаснальским горным предприятием. Расположено это месторождение в 3—3.5 км к западу от площадки старой Фаснальской фабрики и в 1 км к югу от с. Вакац, обнажаясь по бортам небольшого ущелья р. Галаус.

В пределах ущелья обнажается и в старое время разведывался штольнями ряд отдельных рудных жил и смятых зон, в большинстве своем не имевших практического значения. Однако одна рудная жила, которая в старое время была предметом эксплуатации, наряду с фаснальскими жилами несомненно заслуживает внимания и в настоящее время для организации на ней разведочных работ.

Имеющиеся небольшие штабели руды возле штольни говорят о наличии богатой свинцово-цинковой руды в этой жиле. Вверх по склону, вдоль небольшой балочки, жила прослеживается до 200 м, причем местами на поверхности обнажаются слабо окисленные свинцово-цинковые руды и местами богатые мышьяковые (арсенопиритовые).

В верхней своей части по выходу жила разветвляется с обособлением отдельной мышьяковой жилы. Кроме галенита, сфалерита и арсенопирита, широко развит также пирит. Нерудным минералом является кварц. Мощность жилы на поверхности 0.30—0.50 м.

в) Месторождение Зди-Адаг (Изди-Адаг), расположенное на правом борту верхней части Беляги-Донского ущелья, известно с 1900—1904 г., когда оно по поручению Терского горнопромышленного общества разведывалось И. Н. Стрижовым.

В 1934 г. Северо-Кавказская контора по разведке полиметаллических месторождений и, особенно, Северо-Кавказское геологическое управление произвели в 1938 г. на месторождении Зди-Адаг значительные разведочные работы.

Месторождение Зди-Адаг представлено тремя, почти параллельными жилами, из которых нижняя жила № 3 прослежена по простиранию метров на 300—350, жила № 2 (средняя) примерно на 150 м и жила № 1—до 700 м. Мощность жил обычно изменяется в пределах 0.05—1.3 м.

Жилы, а в некоторых участках зоны смятия, состоят из кварца и сильно заохренных карбонатов. Из рудных минералов здесь найдены: галенит, сфалерит и местами (очень редко) пирит и халькопирит.

На этом месторождении разведочных работ произведено достаточно (последние работы 1938 г.), чтобы теперь определенно отнести его к группе бедных, не представляющих в настоящее время практического интереса.

г) Таторс-Донифарсская группа представляет большую группу рудных жил, обнажающихся на значительной площади в районе урочища Таторс и резко выделяющихся горных вершин Буравчик (3444.6 м) и Уаза-Хох (3523.5 м).

Эта группа месторождений обнажается уже непосредственно в пределах Скалистого известнякового хребта и, в связи с этим, является весьма удобной для выяснения возрастных соотношений ее с верхнеюрскими известняками.

В районе гор Уаза-Хох и Буравчик, на участке Донифарсского рудного поля имеют развитие следующие горные породы: 1) кристалличе-

ские сланцы, 2) ортогнейсы, 3) древние серые граниты, 4) песчаники и глинистые сланцы верхнего лейаса, 5) келловейские образования и 6) верхнеюрские известняки.

В тектоническом отношении район характеризуется развитием системы параллельных крутопадающих сбросов и зон смятия, с падением к юго-западу — $200-220^\circ$ под углом $75-85^\circ$. Расстояние между соседними сбросами иногда не превышает 150—300 м. Амплитуда вертикальных перемещений также небольшая — обычно 150—400 м.

В некоторых случаях тектонические нарушения этого направления представлены только мощными зонами смятия, к которым (и разрывам) почти везде приурочено полиметаллическое оруденение и значительное окварцевание брекчии смятия. Поскольку эти сбросы и зоны смятия в основном не захватывают известняков верхнеюрского возраста, а перекрываются последними, то время их образования можно отнести к докелловейской орогенической фазе.

С 1930 по 1933 г. рудные жилы на участке Таторс и на северных склонах Уаза-Хох со стороны Севкавказполиметаллразведки подвергались более или менее значительным поисковым и разведочным работам. Геологами т. Ефстифеевым и А. Д. Ершовым (Московский геолого-разведочный институт) была составлена геологическая карта.

Рудные жилы обычно брекчиевидного характера, мощностью от 0.5 до 1.5—2 м. В некоторых местах рудные выходы представляют типичные окварцованные смятые зоны горных пород. Как правило, нерудным жильным минералом является кварц в форме мелких кристаллов, образующий типичные гребенчатые, корковые и друзовые текстуры. Весьма редко, главным образом в безрудных жилах, встречаются карбонаты. И совсем редко, в тонкопластинчатых прозрачных кристаллах встречается барит.

Рудными минералами являются светлокориичневый до бесцветного сфалерит (клеюфан), реже галенит и совсем редко пирит, халькопирит и арсениопирит. Преобладающим является сфалерит, достигающий местами значительной концентрации и образующий в таких случаях иногда вместе с подчиненным ему галенитом сплошные массивные линзы и жилы мощностью от 0.10 до 0.80 м (балка Саураги-Ком). Только в редких случаях преобладает галенит, давая также сплошное заполнение жил мощностью 0.08—0.12 м (северные склоны Уаза-Хох, возле горы Мессена).

Обычно же для рудных жил Таторса и Уаза-Хох характерно весьма неравномерное распределение рудных минералов, от редкой вкрапленности в форме крупных кристаллов до богатых участков с содержанием 15—20% суммы свинца и цинка.

Неравномерное распределение рудных минералов в жилах, от богатых до совершенно безрудных участков, исключительная сложность тектонических пострудных нарушений участка Саураги-Ком, в пределах которого были сконцентрированы тяжелые разведочные работы, отсутствие увязки отдельных рудных выходов между собой, т. е. отсутствие структурной карты месторождения, а также тяжелые физико-географические условия района Таторс — Уаза-Хох (высотные отметки 2800—3200 м) — были основными причинами, побудившими отнести это месторождение в 1933 г. к числу неблагонадежных и прекратить разведочные работы.

д) Месторождение Лезгор. На левом берегу Урухского ущелья, против с. Лезгор, в пределах небольшого массива кристалличе-

ских сланцев и ортогнейсов, непосредственно от русла Урух вверх по склону обнажаются (протяжением 150—200 м) две кварцево-карбонатные жилы со сфалеритом и реже с галенитом. По геологическим структурам, с которыми связаны эти рудные жилы, а также по минералогическому составу они во многом сходны с Донифарсской группой рудных жил.

Одна из этих жил приурочена к тектоническому контакту кристаллических сланцев и юрских песчаников и глинистых сланцев верхнего лейаса (по определению С. С. Кузнецова), уходящему по простиранию в северо-западном направлении под известняки верхней юры.

Так же, как и Донифарсская группа рудных жил, эти жилы имеют западно-северо-западное простирание.

Светлокориновый крупнокристаллический сфалерит в этих жилах является господствующим минералом. Из нерудных здесь развиты кварц и карбонаты и весьма редко встречаются прозрачные пластинчатые кристаллы барита.

е) Месторождение Гице-Каракая находится на левом борту приледниковой части ущелья р. Хазны-Дон, в верховьях балки Гице-Каракая. В 1930—1931 гг. и затем в 1938 г. на нем проводились разведочные работы и опробование; этими работами месторождение Гице-Каракая было охарактеризовано как не представляющее практического интереса.

Согласно наблюдениям в забоях и бортах нескольких небольших штолен, месторождение представляет смятую, сцементированную мелкими кварцево-карбонатными прожилками зону в гранитах. Мощность зоны смятия достигает 1—1.5 м.

Здесь наблюдается зеленоватый сфалерит в форме крупных, нередко встречающихся кристаллов, а также галенит, встречающийся реже. При проходе штолен иногда встречались прожилки сплошного сфалерита. Вследствие бедного оруденения месторождение Гице-Каракая не представляет практического интереса.

ж) Месторождение Башла расположено в западной части района, в истоках ручья Башла-Су, на восточном склоне водораздела между ущельями рек Черек. До 1930 г. это месторождение некоторыми геологами ставилось в разряд крупнейших на Северном Кавказе. Затем, на основании разведочных работ, произведенных в 1932—1933 гг. северо-кавказскими геолого-разведочными организациями, оно было отнесено к группе мелких месторождений, не представляющих промышленного интереса.

Месторождение Башла залегает в кристаллических сланцах и представлено двумя относительно крупными и несколькими более мелкими рудными жилами. Простирание рудных жил обычно непостоянное и меняется в северо-восточных румбах от 45 до 75° с весьма крутым и тоже изменчивым углом падения в юго-восточном направлении.

Рудные жилы обычно представляют смятые зоны с крупнообломочным материалом, сцементированным чистым карбонатом или же кварцем и карбонатом вместе с рудными минералами. Из рудных минералов здесь развиты в большом количестве сфалерит, галенит, реже пирит и халькопирит и совсем редко арсенопирит.

Мощность зон смятия или брекчиевидных жил изменяется в пределах 0.15—1.5 м. Оруденение весьма неравномерное и распределяется в форме гнезд, вкрапленности и прожилок небольшой мощности, образуя в зонах смятия своеобразные изолированные оруденелые линзы. Мел-

кие кристаллы арсенопирита и пирита распределяются чаще в форме вкрапленности в сильно смятых боках этих рудных линз. Рудные линзы быстро выклиниваются.

Как текстура рудных жил, так и минералогический состав в значительной степени приближают это месторождение к Дигорской группе полиметаллических жил, с которой оно, вероятно, одновременно по возрасту.

7) Кварцево-карбонатные и карбонатные жилы и смятые зоны более развиты в западной части подзоны. Начиная с Беляги-Донского ущелья, они особенно широко представлены в ущельях рр. Хазны-Дон, Сукач-Су, Рцывашки. Обычно они имеют простирание на востоко-юго-восток и падение на юго-запад $200-220^\circ$ под углом $65-85^\circ$. Прослеживаются они часто на многие сотни метров, имея уже региональный характер тектонических нарушений. Смятые зоны гранита большей частью отличаются значительной мощностью (местами до нескольких десятков метров), будучи сцементированы кварцем и в более значительном количестве карбонатами. На выходах эти зоны, вследствие выветривания, выступают сильно заохренными полосами. Полное сходство минералогического состава нерудных минералов этих зон с таковыми полиметаллических жил других ущелий восточной части района, а также наличие в них иногда редких включений сфалерита или галенита позволяют как те, так и другие относить к одной металлогенической эпохе, а именно к докелловейской. Наблюдения над геолого-тектоническим положением всех полиметаллических и безрудных кварцево-карбонатных жил района приводят к тем же выводам.

8) Баритовые жилы в районе известны в пределах Фаснальского гранитного массива близ с. Вакац и в пределах Кионского перевала. Тектоническое положение баритовых жил и залегание их в некоторых местах (Вакац, Кионский перевал) в глинистых сланцах нижней юры (согласно литературным данным), а также наличие в них вкрапленности сфалерита, галенита, халькопирита и пирита позволяют связывать их с той же докелловейской металлогенической эпохой.

Основные структурные особенности главнейших полиметаллических месторождений и положение их в общей структуре района

Геолого-тектоническое изучение района в целом и каждого рудного поля в отдельности показывает, что все они занимают определенное положение в общей геологической структуре района. Особенно тесная связь полиметаллических месторождений с региональными структурами района весьма легко устанавливается для таких месторождений, как Фаснальское, Ракацкое, Донифарское, Лезгорское.

Фаснальская группа месторождений приурочена к восточной части северных гранитов, т. е. к Фаснальскому гранитному массиву, представляющему здесь ядро большой антиклинальной складки, погружающейся к востоку под нижне- и среднеюрские осадочные породы — вулканогенную толщу, песчаники и глинистые сланцы.

Характерной особенностью дорудной тектоники Фаснальского гранитного массива является то, что он почти со всех сторон — с юга, с востока и в значительной степени с севера — находится в тектоническом контакте с юрскими осадочными породами. Так, с южной стороны Фаснальский массив обрывается мощным региональным нарушением Хунсарским сбросом, с амплитудой в $600-1000$ м, а с северной и с

восточной стороны — рядом более мелких сбросов, также неразрывно связанных с общей геологической структурой Восточной Дигории. С северной стороны особенно резко выделяются фаснальский и галиатский разрывы, а с восточной стороны — менее заметный, но характерный хунсар-сангути-донский разрыв, обуславливающий современное положение камунтинской свиты песчаников по отношению Фаснальского гранитного массива. Амплитуды последних сбросов могут быть определены в пределах нескольких сот метров. К западу Фаснальский гранитный массив постепенно переходит в более мощный Урухский массив северных гранитов Дигории.

Для Смади-Хохского месторождения основной структурой дорудной тектоники, предопределившей здесь образование месторождения, является еще более значительный, особенно в западной части Дигории, региональный разрыв (сброс), непрерывно прослеживающийся к западу, на протяжении 30—40 км.

Для понимания рудной тектоники необходимо прежде всего указать места локализации рудных проявлений Фаснальского района. Все основные рудные жилы приурочены к гранитному массиву; однако большое количество более мелких рудных проявлений и Смади-Хохское месторождение (около горы Смади-Хох, с. Хунсар, близ устья р. Галиати-Дон, на перевале Сангути-Дон — Сарди-Дон, к западу от с. Хунсар и др.) залегают в пределах вулканогенной толщи. И совсем рядом рудные проявления встречаются в пределах песчаниково-сланцевой толщи юры.

Рудные проявления в пределах вулканогенной толщи обычно приурочены к сильно смятым, раздробленным и разбитым мелкими сбросами участкам этой толщи, находящейся в тектоническом контакте с гранитами. В пределах гранитного массива основные рудные жилы (собственно Фаснальские, Стуридзинская, Демонзагатская и, видимо, Галиатская), а также ряд других более мелких рудных жил приурочены к определенной системе параллельных трещин, совпадающих с наиболее резко выраженной системой трещин отдельности, падающей к юго-востоку $135\text{—}155^\circ$ под углом $55\text{—}75^\circ$.

Возникновение самих рудных трещин можно связывать с периодом почти полного затухания сжимающих усилий тангенциального направления, обусловивших в свое время возникновение основных геологических структур всего района, и с возможным возникновением некоторых растягивающих усилий, выразившихся в ослаблении напряжения по плоскостям максимально развитой системы трещин отдельности. В связи с последним обстоятельством произошло образование некоторых полостей в плоскости трещин отдельности, благоприятных для циркуляции горячих рудоносных растворов и отложения в них жильных минералов. В Фаснальской группе рудных жил к концу рудообразующих процессов (т. е. к моменту почти полного затухания циркуляции гидротермальных растворов и, следовательно, к моменту почти полного формирования рудных жил в том виде, в каком мы их изучаем в настоящее время) произошли дополнительные тектонические нарушения в пределах Фаснальского гранитного массива с развитием системы параллельных трещин, падающих на юго-запад $210\text{—}235^\circ$ под углом $65\text{—}75^\circ$.

Вдоль последней системы трещин наблюдается смещение рудных жил с разобщением их на отдельные блоки. Амплитуда горизонтального смещения юго-западных крыльев жил вдоль этих трещин в северо-

западном направлении наблюдается в пределах от 3 до 20 м. Затем по этим, вновь возникшим, трещинам происходила дополнительная циркуляция гидротермальных растворов с образованием карбонатных (кальцитовых?) жил небольшой мощности (до 10—15 см). В некоторых участках главных рудных жил, особенно в более верхних горизонтах их, также встречаются иногда светлые карбонаты (кальцит?).

Пострудная тектоника на Фаснальском рудном поле выразилась в неоднократном смещении рудных жил как в пределах вулканогенной толщи, так и в пределах гранитного массива. При этом в гранитах система сбросов-сдвигов часто совпадает с направлением карбонатных жил, хотя многие из них обнаруживают иногда и значительные отклонения от элементов залегания системы карбонатных жил.

Пострудная тектоника местами разбивает рудные жилы на отдельные, еще более мелкие блоки (20—40 м) с амплитудой горизонтального смещения в пределах 0.5—15 м; при этом в основном наблюдается такая же закономерность, как и в случае карбонатных жил, т. е. каждый последующий юго-западный блок смещается в северо-западном направлении.

Таким образом, существует определенная зависимость формирования фаснальских рудных жил и рудопоявлений от общей региональной складчатой структуры Горной Дигории, формировавшейся, как установлено в последние годы, в докелловейский период орогении, причем пострудная тектоника обусловлена, видимо, в значительной степени третичной орогенией.

Вакацкая группа полиметаллических рудных проявлений также тесно увязывается с общими региональными структурами Дигории, причем ее положение определяется значительным тектоническим нарушением полосы гранитов, заключенной между двумя широтного направления сбросами дорудной региональной тектоники. С этими основными сбросами сопряжен ряд трещин и разрывов, к которым и приурочены рудные проявления Вакацкого рудного участка.

Несколько иной характер имеют структуры полиметаллических месторождений, расположенных к западу от р. Уруха, особенно таких, как Донифарское и Лезгорское. Здесь рудные жилы приурочены к местам наиболее интенсивно проявившейся сбросовой дорудной тектоники докелловейского возраста. Выше было указано, что в пределах Фаснальского и Вакацкого рудных полей рудные жилы связаны морфологически с более мелкими разрывами, трещинами и зонами смятия. В Донифарском и, отчасти, в Лезгорском участках рудные жилы морфологически связаны со сбросами регионального значения.

Пострудная тектоника, особенно на Донифарском рудном поле, выразилась, главным образом, в горизонтальных и вертикальных смещениях как вдоль самих жил (и зон смятия), так, местами, и в направлениях, секущих эти жилы.

Минералогические особенности и возраст оруденения Дигорского полиметаллического пояса

При сравнительном изучении полиметаллических месторождений Дигории и соседних восточных районов становится очевидным, что они являются образованиями единой металлогенической эпохи и, следовательно, тесно генетически связаны друг с другом.

Минералогические данные подтверждают вывод о тесной генетической связи месторождений; только степень развития того или другого рудного или нерудного минерала в отдельных месторождениях, а иногда даже в отдельных жилах одной и той же группы месторождений, а также текстурные и структурные особенности руд и жильных тел определяют разнообразие полиметаллических месторождений Горной Дигории и соседних восточных районов.

Ниже приводится краткое описание распространения отдельных минералов в пределах всего Дигорского полиметаллического пояса.

Арсенопирит является, видимо, наиболее ранним минералом (среди рудных), встречаясь весьма непостоянно и только в некоторых жилах Фаснальской группы, образуя иногда более или менее значительные концентрации (гнезда, густая вкрапленность и сплошные участки жил Галиат, Вакац). В других же месторождениях он встречается совсем редко.

Пирротин развит только в основных жилах Фаснальской группы (Смади-Хох, собственно Фаснальские жилы, Демонзагат); в других же месторождениях, расположенных к западу от Фаснала, он не встречается.

Пирит встречается во всех группах жил; однако для Фаснальской, Вакацкой и, видимо, Башлинской групп он является широко распространенным минералом, в то время как остальные кварцевые и кварцево-карбонатные месторождения его или совсем не содержат или содержат в небольшом количестве.

Сфалерит является наиболее и повсеместно распространенным минералом. В Фаснальской группе имеется, видимо, не одна фаза его отложения, а две, или быть может даже три, а именно: 1) черный сфалерит (марматит), связанный с пирротинowymi рудами; 2) темнокоричневый, наиболее распространенный; обычно встречается во всех жилах с пиритом и особенно с галенитом; 3) совсем светлая его разновидность встречается в незначительном количестве в штабелях рудоразборной площадки Фаснальской штольни, по мелким трещинам руд более ранних фаз выделения.

В вакацких штольнях встречена цинковая обманка также более темнокоричневых и черных разновидностей ее.

Во всех остальных месторождениях присутствуют иногда более светлые до бесцветных, светлозеленые и светлокоричневые разновидности цинковой обманки типа клейофана; при этом во всех кварцево-карбонатных жилах его значительно меньше, чем в жилах Фаснальской и Вакацкой групп.

Галенит в Фаснальской группе образует промышленные концентрации, причем количество его в месторождениях, расположенных к западу от Фаснала, постепенно убывает, за исключением Башлинского месторождения, где галенит встречается в значительном количестве.

Халькопирит является наименее распространенным минералом. Правда, он встречается почти во всех месторождениях, но спорадически, в форме вкрапленности только на отдельных участках. Обычно ассоциирует с пирротином и пиритом.

Кварц видимо выделялся в две или даже в три фазы минерализации, причем для Фаснальской и Вакацкой групп жил кварц первых генераций имеет более массивное сложение. В то же время кварц, даже самых первых генераций других месторождений и особенно кварцево-карбонатных жил с полиметаллами и затем всей Донифарсской группы

образует друзовые и гребенчатые формы и корки, чаще состоящие из весьма мелких и хорошо выраженных кристаллов его.

Кварц друзового сложения с мелкими кристаллами является более низкотемпературным по сравнению с тем, который имеется в Фаснальской группе. Он предшествует выделению карбонатов и ряда сульфидов. Выделение сульфидов в Фаснальской группе также сопровождается выделением кварца, но в менее значительном количестве.

Карбонаты. В жилах района известны две, а в таком месторождении, как Зди-Адаг, возможно, даже три генерации и разновидности карбонатов. Так, для фаснальских жил имеется, видимо, характерный кальцит, приуроченный к последним фазам формирования жил и встречающийся как в самих рудных жилах, так и образующий самостоятельные жилы.

В месторождениях же, расположенных к западу от Фаснала и Вакаца (Зди-Адаг, Лезгор и др. группы), могут быть отмеченными две фазы выделения карбонатов. Так, например, в жилах Зди-Адагского месторождения карбонаты одной генерации цементируются и перекрываются карбонатами второй генерации. Последняя фаза выделения карбонатов была, надо полагать, настолько низкотемпературной, что с ней уже прекратилось выделение рудных минералов.

Барит встречается редко. Так, в Фаснальской и Донифарской группах рудных жил он был встречен только в отдельных образцах. Однако этот минерал является весьма характерным как по текстурному его положению, так и по характеру его выделений. В Фаснальской группе был встречен пластинчатый барит молочно-белого цвета; в месторождениях Лезгор, Донифарс и в других группах (по данным Г. М. Ефремова) он образует совершенно прозрачные, бесцветные, пластинчатые, обычно с хорошо развитыми гранями кристаллы, свободно сидящие в мелких жеодках жил друзовых текстур. На участках Фаснальской и Вакацкой групп рудных жил барит образует и самостоятельные жилы с незначительным количеством кальцита.

Минералогический анализ всех полиметаллических месторождений показывает, что начиная с Фаснальской группы месторождений в западном направлении развиты минералы более низкотемпературных генераций, в то время как барит встречается более или менее постоянно во всей описываемой подзоне.

Повидимому, Фаснальская группа рудных жил имеет более выраженный гипабиссальный характер, в то время как кварцевые и кварцево-карбонатные полиметаллические месторождения Западной Дигории и соседних районов выдерживают свой минералогический состав на значительном вертикальном протяжении, до 500—700 м.

Несколько обособленное положение занимает месторождение Башла. По минералогическому составу оно близко стоит ко всем остальным полиметаллическим месторождениям района. Однако его положение в полосе развития резко выраженных кварцево-карбонатных жил со слабым оруденением, сфалеритом типа клейофана и галенитом является некоторой загадкой, тем более, что со стороны р. Черка Бе-зенгиевского в пределах тех же широт, но со значительно более низкими высотными отметками, имеются кварцево-карбонатные жилы со слабым оруденением.

Небезынтересно отметить, что переходы к более молодым фазам и к более низкотемпературным генерациям как рудных, так и нерудных минералов обычно связаны с некоторым смятием, брекчированием и

последующей цементацией ранее выделившихся минералов. Особенно это характерно для кварца и для разных фаз карбонатов.

Поскольку устанавливается минералогическое сходство и в значительной степени однообразное тектоническое положение всех месторождений района, образование их можно относить к одному возрасту. Так, Фаснальское, Донифарское и Лезгорское месторождения моложе нижнеюрских и, видимо, среднеюрских отложений, так как они пересекают тоарские и ааленские отложения сланцев и песчаников; в то же время некоторые жилы Донифарской группы и ущелья Хазны-Дон перекрываются верхнеюрскими известняками. Следовательно, поскольку они связаны в основном с предкелловейскими региональными структурами, и возраст их можно установить как предкелловейский.

Основные итоги и задачи дальнейших научно-исследовательских работ в области изучения полиметаллических месторождений Горной Дигории

Основные итоги исследований западной части полиметаллической подзоны сводятся к следующему:

1. Намечена неразрывная генетическая связь полиметаллических месторождений Дигории с Садонским рудным узлом;
2. Установлены в рудных месторождениях в западном направлении увеличение и преобладание рудных и особенно нерудных минералов низкотемпературных генераций и, следовательно, преобладание в Западной Дигории и соседних с востока районов месторождений эпитермальной зоны кварцево-карбонатных и карбонатных с полиметаллами (по Линдгрёну);
3. Установлена приуроченность рудных полей и отдельных групп месторождений к определенным региональным структурам изученного района;
4. Намечен докелловейский возраст полиметаллического оруденения;
5. Выделены районы и отдельные группы месторождений для организации поисковых и разведочных работ.

Для выявления металлоносности районов, намечаемых нами к разведке, и более правильного направления поисковых и разведочных работ в пределах отдельных групп полиметаллических месторождений необходимо выполнить следующие мероприятия в области научно-исследовательских работ:

- 1) Провести геологическую съемку полосы — зоны развития полиметаллических месторождений (Фаснал, Вакац, Лезгор, Донифарс) в Горной Дигории (район Башлы от р. Черека до р. Черека Безенгиевского) с особо тщательной расшифровкой региональных геологических структур;
- 2) выполнить геологическую съемку и составить структурные карты в пределах отдельных рудных полей, в зависимости от геологической сложности и размеров рудного поля, и одновременно провести детальные поисковые работы новых выходов руды;
- 3) составить геологические структурные карт-планы крупного масштаба, связанные с непосредственным производством горноразведочных работ в пределах отдельных жил или небольших групп их;

4) точно выяснить при геологической структурной съемке геолого-тектоническое положение отдельных месторождений и групп их и взаимосвязь геологических структур участков полиметаллических месторождений и отдельных рудных жил с региональными структурами района; при составлении геолого-структурных карт надо особо выделить условными знаками элементы дорудной (по возможности с выделением различных тектонических фаз), рудной и пострудной тектоники;

5) провести подземную съемку и подробную геологическую документацию рудных жил в пределах старых подземных работ на Фаснальской группе месторождений.

Для правильной расчленовки истории формирования полиметаллического оруденения в пределах Северо-Кавказского полиметаллического пояса и выяснения фаз вулканизма, с которыми связано оруденение, а также в целях познания геохимии гидротермальных процессов, обусловивших большое разнообразие сульфидного оруденения, необходимо продолжить работу по изучению Северо-Кавказского полиметаллического пояса к западу и востоку от этих районов.

Б. ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ

Восточная часть Дигорско-Садонской полиметаллической подзоны простирается от Кионского перевала до бассейна р. Фиэг-Дон. Эта площадь ограничена Скалистым — известняковым хребтом на севере и Казбекским — диабазовым хребтом на юге.

Древнейшими породами в районе являются кристаллические сланцы и прорывающие их граниты. Этот комплекс имеет докембрийский или нижнепалеозойский возраст и обычно носит название «субстрата» Кавказского хребта. На породы субстрата налегают свиты юрского возраста в такой последовательности (снизу вверх):

1. Базальная серия вулканогена, относимая к лейасу и представленная углистыми сланцами, светлыми конгломератами с галькой кварца и древних кристаллических сланцев, черными брекчиевидными конгломератами, содержащими большое количество вулканогенного материала, кварцитами. Эти породы перемежаются с туфами и туфобрекчиями кварцевых и бескварцевых альбитофиров. Мощность до 50 м.

2. Горизонт вулканогена лейасового возраста, представленный вулканическими брекчиями и покровами эффузивных пород, изменяющих свой состав от кварцевых до бескварцевых альбитофиров (кератофиров), а также их туфами и туффитами. Мощность 200—350 м.

3. Трансгрессивно на этих породах, а в Дигории непосредственно на породах субстрата (С. С. Кузнецов, 1939) налегают: туфогенные песчаники и глинистые сланцы с тоарской фауной, богатые обугленными остатками растительного детритуса. В основании тоара в Садонском районе обычно залегает маломощный (1—3 м) слой грубого базального конгломерата с кератофировой галькой. Мощность тоара до 60 м.

4. Трансгрессивно, очень часто непосредственно на породах субстрата или на вулканогене, с полным размывом тоара залегает мощная толща глинистых сланцев с фауной аалена, переслаивающихся с песчаными прослоями. В северных частях Садонского района в основании аалена присутствует пачка слюнистых песчаников с диагональной микрослоистостью, непостоянной мощности, колеблющейся от 80 до 150 м. В южных частях Садонского района, как было установлено нами

в 1930—1940 гг., там, где аален залегает непосредственно на породах субстрата и вулканогене, слюдистые песчаники чрезвычайно уменьшаются в мощности (до немногих метров), но в основании аалена, всюду, за исключением мест, тектонически нарушенных, присутствует базальный слой туффитов и аггломератов мощностью 0.1—5 м, образованный за счет размывания лейасового вулканогена в период ааленской трансгрессии. Следует особенно подчеркнуть эту особенность стратиграфического разреза района, как имеющую важнейшее значение для распознавания нормальных стратиграфических контактов мощной однообразной толщи глинистых сланцев аалена с породами субстрата от тектонических контактов между этими же образованиями. Мощность сланцев аалена до 900 м.

5. Толща глинистых сланцев доггера, мощностью, вероятно, более 300 м, трансгрессивно, с явным угловым несогласием перекрываемая карбонатными отложениями верхней юры.

В породах древнего субстрата и отчасти лейаса залегают многочисленные полиметаллические месторождения Садонского района.

Краткая характеристика полиметаллических месторождений Садонского района

С а д о н. Оруденение приурочено к зоне дробления, сопровождающей нарушение типа нормального сброса, с крутым падением по азимуту 300°. Зона прослежена на 2600 м. Там, где она пересекает граниты, а на северном участке вулканоген, к ней приурочены рудные жилы. В более высоких горизонтах, где зона переходит в тоарские и ааленские сланцы, промышленное оруденение не обнаружено.

Жилы почти непрерывно следуют одна за другой по простиранию, заполняя трещины в лежачем боку сброса. Так как отдельные рудные тела обособлены друг от друга преимущественно в результате небольших пострудных смещений, можно говорить о почти непрерывном жильном теле на всем протяжении зоны Садонского сброса. Жила иногда отделяет апофизы, идущие параллельно. Количество одновременно присутствующих в поперечном сечении апофиз достигает местами шести. На крайнем севере и на юге месторождения наблюдаются и самостоятельные параллельные жилы промышленного значения.

Общее протяжение оруденелой зоны Садонского месторождения 2500 м. По падению рудные тела вскрыты горными выработками на 790 м.

Месторождение разделяется на три участка: крайний юго-западный, расположенный в самой пониженной части рельефа и вскрываемый шахтой им. Артема; центральный — вскрываемый из шахты им. Кирова; крайний северо-восточный, расположенный наиболее высоко по склону гор, вскрываемый рядом штолен и носящий название Ходского участка.

Минералогический состав руд: кварц, карбонаты, сфалерит, пирит, галенит, пирротин, халькопирит, арсенопирит и марганцевистый эпидот.

Б у р о н. Находится в долине р. Ардона, в 6 км к югу от Садона.

Вмещающие породы — древние кристаллические сланцы с довольно однообразным падением по азимуту 160—200° под углом 50—70°. Рудное тело образовано линзами колчеданных руд метасоматического происхождения. Восточная часть месторождения представлена одной большой линзой, средней мощностью 10 м, широтного простирания, па-

дающей на юг. Выше штольни № 6 угол падения — $45-60^\circ$, между штольнями № 5 и № 2 — 20 и 30° и ниже штольни № 5 — $50-70^\circ$. Средняя длина линзы 130 м по простиранию и 197 м по падению. Западная часть месторождения представлена небольшими разобщенными телами неправильной формы, очень неудобными для эксплуатации. Прослеженная длина западной рудоносной зоны — по простиранию 300 м с коэффициентом рудоносности 50—75%.

Минералогический состав руд — кварц, турмалин, пирит (встречаются разности с колломорфными структурами), пирротин, магнетит, сфалерит; редко встречаются арсенопирит, касситерит, станнин (?), блеклые руды, висмутин, самородный висмут, гематит.

Текстура руд обычно полосчатая. Лежащий бок линзы выражен резко, висячем боку наблюдается довольно мощная переходная зона вкрапленников.

С глубиной на рудном теле понижается содержание свинца и цинка и увеличивается содержание меди и магнетита. Медь концентрируется преимущественно в висячем боку линзы, свинец — в лежащем.

Лабагом. Месторождение расположено в ущелье рч. Лабагом, правого притока р. Ардон, в 1 км к востоку от Бурана.

Вмещающие породы — древние кристаллические сланцы, с падением по азимуту $160-200^\circ$ под углом $50-70^\circ$. Рудное тело по составу сходно с Буронским и представлено сильно сплюсненной линзой смешанных руд, первоначально колчеданов метасоматического происхождения. Простирание — широтное, падение — на юг, под средним углом 62° . Вскрыто четырьмя штольнями: снизу вверх идут штольни № 3, 1, 2 и 4. Разность отметок между выходом тела на поверхность и штольней № 3 по вертикали — 130 м, по падению — 145 м. Нижняя штольня № 3 показала резкое уменьшение размеров рудного тела, что является, вероятно, признаком выклинивания его по падению.

Руды — окисленные и смешанные, с реликтовыми сульфидами. Минералогический состав: бурые железняки, англезит, церуссит, малахит, халькантит, каламин; из сохранившихся сульфидов — пирротин, пирит, халькопирит, галенит. Среднее содержание свинца высокое, цинка и меди — следы; имеются следы олова, серебра. Химический анализ сплошного пирротина показал присутствие серебра и следы золота. По непроверенным данным, имеется висмут.

Згид. Месторождение расположено в 7 км к западу от Садонского рудника.

Вмещающие породы — древние граниты. Рудные тела представлены жилами северо-восточного простирания, падающими к северо-западу. По минералогическому составу месторождение весьма близко к Садону, с некоторым увеличением роли карбонатов. Оруденение встречено в трех участках, пока разобщенных друг от друга.

Верхний участок представляет наибольший интерес. Здесь полиметаллическая жила имеет азимут падения $315-330^\circ$ под углом $60-75^\circ$.

Жила нарушена многочисленными сбросами небольшой амплитуды. Закономерность смещения рудного тела вдоль этих сбросов, по нашим наблюдениям, в 64 случаях из 100 соответствует закономерности, установленной для Садона. Значительно реже встречаются более крупные нарушения.

Нижний участок вскрыт двумя старыми штольнями. Штольни пройдены по жиле, длиной около 60 м, которая на северо-востоке

ограничена сбросом с азимутом падения 120° под углом 65° . За сбросом жила пока не найдена.

Средний участок, включая так называемые Гацировские жилы, представлен бедными рудами и пока не вызывает интереса.

Холст. Месторождение расположено на правом берегу р. Ардон в 13 км от Мизурской фабрики.

Вмещающие породы — древние граниты. Рудное тело представлено жилой с простиранием $20-45^\circ$ и падением на северо-запад под углом от 35 до 75° , в среднем около 50° . В штольне № 1 от жилы отходит апофиза, с простиранием 35° и падением на юго-восток под углом 70° .

Жила сильно нарушена сбросами, разорвана во многих местах, с образованием безрудных интервалов. На юго-западе жила ограничивается взбросом, проходящим между гранитами и юрскими сланцами. У штолен № 5 и 6 поверхность взброса простирается с востока-юго-востока на запад-северо-запад и падает под граниты на юг под углом $50-70^\circ$. По наблюдениям в окрестностях, на большой площади, взброс имеет средний азимут падения 195° под углом $70-80^\circ$. На севере, после ряда значительных нарушений, жила была потеряна. Коэффициент рудоносности во вскрытой выработке части месторождения, по нашим подсчетам, составляет 40% . Средняя мощность жилы в юго-западной части — 0.9 м, в северо-восточной — 0.5 м.

Минералогический состав руд — кварц, кальцит, галенит, сфалерит, пирит, пирротин, халькопирит, арсенопирит. В рудах часто встречаются кокардовые текстуры.

Архон. Месторождение находится на правом берегу рч. Архон, правого притока р. Ардон в 8 км от Мизурской фабрики.

Вмещающие породы — древние граниты. Оруденение представлено несколькими (до семи), почти параллельными жилами, из которых две разведывались. Простирание северо-восточное $60-70^\circ$, падение почти вертикальное.

Минералогический состав руд: кварцево-пиритовые жилы со сфалеритом, пирротинном, арсенопиритом и подчиненным количеством галенита. Вся верхняя часть рудных жил, на несколько десятков метров от поверхности, сильно выщелочена; промышленное оруденение может быть встречено значительно глубже современных штолен.

Ногкау. Месторождение расположено в 1.5 км к северу от Мизурской фабрики, по ущелью рч. Ногкау, левого притока р. Ардон.

На месторождении известно около десяти кварцево-кальцитовых жил, залегающих на контакте жил кератофира и юрских глинистых сланцев.

Месторождение вскрывалось пятью штольнями: три из них, длиной $6-17$ м, безрудные; четвертая, длиной, вероятно, около 200 м, вскрыла руду, судя по отвалу, но недоступна для осмотра; пятая, длиной 250 м, пройдена в кератофирах и вскрывает жилу, нарушенную несколькими продольными и поперечными сбросами.

Минералогический состав руд: кварцево-пирито-пирротинные жилы с низким содержанием галенита и сфалерита. Есть халькопирит.

Мизурская штольня, пройденная на $600-800$ м ниже жил, вскрытых Ног-Каускими штольнями, подсекла ничтожные рудные прожилки с малым содержанием свинца и цинка, которые быстро выклинивались. Нет никакой уверенности, что эти прожилки соответствуют ног-кауским жилам.

Згидский Сау-Хох. Месторождение расположено в 9 км к западу-северо-западу от Бурона, на высоте 3300—3450 м над ур. моря, в высокогорной местности. Сообщение с месторождением проходит по тяжелым горным тропам, расстояние по прямой до ближайшей колесной дороги в Цейской долине — 5 км.

Вмещающие породы — кристаллические сланцы и гнейсы, залегающие среди гранитов в виде узкой полосы шириной около 0.5 км, сильно расширяющейся к востоку. Рудоносная зона широтного простирания с крутым падением к югу залегаet приблизительно согласно со сланцеватостью кристаллических сланцев и гнейсов. Прослежена по простиранию на 350 м и вскрыта по рельефу на глубину 150 м.

Минералогический состав руд: пирит и пирротин с вкрапленностью галенита, сфалерита, халькопирита, арсенипирита, магнетита и эпидота. Руды серебристы.

Старый Цей. Месторождение расположено в 1.5 км к западу от Буронского, на высоте 1810—1910 м над ур. моря. Верхние горизонты Бурона только на 400 м ниже жил Старого Цея. Руда по простейшим рудоспускам легко может быть подана на площадку Буронского месторождения.

Вмещающие породы — кристаллические сланцы с азимутом падения в среднем 300° под углом $55-90^\circ$. Рудное тело представлено жилой, разорванной пострудными сбросами или несколькими жилами.

Залегание жил: азимут падения $110-140^\circ$ под углом $25-40^\circ$. жилы приурочены к висячему боку брекчированных окварцованных зон мощностью 1.5—3 м, секущих кристаллические сланцы резко несогласно по отношению к сланцеватости.

Минералогический состав руд: кварц, кальцит, цинкосодержащий пироксен-джефферсонит, родохрозит, сфалерит, пирит, пирротин, немного галенита и халькопирита. Содержание цинка высокое, свинца — низкое.

Месторождение недоразведано, обе уклонки остановлены в разломах, контролирующих локализацию рудной жилы. Очевидно, роль их не была понята.

Место полиметаллического оруденения в структуре Центрального Кавказа

Структурные особенности локализации полиметаллического оруденения следует рассматривать в разрезе общих представлений о структуре Центрального Кавказа в пределах Горной Осетии.

Казбекский диабазовый хребет, совпадающий в рассматриваемом районе с осевой частью более или менее симметричного горного сооружения Большого Кавказа, представляет собой сложную веерообразную складку юры с кристаллическими породами субстрата в ядре. К северу от осевой веерообразной складки, параллельно последней и в целом Большому Кавказскому хребту, располагаются менее крупные складки, обычно имеющие тенденцию к опрокидыванию к северу. Эти складки являются структурами, подчиненными центральной веерообразной складке и вместе с последней и со складками южного крыла, опрокинутыми к югу, составляют главный антиклинорий Кавказского хребта.

Представления о таком строении Горной Осетии изложены еще в 1933 г. Л. А. Варданянцем. Ряд исследователей оспаривал эту точку зрения, считая, что обнажения субстрата связаны с сооружениями горстового типа.

По нашим наблюдениям, в зонах контактов между субстратами и юрой в большинстве случаев сохраняется нормальная стратиграфическая последовательность толщ, трансгрессивно налегающих на породы субстрата. Современное положение древнего субстрата в структурах Горной Осетии определяется его «выжиманием», не обязательно сопровождаемым видимыми разрывами, в ядра антиклинальных сооружений, сложенных более молодыми, юрскими породами. Применение методики Зандера подтверждает данные полевых наблюдений о характере деформаций, приведших к выжиманию субстрата, в ядра молодых складок. Диаграммы ориентированности оптических осей кварца в гранитах субстрата в большинстве случаев показали присутствие одного, реже двух максимумов ориентировки, плотностью 5—6%, что свидетельствует о крупной роли внутренних перегруппировок в веществе, которые могли приводить к пластической деформации породы без видимых разрывов.

Таким образом, представление о преобладающей роли горстовых и грабенообразных структур в Горной Осетии вряд ли справедливо.

Приведенные выводы имеют большое значение при изучении геологического строения отдельных месторождений, потому что установили отсутствие многих тектонических линий, проводившихся при более ранних исследованиях вдоль большинства контактов юры и субстрата. Раньше тектонические нарушения предполагались всюду, где были обнаружены случаи трансгрессивного налегания юры на субстрате на разных гипсометрических уровнях.

Полиметаллические месторождения Садонского района локализованы в пределах трех рудных полей, вытянутых параллельно Главному Кавказскому хребту. Важнейшими рудными полями являются Садонское, объединяющее месторождения Садон, Згид, Холст, Архон и Фаснал, и Буронское с месторождениями Бурон, Лабагом, Старый Цей и Сау-Хох. Второстепенное значение имеет Донифарское рудное поле с месторождениями Донифарс (Таторс), Буровчик, Мессина и Уаза-Хох.

Садонское рудное поле приурочено к одной из наиболее отчетливо выраженных второстепенных антиклинальных складок нижней юры (так называемой Садоно-Унальской), с ядрами из пород кристаллического субстрата, протягивающихся параллельно осевой антиклинали Казбекского диабазового хребта. Все месторождения Садонского поля, кроме Фаснальских, приуроченных к аналогичной Сугано-Дигорской антиклинали, локализируются в пределах Садоно-Унальской антиклинали, с тенденцией увеличиваться в своей мощности на южном крыле. Южное крыло Садоно-Унальской антиклинали является региональной контролирующей структурой для месторождений Садонского рудного поля. В предааленское время с современным южным крылом Садоно-Унальской антиклинали совпадала тектоническая зона, характер которой пока не ясен. Однако при геологическом картировании отчетливо установлено, что вдоль этой зоны происходили вертикальные перемещения. На относительно опущенных блоках сохранились тоар и вулканоген, на поднятых — тоар и вулканоген были уничтожены ааленской трансгрессией. Такие явления хорошо устанавливаются около с. Згид, под с. Ход и на южном участке Садонского месторождения.

Рудные тела Садонского поля локализируются не в контролирующей структуре, а в сопряженных с последней более коротких разломах северо-северо-восточного простирания, падающих к западу. Все известные в настоящее время рудоносные разломы, поперечные к контроли-

рующей структуре, относятся к типу разломов, трещины которых были открытыми в фазу рудоотложения. Текстуры руд на Садонском, Згидском, Холстинском и других месторождениях характерны для условий отложения в открытых трещинах, частично заполненных брекчий вмещающих пород. Весьма часто наблюдаются текстуры симметричной крустификации и кокардовые.

Месторождения Буронского рудного поля занимают совершенно иное место в структуре Центрального Кавказа. Это рудное поле расположено на северном крыле центральной веерообразной антиклинали, составляющей ось большого антиклинория Кавказского хребта. В отличие от месторождений Садонского поля рассматриваемые месторождения приурочены к широтной зоне, примерно параллельной северному крылу центральной антиклинали. Они локализируются, таким образом, в самой контролирующей структуре, которой является широтная зона, вмещающая с востока на запад Лабагомское, Буронское и Сау-Хохское месторождения. Исключение представляет только Старо-Цейское месторождение, рудные тела которого локализованы в зонах дробления, образованных нарушениями северо-северо-восточного простираения, полого падающими на восток. Тектоническая природа широтной зоны до сих пор не установлена. Отметим, что в локализации перечисленных месторождений крупнейшую роль играли не только структурные условия, но и литологический состав пород. Все месторождения являются метасоматическими и приурочены исключительно к полосе кристаллических кварцево-серицитовых и кварцево-хлоритовых сланцев, обеспечивающих, очевидно, благоприятную обстановку для метасоматических процессов. В гранитах до сих пор не известно ни одного крупного рудного тела буронского типа. Это следует учитывать при поисковых работах.

Структура некоторых месторождений

Структура Садонского месторождения определяется следующими важнейшими элементами:

1. Древнейшим тектоническим нарушением на рудной площади является разлом северо-северо-восточного простираения, вдоль которого в лейасовое, предверхнетоарское время внедрились дайки жильных кератофиров, вполне «залечившие» трещину нарушения. Эти жильные кератофиры прослеживаются вдоль всей рудоносной зоны Садонского месторождения, которая, таким образом, совпала с древним лейасовым разрывом.

2. В предааленское время образуется описанная ранее широтная тектоническая зона, в дальнейшем играющая роль структуры, контролировавшей оруденение всего Садонского поля. На площади Садонского месторождения к разломам этой зоны относятся: северный сброс с опущенным южным крылом и центральный сброс с опущенным северным крылом. Между этими сбросами сохранились тоар и вулканоген, тогда как севернее и особенно южнее, на современном южном крыле Садоно-Унальского антиклиналя, ааленская трансгрессия полностью уничтожила тоар и значительную часть толщи вулканогена.

3. Существование так называемого южного Садонского сброса, относимого некоторыми исследователями к нарушениям типа северного и центрального сбросов, в качестве большой тектонической структуры, ограничивающей Садонские граниты с юга, мы отрицаем, считая доказанным антиклинальный характер Садоно-Унальского массива грани-

тов. С целью доказать антиклинальный, а не горстовый характер сооружения, в ядре которого обнажаются Садоно-Унальские граниты, нами на протяжении 15 км вдоль южного контакта гранитов со сланцами аалена был почти непрерывно прослежен базальный слой туффигов и аггломератов мощностью от 1 до 3 м. Внутри сланцевой толщи аалена в пределах Садонского района вулканогенный материал отсутствует, поэтому возможность каких бы то ни было ошибок исключена. По северному контакту Садоно-Унальских гранитов в основании вулканогена всюду прослежен базальный конгломерат.

Таким образом, антиклинальный характер Садоно-Унальской структуры несомненен.

Кроме параллельных современному Кавказскому хребту антиклиналей, в какой-то пока не установленный момент, были образованы поперечные, очень сжатые синклинали,¹ соответствовавшие образованию довольно значительных разрывов типа взбросов в субстрате, простирающихся почти меридионально, с падением на запад.

Поперечные синклинали можно наблюдать около трех крупнейших месторождений района: Садонского, Буронского (близ Старого Цея) и Згидского. По нашему мнению, нахождение в Садонском районе новых поперечных синклиналей в толще нижней юры будет являться важным поисковым признаком, указывающим на благоприятную структурную обстановку для концентрации в таких участках полиметаллического оруденения.

4. Позднее поперечных синклиналей образуются почти параллельно им сбросы, возможно типа нормальных, широко развитые на всем протяжении Садоно-Унальской антиклинали. К ним относятся: Главный Садонский сброс, имеющий амплитуду около 100 м, крупный сброс к востоку от Згидского месторождения, весьма крупные поперечные нормальные сбросы по правобережью р. Джими-Дон в районе Холста. На Ходском участке Садонского месторождения можно наблюдать, что эти сбросы являются дорудными. Общие представления М. М. Тетьева относительно образования рудных жил Садона в диаклазовых трещинах документально опровергаются на основании данных разведки, установивших в штольне № 15 перемещение с амплитудой 10—30 м вдоль рудовмещающей трещины основной садонской жилы. Эта трещина является сопряженной с главным садонским сбросом. Характер строения жилы, отсутствие на участке наблюдений брекчии и плоскостей скольжения в руде, примерзание рудного вещества к зальбандам не оставляют сомнений в дорудном возрасте смещений вдоль трещины, локализуемой жилу.

Главный садонский сброс пересекает под очень острым углом поперечную синклинали таким образом, что на крайнем севере, на Ходском участке, он расположен в восточном крыле синклинали, на Кировском участке он практически совпадает с восточным крылом синклинали по той плоскости, где юрские породы контактируют с субстратом, и, наконец, на крайнем юге он оказывается в 30—60 м западнее западного крыла синклинали. На всем участке, где сброс совпал с поверхностью контакта восточного крыла синклинали с субстратом, т. е. на участке шахты им. Кирова, в всячем боку сброса наблюдается постоянное при-

¹ Мнение о существовании в данном районе узких поперечных синклиналей впервые выдвигается Г. А. Ажгиреем и не является пока общепризнанным. *Ред.*

сутствие пород базальной серии вулканогена, залегающих почти параллельно поверхности сброса.

Практическое значение установленных особенностей структуры Садонского месторождения сводится к следующему. Структурные условия локализации оруденения в зоне трещиноватости, протягивающейся вдоль главного садонского сброса, оказываются резко различными, в зависимости от взаимного пространственного расположения поверхности сброса и поперечной синклинали. На крайнем севере, т. е. на Ходском участке, там где сброс находится на значительном расстоянии от восточного контакта поперечной синклинали структуры, строение трещин, сопровождающих главный сброс и вмещающих оруденение, резко отличается от строения трещин на других участках Садонского месторождения.

На Ходе рудоносные трещины разбросаны в широкой полосе восточного бока главного сброса, далеко отстоят друг от друга и, очевидно в связи с этим, редко приоткрывались в эпоху рудообразования, мало подновлялись повторными движениями. В результате и рудные тела на Ходе маломощны, разобщены и представляют меньший практический интерес.

Совершенно иные структурные условия рудоотложения имеют место на Кировском участке. Здесь почти полное совпадение сброса с поверхностью контакта восточного крыла синклинали и субстрата предопределило образование весьма маломощной, но интенсивно трещиноватой зоны, впоследствии вместившей оруденение. Совпадение двух структур, как справедливо отмечает К. Хьюлин, образует благоприятные места для рудоотложения, так как именно здесь шансы на многократные повторные приоткрывания рудовмещающих полостей наиболее велики. И действительно, на Кировском участке Садонская жила наиболее выдержана, достаточно мощная и находится в сравнительно узкой зоне нарушенных пород восточного бока главного сброса.

На крайнем юге на участке шахты им. Артема и южнее, наблюдается новая, также весьма отчетливая смена структурных условий рудоотложения. Здесь поверхность главного сброса проходит, как уже упоминалось, в 30—60 м к западу от западного крыла синклинали складки, разорванной более древним взбросом. Породы между взбросом западного крыла и главным сбросом очень сильно раздроблены и, в отличие от Кировского участка, в гранитах образовалась широкая зона трещиноватых пород, среди которых в многочисленных полостях, многократно подновлявшихся в эпоху рудообразования, отложились наиболее мощные, но менее выдержанные, чем на Кировском участке, рудные тела.

5. Вероятно уже в альпийскую орогеническую фазу, наряду с продолжающимся складкообразованием, в сооружении Центрального Кавказа возникает система взбросов, веерообразно расположенных по отношению к осевой антиклинали. Точный возраст их не установлен; может быть они пострудные. Весьма характерно, что взбросами частично используется система предааленских тектонических нарушений. Движение вдоль этих нарушений вероятно меняет свой знак, что наблюдается в районе Згида и Хода. Например, на Згиде, в связи с молодыми движениями по такому взбросу, вулканоген залегает гипсометрически значительно выше аалена. Между тем, в предааленское время этот же вулканоген, вдоль того же нарушения, был опущен глубоко вниз и таким образом избежал эрозии в период ааленской трансгрессии.

Аналогичные явления отмечены М. В. Муратовым в районе Хасата на р. Малке.

К взбросам с крутым углом падения относится нарушение, проходящее в 600—800 м южнее шахты им. Артема. Амплитуда его невелика—150—300 м; поэтому, если нарушение послерудное, то его присутствие не только не ухудшает, но даже улучшает перспективы Садона на крайнем юге; если же возраст нарушения дорудный, его влияние на оруденение трудно предугадать.

6. Пострудные нарушения, наблюдаемые в выработках Садонского рудника, в огромном большинстве своем не поддающиеся учету, относятся к числу микронарушений, смещающих рудные тела на сантиметры, реже — на метры. Эти нарушения удалось изучить и выяснить некоторые свойственные им закономерности. Реже встречаются сравнительно крупные нарушения с амплитудами смещения рудных тел в пределах первых десятков и более метров. О них пока известно очень мало.

Нарушения небольшой амплитуды представляют притертые трещинки скальвания. В общем можно различать три системы трещин: первая система, наиболее хорошо выраженная, имеет средний азимут падения 132° под углом 68° ; вторая система, почти так же хорошо выраженная, имеет средний азимут падения 292° под углом 74° ; третья система, весьма слабо выраженная, усиливающаяся несколько на Ходском участке, имеет средний азимут падения 30° под углом 46° .

Когда нарушения вдоль трещин первой и второй систем наблюдаются в вертикальной плоскости (в забоях горизонтальных выработок и в стенках вертикальных выработок), в подавляющем большинстве случаев (80.5%) они имеют взбросовый характер. Смещения по этим же трещинам, при наблюдении их в горизонтальных плоскостях обнажений (в кровле штреков и очистных лент), в подавляющем большинстве случаев (76.2%) происходят так, что острый угол, образуемый сместителем с рудным телом, направлен в сторону смещенной части жилы (фиг. 14). Последняя особенность смещений давно уже была замечена геологами, работавшими на Садонском месторождении.

Анализируя характер преобладающих перемещений, нетрудно видеть, что нарушения первой и второй систем представляют собой типичные взбросы с надвинутым висячим боком. Характер движений по третьей системе трещин не выяснен. Они, очевидно, имеют меньшее распространение.

Наиболее хорошо выраженные системы нарушений — первая и вторая, в группе смещений с малой амплитудой, с которыми, очевидно, совпадают и все относящиеся к этой фазе нарушения сравнительно крупных масштабов, располагаются почти параллельно главному нарушению и падают под довольно крутыми углами во взаимно противоположном направлении. По характеру движений нарушения являются взбросами. Если попытаться интерпретировать эти сопряженные системы нарушений при помощи эллипсоида деформации, то можно прийти к следующему заключению:

а) сопряженные системы (первая и вторая) нарушений могут относиться только к трещинам скальвания;

б) ось «в» эллипсоида деформации в таком случае располагалась бы почти горизонтально (точнее, имела бы слабый наклон к юго-западу) и лежала бы в плоскости рудоносной зоны месторождений;

в) построив, на основании имеющихся данных о характере движе-

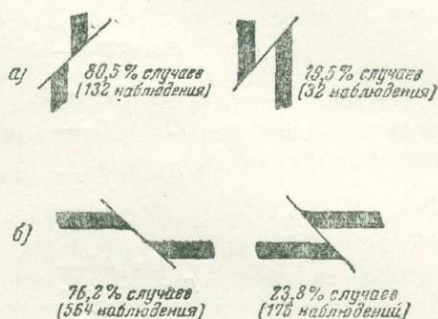
ний по сопряженным системам нарушений, квадранты сжатия и квадранты растяжения, можно прийти к заключению, что ось «с» (короткая ось эллипсоида деформации) располагается горизонтально и перпендикулярно к рудоносной зоне месторождения;

г) соответственно ось «а» (длинная ось эллипсоида деформации) располагается почти вертикально (точнее, с крутым наклоном к северо-востоку) и лежит в плоскости рудоносной зоны месторождения.

Однако имеется еще мало данных, чтобы утверждать, что такая интерпретация соответствует действительности. Смушает большой угол, который образуют трещины скалывания с короткой осью эллипсоида деформации; он составляет 69° вместо нормальных 45° . Если интерпретация верна, то надо говорить о весьма совершенной пластичности вещества в момент образования пострудных нарушений.

Изменения состава и мощности руд на глубоких горизонтах. Впервые вопросом о характере и скорости изменений состава оруденения на Садоне занимался К. Л. Пожарицкий в 1930 г. Тогда в его распоряжении были материалы только по трем глубоким горизонтам и все данные по штольням Центрального и Ходского участков. Выводы, к которым пришел К. Л. Пожарицкий, следующие. По его данным, на каждые 100 м углубления руда садонских жил теряет 1% свинца и 0.9% цинка, т. е. почти 2% металла. Если учесть, что на самом глубоком горизонте шахты им. Артема руда еще имеет достаточно значительное содержание свинца и цинка, то, даже принимая выводы К. Л. Пожарицкого, можно сделать заключение, что ниже последнего современного горизонта на Садоне средний минералогический состав руд будет таков, что они сохранят промышленное значение.

Однако повторение исследований К. Л. Пожарицкого, произведенное нами на более полном и современном материале, позволяет уточнить первоначальные представления. Те изменения в составе руд, которые К. Л. Пожарицкий считает проявлением вертикальной зональности, оказались в действительности результатом взаимодействия нескольких факторов. Ходский участок, имеющий более богатые руды, расположен не только гипсометрически выше шахты им. Артема, но и почти в 1.5 км к северу по простиранию рудной зоны. На Ходке рудоносная зона сильно изменяет свое строение, рудовмещающие трещины становятся многочисленнее, но менее широко открытыми. Поэтому есть основание выдвинуть предположение, что изменение состава руд на Ходском участке связано не столько с повышением гипсометрического уровня, сколько с изменением структурных условий рудоотложения, при известном влиянии горизонтальной и, частично только, вертикальной зональности. Это предположение вполне подтвердилось последующими исследованиями. Были построены графики изменения состава руд (и мощности жил) по вертикальному направлению в четырех сечениях Садонского месторождения: на участках шахты Ход, шахты им. Кирова, по сере-

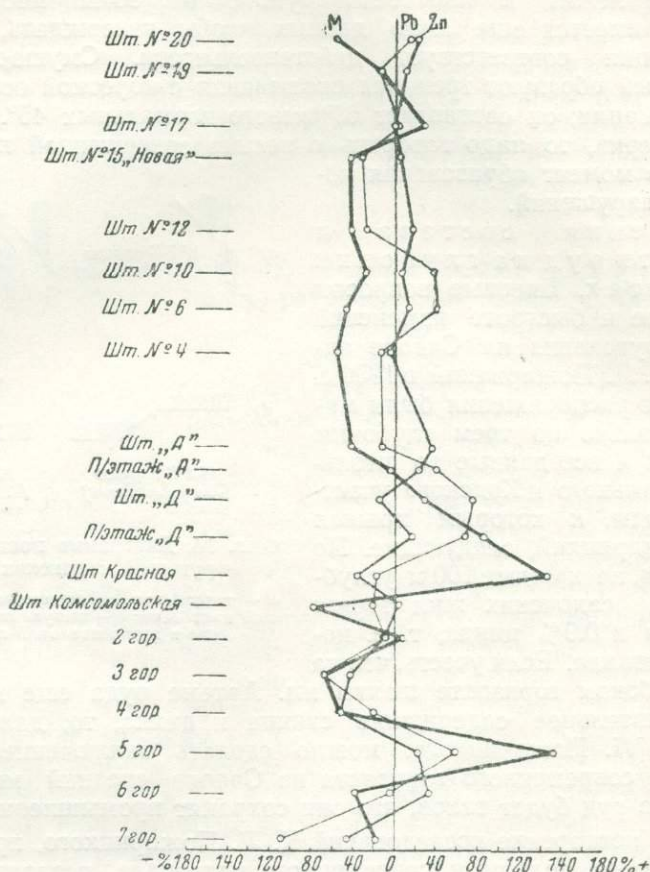


Фиг. 14. Диаграмма пострудных нарушений садонских жил.

а — нарушения, наблюдаемые в вертикальной плоскости; б — нарушения, наблюдаемые в горизонтальной плоскости.

дине расстояния между шахтами им. Кирова и им. Артема и, наконец, на шахте им. Артема. Оказалось, что в пределах каждого вертикального сечения изменение состава руды с глубиной ничтожно мало, гораздо меньше, чем то, которое было выведено К. Л. Пожарицким.

Относительные отклонения средних величин по горизонтам от средних по сечениям были вычислены для каждого из четырех сечений.



Фиг. 15. Садонское месторождение. Изменение мощности оруденения (М) и содержания свинца (Рb) и цинка (Zn) по вертикали.

Чертеж представляет собой совмещенные диаграммы отклонений средних величин по горизонтали от средних по колоннам. Отклонения выражены в % и суммированы по всем четырем колоннам.

Затем полученные по всем четырем сечениям данные были суммированы, в результате чего представилось возможным отобразить изменение состава и мощности рудного тела только в вертикальном направлении. Полученный график показал почти полное отсутствие отчетливого падения содержания и увеличение мощностей на глубоких горизонтах. Тем самым было подтверждено предположение о незначительной роли проявления вертикальной зональности на Садонском месторождении (фиг. 15).

Выводы

Предлагаемая интерпретация геологического строения Садонского месторождения может служить основой для ряда практических выводов, которые сводятся к следующему:

1. Северное продолжение Садонского месторождения наименее перспективно, хотя нельзя утверждать, что все возможности в этом направлении исчерпаны. Особенно важно подчеркнуть, что в 200—400 м севернее разведанной части месторождения проходит так называемый северный сброс. В южном крыле этого сброса сохранились отложения тоарского возраста, тогда как в северном крыле тоар полностью удален ааленской трансгрессией. Следовательно, северный сброс — образование дорудное, и в месте сопряжения северного сброса с главным Садонским сбросом можно ожидать структуры, благоприятные для рудоотложения. Очевидно, следует вести разведку северного продолжения Садонского месторождения, но слишком полагаться на это направление в настоящее время, в меру наших современных знаний, нельзя.

2. Уже ранее, в 1939 г., вывод об отсутствии на южном продолжении Садонского месторождения так называемого южного сброса позволил нам утверждать, что южное направление перспективно для нижних горизонтов и что необходимо ускорить разведку южного участка месторождения.

3. В отношении глубоких горизонтов Садонского месторождения минералого-геохимическое изучение, произведенное Н. М. Прокопенко, и наши исследования изменения содержания свинца и цинка и мощностей рудного тела по вертикали показали ничтожную изменчивость всех этих характеристик рудного тела. С этой точки зрения благонадежность глубоких горизонтов Садона не подвергается сомнению. Что касается возможного изменения структурных условий рудоотложения на глубине, то по этому направлению прогноз не так благоприятен. Вся интерпретация морфологических особенностей рудной зоны Садона, как видно из изложенного выше, основывается на установленном факте совместного существования двух структур — поперечной синклинальной складки с осложняющим ее взбросом и главного сброса. Таким образом, благоприятные условия рудоотложения (значительная раздробленность, приоткрывание полостей при рудоотложении) в пределах изученной части Садона связаны с двумя пространственно сопряженными структурами. Однако ниже 7—9-го горизонтов поперечная синклиналь вероятно закончится, и глубже Садонский сброс будет продолжаться в массиве гранитов, не несущем дополнительной нарушенности, связанной с синклинальной структурой. Поэтому сейчас трудно предугадать, в какой мере сохранятся благоприятные для рудоотложения факторы на больших глубинах, ниже синклинальной структуры.

Структура Буронского месторождения изучалась А. В. Пэком, выводы которого приводятся ниже.

По представлению местных геологов (А. Д. Масленникова и В. Н. Руднева) рудное тело состоит из двух параллельных линз широтного простирания с крутым падением к югу. Обе линзы (восточная и западная) залегают в основном согласно с вмещающими сланцами. Восточная линза на средних горизонтах образует перегиб, пересекая сланцы под пологим углом. Линзы разбиты рядом крупных широтных и более мелких продольных и поперечных сбросов на отдельные глыбы. Таким образом считалось, что рудное тело месторождения Бурон имеет резко выраженную блоковую структуру.

При предварительном осмотре месторождения было выяснено, что в его строении вряд ли следует придавать столь большое значение послерудным смещениям. Было также подвергнуто сомнению существование двух самостоятельных линз.

Более детальное изучение установило, что в большинстве случаев контакты руды со вмещающими породами, трактованные как тектонические, являются по существу нормальными и могут быть разделены 1) на контакты, параллельные сланцеватости пород, и 2) на контакты, определяющиеся дорудными зонами скольжения.

Контакты по сланцеватости характеризуются более или менее постепенным переходом от сплошной руды к безрудным сланцам, выраженным наличием переходной зоны вкрапленника.

Контакты по дорудным зонам скольжения часто характеризуются резким прилеганием сплошной руды к дорудной зоне скольжения, представленной сильно смятыми и каолинизированными сланцами или даже слоем глины трения различной мощности. Руда как бы припаяна к дорудным зеркалам скольжения или к глинке трения, которая явилась преградой для проникновения за ее пределы рудных растворов. Однако нередко дорудная зона скольжения, определяющая контакт рудного тела, далее по простиранию теряется, и контакт руды с породой характеризуется многочисленными включениями в ней обломков сланца, количество которых постепенно убывает в направлении к средней части жилы. Характерно также наличие сложных апофиз руды в боковых породах.

В этих случаях рудной массой, видимо, была прорвана защитная глинистая корочка и в значительной степени замещена сама зона скольжения.

Микроскопическое изучение показывает, что хотя эти зоны скольжения являются в основном дорудными, но в процессе образования рудного тела по контактам руды с породой, вероятно, и в пределах самого рудного тела происходили подвижки. Они проявляются в дроблении пирита первой генерации, а также магнетита и арсенопирита с последующей цементацией их пирротинном, сфалеритом и халькопиритом. Последние в подавляющем большинстве случаев не несут следов дробления. Существование этих подвижек объясняет неоднородность вещественного состава и локализацию различных типов руд (существенно пиритовых и существенно пирротинных) в разных участках рудного тела.

Дорудные зоны скольжения имеют, как правило, простирание, параллельное простиранию сланцев. Падение их или почти согласное со сланцами, или часто также более крутое, или более пологое. Сочетание этих зон скольжения и определяет в основном условия залегания рудного тела и наличие пологого перегиба его в средней части.

Однако, кроме таких «нормальных» контактов, в некоторых местах (преимущественно на верхних горизонтах и в западной части месторождения) наблюдаются и послерудные нарушения, которые только и заслуживают названия собственно тектонических контактов. Амплитуда смещений по большинству из них видимо незначительная. Правда, зеркала скольжения на руде устанавливаются в ряде мест, но, очевидно, наличие их нельзя считать доказательством существенных перемещений, так как зачастую они не прослеживаются по простиранию на сколько-нибудь значительные расстояния и не нарушают целостности рудного тела.

Наряду с этим некоторые контакты (преимущественно почти горизонтальные) приводят к образованию зон милонитизированной руды. По ним произошли смещения порядка нескольких метров (редко свыше десятка), создающие местами блоковую структуру. Однако для общего понимания рудного тела эти смещения имеют гораздо меньшее значение, чем им приписывалось до сих пор.

Несколько изменилось также представление и о первичной форме рудного тела. При проходке одной из выработок, заданной по предложению А. В. Пэка, выяснилось, что восточная и западная линзы не являются самостоятельными, а представляют собой разветвления одного рудного тела.

Исходя из представления о блоковом строении Буронского месторождения при разведке его в прежние годы, значительная часть горных выработок была пройдена с целью подсечения сброшенных частей. В большинстве случаев эти выработки не достигали цели, что в настоящее время объясняется ограниченным распространением пострудных нарушений. Однако, как уже указывалось, небольшие по амплитуде смещения имеются, и отличить их от дорудных довольно затруднительно.

В результате работы структурного отряда Экспедиции удалось не только установить небольшое значение пострудных нарушений, но также выяснить основные признаки отличия их от дорудных, что позволяет при дальнейшей разведке отличить их и избежать проходки излишних выработок.

Таким образом, сделанные наблюдения внесли некоторые поправки в трактовку формы рудного тела и его генезиса. Правильное понимание последнего будет иметь большое значение при уточнении формы и свойств Буронского месторождения в процессе подготовки к эксплуатации.

Структура Згидского месторождения в значительной мере повторяет структуру Садона. Однако имеются и крупные отличия. Известные рудные жилы Згида приурочены к сравнительно протяженным (особенно на Верхнем Згиде) трещинам в гранитах, в непосредственном соседстве с поперечной синклинальной структурой. Но крупного контролирующего рудоносную зону сброса такого типа, как садонский главный сброс, на Згиде, в пределах развития известных рудных тел, не имеется. Это обстоятельство не могло не сказаться на условиях локализации оруденения. Рудные тела Згидского месторождения менее выдержаны по простиранию и падению сравнительно с Садонским, этим и объясняется меньший масштаб месторождения по сравнению с Садоном.

Заслуживает внимания присутствие в непосредственной близости к Згидскому месторождению (на расстоянии 600—900 м к востоку) крупного сброса с опущенным западным крылом, простирающегося так же, как простирается садонский главный сброс.

По отношению к разведанной части Згидского месторождения этот сброс находится довольно далеко. Вдоль него проявления оруденения неизвестны, однако большая часть местности на этом участке закрыта четвертичными отложениями. Следует рекомендовать внимательную ревизию всех поверхностных выходов вдоль сброса и, в случае обнаружения каких-либо даже ничтожных признаков оруденения, смелую разведку прямо под сброс. Внешняя полная однотипность згидского сброса с садонским обязывает очень внимательно отнестись к этой структуре.

Структура Холстинского месторождения не подвергалась детальному изучению в связи с отсутствием детальной геологической карты и невозможностью организовать документацию рудника, бывшего на консервации в период наших исследований, но рекогносцировки в районе Холста дали весьма определенный материал.

В связи с присутствием геологических структур, сходных с садонским и згидским, в частности в связи с присутствием поперечных нарушений (может быть типа садонского главного сброса) и многочисленных рудных проявлений, весь район Холстинского месторождения заслуживает внимания. Принятая система разведки Холстинского месторождения: штольня под собственно холстинские жилы и поперечная штольня на верхнем участке — правильна и не встречает возражений, но надо признать, что эти выработки являются только первыми робкими шагами.

Необходима немедленная детальная съемка всего Холстинского района на достаточно большой площади для установления наиболее перспективных участков для разведки. Без этой съемки было бы затруднительно давать дальнейшие рекомендации по разведке Холстинского месторождения.

Возраст полиметаллического оруденения в Садонском районе. Нижняя возрастная граница для месторождения Садонского рудного поля устанавливается на основании продолжения дорудного главного садонского сброса в фаунистически охарактеризованные песчаники и сланцы нижнего аалена на крайних северо-восточном и юго-западном участках Садона и на основании наших наблюдений на Цусском месторождении, где полиметаллическое оруденение пересекает сланцы нижнего аалена, возраст которых установлен по находкам фауны непосредственно около рудных прожилков. Следовательно, оруденение имеет посленижнеааленский возраст.

Верхняя возрастная граница определенно не установлена, но большинство исследователей на основании косвенных признаков считает, что Садонские месторождения не моложе средней юры. К таким выводам приходят Л. Н. Пламеневский, нашедший в базальных конгломератах келловей гальку с галенитом, и И. Т. Стороженко, по наблюдениям которого рудоносные разломы Донифарского поля, несущие полиметаллическое оруденение, трансгрессивно перекрываются келловеем, не продолжаясь в отложении последнего. Косвенным признаком является отсутствие находок существенных проявлений полиметаллического оруденения в карбонатных толщах верхней юры. Известковые породы всегда являются хорошими коллекторами полиметаллического оруденения, непосредственное налегание карбонатных пород верхней юры на древний субстрат в Дигории затрудняет объяснение отсутствия полиметаллических месторождений в верхней юре подпруживанием рудоносных растворов непроницаемыми глинистыми сланцами нижней и средней юры. Следовательно, вероятно предположение о том, что карбонатная верхняя юра моложе Садонского оруденения.

Этот вывод пока базируется на недостаточных основаниях и не дает еще права считать породы моложе средней юры на Северном Кавказе лишены полиметаллических месторождений. Дальнейшее собирание фактов в этом направлении совершенно необходимо.

Общие выводы о перспективах Садонского района и задачи дальнейших научно-исследовательских работ

Выявленный структурный контроль рудоотложения и изучение геологического строения основных месторождений дают возможность произвести прогнозную оценку Садонского района и наиболее важных рудных точек.

1. Направление и возможные размеры прироста запасов по Садонскому месторождению представляются в следующем виде.

Высказываемая точка зрения об отсутствии южного сброса и антиклинальный характер Садоно-Унальской структуры позволяют допустить ненарушенное продолжение гранитов и Садонского рудного тела в них по крайней мере на 600—800 м к югу от шахты им. Артема и открывает перспективы в южном направлении.

Установленное постоянство характера оруденения на глубину дает основание рассчитывать на продолжение садонских рудных жил на 100—200 м и ниже 8-го горизонта шахт им. Артема и им. Кирова, если не произойдет существенного изменения структурной обстановки рудоотложения, на возможность чего было указано выше.

2. Значительно сложнее оценить перспективы Бурон — Лабагом — Сау-Хохской группы. На флангах и на нижнем горизонте (штольня № 1) Буронского месторождения отчетливо намечается тенденция к естественному выклиниванию известных тел. Лабагомское месторождение оконтурено почти полностью. Старо-Цейское месторождение может играть только подсобную роль. Сау-Хох из-за высокогорных условий экономически весьма трудно освоить. Следовательно, перед разведкой в настоящее время возникает задача найти новые линзы в широтной зоне, локализующей две, уже известные, линзы — Буронскую и Лабагомскую.

Нет оснований считать, что не будет обнаружено новых линз. Скорее следует рассчитывать на их присутствие.

Дальнейший прогресс наших знаний о месторождениях Садонского района тесно связан с успехами изучения геологии Центрального Кавказа. Еще очень многие вопросы стратиграфии и тектоники района решены схематически, требуют развития и детализации. Садонский рудный район должен быть заснят детальной геологической съемкой. Одновременно необходимо организовать топографическо-геологическую съемку для других рудных узлов.

Детальные геологические съемки, в совокупности с изучением известных месторождений, будут той основой, которая обеспечит полное использование природных сырьевых богатств района и увеличение ежегодной добычи полиметаллических руд.

Минералого-геохимическая характеристика полиметаллических месторождений Садонского рудного района

Среди месторождений Садонского рудного района можно выделить два основных типа: 1) полиметаллические мезотермальные месторождения, составляющие преобладающую по количеству группу (Садон, Верхний и Нижний Згид, Старый Цей, Ног-Кау, Архон, Холст и Урах-Ком) и полиметаллически-колчеданные гипо-термальные или гипо-мезотермальные месторождения, с небольшим содержанием в них свинца и цинка (Бурон, Лабагом, Сау-Хох). Месторождения в пределах каждого типа обладают значительным сходством минералогического состава.

В пространственном распределении месторождений различных генетических типов намечается определенная закономерность, выражающаяся в том, что полиметаллические месторождения группируются в северной части Садонского района, а полиметаллически-колчеданные месторождения локализованы в южной его части, в иной тектонической обстановке — на северном крыле антиклинали Главного Кавказского хребта.

Возраст полиметаллических месторождений Садонского района точно не выяснен. Нижняя возрастная граница устанавливается на основании продолжения садонского дорудного разлома в отложения нижнего аалена. Верхняя возрастная граница не установлена точно, но большинство исследователей считает ее не моложе средней юры (рудные разломы Донифарского поля трансгрессивно перекрыты келловеем).

Полиметаллически-колчеданные месторождения Буронского рудного поля (Бурон, Лабагом, Сау-Хох) рассматриваются рядом исследователей как третичные (А. Д. Масленников, Г. П. Пашаев).

Типичными особенностями месторождений Садонского района являются:

- 1) локализация полиметаллических жил в тектонических трещинах северо-восточного простирания, а колчеданных месторождений в широтной контролирующей структуре;
- 2) форма залегания рудных тел (жильная для полиметаллических и линзовидная для полиметаллически-колчеданных месторождений);
- 3) аналогия в стадиях минерализации в пределах каждого генетического типа месторождений;
- 4) значительное сходство минералогического состава руд в месторождениях одного и того же типа (ведущая роль сфалерита, галенита и кварца в полиметаллических и пирротина и пирита в полиметаллически-колчеданных месторождениях);
- 5) редкое нахождение в месторождениях обоих типов колломорфных образований;
- 6) распространение в рудах редких и рассеянных элементов (серебра, золота, висмута, сурьмы, кадмия, кобальта, индия и галлия), при несколько большей концентрации в полиметаллических месторождениях серебра, золота, висмута и кадмия, а в полиметаллически-колчеданных месторождениях олова и галлия.

Стадии минерализации

Стадии минерализации полнее всего были изучены в наиболее крупных и хорошо вскрытых месторождениях района (Садон, Верхний Згид, Бурон).

В Садонском месторождении выделено пять стадий минерализации, разделенных между собой интерминерализационными подвижками разного масштаба. Рудоотложение происходило в трещинах разрыва и в сколовых трещинах. В процессе образования руд произошла качественная смена растворов: кварцевые растворы сменились карбонатными. Рудные жилы, образовавшиеся во время различных стадий минерализации, имеют разное практическое значение.

Первая наиболее ранняя стадия минерализации в Садоне привела к образованию безрудных кварцевых жил, слабо минерализованных пиритом.



Фиг. 16. Галенит-сфалеритовая руда (Ga — Sb) второй стадии минерализации, пересеченная кальцитовыми прожилками (Ca), Садон, Ходский участок, штольня № 15 (уменьш. в 2 раза).



Фиг. 17. Кварцево-пирротиновая руда третьей стадии минерализации. Отполированный штуф. Садон, шахта им. Артема, 6-й горизонт (уменьш. в 2 раза).

Рудные жилы второй стадии минерализации локализовались в мощном садонском дорудном разломе; общее простирание его СВ 36°. Садонская зона, явившаяся вмещающим для рудных жил, имеет большую горизонтальную (2500 м) и вертикальную (свыше 1000 м) протяженность. В садонском разломе локализовались две основные рудные жилы месторождения — западная и восточная, с несколькими апофизами.

Вторая стадия минерализации привела к образованию в Садоне богатых кварцево-полиметаллических жил, в основном свинцово-цинкового состава, обусловивших богатство этого месторождения. Именно вторая стадия минерализации имела решающее значение для промышленной ценности этого крупного жильного месторождения (в это время выделилось около 85% общего тоннажа руды, заключенного в месторождении). Основное значение в рудах второй стадии минерализации имеют сфалерит, галенит и пирит, а из жильных минералов — кварц (фиг. 16). Подчиненное значение имеют пирротин, халькопирит и кальцит, в незначительном количестве встречаются арсенопирит, марган-сидерит, магнетит и марганцовистый эпидот.

Третья стадия минерализации представлена кварцево- и кальцитово-пирротиновыми жилами и прожилками (самостоятельные жилы этой стадии минерализации локализовались вне садонского рудного разлома, но некоторые вблизи него). Ведущим минералом является пирротин, который обычно находится в макрографическом срастании с кальцитом и кварцем (фиг. 17). Местами в значительном количестве встречается вторичный пирит. Содержание халькопирита, сфалерита и галенита обычно невелико, часто незначительно. Лишь на отдельных участках эти жилы приобретают промышленное значение, обычно же содержание суммы свинца и цинка в них — незначительное.

Во время четвертой стадии минерализации образовались многочисленные прожилки и самостоятельные промышленные жилы кальцитово-полиметаллического состава. Минералогический состав жил: кальцит, кварц, сфалерит, пирит, галенит и хлорит. Руды этой стадии минерализации более бедные по сравнению со второй стадией минерализации.

Пятая стадия минерализации представлена многочисленными прожилками розового кальцита, секущими вмещающие породы и рудные жилы предшествующих стадий минерализации. Практически прожилки розового кальцита безрудны, и лишь в очень редких случаях в них встречаются в незначительных количествах сфалерит, арсенопирит и самородный мышьяк.

Таким образом, в Садоне две стадии минерализации — вторая и четвертая привели к образованию промышленных руд. Во время третьей стадии минерализации промышленные руды образовались лишь на отдельных участках кварцево- и кальцито-пирротиновых жил.

В другом значительном по масштабу месторождении района — Верхний Згид первая стадия минерализации привела к образованию бедной кварцевой жилы, с вкрапленностью пирита. Последующие стадии рудного процесса локализовались в той же тектонической трещине.

После подвижки, которая привела к катаклазу кварцевой жилы, началась вторая стадия минерализации, сопровождавшаяся выделением небольших количеств кварца и более значительных масс марган-сидерита. Новая тектоническая подвижка брекчировала марган-сидерит и привела к выделению промышленных свинцово-цинковых руд, зацемен-

тировавших катаклазированную массу (третья и наиболее важная для Згида стадия минерализации). Комплекс сульфидных минералов — сфалерит, галенит, пирит, вместе с обломками кварца и манган-сидерита образуют типичную верхне-згидскую руду. Во время четвертой стадии минерализации выделились кальцитовые прожилки с хлоритом и небольшим количеством пирита, сфалерита и галенита (Нижний Згид, на Верхнем Згиде — крайне редко). Во время пятой стадии минерализации образовался крупнокристаллический кальцит, с хорошо образованными кристаллами клейафана и галенита.

В других полиметаллических месторождениях района (Архон, Холст, Урах-Ком) особенно интенсивно проявилась вторая стадия, но местами наблюдаются также образования и четвертой стадии минерализации. Все это указывает на то, что в полиметаллических месторождениях Садонского района намечается значительная аналогия в стадиях минерализации.

В полиметаллически-колчеданных месторождениях Садонского района (Бурон) работники Всесоюзного института минерального сырья (Ф. И. Абрамов, Н. С. Волинский и др.) выделяют две стадии минерализации. Во время первой образовался касситерит, турмалин, пирит, арсенопирит, кварц и магнетит, во вторую стадию выделился кальцит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит, самородный висмут и блеклая руда.

К третьей стадии минерализации в Буроне относятся прожилки розового кальцита, секущие, по наблюдениям Н. М. Прокопенко, колчеданную руду в штольне № 9 (соответствует пятой стадии в Садоне и Верхнем Згиде).

При сравнении стадии минерализации в полиметаллических и полиметаллически-колчеданных месторождениях Садонского района бросается в глаза аналогия в общем ходе рудного процесса: кварцево-сульфидная минерализация сменяется затем карбонатно-сульфидным оруденением. Однако в отношении самого характера стадий минерализации, минералогического состава руд, выделившихся в разные стадии, и текстурных их особенностей существует некоторая разница между полиметаллическими и полиметаллически-колчеданными месторождениями Садонского района. Так, во время первой стадии минерализации в Буроне выделился несколько другой комплекс минералов по сравнению с Садонем. Тектурные особенности руд также различны: мелкозернистые колчеданные руды в Буроне и крупно- или среднезернистые свинцово-цинковые руды в Садоне и других полиметаллических месторождениях района.

Некоторые различия в характере стадий минерализации в полиметаллически-колчеданных и полиметаллических месторождениях Садонского района лишней раз подчеркивают принадлежность этих месторождений к разным генетическим типам и вероятную разновозрастность рудного процесса.

Минералогический состав месторождений

В полиметаллических месторождениях Садонского района преобладают сфалерит и галенит; среднее распространение имеют пирротин и пирит; в небольших количествах встречаются арсенопирит и халькопирит; присутствуют как редкие акцессорные минералы магнетит, блеклая руда, самородный висмут и самородный мышьяк. Из жильных



Фиг. 18. Коррозионная структура прорастания галенита (Ga) по сфалериту.
Садон, Ходский участок, штольня № 17 (увелич. в 45).

минералов преобладает кварц, затем идет кальцит, в меньших количествах встречается серицит, хлорит, манган-сидерит и очень редко эпидот.

Садонское месторождение является классическим мезотермальным жильным месторождением, характеризующимся сравнительно простым минералогическим составом. Сфалерит, галенит, пирит, пирротин, кварц и кальцит являются основными минералами, слагающими его рудные жилы на различных горизонтах. Второстепенные минералы представлены халькопиритом, манган-сидеритом, арсенопиритом и марказитом. Роль редких акцессорных примесей играют самородный висмут, самородный мышьяк, тетраэдрит, магнетит и эпидот. В основном это галенит-сфалеритовое месторождение, с существенной ролью в составе руд пирротина и пирита. Необходимо подчеркнуть незначительную роль мышьяка и меди.

Для руд Садонского месторождения типичен коричневый цвет сфалеритов, полосчатый характер галенитов (фиг. 18) и довольно значительное распространение кварцево-кальцит-пирротиновых руд с неправильными, местами червеобразными выделениями пирротина. Коричневый цвет сфалеритов типичен и для многих других мезотермальных месторождений большого полиметаллического пояса Северного Кавказа (Верхний Згид, Холст, Фаснал, Стуризда, Башла и др.), как бы отражая в региональном масштабе генетическую общность этих месторождений.

Типичный садонский галенит — сфалеритовый тип оруденения наиболее полно, кроме Садона, представлен в Верхнем Згиде и Холсте. Существенная роль в полиметаллах Садонского района принадлежит пирротину. В отдельных месторождениях некоторый средний состав руд отклоняется в ту или иную сторону; так, например, в Архоне определенную роль играет пирротин и арсенопирит, в Урах-Коме и Ног-Кау пирротин.

Основными сортами руд для полиметаллических месторождений Садонского района являются:

1) сфалерит-галенитовые руды, с подчиненным значением кварца, пирротина, пирита и халькопирита (Садон, Архон, Холст, Верхний Згид),

2) галенит-сфалеритовые руды (Садон, Холст, Верхний Згид),

3) пирротин-сфалеритовые руды, с примесью кварца, галенита и халькопирита (Ног-Кау, Урах-Ком, Старый Цей),

4) кварцево-кальцит-пирротиновые бедные руды, с незначительным количеством сфалерита, галенита и халькопирита (Садон, Мизурские жилы),

5) сфалерит-арсенопиритовые руды (Архон, Холст, в небольшом количестве Нижний Згид),

6) кальцитовые жилы со сфалеритом, галенитом и другими сульфидами четвертой стадии минерализации (Садон).

Интересны некоторые особенности сфалеритов Садонского месторождения. Так, для светлых сфалеритов с Садона типичен удлиненный облик кристаллов, довольно крупная их величина, более редкое присутствие двойников, менее обильная эмульсионная вкрапленность халькопирита и наличие типичных примесей, при пониженной роли железа, марганца и меди.

Темные сфалериты с Садона характеризуются октаэдрическим обликом кристаллов (состоят из двух сросшихся тетраэдров), более мелкой величиной кристаллов, относительно широким распространением в

них двойников и эмульсионной вкрапленности, повышенной концентрацией железа, марганца, меди.

В Садонском месторождении, вскрытом горными выработками на глубину свыше 800 м, не наблюдается какого-либо коренного, резкого изменения минеральных ассоциаций с глубиной. В глубоких горизонтах месторождения увеличивается роль сфалерита, чаще встречаются темноокрашенные разности сфалеритов и уменьшается количество галенита.

Другой тип месторождений в Садонском районе представлен полиметаллически-колчеданными залежами. Минералогический состав наиболее хорошо изученного Буронского месторождения следующий: главные рудные минералы: пирит, пирротин, магнетит; меньшее значение имеют сфалерит, халькопирит, галенит и арсенопирит. Акцессорные минералы — касситерит, блеклая руда, висмутин, самородный висмут и мельниковит — пирит. Жильные минералы: кварц, кальцит, хлорит, турмалин, серицит и др. В Лабагоме первичные руды представлены сплошным пирротинном, с небольшим количеством пирита, сфалерита и галенита, а в Сау-Хохе — пирит-пирротиновыми рудными телами, с значительной ролью магнетита и незначительным количеством сфалерита и галенита. В Буроне выделяют два основных сорта руд: 1) сплошные собственно пиритовые и пирротиновые и 2) вкрапленные. Существенно пиритовые руды слагают центральную часть рудного тела, пирротиновые — висячий и лежащий бока, вкрапленные руды, как правило, находятся в висячем боку рудного тела.

Выводы

1. В полиметаллических месторождениях Садонского района наблюдается пять стадий минерализации, причем они наиболее интенсивно проявляются в Садоне. Богатые свинцово-цинковые руды образовались во время второй кварцево-полиметаллической стадии. Четвертая кальцитово-полиметаллическая стадия дала промышленные руды лишь в отдельных наиболее крупных месторождениях (Садон). Намечается значительная аналогия в отношении стадии минерализации в различных полиметаллических месторождениях Садонского района.

2. Полиметаллически-колчеданные месторождения Садонского района характеризуются тремя стадиями минерализации. По характеру минерализации, минералогическому составу и текстурным особенностям наблюдается некоторая разница между колчеданными и собственно полиметаллическими месторождениями района, что лишнее подчеркивает принадлежность этих месторождений к разным генетическим типам и вероятную их разновозрастность.

3. Полученные данные по изучению стадии минерализации следует использовать при геологической документации горных выработок в полиметаллических месторождениях Садонского района. Необходимо выделять при документации: 1) безрудные кварцевые жилы первой стадии минерализации, 2) богатые полиметаллические жилы второй стадии, 3) бедные кварцево- и кальцитово-пирротиновые жилы, а также 4) кальцитово-полиметаллические жилы четвертой стадии минерализации.

5. РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-МЫШЬЯКОВЫЙ ПОЯС ГЛАВНОГО ХРЕБТА

Редкометалльно-мышьяковый пояс Главного хребта характеризуется разнообразными рудными проявлениями, генетически связанными с

третичными неинтрузивными породами и третичными дислокациями. В восточной части области, изученной Экспедицией, он лежит на северных склонах Главного хребта. Начиная от Мамисонского перевала, пояс охватывает осевую часть хребта и его южные склоны и тянется до Верхней Сванетии включительно. Западнее, где этот пояс еще очень мало изучен, повидимому, появляются также иные типы рудных проявлений, не позволяющие с достоверностью говорить о его дальнейшем продолжении.

Тектоника

Анализируя геологическую карту южной части Центрального Кавказа, легко выделить три крупные структуры, являющиеся по отношению к мегаантиклинорию Большого Кавказа структурами первого порядка. Этими структурами будут с севера на юг: а) антиклинорий Главного хребта, б) Рубодзальский (флишевый) синклинорий и в) Свано-Рачинский антиклинорий.

Антиклинорий Главного хребта находится на месте Центрально-Кавказской интрагеоантиклинали и сложен породами доюрского субстрата (кристаллические сланцы, граниты) и песчаниково-сланцевыми толщами нижней юры. Имеется ряд выходов неинтрузии, много жильных пород, которые иногда занимают более 15% объема всей горной массы (диабазовые дайки). Район богат разнообразными рудными проявлениями, среди которых ведущую роль играют редкие металлы. Среди многочисленных мелких рудных точек известны и промышленные объекты.

Рубодзальский синклинорий исторически точно соответствует возникшей в конце юрского периода интрагеосинклинали, заполненной в конце ее развития флишевыми осадками, дислоцированными в сложную серию складок. Здесь почти полностью отсутствуют интрузивные породы; в нескольких пунктах имеются четвертичные излияния андезитобазальтов. Из рудных проявлений особенно характерны эпитермальные месторождения мышьяка, ртути, сурьмы.

Свано-Рачинский антиклинорий соответствует Кахетинско-Сванетской интрагеоантиклинали. В Раче в сложении его участвуют, главным образом, лейас и доггер, а в Сванетии появляется на дневную поверхность палеозой. Имеются выходы неинтрузий, среди которых, повидимому, значительную роль играют верхнеюрские интрузии.

Таким образом, формирование антиклинорной и синклинорной структур, интрузивные процессы и рудные проявления очень тесно связаны с движением и развитием первичных глубинных структур типа интрагеосинклиналей и интрагеоантиклиналей. Последние, превратившись в антиклинорий, определяют, разумеется, лишь рудные районы или области, в то время как отдельные рудные поля и месторождения контролируются частными, локальными структурами, являющимися составными элементами антиклинория.

Ниже дана характеристика внутренней структуры выделенных выше крупных тектонических единиц.

Антиклинорий Главного хребта в пределах южного склона Центрального Кавказа наблюдается только к югу, от протерозойского ядра, где располагается полоса песчаниково-сланцевых отложений нижней юры, отчетливо расчленяющихся на две свиты: нижнюю, которая относится к нижнему и среднему лейасу, и верхнюю — верхне-

лейассовую. Верхний лейас трансгрессивно перекрыт серией карбонатного флиша, начинающегося здесь с неокома или, что менее вероятно, с верхов титона.

Нижнеюрские отложения залегают в южном крыле крупного веерообразного антиклинория Главного хребта, образуя в целом опрокинутую к югу моноклинал с падением слоев к северу. От древних гранитов к югу располагаются последовательно полосы все более молодых отложений, падающих под более древние. Сложной внутренней складчатости в нижней юре не наблюдается. На всем протяжении от Мамисонского перевала до Нижней Сванетии нет таких складок, в строении которых участвовал бы весь комплекс юрских осадков; можно отметить лишь две сравнительно крупные антиклинальные складки. Первая (антиклиналь Дomba), сложенная средним лейасом, хорошо наблюдается между рр. Чвешурой и Зопхитури. Она опрокинута к югу и надвинута на верхний лейас. Вторая антиклиналь — Талахианская, тоже опрокинутая к югу, сложена нижними горизонтами верхнего лейаса; шарнир ее прослеживается от Талахианского месторождения ртути почти до поселка Гона. Синклиналь, разделяющая эти две антиклинали, редуцирована надвигом, проходящим между средним и верхним лейасом. Отмеченные структуры имеют локальное значение, и в большинстве районов наблюдается неусложненное внутренней складчатостью, опрокинутое к югу крыло антиклинория.

Дизъюнктивные дислокации дают следующую картину. От южного склона горы Цмиа-Ком в верховьях р. Ардон до верховий р. Риони прослеживается крутопадающий к северу надвиг между лейасом и древними гранитами, имеющий очень небольшую горизонтальную амплитуду перемещения; по структурным признакам он ближе отвечает типичному взбросу с приподнятым северным крылом. В верховьях р. Риони этот крутопадающий надвиг затухает, появляясь вновь между гранитами и юрой в Сванетии.

Такого же типа надвиг, но с несколько большей амплитудой горизонтального перемещения, устанавливается между средним и верхним лейасом.

Вторая очень характерная группа дизъюнктивных деформаций в рассматриваемом районе относится к межформационным смятиям. На контактах, различающихся по пластичности слоев и свит, происходит сильное дробление и перетирание пород с образованием характерной брекчии «притирания», с явлением развальцевания и скольжения отдельных участков раздробленного слоя. Зоны смятия преимущественно возникают в контактах диабазовых даек и сланцев, песчаников и сланцев и др. Следует отметить здесь только две мощные, регионально выдержанные межформационные зоны смятия: первая находится на контакте карбонатной толщи флиша (неоком) с песчаниково-сланцевыми отложениями лейаса; вторая прослеживается внутри верхнего лейаса по конгломератово-песчаниковому горизонту. Кроме отмеченных, наблюдается ряд более мелких межформационных зон смятия.

После выяснения в общих чертах стратиграфии и тектоники южного крыла антиклинория Главного хребта можно довольно уверенно устанавливать связь отдельных рудных месторождений с теми или иными структурами. Прежде всего, совершенно очевидно, что эпитермальные месторождения мышьяка и ртути в верховьях р. Риони непосредственно контролируются указанными выше межформационными зонами смятия.

Некоторые месторождения, как например Ноцарское вольфрамовое, связаны с зонами дробления вдоль крутопадающих надвигов. В структуре рудного поля месторождений Сагеби (вольфрам) и Зопхито (сурьма) значительную роль играет, повидимому, трещинная тектоника. Небезинтересен тот факт, что месторождение Сагеби приурочено к антиклинали Домба.

Рубодзальский синклиниорий отвечает флишевому прогибу, а его внутренняя структура характеризуется рядом специфических черт, свойственных только деформациям флишевого комплекса. Здесь мы видим целый узор мелких складок и разрывов. Каждая отдельная складка не охватывает всей формации: они появляются одна на другой, и чем больше складка, тем более мощный комплекс отложенный участвует в ее строении. Шарниры мелких складок неожиданно резко погружаются и вздымаются, нагибаясь по простиранию. В целом эти «внутренние» складки могут рассматриваться как складки волочения, указывая на самостоятельность, независимость движений и деформаций флиша по отношению к подстилающему его юрскому субстрату, в котором наблюдается совершенно иная, более простая картина дислокаций.

С юга синклиниорий подрезан системой надвигов шарьяжного типа, по которым весь нижнемеловой флиш вместе с верхним мелом, а далее к юго-востоку и палеогеном сдвинут к юго-западу на соседний Свано-Рачинский антиклиниорий. Этот надвиг зарождается в районе верхнего течения р. Сакауры. Далее к юго-востоку, пересекая р. Риони у с. Уцери, увеличиваясь в амплитуде и перекрывая иначе простирающиеся структуры Свано-Рачинского антиклинория, он прослеживается на сотни километров вдоль всего Юго-Восточного Кавказа. Структурно и морфологически этот надвиг резко отличается от тех надвигов, которые были указаны для области антиклинория Главного Кавказского хребта. Там, где Рубодзальский синклиниорий начинает упрощаться (в западном направлении), в связи с общим поднятием его шарнира, в южном крыле структуры появляются рудные месторождения (Лухуми, Сакао), связанные с локальной антиклинальной структурой.

Свано-Рачинский антиклиниорий слагается главным образом верхним лейасом и доггером; лишь в Сванетии появляются более древние породы вплоть до палеозоя. Здесь характерны более простые и крупные структуры. Прежде всего отчетливо выделяется большая Сванетская антиклиналь с каменноугольными отложениями в ядре. Далее к юго-востоку можно наметить три антиклинали, разделенные синклиналями, сложенными главным образом порфиритовой серией доггера.

Первая с севера антиклиналь, Сакаульская, сложенная верхним лейасом, протягивается с запада на восток в бассейне р. Сакаура и уходит под фронтальный надвиг около с. Уцери. Она сильно нарушена фронтальным надвигом флишевого комплекса и в целом надвинута на соседнюю к югу синклиналь порфиритовой толщи. В пределах раздробленной Сакаульской антиклинали находится несколько реальгар-аурипигментовых месторождений.

Следующая к югу антиклиналь Онийская тоже сложена верхним лейасом, собранным в ряд мелких прямых или чаще наклоненных к югу складок. В северном раздробленном крыле этой большой структуры расположено месторождение Урави, которое непосредственно контролируется поперечным сбросом.

Джоджорская антиклиналь почти нацело слагается порфиритовой серией, и лишь в замке складки по р. Джоджоре выше устья р. Кведрулы и около с. Шеубани близ Кударского месторождения свинца обнажаются сланцы верхнего лейаса. Кударское месторождение находится почти точно в замке этой структуры.

Далее к югу располагается сложно построенная в общем синклинальная «зона Корта», отделенная от указанных выше структур крутопадающим надвигом.

Все отмеченные структурные элементы Свано-Рачинского антиклинория имеют, в отличие от фронтального надвига и Рубодзальского синклинория, почти широтное простирание и поэтому, подходя под острым углом к синклинорию, уходят под поверхность надвига.

Металлогения

Оруденение заведомо молодого, третичного возраста, по рудно-минералогическому облику в основном редкометалльно-мышьяковое, приурочено к двум главным зонам Центрального Кавказа: зоне Главного (водораздельного) антиклинория и южной (Рубодзальской) синклинальной зоне Центрального Кавказа; единичные проявления этого типа оруденения встречаются также и в следующей к югу зоне — Свано-Рачинской антиклинали.

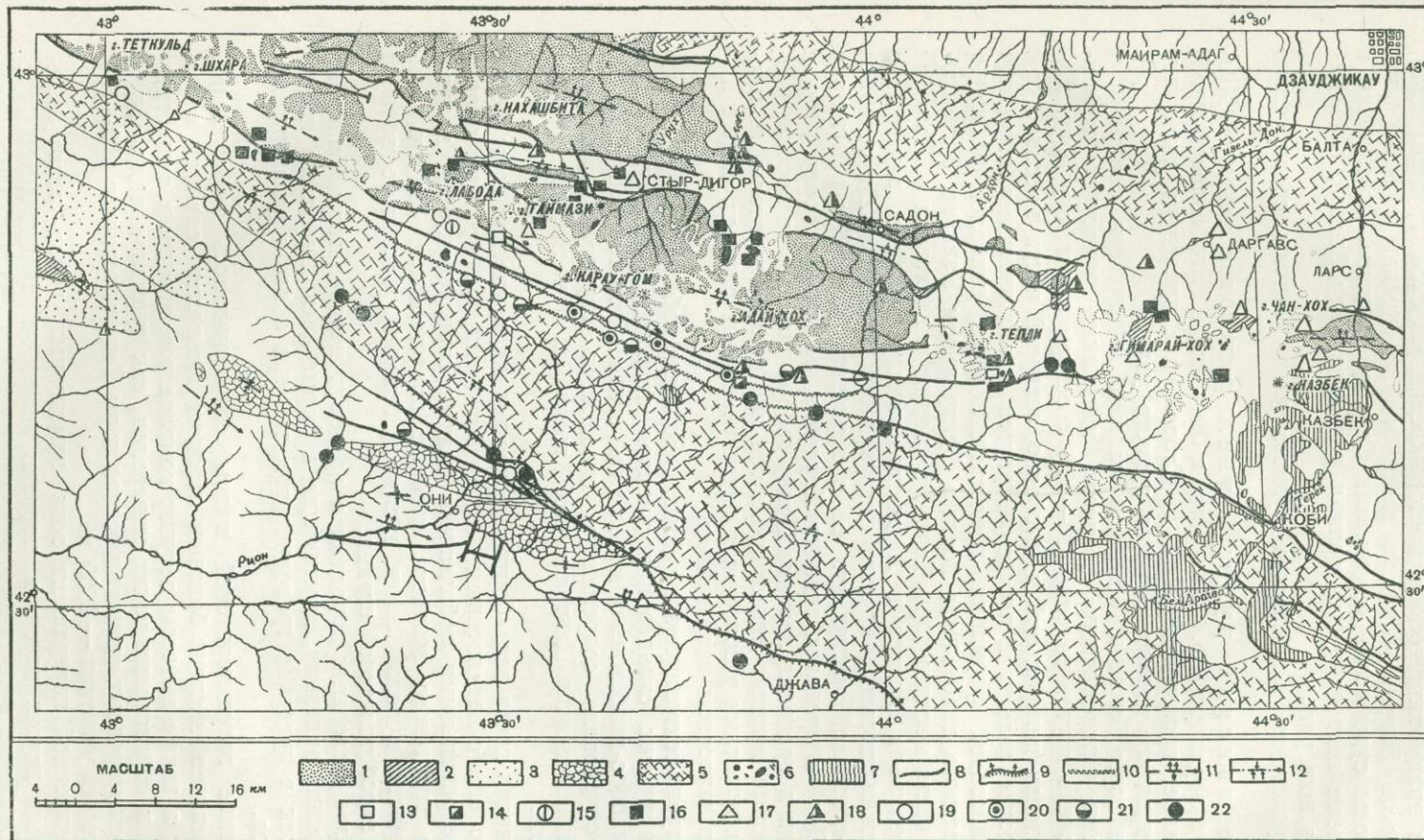
Намечается вполне отчетливо связь между главной складчатой структурой Центрального Кавказа и размещением месторождений (фиг. 19).

Для сводовой части Главной Кавказской антиклинали, осложненной разрывами, характерно преимущественное развитие гипотермального оруденения (вольфрам, молибден, арсенопирит) и подчиненное — мезо- и эпиптермальных типов. Для крыльев синклинали южной зоны характерно эпиптермальное оруденение (сурьма, ртуть, реальгар и аурипигмент) с подчиненным развитием мезотермального оруденения. Соответственно, в области перехода от антиклинали Главного хребта к синклинали южной зоны обнаруживаются в различных количественных соотношениях представители всех температурных зон оруденения, а южнее главной синклинали, уже в области Свано-Рачинского антиклинория, преимущественное развитие имеет мезотермальное оруденение с подчиненным положением гипотермального (в областях максимального подъема Верхне-Сванетской антиклинали).

Зона Главного антиклинория

В сводовой части вытягивается почти непрерывная полоса редкометалльно-мышьякового оруденения от Дарьяльского ущелья на востоке до верховьев р. Ингури на западе. Внутри этой полосы намечаются узлы с наибольшей концентрацией оруденения, приуроченные к районам выходов мелких интрузий третичных гранитоидов. Такими рудными узлами являются: 1) Казбекский (Джимаринский), 2) Теплинский, 3) Адай-Хохский (Сангути-Донский), 4) Таймази-Кароби (включая Бартуй), 5) Лабода-Эдена, 6) Цурунгальский.

1. Казбекский рудный узел расположен в верховьях рр. Терека и Гизель-Дона в районе выходов мелких штоков Джимарай-Хохской группы неинтрузий и восточнее их. Здесь известны: арсенопиритовые месторождения Ларс, Фидаркомское, Джимаринское;



Фиг. 19. Схематическая карта неинтрузивного редкометалльно-мышьякового пояса Центрального Кавказа.

1 — древние граниты и кристаллические сланцы; 2 — палеозойские отложения; 3 — нижнеюрская песчано-сланцевая толща; 4 — порфирировая серия ($I_1^3 + I_2$); 5 — карбонатная толща ($I_3 + Cr$); 6 — неинтрузии гранитоидов; 7 — дайки неинтрузивных пород; 8 — четвертичные андезиты и базальты; 9 — крутые надвиги, взбросы и сбросы; 10 — флишевый надвиг южного склона; 11 — межформационные зоны смятий и дроблений; 12 — ось антиклинали; 13 — ось синклинали; 14 — молибденовое оруденение; 15 — вольфрамовое оруденение; 16 — ферберитово-сурьмяное оруденение; 17 — арсениопиритовое оруденение; 18 — пирротинное и меднопирротинное оруденения; 19 — полиметаллическое оруденение; 20 — сурьмяное оруденение; 21 — ртутное оруденение; 22 — ртутно-реальгаровое оруденение; 23 — реальгарово-аурипиgmentовое оруденение.

медные и полиметаллические месторождения Чачской группы, Цити, Девдоракское, Богуми, Шино, а вдоль южной окраины рудного поля идут выходы сурьмяного оруденения Сионской группы. Оруденение в грубой схеме контролируется зонами разрывов и дроблений, проходящих через весь район.

Месторождения Казбекского рудного узла изучены сравнительно слабо.

2. Теплинский рудный узел расположен западнее Казбекского, в верховьях рр. Фиэг-Дона и Лья-Дона. Его более подробное описание, произведенное И. Д. Стороженко, приведено ниже как пример типичного неинтрузивного рудного узла.

Массив горы Тепли в основном сложен глинистыми сланцами и песчаниками нижнеюрского возраста, имеющими широтное простирание и очень крутое падение (80—90°) к северу или к югу (фиг. 20).

В пределах центральной и, особенно, северной части массива горы Тепли юрские сланцы и песчаники рвутся магматическими породами габбро-диабазовой формации, представляя здесь наиболее развитую часть известного диабазового пояса в Центральном Кавказе. В северо-западной части массива горы Тепли, а именно в верховьях р. Лья-Дон и на перевале в Батское и Архонское ущелья, диабазы залегают в форме межпластовых даек явно интрузивного характера, а в северной и северо-восточной частях, т. е. в верховьях Суар-Кома (истоки р. Фиэг-Дон) в пределах ледника Хардочин, на правом борту ущелья р. Архон и в пределах ледника Цазну габбро-диабазовые породы развиты в форме мощных линзовидных тел или более значительных массивов с ксенолитами разорванных пачек глинистых сланцев, также вытянутых в широтном направлении.

Структурно-тектонический анализ положения габбро-диабазовых пород среди юрских сланцев и песчаников приводит к выводу, что эти породы (габбро-диабазовые) моложе той основной тектонической фазы, которая обусловила современную складчатую структуру глинистых сланцев и песчаников Центрального Кавказа и, в частности, массива горы Тепли.

В пределах почти всех бортов цирков ледников массива горы Тепли юрские породы с подчиненными им диабазовыми порфиритами прорываются неправильными небольшими телами гранодиоритов и дацито-андезитов третичного возраста, которые представляют, видимо, апикальные части куполов более мощного батолита, вскрытого эрозией только в акробатолитовой стадии.

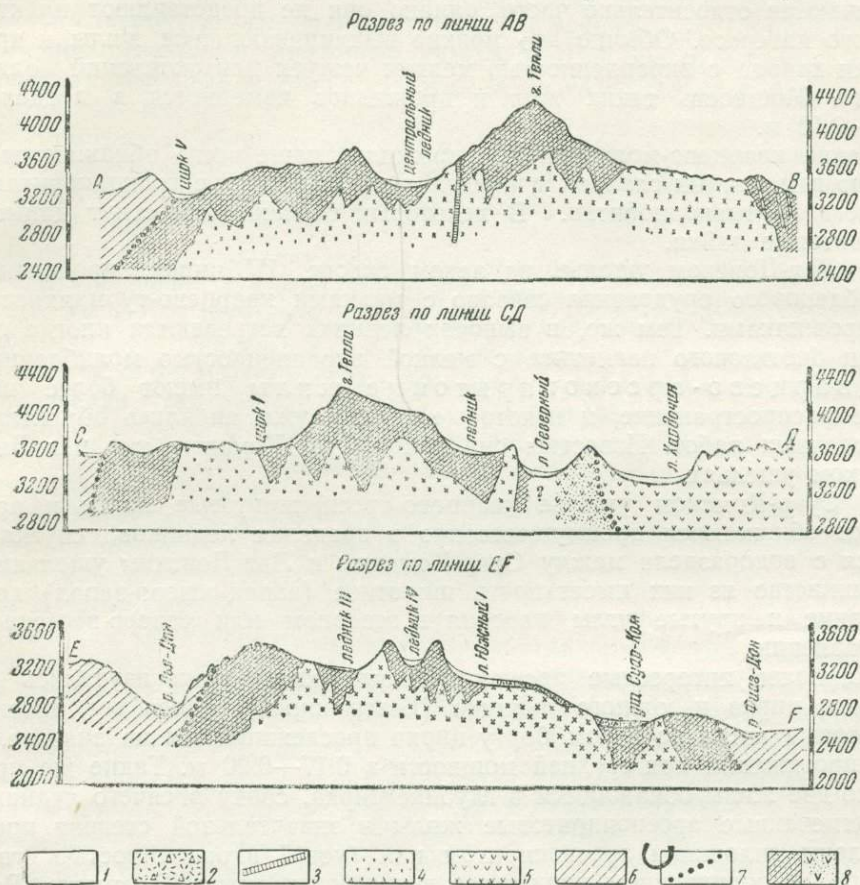
Наиболее молодыми породами в пределах массива горы Тепли являются дацито-андезиты, залегающие в форме даек широтного направления, как в пределах гранодиоритов, так и в области развития юрских пород.

Внедрение гранодиоритовой магмы сопровождалось значительной отдачей тепловой энергии боковым породам (глинистым сланцам и песчаникам), а также выносом летучих компонентов, игравших существенную роль в образовании таких минералов, как турмалин и др. ореол контактоизмененных сланцев массива горы Тепли достигает 200—400, а в некоторых участках — 1000 м.

По заохрненной поверхности зона измененных пород резко выделяется среди других пород и хорошо видна на значительном расстоянии. Особенно интенсивные изменения юрских сланцев наблюдаются

ся со стороны Лья-Донского ущелья (цирки III и IV) и в пределах Суар-Кома (Восточный склон горы Тепли).

На склонах массива горы Тепли имеют также широкое развитие и разнообразные, гипотермального типа рудные образования, число которых в последние годы, особенно в связи с работами Северо-Кавказ-



Фиг. 20. Геологические разрезы массива г. Тепли (Северная Осетия).

1. Ледники. 2. Современные ледниковые деловиальные и флювио-гляциальные отложения.
3. Дацитоандезиты. 4. Грано-диориты. 5. Дчабазы. 6. Юрские сланцы и песчаники. 7. Границы влияния контактового метаморфизма. 8. Контактво-измененные породы.

ского геологического управления (И. Д. Стороженко и Б. П. Никитин), значительно увеличилось. Рудные образования лучше известны со стороны Лья-Донского и Суаркомского ущелий, как наиболее доступных склонов горно-ледникового массива горы Тепли. Аналогичные рудные проявления следует ожидать со стороны Батского и особенно со стороны Архонского ущелий.

Среди жил и мелких рудных проявлений выделяются следующие рудно-минералогические группы: 1) молибденовая, 2) арсенопиритовая, 3) арсенопирит-молибденовая, 4) арсенопирито-пирротиновая, 5) пирротиновая, 6) халькопирито-пиритовая (медно-пиритовая).

Вне рассматриваемой площади массива горы Тепли, в 6—7 км к востоку от горы Тепли, известны представители явно эпитермальных рудных образований, а именно — реальгаро-аурипигментовые жилы и

смятые зоны, местами со стибнитом, пиритом и редко с арсенопиритом (Калды-Ком, Арси-Ком, Мильван-Даг). Эти месторождения также генетически связаны с теплинским неоинтрузивным комплексом.

Кварцево-молибденовые жилы и вообще проявления молибденового оруденения в Лья-Донском и Суар-Комском ущельях встречаются относительно часто, однако они не представляют практического интереса. Обычно это мелкие выклинивающиеся жилы и прожилки кварца с вкрапленностью мелких чешуек или скоплений молибденита. Мощность таких жил и прожилков измеряется в пределах 0.02—0.10 м.

Такие кварцево-молибденовые прожилки чаще всего обнажаются в сильно измененных сланцах в пределах их контактов с гранодиоритами и иногда в гранодиоритах. В некоторых случаях они секут дацито-андезитовые дайки.

В Лья-Донском ущелье, на левом склоне III цирка, проявление молибденового оруденения связано с мелкими кварцево-турмалиновыми прожилками. Там же, в выносах ледника встречаются иногда обломки биотитового пегматита с мелкой вкрапленностью молибденита.

Кварцево-арсенопиритовые жилы имеют более широкое распространение, и некоторые из них уже являлись объектами разведочных работ. Известны они как в Суар-Комском, так и в Лья-Донском ущельях.

В Суар-Комском ущелье кварцево-арсенопиритовые жилы и прожилки обнажаются преимущественно в пределах ледников, спускающихся с водораздела между Суар-Комским и Лья-Донским ущельями. Большинство из них имеет почти широтное (запад-северо-запад) простирание и крутые углы падения в северном или северо-восточном направлении.

Наиболее интересные арсенопиритовые жилы нами изучались на склонах цирка и южного ледника (Безымянный). Здесь две арсенопиритовые жилы на левом борту цирка прослеживаются на значительном протяжении при средней мощности в 0.17—0.20 м. Такие же примерно две жилы обнажаются в глубине цирка, сбоку висячего ледника.

Отмеченные арсенопиритовые жилы в значительной степени представлены сплошным арсенопиритом или густой вкрапленностью его в кварце. В подчиненном количестве встречается пирит. В отчетах Всесоюзного института минерального сырья отмечается в одной из проб присутствие вольфрама.

Очень интересный тип арсенопиритового оруденения был встречен в выносах II южного (Безымянного) и отчасти I южного (Центрального) ледников. Непосредственно на ледниках встречаются обломки и значительные глыбы (в 0.5 м³), представляющие брекчию из обломков видимо дацито-андезита, в сильной степени измененных гидротермальными процессами и оруденелых пиритом и арсенопиритом.

В некоторых случаях сильно развиты тонкошестоватые лучистые агрегаты турмалина.

В Лья-Донском ущелье, на склонах массива горы Тепли, арсенопиритовые жилы встречаются в пределах III, IV и V ледников, Лья-Донское арсенопиритовое месторождение, в пределах III ледникового цирка, известно уже больше десятка лет и в 1932 г. разведывалось поверхностными и подземными работами.

Лья-Донское месторождение представлено двумя параллельными кварцево-арсенопиритовыми жилами, расположенными друг

от друга на расстоянии 7—10 м. Жилы имеют широтное простирание с крутыми углами падения (60—70°) к северу.

Западная часть рудных жил обнажается на крутом склоне правого борта III цирка, на протяжении 300 м, а восточная часть — на левом борту цирка. Имея в виду, что обнажения жил левого и правого бортов цирка являются продолжением одних и тех же жил, общую длину их по простиранию можно определить в 1—1.25 км и по падению — в пределах 400—500 м. Мощность жил измеряется 0.2—0.3 м, местами достигая 0.5—0.6 м.

В естественных обнажениях или в поверхностных расчистках жилы в основном сложены ноздреватым кварцем и арсенопиритом. Только в некоторых участках они представлены слабо заохренным кварцем или безрудной глиной.

Целая серия неглубоких расчисток, выполненных в 1932 г. на правом борту ледника, вскрыла богатые скородито-арсенопиритовые руды. Однако вскрытые штольней и штреками рудные жилы на глубине 8—20 м были представлены только сильно заохренной безрудной глинистой массой с местными скоплениями кварца, вследствие чего дальнейшая разведка этих рудных жил была приостановлена.

По бортам IV и V цирков ледников (верховья рч. Малая Лья-Дон), в пределах двух дацито-андезитовых даек, а также в измененных глинистых сланцах, близ боков этих даек, встречается масса кварцево-арсенопиритовых прожилков. Там же арсенопирит встречается иногда в форме вкрапленности в дацито-андезитах.

Арсенопирито-молибденовые рудные проявления. В Суар-Комском ущелье, в обнажениях неогранитов и измененных сланцев, оруденение молибденитом иногда приурочено к кварцево-арсенопиритовым мелким жилам, где молибденит встречается или в виде отдельных скоплений, или в форме рассеянных чешуек вместе с арсенопиритом.

Небезынтересно в этом отношении оруденение молибденитом в южной части Суар-Комского ущелья (правый борт) в кровле небольшого куполообразного обнажения гранодиорита. Здесь в зоне сильно смятых и измененных глинистых сланцев юры и по трещинам отдельности в гранодиоритах молибденит встречается в кварцевых прожилках вместе с арсенопиритом.

Арсенопирито-пирротиновые жилы. Еще в 1938 г. на левом борту верхней части Суар-Комского ущелья, в пределах небольшого водораздельного хребта, разделяющего северный ледник (Каскадный) Суар-Комского ущелья и ледник Хардочин (с абсолютными отметками в 3600 м), среди диабазов были обнаружены пирротиновые жилы с халькопиритом. Затем в 1939 г. более детальными поисковыми работами Северо-Кавказского геологического управления (инж. Б. П. Никитин) несколько выше в пределах этого же участка было обнаружено девять рудных жил с арсенопиритом, залегающих в диабазовых породах.

Рудные жилы приурочены к двум, видимо наиболее резко выраженным системам отдельности в массивных диабазовых породах с падением на северо-восток (37—46°) под углом 70—76° и юго-восток (170—183°) под углом 52—79°, в пределах которых произошло смятие и некоторое рассланцевание диабазов. По простиранию отдельные рудные жилы прослеживаются от двух-трех десятков до 135 м. Мощность их изменяет-

ся в пределах 0.1—0.2 м, достигая в некоторых участках 0.6—0.7 м и больше.

По минералогическому составу рудные жилы являются типично пирротино-арсенопиритовыми, обычно с преобладанием пирротина и лишь в отдельных участках преобладает арсенопирит, причем в таких случаях образуются типичные богатые арсенопиритовые жилы.

Во многих случаях арсенопирит встречается только в форме вкрапленности в пирротине. На некоторых участках этих жил значительное развитие (до 10%) имеет халькопирит и совсем редко встречается сфалерит.

Из вторичных рудных минералов работами Севкавгеолуправления установлено присутствие ковеллина и виоларита, образующих прожилки в пирротине. Из нерудных минералов широко развит массивный или друзового сложения кварц и в некоторых жилах (№ 7) по зальбандам встречаются пневматолитовые образования актинолита до 0.2 м мощностью иногда с крупными шестоватыми кристаллами апатита. В шлихах, промытых из остатков проб каждой жилы, был установлен шеелит в пределах 20—40 зерен.

Пирротиновые жилы. На левом борту Суар-Комского ущелья уже давно были известны пирротиновые жилы, особенно одна из них, близ нарзанного источника. В 1939 г. В. П. Никитин на этом месторождении провел небольшие разведочные работы и на небольшом участке обнаружил восемь кварцево-пирротиновых жил.

Отдельные жилы прослеживаются до 20—80 м и одна — до 150 м при мощности 0.3—0.5 до 0.9 м. Азимуты падения жил изменяются в пределах юго-восток 145—180°, юго-запад 200° под углом 70—90°, а одной жилы северо-восток 75° под углом 65°.

Вмещающими породами являются несколько измененные пиритизированные юрские сланцы и песчаники. Местами жилы представлены перемьятыми брекчированными сланцами, сцементированными кварцем и пирротинном. Главную массу жильного тела составляет пирротин, в небольшом количестве встречается халькопирит. Кварц занимает подчиненное место. Шлихи, полученные из остатков проб, как правило, содержали до 70 зерен шеелита. Согласно нашим исследованиям в 1937 г. эти руды содержат небольшие количества олова.

Медно-пиритовое оруденение встречено в некоторых участках Суар-Комского ущелья. Так, на правом борту ущелья, в обнажающихся мощных выходах гранодиоритов, ниже южных ледников, в зонах смятия наблюдается местами интенсивное оруденение пиритом и реже халькопиритом.

Систематически проведенное шлиховое опробование рыхлых современных отложений в долинах рек и пределах ледниковых цирков массива горы Тепли показывает широкое развитие касситерита, особенно в шлихах Суар-Кома и Архона.

В местности «Аплитовая щель» Суар-Комского ледника в гранодиорите по северному контакту порфиритовой жилы было встречено оруденение. Проба образца на олово дала промышленное его содержание. Микроскопически обнаружено присутствие пирита, халькопирита, в незначительных количествах станнина, сфалерита и еще меньше — пирротина.

В шлихах многих боковых притоков часто встречаются шеелит, вишневый блеск, арсенопирит и, в меньшем количестве, халькопирит; изредка встречается киноварь.

Среди рудных проявлений особого внимания заслуживают арсенопиритовые и арсенопирито-пирротиновые жилы, особенно Саур-Комского ущелья, однако их высокогорность (3400—3600 м) усложняет изучение этого типа оруденения.

3. Адай-Хохский рудный узел расположен в верховьях рр. Сангути-Дон, Цей и Адай-Ком в области развития пород древнего кристаллического основания, прорезанных штоками неинтрузии гранитоидов, из которых наиболее крупными являются Сангути-Донское и Донисарское месторождения и цепочка мелких выходов на Орах-Коме.

В Адай-Хохский рудный узел входят арсенопиритовые месторождения Сангути-Донской группы и, возможно, полиметаллические и арсенопиритовые жилы района Орах-Ком — Цей — Сау-Хох. У южной границы рудного узла расположено Адай-Хохское реальгарово-аурипигментовое месторождение. Более крупные неинтрузивные тела вытянуты в северо-северо-западном и меридиональном направлениях, дайка и мелкие линзы — в северо-западном (290—310°). Рудовмещающими полостями большинства жил являются трещины северо-западного простирания с крутыми падениями, что соответствует главному направлению разрывной тектоники района.

Месторождения Адай-Хохского рудного узла, вследствие их труднодоступности, относятся нами в группу резервных месторождений.

4. Таймази-Каробский рудный узел расположен в верховьях рр. Тана-Дон (правый приток р. Урух) и Чвешура (левый приток р. Риони), в области развития древних кристаллических пород и основания сланцевой толщи лейаса, прорванных штоками и дайками гранитоидов, причем часть даек имеет почти меридиональное простирание.

Оруденение концентрируется в основном в двух рудных полях: на северном склоне Главного хребта — Тана-Донском рудном поле, несущем существенно арсенопиритовое оруденение, и на южном склоне — в Каробском рудном поле, несущем молибденовое, арсенопиритовое, полиметаллическое и сурьмяное оруденения. Эти металлы приурочены к разным фазам оруденения, но иногда накладываются друг на друга в одних и тех же рудных участках и жилах. Ряд рудных проявлений встречен, кроме того, в районе ледника Вартуй.

Тана-Донское рудное поле расположено на правом склоне р. Тана-Дон (правый приток р. Урух). Район сложен почти целиком древними гранитоидами, прорванными дайками диабазов и интродацитов. На севере вдоль русла р. Тана-Дона выступает узенькая полоска кристаллических сланцев, контактирующих тектонически с юрскими глинистыми сланцами.

Рудовмещающими полостями являются трещины северо-западного простирания (290—310°) с крутым падением (60—80°) на юго-запад и пологим (25—40°) на северо-восток. Все главнейшие рудные жилы района имеют залегания последнего типа, т. е. полого падают на северо-восток.

Среди рудных жил Тана-Дона различаются следующие рудно-минералогические типы: кварцево-молибденитовые жилы, встреченные в виде небольших прожилков; кварцево-арсенопиритовые жилы, содержащие нередко заметные количества висмута (Таймизи, Хамицай), и кварц-арсенопирит-пирротиновые жилы.

Тана-Донское месторождение является одним из лучших промышленных месторождений мышьяка на Северном Кавказе.

Каробское рудное поле расположено в верховьях р. Чвешура (левый приток р. Риони) и включает в основном два рудных участка: Киртышо и Кароби.

В геологическом строении рудного поля принимают участие следующие комплексы пород: 1) древние гранитоиды с зажатými участками основных пород (габбро) и кристаллические сланцы, слагающие большую половину района и выступающие сплошным полем к северу от главного надвига и клином южнее среди глинистых сланцев; 2) глинистые сланцы, примыкающие с юга по тектоническому контакту. Весь указанный комплекс прорван дайками диабазов, альбитофиоров и интродацитов. Последние выступают, кроме того, в виде двух небольших штоков.

Рудовмещающими структурами являются штокверковые зоны в дайках интродацитов (молибден Кароби), трещины северо-западного простирания ($300-330^\circ$) с падением крутым ($60-75^\circ$) и пологим ($25-35^\circ$) на северо-восток.

В пределах рудного поля развиты следующие рудно-минералогические типы: 1) молибденитовый (Кароби); 2) кварцево-арсенопиритовый (Киртышо, Кароби); 3) полиметаллический с оловом (Киртышо); 4) кварцево-антимонитовый (Кароби, Киртышо); 5) сульфидные скарны.

Освоено промышленностью Каробское молибденовое месторождение, перспективы (запасы) которого крайне ограничены, в связи с чем необходима постановка разведок на глубину и разведка северо-восточного фланга месторождения. Из двух типов оруденения представляют практический интерес арсенопиритовые жилы Киртышо и Кароби, обладающие, однако, ограниченными запасами.

Рудные выходы района ледника Баргуй, где выступают наиболее крупные в данном рудном узле штоки кислых неинтрузий, изучены слабо, вследствие крайней труднодоступности этого участка.

5. Л а б о д а - Э д е н с к и й р у д н ы й у з е л расположен в верховьях рр. Урух и Риони, в области западного окончания выступа древних кристаллических пород. В районе широко развиты дайки гранодиоритпорфиров и интродацитов; встречены единичные штоки гранодиоритов (Лабода).

На северном склоне Главного хребта обнаружено несколько кварцево-арсенопиритовых и полиметаллических жил. На южном склоне расположено довольно крупное сурьмяное месторождение — Зопхито с несколькими десятками жил.

Кварцево-сурьмяное оруденение Зопхитского рудного поля в форме плоско-параллельных и линзовидных жил приурочено к трещинам следующих основных направлений: простирание $310-330^\circ$, падение встречное, под углом $40-60^\circ$, редко 25° ; простирание $360-15^\circ$, падение встречное, под углом $20-60^\circ$; простирание $60-70^\circ$, падение юго-восточное, под углом $60-70^\circ$ (редко).

6. Ц у р у н г а л ь с к и й р у д н ы й у з е л расположен в верховьях правых притоков р. Цхенис-Цхали (рр. Чорохи и Корельдаш) в районе выходов неинтрузий: Тетельдашских, Чорохской, Зесхинской, Цанской. Здесь известны арсенопиритовые месторождения — Черохское, Шхабани, Цанское, медно-пирротинное месторождение Зесхо и ряд мелких вольфрамовых, молибденовых, медно-пирротинных, полиметаллических и сурьмяных рудных жил.

Учитывая, что Цурунгальское рудное поле и, в частности, Цанское арсенопиритовое месторождение отражают основные черты строения и

характера оруденения, присущие рудным узлам зоны Главного хребта, ниже приводим краткое его описание.

На севере Цурунгальского рудного узла гребневую часть слагают древние граниты, прорванные дайками диабазов северо-западного простирания и дайками неинтрузивных пород, преимущественно меридионального направления. Этот древний кристаллический выступ ограничен выходами сланцев лейаса, выступающих на севере — в Штулу-Хервесской депрессии, на востоке — в депрессии Шари-Вцек и на юге — в южной зоне Главного хребта. Южнее, полосой до 3 км шириной, идут сланцы лейаса, среди которых различаются:

а) базальный слой, состоящий из конгломератов и прослоев песчаников, переслаивающихся с черными глинистыми сланцами;

б) черные глинистые сланцы со значительным количеством пластовых и резе секущих линз и даек диабазов;

в) темные глинистые сланцы с редкими прослоями тонкозернистых песчаников;

г) переслаивающаяся толща песчаников и глинистых сланцев.

Контакт между глинистыми сланцами и древними гранитами повсюду, за исключением района перевала Шари-Вцек, тектонический, с надвигом по крутой (около 60°) плоскости древних гранитов на сланцы лейаса. Толща сланцев слагает южное крыло Главной Кавказской антиклинали, разорванное надвигом, не обнаруживая крупных внутренних складчатых форм и дизъюнктивных нарушений. Она прорвана пятью небольшими штоками интрузий гранитоидов и многочисленными дайками схизолитовых пород глубинных частей магматического очага.

На юге сланцы лейаса контактируют с карбонатной толщей верхней юры — нижнего мела, слагающей ядро синклинали южной зоны. В северной половине (в основании) карбонатной полосы различаются: а) пачка из переслаивающихся черных известняков, тонкозернистых песчаников и мергелистых сланцев с мелкими прослоями конгломератов; б) переслаивающиеся известняки, мергели и сланцы, лежащиеся с угловым несогласием на нижележащую пачку «а». Карбонатная толща также прорвана в районе Цанского месторождения секущими дайками неинтрузивных пород.

Дизъюнктивных нарушений крупного масштаба в области контакта сланцев и карбонатной толщи не обнаружено. Имеются нарушения как по контакту, так и близ контакта, выраженные в интенсивных смятиях и дроблениях пород с относительными передвижками по ним, измеряемыми, очевидно, лишь несколькими десятками метров (Зесхо, Карета). Все породы осадочной толщи слагают в пределах рудного поля южное крыло Главной Кавказской антиклинали (северное крыло синклинали южной зоны). В районе Цанского месторождения они поставлены на голову с крутым (70°) падением на юго-запад, а к востоку и западу от нее запрокинуты на юг и падают на северо-восток под углом $50-70^\circ$.

Серия неинтрузий представлена двумя геологическими группами:

1) Цанским, Чорохским, Тотельдашским штоками гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров, а также Зесхинским и Тотельдашским штоками интродацитов; 2) многочисленными дайками гранит-профиров, кварцево-диоритовых порфиритов и интродацитов. Указанные неинтрузивные породы по относительному возрасту, установленному на основании взаимных пересечений интрузивных тел, образуют следующий ряд: 1) интрузия гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров; 2) внедрение

даек кварцево-диоритовых порфиритов; 3) внедрение даек, редко штоков, интродацитов.

Возраст интрузии, на основании ряда фактов пересечения дайками надвиговой плоскости Главного хребта и нижнемеловых карбонатных пород, считается верхнетретичным.

Тектоническими элементами, контролирующими размещение интрузивных тел, являются:

1) главный надвиг с простиранием $300-320^\circ$ и падением на северо-восток под углом $55-60^\circ$, регионально контролирующий проявления интрузий, но сравнительно редко несущий интрузивные тела непосредственно в плоскости надвига (Тотельдашский шток интродацитов);

2) северо-западные ($280-320^\circ$), круто падающие ($60-80^\circ$) на северо-восток и реже на юго-запад трещины, вмещающие дайки гранит-порфиритов, кварцевых диорит-порфиритов, редко интродацитов;

3) почти меридиональные северо-западные ($340-350^\circ$) трещины с крутыми падениями в обе стороны, вмещающие дайки интродацитов и кварцево-диоритовых порфиритов;

4) северо-восточные ($60-80^\circ$) крутопадающие ($60-80^\circ$) в обе стороны трещины, вмещающие дайки кварцево-диоритовых порфиритов, реже дацитов; они встречаются сравнительно редко;

5) северо-восточные ($20-40^\circ$) ослабленные зоны разрыва, вмещающие Цурунгальскую интрузию и ряд мелких, невыдержанных даек интродацитов.

Из явлений контактового метаморфизма следует отметить характерные особенности, имеющие поисковый интерес. В глинистых сланцах различаются следующие зоны и разности метаморфизованных пород (от интрузива к периферии):

1) зона роговиков: а) полевошпатовые гнейсовидные роговики, б) кордиеритово-андалузитовые роговики;

2) зона узловато-пятнистых сланцев: а) пятнистые сланцы с темными пятнами (остатками неперекристаллизованного материала) и с перекристаллизованной основной массой, б) узловато-пятнистые сланцы со светлыми овалоидами (в пятнах кварц, слюдисто-хлоритовые минералы и хиастолит) в неперекристаллизованной глинистой основной массе;

3) зона хлоритово-серицитовых сланцев с серебристой поверхностью по плоскостям сланцеватости при темносером или черном цвете в поперечном изломе.

Хлоритово-серицитовые сланцы имеют более широкое развитие в районе и не связываются в контурах непосредственно с видимыми выходами неинтрузий, отражая, очевидно, более широкие воздействия совокупности термального и динамического метаморфизма. В известняках контактовый метаморфизм сопровождается новообразованиями кристаллического кальцита и тремолита.

Оруденение концентрируется вокруг Цурунгальской интрузии (Цанское арсенопиритовое месторождение), около мелких штоков неинтрузий в верховьях рр. Чореха и Тотельдаш (Чорехское арсенопиритовое месторождение), в промежутке между этими месторождениями на горе Шхабани и Цители-Клде (арсенопиритовое оруденение) и на правом берегу р. Зесхо ниже устья р. Тотельдаш близ Зесхинской интрузии (меднопиритовое месторождение Зесхо). Единичные слабые рудопроявления можно найти почти во всем районе.

Полный рудный ряд района, который находит целиком отражение на Цанском месторождении и частично на других, представлен сле-

дующими типами жил: 1) кварцево-молибденитовыми и кварцево-вольфрамитовыми; 2) турмалиново-арсенопиритовыми; 3) кварцево-арсенопиритовыми; 4) пирротиновыми и медно-пирротиновыми; 5) полиметаллическими; 6) сурьмяными.

Главными рудными объектами района являются кварцево-арсенопиритовые жилы, составляющие по количеству жил, их мощности и насыщенности мышьяком абсолютно преобладающее большинство.

Приведенный выше ряд жил соответствует общей последовательности рудоотложения от более высоких температур к низким, которая устанавливается вполне отчетливо по взаимным пересечениям жил, текстурам и структурам руд. При этом отдельные типы жил и, особенно, арсенопиритовые несут часто минералы предыдущих и последующих фаз оруденения, будучи отделены интраминерализационными дроблениями или различаясь только по структурам.

Рудовмещающими полостями в абсолютном большинстве случаев являются трещины различных направлений, реже зоны дроблений (Зеско) и мелкая сеть трещиноватости в неинтрузивах и дайках с замещением обломков и минералов вмещающей породы. Раскрытие и, вероятно, возникновение рудовмещающих трещин протекало не одновременно, а в определенной последовательности с отложением в каждом новом типе трещин руд различного состава, что позволяет отчетливо различать последовательность и фазы минерализаций.

Главные направления залеганий рудных жил различных типов сведены в табл. 11.

Таблица 11

Главные направления залегания рудных жил различных типов

Залегания	Типы жил					
	молибденитовольфрамитовые	турмалиновоарсенопиритовые	арсенопиритовые	меднопирротиновые	полиметаллические	сурьмяные
Простираание	350—10°			350—10°		
Падение	В \angle 60—80°			В \angle 70—80°		
Простираание	30—40°					
Падение	ЮВ \angle 50—90° СЗ \angle 70°					
Простираание	280—310°			280—310°		300—320°
Падение	СВ \angle 50—90° ЮЗ \angle 70°			СВ \angle 50—90° ЮЗ \angle 70°		ЮЗ \angle 55—90°
Простираание		300—310°	300—330°			
Падение		СВ \angle 20—30°	СВ \angle 20—30°			
Простираание			270—295°			
Падение			ЮЗ \angle 25—40°			
Простираание			50—90°		50—70°	
Падение			СЗ, ЮЗ \angle 30—40°		ЮВ \angle 30°	

Абсолютное большинство практически интересных рудных жил (арсенопиритовых) имеет, таким образом, почти широтные (юго-западные и северо-западные) простирания и пологие (до 45°) встречные падения, причем преобладающее большинство жил имеет падение в

Элементы	гипотермальная	мезотермальная	эпитермальная	Рассеянные элементы
типы жил	Молибденово-вольфрамовые, Турмалиново-арсенопиритовые	Меркантиль, Арсенопиритовые, Рельефно-сульфидные	Сурьмяные	
минералы				
Квартц				
Турмалин				
Молибденит				
Вольфрамит				
Швеллит				
Касситерит				
Арсенопирит				Sb, Sn, Ag, Au, Bi, Se, Te, As
Золото				
Висмут самор.				
Висмутин				
Пирротин				
Пирит				
Халькопирит				Ag, Pb, Sb, Sn
Сфалерит				
Блестящие руды				Sn, Bi, Ag, Cd, Zn, As, Bi, Cd, Pb, As, Sb
Станнин				
Галенит				
Коллом арсенопирит				
Коллом пирит				
Антимонит				
Сурьма самор.				
Бертьерит				
Менегинит?				
Кальцит				
Буланжерит				
Джеймсонит				
Реальгар				
Дурилитмент				
Хлорит				

Фиг. 21. Генетическая таблица первичных минералов Цанского месторождения.

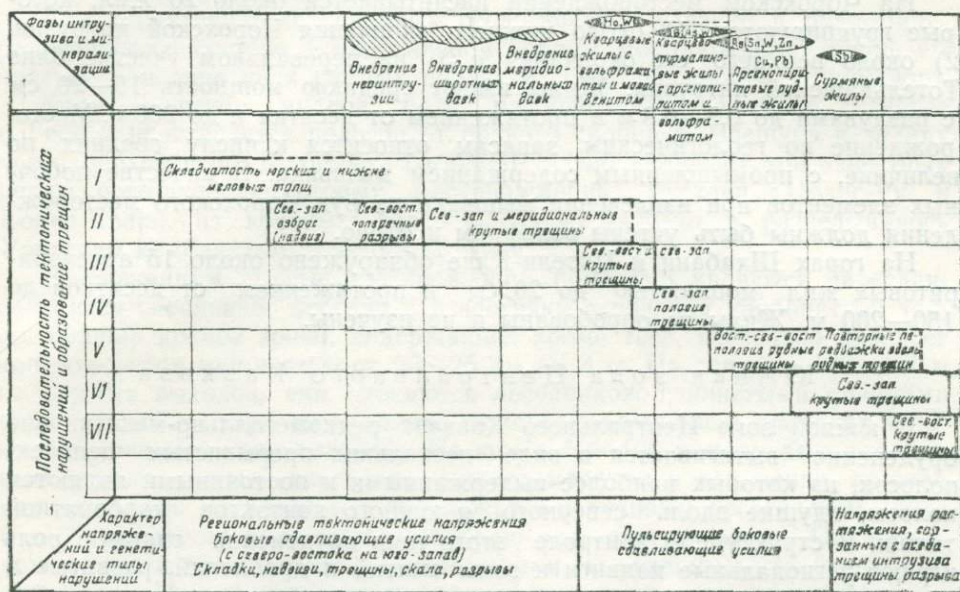
северных румбах. Такое залегание арсенопиритовых жил является характерным не только для Цурунгальского рудного узла, но и для ряда других мышьяковых и сурьмяных рудных полей осевой зоны Центрального Кавказа (Тепли, Таймази, Кароби, Зопхито и др.). Закономерный характер залегания подтверждает представление о том, что они возникли в результате региональных тектонических напряжений.

Общая последовательность рудообразования и парагенетические отношения минералов показаны на фиг. 21.

Приведенная генетическая таблица минералов Цанского месторождения отражает характерные особенности состава почти всех рудных жил района. Отдельные месторождения и жилы отличаются друг от

друга лишь иными количественными отношениями минералов, с полным или преимущественным развитием одной или нескольких фаз оруденения и, соответственно, выпадением (пропуском) или слабым развитием других фаз. На Чорохском месторождении, например, не были найдены полиметаллические жилы, очень мало турмалина, но в большем, чем на Цане, количестве присутствуют вольфрамит, касситерит и сфалерит.

Во всех арсенопиритовых жилах основная роль принадлежит кварцу и арсенопириту, и поэтому количественные соотношения и характер распределения их определяют типы мышьяковых руд.



Фиг. 22. Схема взаимосвязи развития структуры, вулканических процессов и минерализации.

На медно-пирротиновом месторождении Зесхо почти все рудное тело сложено пирротином и другие минералы (кварц, халькопирит и др.) присутствуют лишь в небольших количествах.

В отдельных жилах, особенно в арсенопиритовых, широко развиты явления телескопии и наложения фаз. Поэтому в них часто встречаются минералы почти всего рудного ряда от вольфрамита и до антимонита, реальгара и аурипигмента.

Несмотря на отмеченные телескопию и наложение фаз, все же удается установить общую тенденцию зональности оруденения по мере удаления от активных рудоносных интрузивных очагов, верхними ступенями которых являются, вероятно, вскрытые эрозией малые интрузии. Для иллюстрации изложенных выше представлений об общем ходе и последовательности тектонических процессов, интрузивной и рудной деятельности приводится схема взаимосвязи развития структуры вулканических процессов и минерализации (фиг. 22).

Главным рудным объектом Цурунгальского рудного узла является Цанское арсенопиритовое месторождение. Представлено оно двумя сериями почти параллельных жил, расположенных на южных склонах

горы Цурунгал, причем жилы одного склона падают полого навстречу жилам другого склона. На юго-западном склоне насчитывается три крупные арсенипиритовые жилы с десятком разветвлений и мелких прожилков, на юго-восточном — 5—6 крупных жил, а в общей сложности около 25 жил и прожилков. Единичные жилы встречаются на перевальном участке и на северном склоне горы Цурунгал. Протяженность рудных жил по выходам колеблется в пределах от десятков метров и до 800—1000 м, мощности от нескольких сантиметров и до 1 м.

Резервными рудными объектами являются Чорохское месторождение и группа жил на Цители-Клде и Шхабани.

На Чорохском месторождении насчитывается около 20 жил, которые группируются: 1) около нижнего окончания Чорохской интрузии, 2) около верхнего его окончания и 3) на перевальном участке близ Тотельдашской интрузии. Жилы имеют среднюю мощность 15—20 см с раздувами до 0.5—0.8 м и протяжением от десятка и до 200 м. Месторождение по геологическим запасам относится к числу средних по величине, с промышленным содержанием мышьяка. В качестве побочных элементов при извлечении мышьяка из руд Чорохского месторождения должны быть учтены вольфрам и олово.

На горах Шхабани и Цители-Клде обнаружено около 15 арсенипиритовых жил мощностью до 20 см и протяжением от десятков до 150—200 м. Жилы не опробованы и не изучены.

Южная зона Центрального Кавказа

В южной зоне Центрального Кавказа редкометалльно-мышьяковое оруденение¹ вытягивается в виде нескольких прерывистых цепочек-полосок, из которых наиболее выдержанными и постоянными являются полосы, идущие вдоль северного и южного контактов карбонатной толщи. В структурном контроле этого типа оруденения главную роль играют региональные надвиги и зоны смятий и дроблений, развитые в областях смены литологически разнородных пород и вдоль перегибов антиклиналей второго порядка. Такими полосами являются:

1) Адай-Комская, идущая вдоль Адай-Комского разрыва через верховья рр. Фиэг-Дона, Ардона и Риони и приуроченная к верхам диабазовского горизонта (по Варданянцу). Здесь расположены реальгаровые месторождения: Колды-Комское, Мильван-Дагское, Адай-Комское и ртутное — Мамисонское.

2) Широкая полоса, идущая через верховья р. Ардон и левых притоков р. Риони и приуроченная к верхне-лейасовой песчаниково-сланцевой толще. Оруденение контролируется зонами смятий и дроблений вдоль контактов литологически разнородных пород (ртутное — Бокос) и крыльев антиклиналей второго порядка (ферберитово-сурьмяное — Ноцара, ртутное — Талахиани и др.).

3) Верхне-Рачинская, идущая вдоль северного контакта карбонатной толщи через верховья рр. Ардона и Риони. В этой полосе расположены реальгаровые и ртутные месторождения Нар, Тиб, Бубу, Чичхви, Молиса, Рустави, Кодис-Ру, Кодис-Дзири, шеелитовое Колайста-Дон, залегающие в интенсивно-перемятых и местами раздробленных приконтактных зонах песчаниково-глинистых отложений верхнего лейаса и карбонатной толщи, а часто и по самому контакту их.

¹ Без учета медно-пирротинового и медного оруденений, возрастное положение и генезис которых еще не ясны.

4) Лухумская, приуроченная к области перегиба антиклинали второго порядка, сложенной здесь перемежающимися песчанистыми известняками, мергелями и конгломератами. В этой полосе расположены реальгаро-аурипигментовые месторождения Сакаурусское и Лухумское.

5) Уцерская полоса, приуроченная к основанию флиша и к прослоям туфопесчаников и песчаников верхов лейаса — низов средней юры и идущая вдоль главного надвига южного склона от Джавы на востоке до Цхенис-Цхали на западе. В этой полосе расположены реальгарово-аурипигментовые месторождения Джавской группы (Ацерис-Хеви, Сохта, Абано), Уцерской группы (Уцерское, Паравниши, Ожанури), Хидишлеби, Урави.

Для характеристики основных геологических условий и рудноминералогического состава эпитеpmальной группы месторождений приведем краткое описание двух рудных полей: Кодис-Дзирского и Лухумского.

Кодис-Дзирское рудное поле расположено в 3—4 км севернее г. Геби и простирается полосой от правого склона р. Чвешура к западу через верховья рр. Кодис-Ру, Тоганис-Ру. Оно включает три известных реальгарово-аурипигментовых месторождений: Рустави, Цохис-Ру и Кодис-Дзири, из которых более детально изучено и разведывалось Уравским комбинатом только последнее.

Вмещающими рудные месторождения породами являются переслаивающиеся песчаники, мергели и известняки основания карбонатной толщи (флиша южной зоны), содержащие, кроме того, несколько прослоев конгломератов мощностью от 20—25 см до 3 м. На севере, в 100—150 м от рудных выходов, они сменяются песчаниково-глинистыми сланцами верхнего лейаса, причем недалеко от контакта в сланцах проходит мощное линзовидное тело диабазов. На юге в 50—100 м начинаются типичные толстослоистые известняки с конгломератом в основании, причем, как это видно на Кодис-Ру, они ложатся с угловым несогласием около $5\text{--}10^\circ$ на рудовмещающую известково-мергелистую пачку. По находкам фауны и геологическим соотношениям, выведенным для этого района (А. В. Пейве), эти породы относятся к титону-валанжину. Указанные породы слагают северное крыло главной синклинали южной зоны, имея простирание $290\text{--}300^\circ$ и падение на северо-восток под углом $50\text{--}70^\circ$.

Через все рудное поле в направлении $280\text{--}290^\circ$ проходит дайка «трахитов»¹ мощностью около 6—7 м с падением на северо-восток под углом около 50° .

Оруденение приурочено к зонам смятий, вмещающих дайку пород. На Кодис-Дзири различаются две таких зоны, которые идут вдоль лежачего и висячего боков дайки. Общая мощность зон смятия и сильной трещиноватости достигает 7—8 м. Мощности же интенсивного смятия и оруденения колеблются от десятков сантиметров до 1.5 м.

Рудные тела имеют формы неправильных оруденелых линз, сложенных дробленой породой и пронизанных многочисленными прожилками кальцита и реальгара. На Кодис-Дзири такие линзы прослежены до 40 м по простиранию и падению. Оруденение интенсивное, но прерывистое.

Зоны смятий и оруденелые линзы, будучи в общем ориентированы по господствующей сланцеватости, несут внутри сложную систему трещиноватости, которая заполнена кальцитом и рудой.

¹ Сильно измененная порода, поэтому условно оставлено старое определение.

Несмотря на то, что в отдельных случаях наблюдаются заполнения трещин различным минеральным составом со взаимными пересечениями, все же в целом на месторождении не выдерживается приуроченность того или другого типа минерализации к определенным направлениям трещин.

Парагенетические соотношения главных гипогенных минералов показаны на фиг. 23.

Намечаются три фазы минерализации, разграниченные на фиг. 28 вертикальными прерывистыми линиями; они установлены по явлениям пересечений прожилков различного состава и текстурным особенностям



Фиг. 23. Парагенетическая таблица гипогенных минералов Кодис-Дзири.

руд, несущим следы интра-рудных дроблений с резким изменением состава растворов и последующим заполнением возникших трещин кальцитом и рудными минералами. Кроме того, в последней, практически интересной сульфидной фазе минерализации намечаются три подфазы: сурьмяная, ртутная и мышьяковая, разделенные сравнительно более слабыми интрарудными дроблениями с цементацией и пересечением минералов предыдущей подфазы.

На месторождении Цохис-Ру, менее всего изученном, руда существенно антимонитовая, бедная.

В Рустави присутствуют в значительных количествах метациннабарит и киноварь, причем руды здесь характеризуются промышленным содержанием мышьяка, но образуют сравнительно маломощные жилы и линзы.

Кодис-Дзири, Рустави и Цохис-Ру относятся к группе месторождений северной приконтактной полосы основания карбонатной толщи и являются, согласно имеющимся материалам, практически наиболее перспективными, а по характеру минерализации — разнообразными среди месторождений этой полосы. Они несут промышленные концентрации как мышьяка, так и ртути, и поэтому заслуживают более форсированной разведки. Все известные выходы руд в этом Кодис-Дзирском рудном поле и в первую очередь площади, примыкающие к Кодис-Дзири с востока и с запада, заслуживают постановки систематических и детальных поисково-разведочных работ.

Лухумское рудное поле расположено в верховьях рр. Лухуми и Сакаури, правых притоков р. Риони. Оно включает месторождения: Сакаури, Лухумское и ряд рудных выходов в районе последнего.

Вмещающими месторождение породами являются переслаивающиеся плотные известняки, песчаные сланцы и мергели с прослоями конгломератов. Южнее месторождений (в 2 км) карбонатная толща сменяется песчано-глинистыми и туфогенными отложениями верхов лейаса — низов средней юры.

Отсутствие крупно- и среднemasштабных съемок в районе Лухумского рудного поля не позволяет сейчас более или менее ясно представить геологическое строение района и рудного поля. Однако наблюдения по разрезу р. Лухуми и на Лухумском месторождении дают основание предполагать следующие основные черты структуры.

Указанные выше породы карбонатной толщи слагают здесь южное крыло главной синклинали южной зоны, осложненное в районе Лухумского рудного поля антиклиналью второго порядка, выходящей на дневную поверхность нижние горизонты карбонатной толщи, которые нормально выступают на 2 км южнее месторождения. Антиклиналь сильно сжата, опрокинута на юг с крутым (60—80°) падением крыльев и, вероятно, кое-где разорвана со смятиями и дроблениями отдельных пачек и горизонтов пород. Предположительно можно говорить о том, что лухумское месторождение приурочено к южному перегибу антиклинали.

Рудное тело Лухумского месторождения представляется в плане в форме пережимающейся плоской линзы с двумя раздувами, носящими названия: восточный участок и западный участок. По падению восточный раздув совпадает в основном с залеганием вмещающих пород, т. е. имеет северо-западное простирание и крутое падение на северо-восток. Западный раздув в верхних, уже вынутых частях имеет залегание, аналогичное восточному, но уже на горизонте штолен № 1—4 переходит в южное падение, пересекая по падению вмещающие породы. Аналогичная картина строения рудовмещающих полостей видна в мелком масштабе и на жиле «Коллекторской», где верхняя часть жилы имеет в общем пластовое залегание, тогда как ниже, после небольшого перерыва, реальгаровое оруденение следует уже по трещине, падающей на юг. Очевидно, на западном участке Лухуми рудовращающая полость образовалась в результате сочетания нарушений по двум широко развитым в районе месторождения направлениям трещиноватости:

Простирание 290—300°, падение на северо-восток под углом 60—70°
 » 300—310°, падение на юго-запад под углом 30—50°

Наблюдения над пересечениями мелких трещин этих двух направлений показывают, что вторая система трещин в ряде случаев раскрывалась и заполнялась несколько позднее первой, но еще до окончания рудного процесса.

Характер оруденения по мощности зоны меняется. Наиболее богат южный, висячий бок зоны. Лежащий бок несет оруденение преимущест-

Минералы	Последовательность выделения
Кварц	
Альбит	
Серпичит	
Кальцит	
Пирит	
Арсенопирит	
Шевелит	
Антимонит	
Реальгар	
Аурипигмент	
Коалинит	
Марказит	
Киразит	
Мельниковит	

Фиг. 24. Парагенетическая таблица гипогенных минералов Лухумского месторождения.

венно по трещиноватости, причем существенно реальгаровое и с заметным содержанием антимонита. Аурипигмент концентрируется в центральных частях линзы, преимущественно замещая избирательно по слоистости известняки, тогда как реальгар встречается, главным образом, в мелкой трещиноватости в сланцах. Поэтому бросается в глаза полосчатая текстура замещения аурипигментовых руд, составляющих главную массу руды Лухумского месторождения, причем эта полосчатость идет под углом к внешним контурам линзы (вследствие секущего положения зоны).

Основные парагенетические соотношения гипогенных минералов Лухумского месторождения изображены на парагенетической таблице (фиг. 24).

По текстурным соотношениям вполне отчетливо различаются две фазы минерализации (в таблице отмечены вертикальной прерывистой линией), отделенные друг от друга дроблением отложившегося жильного тела и последующим мощным развитием аурипигментовой фазы оруденения. По структурным соотношениям минералов намечаются дополнительно внутри фазы три подфазы (кварцево-сульфидная, сурьмяная и реальгаровая) и внутри второй фазы — также три подфазы (реальгаровая, аурипигментовая, мельниковитовая). В пределах всего рудного поля, вероятно, имело место развитие этих подфаз как самостоятельных, с образованием рудных жил существенно реальгаровых (Сакаури, Коллекторская), существенно сурьмяных и др.

Раздробление жильного кварца первой фазы нередко с образованием «сланцевидных» текстур, возникновение новых систем трещин и резкое изменение минералогического состава руд свидетельствует об интенсивности тектонических процессов, существенно повлиявших на ход минерализации. Именно резким изменением условий рудоотложения и следует объяснять отсутствие нормальной зональности по вертикали и нахождение существенно реальгарового оруденения в более высоких горизонтах по сравнению с аурипигментовым Лухума, ибо наложение аурипигментового оруденения происходило после заметных тектонических процессов и, очевидно, при повышении температурных условий на данном горизонте. Можно ожидать, исходя из этого, нахождение и других точек аурипигментового оруденения гипсометрически ниже реальгаровых рудных жил.

Пример Лухумского рудного поля свидетельствует о том, что складчатые структуры второго порядка играют существенную роль в контроле эпитермального оруденения в синклинальной области южной зоны. Поэтому стратиграфическое расчленение карбонатной толщи и выяснение ее внутренней тектонической структуры являются важной задачей ближайшего периода.

Не приводя примеров, иллюстрирующих характер оруденения в южной реальгаровой полосе, следует указать, что оруденение иногда контролируется поперечными к главной складчатой структуре и южному надвигу разрывами северо-восточного, почти меридионального направления (Урави); в общем же оно приурочено к слоям туфогенных пород и реже к сланцам и породам карбонатной толщи близ главного надвига (южного фронтального). По химико-минералогическому составу привлекает особое внимание Хидшилебское месторождение, где обнаружены большие содержания ртути, а также рудные точки района Сакао-Уцери, где существенное значение имеет сурьма.

Генетическая связь этой полосы оруденения с неинтрузивной деятельностью устанавливается по геологическим соотношениям и выходам Сакаурской неинтрузии в южной реальгарово-аурипигментовой полосе.

При рассмотрении области синклинали южной зоны в целом, видно широкое развитие здесь эпитермального сурьмяно-мышьяково-ртутного оруденения с месторождениями промышленного значения. Геологические условия и вероятный ход минерализации позволяют ожидать нахождения ряда новых и интересных в промышленном отношении месторождений мышьяка, сурьмы и ртути. Южная зона в целом и в первую очередь полосы вдоль северного и южного контактов карбонатной толщи заслуживают постановки систематических геологопоисковых работ, а известные точки оруденения требуют проверки их поисковоразведочными работами.

Свано-Рачинский антиклинорий

Следующая к югу зона, именуемая нами в пределах Центрального Кавказа Свано-Рачинским антиклинорием, менее всего изучена в отношении рудоносности. Она несет сравнительно слабые проявления редкометалльно-мышьякового оруденения, к числу которых относятся находки сурьмяной и арсенопиритовой руды вдоль хребта Лейкора (Верхняя и Нижняя Сванетия). В целом же для этой зоны характерен полиметаллический облик оруденения на всем протяжении выходов отложений порфиритовой серии, песчанистых сланцев лейаса и метаморфизованной толщи палеозоя. Слабая изученность этого района не позволяет пока решать даже грубо вопросы возраста, генезиса и геологических условий (закономерностей) полиметаллического оруденения. Поэтому приходится ограничиваться указанием участков наиболее интересных в практическом и геологическом отношении и заслуживающих первоочередного освещения.

1. На участке между рр. Риони и Квирила от широты г. Они на севере и до широты Сачхери на юге известны многочисленные точки полиметаллического и баритового оруденения. Из них разведывалось только одно месторождение Кударо. Помимо большого практического значения, этот район интересен и в металлогеническом отношении, так как близость оруденения к выходам верхнеюрских, меловых и третичных отложений позволяет надеяться на возможность выяснения возрастного положения полиметаллического оруденения и зависимости его от молодой тектоники.

2. На хребте Лейкора-Лухуми между р. Лухуми на востоке и р. Ласиль на западе многочисленные проявления сурьмяного, полиметаллического, мышьякового оруденения. В геологическом отношении на этом участке могут быть разрешены вопросы о продолжении на запад структур, выявленных в Раче (Лухумская антиклиналь, южный надвиг и др.), и уточнены контуры палеозоя.

3. В Цагерско-Лентехском районе Нижней Сванетии известен ряд точек полиметаллического и медного оруденения и имеются надежды на возможность разрешения вопросов о связи полиметаллического оруденения с магматизмом и о его геологическом возрасте.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выводы Кавказской экспедиции о закономерностях распределения полезных ископаемых даны на основе исторического анализа развития геологической структуры Центрального Кавказа.

Принципиально важным в отношении геологической истории Кавказского хребта является вывод, что в истории Кавказа существовало значительно большее, чем это намечалось раньше, количество как геологических циклов, так и сопутствующих им эпох рудообразования.

Более полная расшифровка геологической истории Кавказа позволяет различать в настоящее время следующие основные эпохи оруденения:

1. Древние интрузивы, ранее считавшиеся докембрийскими, расчленяются во времени на два периода: первый отвечает действительно докембрийским формациям Кавказа, второй относится к более молодому, палеозойскому времени. Накаплиется все больше материала для ответственного заключения о том, что формирование интрузивов Главного Кавказского хребта (так называемые «граниты Главного хребта») происходило в указанный более молодой, палеозойский период геологической истории Кавказа.

2. Выделяется юрская магматическая и металлогеническая эпоха. Полученные Кавказской экспедицией материалы дают возможность утверждать, что наиболее «продуктивной» в геологической истории Кавказа металлогенической эпохой, в течение которой создавались как вольфрамо-молибденовые, так и полиметаллические (включая и медный тип) месторождения, является юрская эпоха. Это, с одной стороны, тырны-аузский тип редкометалльных, с другой — садонский тип полиметаллических месторождений.

3. Систематическими комплексными работами в области геологии, петрографии и металлогении уточнены и развиты сделанные ранее выводы о большом народнохозяйственном значении наиболее молодого цикла магматических и металлогенических явлений в истории Кавказа, так называемого альпийского (неоинтрузивного). За этот период происходило формирование редкометалльно-мышьякового пояса Главного Кавказского хребта, локализирующего разнообразное оруденение в пределах его приосевой (ледниковой) части.

В результате работ экспедиции может быть предложена следующая рабочая металлогеническая схема, сопоставляющая отдельные рудные зоны, объединение которых произведено на основании изучения всего комплекса геологических данных.

СХЕМА МЕТАЛЛОГЕНИИ

I. Домезозойские металлогенические эпохи

Металлогения древних — палеозойских и докембрийских гранитоидов и ультраосновных интрузий.

1. Зона «гранитов Главного хребта»:

- а) вольфрамо-молибденово-мышьяковое оруденение — тип месторождения Кти-Теберды;
- б) пегматиты с редкими металлами.

2. Зона Передового хребта:

- а) полиметаллическое оруденение — гора Ятыргварт, р. Архыз;
- б) железо, хром и никель — рр. Малка, Кыфар, перевал Карачай-Ауш.

II. Мезозойская металлогеническая эпоха

1. Металлогения северного склона (предтоарский — предкелловейский возраст).

Комплексная металлогеническая зона северного склона Главного Кавказского хребта простирается от бассейна р. Кубани на западе до верховий рр. Аргуни и Андийского Койсу на востоке, включая в себя следующие подзоны, рудные поля и узлы:

- а) Тырны-Аузский вольфрамо-молибденовый узел;
- б) Баксано-Чеченская меденосная подзона;
- в) Дигорско-Садонская полиметаллическая подзона (Северо-Кавказская полиметаллическая зона);
- г) Терско-Ассинское меденосное поле.

2. Металлогения южного склона (андийская эпоха).

Абхазо-Сванетский полиметаллический пояс. Простирается от р. Келасури (Абхазия) через Сванетию в бассейн р. Лиахвы (Южная Осетия) и примыкает с юга к редкометалльно-мышьяковому поясу Главного хребта.

III. Третичная металлогеническая эпоха

Редкометалльно-мышьяковый пояс Главного Кавказского хребта включает в себя следующие рудные узлы, группирующиеся вокруг очагов третичных проявлений — неинтрузий: 1) Казбекский, 2) Теплинский, 3) Адай-Хохский, 4) Таймази-Короби, 5) Лабода-Эдена, 6) Цунгальский, 7) Верхне-Ингурский.

В южной части редкометалльно-мышьякового пояса рудные проявления вытягиваются в виде нескольких прерывистых полос, идущих вдоль крыльев так называемой Рубодзальско-Сванетской синклинали. Здесь линейная зональность выражается в том, что ряд преимущественно реальгаровых месторождений, сопровождаемых обычно сурьмой и ртутью, сменяется зоной ртутных и ртутно-мышьяковых месторождений и далее к северу — зоной вольфрамит-антимонитовых месторождений, в тесном соседстве с которыми проявляются своеобразные колчеданные залежи со следами меди и полиметаллов.

Это ясно выраженное площадное и линейное размещение оруденения и зональность облегчают планомерное проведение поисков определенных металлов.

На основе общего обзора по геологии и металлогении изученного района ниже даются выводы по отдельным типам оруденения.

ЖЕЛЕЗО-ХРОМО-НИКЕЛЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ, СВЯЗАННОЕ С УЛЬТРАОСНОВНЫМИ ГОРНЫМИ ПОРОДАМИ

На обоих склонах Главного Кавказского хребта имеются выходы ультраосновных горных пород, составляющие иногда мощные интрузии. Они представлены в основном перидотитами и пироксенитами. Эти породы, подвергаясь серпентинизации, образовали крупные (площадью в несколько десятков квадратных километров) серпентинитовые массивы, как, например, Малкинский, Кяфарский и др.

По своему возрасту ультраосновные интрузии представлены четырьмя группами: 1) докембрийской, 2) нижнепалеозойской, 3) среднепалеозойской и 4) мезозойской.

К среднепалеозойской возрастной группе (имеющей наибольшее значение) относятся наиболее многочисленные и наиболее крупные проявления ультраосновных горных пород.

К числу полезных ископаемых, с ними связанных, относятся руды железа, хрома, никеля, марганца, асбеста, талька и др. К месторождениям этих полезных ископаемых относятся Малкинское железохромоникелевое месторождение природно-легированных руд и Лопанис-Цхальская группа месторождений талька.

Малкинское месторождение железохромоникелевых природно-легированных руд, генетически связанное с корой выветривания серпентинитового массива, может явиться базой для создания промышленности черной металлургии Северного Кавказа.

Разведочные работы, проведенные в 1931—1933 гг., ограничивались лишь участками рудной зоны, обнаженной по склонам берегов р. Малки и ее притоков, т. е. были явно недостаточными, так как не вскрыли общей площади рудной толщи.

Геологические условия залегания руд показывают, что поверхность серпентинитового массива, рудная толща, залегающая на нем, и вышележащие мезозойские осадочные породы имеют пологое (5—7°) падение на северо-восток в долину р. Кчи-Малки.

Петрографическое изучение серпентинитового массива показало, что этот массив уходит под мезозойские отложения и должен распространяться на значительные расстояния, измеряемые в километрах, в северо-восточном направлении. Очевидно, что и рудная толща, залегающая на массиве, также должна распространяться на эти расстояния и в том же направлении; не наблюдалось фактов, которые бы противоречили этому прогнозу.

Необходимо со всей решительностью заявить, что проведенные ранее разведочные работы касались лишь участков естественных обнажений рудной толщи и ни в какой степени не характеризуют месторождение в целом.

Молибден и вольфрам

На Кавказе широко развиты неинтрузии гранодиоритов (юрского и третичного возраста), с которыми связано большинство молибденовых и вольфрамовых месторождений. Выявляется также значительная вольфрамоносность так называемых древних кавказских гранитов, распространенных в виде двух больших площадей: на Центральном (Кабардинская АССР) и на Северо-Западном Кавказе (Карачаевская авт. обл.). Эти граниты являются, вместе с тем, носителями мышьякового оруденения и в меньшем количестве — молибденового и оловянного.

Почти во всех вольфрамовых и молибденовых месторождениях Кавказа руды являются комплексными, содержащими или вольфрам и молибден вместе или другие полезные ископаемые (медь, мышьяк).

Молибденовое оруденение на Кавказе отличается своей распыленностью, низким содержанием металла в рудах и значительно уступает по интенсивности вольфрамовому оруденению.

Отмечаемое Кавказской экспедицией широкое региональное распространение вольфрама на площадях, занятых древними гранитами, дает основание считать вероятным нахождение в будущем ряда новых вольфрамовых месторождений.

Что касается южного склона Главного Кавказского хребта, то имеется основание рассчитывать на нахождение более крупных месторождений, чем ныне известные. Поэтому необходимо усилить поисково-разведочные работы, имея также в виду, что редкометалльная зона протягивается на запад, захватывая Сванетский хребет, а на востоке от Мамисонского перевала распространяется в сторону Казбека и далее.

Мышьяк

Мышьяк — один из самых распространенных элементов на Кавказе. Заметные концентрации его обнаружены на всей территории рудопроявлений, в рудах всех главных металлогенических эпох и всех основных фаз оруденения.

Кроме большого количества собственно мышьяковых месторождений, установлено присутствие мышьяка почти во всех крупных вольфрамо-молибденовых, медных и полиметаллических месторождениях.

По суммарным разведанным и геологическим запасам мышьяка, по масштабам отдельных месторождений и содержанию мышьяка Центральный Кавказ занимает одно из первых мест среди мышьяково-рудных районов СССР.

Дальнейшее расширение добычи мышьяка может быть проведено за счет частично разведанных и изученных месторождений Северного Кавказа. Освоение этих месторождений требует значительных капиталовложений, так как они расположены в высокогорных, еще не освоенных районах.

Некоторые мышьяковые месторождения южного склона несут заметные концентрации сурьмы, что также должно быть учтено при разведках и разработке мышьяковых месторождений.

Сурьма

При весьма слабой изученности сурьмяного оруденения Центрального Кавказа выводы могут быть сделаны лишь на основании обобщения имеющихся материалов и наблюдений, произведенных при изучении руд других типов. Намечаются две полосы (зоны) сурьмяного оруденения. Первая и главная полоса приурочена к северному крылу синклинали южной зоны и протягивается от Военно-Грузинской дороги до верховьев р. Цхенис-Цхали.

Вторая, южная полоса сурьмяного оруденения приурочена к песчано-сланцевым и туфогенным отложениям, идущим непосредственно южнее

тектонического контакта их с карбонатной толщей. Широкое распространение сурьмяного оруденения во всей этой полосе с наличием богатых руд позволяет выдвигать район для постановки детальных поисков.

Таким образом, региональное распространение сурьмяного оруденения на огромных протяжениях выдвигает необходимость проведения систематических поисково-разведочных работ на всей этой площади, начиная от известных и наиболее оруденелых ее частей.

Ртуть

Ртутное оруденение на Центральном Кавказе стало привлекать внимание геологов в последние годы, когда были обнаружены заслуживающие внимания концентрации ртути в Верхней Раче. За эти годы выявлены огромные площади распространения ртутного оруденения, в основном совпадающие с северной полосой эпитермального сурьмяно-реальгарового оруденения южного склона Центрального Кавказа. На этой площади обнаружен ряд точек с повышенной концентрацией ртути. По составу почти все известные месторождения ртути могут быть объединены в две группы: кварцево-ртутную и реальгарово-ртутную. Положение ртути в генетическом ряду между сурьмой и реальгаром позволяет ожидать нахождения ее в ассоциации с сурьмой и реальгаром. В связи с этим должно быть обращено серьезное внимание на поиски ртути при исследованиях районов реальгарового и сурьмяного оруденения.

По материалам шлихового опробования устанавливается широкое распространение ртутного оруденения в верховьях р. Ингура, на обоих склонах Свано-Рачинского хребта. В этих районах, в которых пока неизвестны коренные месторождения, необходимо при поисках на сурьму и изучении мышьяковых месторождений обратить серьезное внимание на поиски ртутных месторождений.

Таким образом, в южной зоне Главного Кавказского хребта вполне отчетливо намечаются две полосы эпитермального оруденения с промышленными концентрациями сурьмы, ртути и мышьяка, из них северная полоса идет на всем протяжении от меридиана Казбека до меридиана Эльбруса, а южная прослеживается в верховьях рр. Лиахвы, Риона, и Цхенис-Цхали. Совершенно несомненно указанные полосы оруденения идут и далее за пределы Центрального Кавказа к востоку и западу.

Свинец и цинк

На Северном Кавказе на большом протяжении, почти параллельно Главному Кавказскому хребту, вытягивается зона полиметаллического оруденения. Она проходит через долины рр. Гизель-Дон, Фиэг-Дон, Ардон, Урух, Черек, Баксан, Кубань и характеризуется большим количеством выходов свинцово-цинковых руд. В этой зоне по концентрации оруденения выделяется Садонский район с его десятками известных полиметаллических месторождений, среди которых Садонское месторождение является одним из старейших в Союзе и эксплуатируется почти 100 лет.

Месторождения характеризуются залеганием рудных жил в благоприятных геологических структурах, насыщенностью всего рудного

поля скоплениями сульфидных руд, большой протяженностью и значительной глубиной известных рудных жил при большой концентрации в них свинца и цинка, с наличием руды в смещенных сбросах отрезках жил, считавшихся ранее потерянными для промышленности в силу непонимания характера послерудной тектоники.

Вследствие этого на Садоне можно предполагать продолжение оруденения на сотни метров в южном направлении, а также на глубину ниже 7-го горизонта.

Кроме Садонского месторождения, представляется необходимым использовать рудные ресурсы других наиболее перспективных месторождений Садонского района — Бурон, Згид, а также Холст, Урах-Ком и, вероятно, Архон и др.

Более полное освоение месторождений Садонского района, как первоочередного, должно сопровождаться подготовкой резервов запасов в других полиметаллических районах Северного Кавказа — Фаснальской группы и Эльбрусской.

Таким образом, при условии интенсивных геологоразведочных работ в указанных выше полиметаллических месторождениях Северного Кавказа, при оправдании оптимальных прогнозов можно рассчитывать на значительный общий прирост запасов свинцово-цинковых руд. При этом следует иметь в виду, что развитие рудной базы потребует дополнительных капитальных затрат на строительство новых рудников и обогатительных фабрик на базе Буронского, Згидского и, возможно, других месторождений Садонского района, а также на энергетическое и транспортное строительство (в частности на строительство Ардонской гидроэлектростанции).

ЛИТЕРАТУРА

- Агалин Г. П. Краткий геологический очерк центральной части Большого Карачая. Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 4.
- Безбородько Н. И. Змеевиковый пояс, его хромистые руды и прилегающие породы в Майкопском округе Кубанской обл. Изв. Донск. политехн. инст., 1919, т. 2, отд. 2.
- Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования, части I, II, III. Тр. ЦНИГРИ, 1938, вып. 108; 1940, вып. 121; 1939, вып. 126.
- Белянкин Д. С. К изучению новейших изверженных горных пород Казбека и его ближайших окрестностей. Изв. СПб. политехн. инст., 1914, 21.
- Белянкин Д. С. 1. Неограниты и кварцевые дациты с ледника Дых-Су в Центр. Кавказе. Изв. СПб. политехн. инст., 1915, 23.
- Белянкин Д. С. 2. Опыт петрографической характеристики Бизингии и Балкарнии в Центральном Кавказе. Изв. Петрогр. политехн. инст., 1915, 28.
- Белянкин Д. С. 1. Новейшая кавказская интрузия в бассейне рр. Ардона и Уруха. Изв. Петрогр. политехн. инст., 1918, 27.
- Белянкин Д. С. 2. К исследованию кавказских гранитов. Изв. Петрогр. политехн. инст., 1918, 27.
- Белянкин Д. С. Неоинтрузия Центрального Кавказа в истоках реки Фиаг-Дон. Изв. Геол. ком., 1919, 38, № 8/10.
- Белянкин Д. С. К вопросу о возрасте некоторых кавказских интрузий. Изв. Геол. ком., 1924, 48, № 1.
- Белянкин Д. С. Геолого-петрографические исследования в высокогорной Абхазии. Сб. Экспедиции Акад. Наук СССР, 1935 г., Л., изд. АН СССР, 1934.
- Белянкин Д. С. К вопросу о неоинтрузиях Центрального Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1939, № 2.
- Белянкин Д. С., Еремеев В. П. и Петров В. П. Новые данные по неоинтрузиям в бассейне р. Уруха. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1939, вып. 4, петр. сер., № 3.
- Белянкин Д. С., Маслов К. С. и Петров В. А. Магматические проявления в Северо-Западной Гурии в Закавказье. Тр. Петр. инст. АН СССР, 1939, вып. 14.
- Белянкин Д. С. и Петров В. П. Заключительные замечания к неоинтрузиям Сванетии и Абхазии. Тр. Сов. по изуч. произв. сил АН СССР, сер. закавказ., 1940, вып. 24.
- Бессонов И. И. 1. Геолого-петрографический очерк области верховьев Б. и М. Зеленчуков в Карачае. Тр. по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа, 1938, вып. 1.
- Бессонов И. И. 2. Некоторые данные по петрографии семейства габбровых пород Западного Карачая (Сев. Кавказа). Тр. по геол. и пол. ископ. Сев. Кавказа, 1938, вып. 2.
- Варданянц Л. А. Опыт металлогенической характеристики Центр. Кавказа. Тр. Глав. геол.-развед. упр., 1931, вып. 22.
- Варданянц Л. А. 1. Очередные задачи по изучению металлогении Сев. Кавказа. Геология на фронте индустр. (Ростов/Д), 1933, № 10/12.
- Варданянц Л. А. 2. Металлогения Северо-Кавказского края на службе промышленного освоения его недр. Сб. Природные богатства Сев.-Кавк. края. Пятигорск, 1933.

¹ В настоящий список не включена литература и фондовые материалы, использованные при составлении обобщающих статей В. П. Ренгартена, И. Г. Кузнецова и Д. И. Шербакова, поскольку указанными авторами учтена вся существующая литература по Кавказу.

- Варданянц Л. А. 3. О четвертичной истории Кавказа. Изв. Гос. геогр. общ., 1933, 65, вып. 6.
- Варданянц Л. А. 4. Материалы по геоморфологии Большого Кавказа. Изв. Гос. геогр. общ., 1933, 65, вып. 2 и 3.
- Варданянц Л. А. 5. О синхронизации стадий отступления последнего оледенения Центрального Кавказа и юрма альпийской области. Тр. II Междунар. конференции Ассос. по изуч. четвертичн. периода Европы, 1933, вып. 2.
- Варданянц Л. А. Материалы к истории развития рельефа Предкавказья. Изв. Гос. геогр. общ., 1934, 66, вып. 4.
- Варданянц Л. А. 1. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 25.
- Варданянц Л. А. 2. Материалы по петрографии Северо-Западного Кавказа. Тр. Азово-Черномор. геол. треста, 1935, № 11.
- Варданянц Л. А. К истории развития рельефа Центрального Кавказа. Тр. Сов. секц. Междунар. ассоц. по изуч. четвертичн. периода Европы, 1939, вып. 4.
- Варданянц Л. А. Молодые интрузивные породы Тырны-Ауза. Сов. геология, 1940, № 2/3.
- Варданянц Л. А. Краткий очерк молодых интрузий Тырны-Ауза (Центр. Кавказ). Сб. Вопросы физ.-хим. петрографии, М., изд. АН СССР, 1941.
- Варданянц Л. А. и Орлов Б. В. Новые выходы неогитрузий в долине р. Баксан. Геология на фронте индустр. (Ростов/Д), 1934, № 9/10.
- Герасимов А. П. Контактново-измененные юрские породы в долине р. Малки (Сев. Кавказ). Изв. Геол. ком., 1916, 35.
- Герасимов А. П. Обзор современных данных по геологии Северного Кавказа. Изв. Геол. Ком., 1928, 47.
- Герасимов А. П. К вопросу о возрасте древнейших свит на Сев. Кавказе. Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 7.
- Герасимов А. П. Древние интрузии Сев. Кавказа и их металлогения. Проблемы сов. геол., 1937, № 7.
- Герасимов А. П. 1. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы. Тр. ЦНИГРИ, 1940, вып. 123.
- Герасимов А. П. 2. Главные успехи геологических исследований на Кавказе за 20 лет советской власти. Мат. Всесоюзн. научно-иссл. геол. инст., общ. сер., 1940, сб. 5.
- Григорьев И. Ф. Медные и свинцово-цинковые месторождения района сел. Мериси и Вайо в Аджаристане. Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 1.
- Громов В. И. Проблемы множественности оледенений в связи с изучением четвертичных млекопитающих. Проблемы сов. геол., 1933, № 7.
- Громов В. И. Итоги изучения четвертичных млекопитающих и человека на территории СССР. Мат. по четвертичн. периоду СССР, 1936.
- Громов Л. В. Тырны-Аузское месторождение молибдена и сурьмы. Разведка недр, 1936, № 1.
- Двали М. Ф. Отчет по гидрогеологическим работам в Алханчуртской долине в 1927 г. Тр. Главн. геол.-развед. упр., 1931, вып. 67.
- Дервиз В. М. О месторождении серебро-свинцово-цинковых руд в Горной Осетии и Дигории. Изв. Геол. ком., 1917, 36, № 2.
- Еремеев В. П. и Петров В. П. 1. Неогитрузии Сванетии. Тр. Сов. по изуч. произв. сил АН СССР, сер. закавказск., 1940, вып. 24.
- Еремеев В. П. и Петров В. П. 2. Петрографическое описание неогитрузий, выходящих в бассейне Кодора. Тр. Сов. по изуч. произв. сил АН СССР, сер. закавказск., 1940, вып. 24.
- Ершов А. Д. О характере предкембрийских тектонических движений на Сев. Кавказе. Сов. геология, 1940, № 2/3.
- Ершов А. Д., Копелиович А. В. Геология и рудоносность верховий р. Цхенис-Цхали, М.—Л., Госгеолиздат, 1941.
- Ефремов Г. М. Предварительные данные о результатах работы Кабардино-Балкарской группы партий. Геология на фронте индустрии (Ростов/Д), 1933, № 10/12.
- Ефремов Г. М. Мышьяковые месторождения Северо-Кавказского края. Сб. Природные богатства Сев.-Кавказск. края. Пятигорск, 1935.
- Ефремов Г. М. Краткий геолого-петрографический очерк и металлогения Восточной Балкарии. Ростов/Д, изд. Черноморск. геол. треста, 1937.
- Ефремов Г. М. О природе каликатрового полевого шпата в палеозойских интрузиях Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1939, № 3.
- Ефремов Н. Е. Беденское месторождение хромистого железняка на Северном Кавказе. Мин. сырье, 1935, № 9.

- Ефремов Н. Е. К изучению серпентинитового пояса Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 1.
- Ефремов Н. Е. 1. Гипербазитовые формации Северного Кавказа. Сов. геология, 1940, № 10.
- Ефремов Н. Е. 2. Серпентиниты Карачая. Тр. Сев.-Кавказск. геол. упр., 1940, вып. 8.
- Жихарев В. И. Месторождения цветных металлов треста «Севкавказметалл». Сб. Сев. Кавказ — мощная минерально-сырьевая база СССР. Ростов/Д, 1932.
- Затоковенко В. А. О статье Н. Е. Ефремова «К вопросу о возрасте серпентинитов Кавказского хребта». Сов. геология, 1941, № 2.
- Заридзе Г. М. и Чичинадзе К. И. Эцкерская неонитрузия на Кавказе. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, 1940, вып. 44, петр. сер., № 14.
- Звягинцев О. Е. Осмыслить иридий с р. Лабы. Мат. по геол. и полезным ископаемым Азово-Черноморск. геол. треста. Ростов/Д, Сборник № 1, 1938.
- Игнатъев Н. А. Геолого-петрографический очерк района реки М. Лабы и ее притоков Маркопиджа и Уруштена (Черной) на Северном Кавказе. Тр. Сов. по изуч. производ. сил и Петрогр. инст. АН СССР, сер. сев.-кавказск., 1936, вып. 1.
- Ицксон М. И. Андалузитсодержащие контактово-метасоматические породы ледников Сангунти-Дон и Кайсар. Зап. Мин. Общ., 1939, 68, № 2.
- Ицксон М. И. К вопросу о древних гранитоидах Дигории (Сев. Кавказ). Зап. Мин. общ., 1940, 69, № 2/3.
- Ицксон М. И. Гранитоидные породы Восточной Дигории (Центр. Кавказ). Тр. Всес. научн.-иссл. геол. инст., 1941, вып. 132.
- Канделаки А. и Горбунов С. Тальк. Мин. ресурсы Грузинской ССР. Тбилиси, 1937.
- Кобилев А. Г. К минералогии Лабинского сурьмяно-никелевого месторождения. Геология на фронте индустр., 1936, № 9.
- Кобилев А. Г. Пермские золотоносные конгломераты Сев. Кавказа. Сб. мат. Азово-Черноморск. геол. упр., 1938.
- Конюшевский Л. А. Отчет о геологических исследованиях в Сухумском округе и смежных частях Черноморской губ. и Кубанской обл., произведенных в 1909, 1910 и 1911 гг. Мат. для геол. Кавказа (сер. 4), 1915, кн. 1.
- Корженевский А. Хромистый железняк по рр. Большой и Малой Лабе на Северном Кавказе. Тр. Всес. геол.-развед. объедин., 1933, вып. 307.
- Котляр В. Н. О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. Зап. Мин. общ., 1940, № 2/3.
- Кузнецов И. Г. Об открытии в Закавказье кембрийских отложений. Изв. Всес. геол.-развед. объедин., 1931, 50, вып. 100.
- Кузнецов И. Г. О докембрийских и палеозойских метаморфических и интрузивных формациях Центрального Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1939, № 2.
- Кузнецов И. Г. Основные этапы в истории развития вулканических явлений в Большом Кавказе. Зап. Мин. общ., 1940, 69, № 2/3.
- Кузнецова Е. В. и Кузнецов И. Г. Металлогеническая характеристика Горной Балкарии. Сб. Природные богатства Сев.-Кавказск. края. Пятигорск, 1935.
- Кузьмин С. А. Кристаллический комплекс Верхней Сванетии. Тр. Сов. по изуч. производ. сил АН СССР, сер. закавказск., 1940, вып. 24.
- Лебедев П. И. Геолого-петрографический очерк Карачая в связи с его полезными ископаемыми и минеральными источниками. Тр. Сев.-Кавказск. ассоц. научн.-исслед. инст., 1930, вып. 15.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрографическая часть в отчете А. А. Иностранцева. Через Главный Кавказский хребет. СПб., 1896.
- Марков К. К. О множественности оледенений. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1941, № 2.
- Мирчинк Г. Ф. Соотношение четвертичных континентальных отложений Русской равнины и Кавказа. Изв. Ассоц. научн.-исслед. инст., 1928, т. 2, вып. 3/4.
- Мирчинк Г. Ф. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия. Мат. по изуч. четвертичн. периода СССР, 1936.
- Мишарин Д. М. Кавказский молибден. Ред. мет., 1934, № 3.
- Орлов Б. В. Хазны-Су. Геология на фронте индустр., Ростов/Д, 1933, № 10/12.
- Орлов Б. В. Активная магма района Тырны-Ауз. Геология на фронте индустр., Ростов/Д, 1936, № 9.
- Орловский Б. Г. Геологическое строение Мало-Кабардинского хребта. Поверхн. и недра, 1926, № 5/6.

- Палибин И. В. Этапы развития флоры Прикаспийских стран со времени мелового периода. М.—Л., изд. АН СССР, 1936.
- Паффенгольц Н. К. Граниты Малки и Мушта. Изв. Геол. ком., 1924, 43, № 10.
- Пилюченко Г. Е. Краткий геологический очерк верховьев рек Кяфара и Б. Зеленчука в Карачае. Тр. Сев.-Кавказск. геол. упр., 1938, вып. 1.
- Платонов Н. Х. Полезные ископаемые Дигории. Тр. Сев.-Кавказск. ассоц. научн.-исследов. инст., 1928, вып. 62.
- Покровский Н. Ф. Промышленное значение серпентинитов Северного Кавказа. Мат. Азово-Черноморск. геол. упр., 1938, сб. 3.
- Почов И. В. Геолого-петрографический очерк месторождений асбеста в верховьях р. Кубани. Тр. Сев.-Кавказск. пром. научн.-иссл. инст., 1928, вып. 61.
- Попов И. В. Заметки о связи линии герцинских дислокаций с выходами габбро-пироксенитовых пород на Северном Кавказе. Тр. Кубанск. сел.-хоз. инст., 1929, т. 8.
- Постников Л. Н. Предварительные наблюдения к генезису месторождения Башла. Геология на фронте индустр., Ростов/Д, 1933, № 10/12.
- Рейнгард А. Л. Гляциально-геологические исследования в Горной Осетии в 1927 и 1928 гг. Изв. Гос. геогр. общ., 1930, 62.
- Рейнгард А. Л. Наблюдения по четвертичной геологии в центральной части Прикавказской равнины между Кумой и Терекком (экскурсии 1931 г.). Мат. ЦНИГРИ, регион. геол. и гидрогеол., 1933, сборн. 2.
- Рейнгард А. Л. К проблеме стратиграфии ледникового периода Кавказа. Тр. Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода Европы, 1935, т. I, вып. 1.
- Рейнгард А. Л. Стратиграфия ледникового периода Альп по П. Бэку и А. Пенку и оледенение Кавказа. Мат. по изуч. четвертич. периода СССР, 1936.
- Рейнгартен В. П. История долины Ассы на Северном Кавказе. Изв. Гос. геогр. общ., 1925, 57, вып. 2.
- Рейнгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 148.
- Рейнгартен В. П. Геологические исследования в Тагаурской Осетии на Северном Кавказе. Тр. Нефт. геол.-развед. инст., сер. А, 1933, вып. 25.
- Робинсон В. Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рр. Лабы и Белой на Северном Кавказе. Тр. Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 226.
- Робинсон В. Н. Через Главный Кавказский хребет и Кавказский государственный заповедник. Междунар. XVII геол. конгресс, экскурсия по Кавказу, М.—Л., ОНТИ, 1937.
- Саакян П. С. Геологическое строение и генезис Танадонского месторождения Центрального Кавказа. Тр. Всес. научн.-исслед. инст. мин. сырья, 1939, вып. 136.
- Саакян П. С. и Лягин К. Металлогения Центрального Кавказа. М.—Л., Госгеолиздат, 1941.
- Сердюченко Д. П. Минералого-петрографический очерк серпентинитов р. Малки. Учен. зап., Ростов/Д., Гос. унив., 1935, вып. 3.
- Сердюченко Д. П. Хромитоносный дунит из района Старое Жилище в Карачае. Учен. зап., Ростов/Д., Гос. унив., 1935, вып. 6.
- Соболев Н. Д. и Соболева М. В. Новое проявление хромитового оруденения на Северном Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., 1941, № 4.
- Соловкин А. Н. Интрузии и интрузивные циклы Азербайджанской ССР, Баку, Изд. Азербайдж. фил. АН СССР, 1939.
- Соловьев Н. К. вопросу о возрасте древних гранитов Кавказского хребта. Зап. Мин. общ., 1935, 64, № 2.
- Соловьев В. Н. Зональное распределение металлов в районе Тырны-Ауз. Проблемы сов. геол., 1937, № 9.
- Соловьев С. П., Голубев Н. А. и Ициксон М. И. Геологическое строение района рр. Джуаргена и Тютю. Мат. Всес. научн.-исслед. геол. инст., общ. сер., 1940, сборн. 5.
- Степанов В. Я. Кислые и основные неинтрузии центральной части Абхазской АССР. Тр. Сов. по изуч. произв. сил. АН СССР, сер. закавказск., 1940, вып. 24.
- Стороженко И. Д. Цинковые и свинцовые руды. Справочник по полезн. ископ. Сев.-Кавказск. край, Ростов/Д, 1933.
- Стороженко И. Д. Неинтрузии Дигории и отношение их к рудным месторождениям. Зап. Мин. общ., 1937, 66, № 4.
- Стороженко И. Д. 1. Геологическое строение Горной Дигории (СОАССР). Изв. Новочеркасск. индустр. инст., 1941, 11, (25).

- Стороженко И. Д. 2. Металлогеническая характеристика Горной Дигории. Изв. Новочеркасск. индустр. инст., 1941, 11 (25).
- Галдыкин И. С. О генезисе Малкинского железо-хромоникелевого месторождения. Геология на фронте индустр., Новочеркасск, 1933, № 7—9.
- Татаринов П. М. Лабийское (Беденское) месторождение хризотил-асбеста на Северном Кавказе. Мат. ЦНИГРИ, сер. полезн. ископ., 1935, сб. 2.
- Терпугов С. В. Змеевики Азово-Черноморского края как источник сырья для химической промышленности. Журн. хим. пром., 1936, 13, № 2.
- Флоренский А. А. и Барсанов Г. П. Геология, петрография и полезные ископаемые бассейна р. Лопанис-Цхали в Юго-Осетии. Тр. Сов. по изуч. производ. сил АН СССР, сер. закавказск., 1936, вып. 13.
- Харашвили Г. Н. Геолого-петрографический очерк Каробского месторождения и условия его формирования. Изв. АН СССР, сер. геол., 1939, № 5.
- Хмелевская Л. В. Неоинтрузия в верховьях реки Мзымты в Сочинском районе. Геология на фронте индустр., Ростов/Д., 1935, № 1/3.
- Чичинадзе К. И. Вольфрамовые месторождения Горной Рачи и Сванетии в связи с геологическим строением области. Тр. по изуч. произв. сил АН СССР, сер. закавказск., 1941.
- Чхотуа Г. К петрографии древних основных и ультраосновных пород верховьев реки Кодора в Абхазии. Бюлл. Геол. инст. Грузии, 1938, 3, вып. 1.
- Швецов М. С. Геологическое строение западной оконечности Кабардинского хребта. Тр. Научн.-исслед. нефт. инст., 1928, вып. 3.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
I. Геологическая история Главного Кавказского хребта	10
1. Стратиграфия	11
2. Полезные ископаемые, связанные с осадочными процессами	27
3. Тектоника	30
Тектонические зоны и их особенности	30
Внутренняя структура тектонических зон	33
Этапы формирования структуры и проявлений вулканизма	41
✓ 4. Геоморфология	56
Факторы морфогенеза	56
✓ 5. Геоморфологические районы Центрального Кавказа	64
Основные моменты истории развития рельефа Центрального Кавказа	67
II. Магматизм Главного Кавказского хребта	78
✓ 1. Древние гранитоидные интрузии Северного Кавказа	79
Перевальная зона Главного Кавказского хребта	81
Зона гранитоидов Главного Кавказского хребта	83
А. Магматические породы в составе кровли гранитов Главного хребта	83
Б. Комплекс гранитоидов Главного хребта	83
В. Возрастное положение гранитов Главного хребта	87
Зона гранитоидов Передового хребта	88
А. Уруштенский комплекс	88
Б. Гранитоиды малкинского и индышского типов	90
В. Интрузивные комплексы типа Ятыргварта	90
Г. Возрастное положение пород комплекса Ятыргварта	92
✓ 2. Неоинтрузии	92
Верхнеюрские интрузии Абхазо-Сванетской полосы	95
Полоса Бакских неоинтрузий	99
Неоинтрузии восточной части Главного хребта	99
✓ 3. Ультраосновные горные породы Кавказа и полезные ископаемые, генетически с ними связанные	102
Полезные ископаемые	108
✓ 4. Нижнеюрская вулканогенная формация	113
✓ III. Металлогения Центрального Кавказа	118
✓ 1. Общие закономерности распределения месторождений цветных и редких металлов	118
✓ 2. Выводы	125
2. Месторождение Кти-Теберда	126
3. Тырны-Аузский вольфрамово-молибденовый узел	130
Геологические особенности Тырны-Аузской тектонической зоны	130
Магматический комплекс	133

Структура и этапы оруденения Тырны-Ауза	135
Перспективы района	150
✓ 4. Дигорско-Садонская полиметаллическая подзона	151
Общая геологическая характеристика области полиметаллического ору-	
денения	151
Металлогения подзоны	158
А. Западная часть	158
Б. Восточная часть	171
✓ Общие выводы о перспективах Садонского района и задачи дальней-	
ших научно-исследовательских работ	187
Минералого-геохимическая характеристика полиметаллических место-	
рождений Садонского рудного района	187
✓ 5. Редкометалльно-мышьяковый пояс Главного хребта	193
Тектоника	193
Металлогения	196
З а к л ю ч е н и е	216
✓ Схема металлогении	217
I. Домезозойские металлогенические эпохи	217
II. Мезозойская металлогеническая эпоха	217
III. Третичная металлогеническая эпоха	217
Железо-хромоникелевое оруденение, связанное с ультраосновными горны-	
ми породами	218
Л и т е р а т у р а	222

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии Наук СССР

Редактор издательства С. Т. Попова. Технический редактор Е. В. Зеленкова
Корректор В. А. Кравченко

РИСО АН СССР № 2540, А-68570. Издат. № 9769. Тип. зак. 3942. Подп. к печ. 11/IX 1948 г.
Формат бум. 70x108¹/₁₆. Печ. лист 14¹/₂+3 вкл. Уч.-издат. 20. Тираж 1200.

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР, Москва, Щубинский пер., д. 10

О П Е Ч А Т К И

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
17	4 св.	Абхазско-Речинская	Абхазско-Рачинская
32	22 сн.	Абзахо-Рачинская	Абхазо-Рачинская
72	6—7 сн.	Алхаучуртской	Алханчуртской
78	23 сн.	р. Балсан	р. Баксан
80	Табл. 4, 3-я гр., п. 2	анейсы	гнейсы
82	19 сн.	Ап25—28	Ап 25—28
165	12 сн.	Ракацкое	Вакацкое
197	5 сн.	6-неоинтрузии гранитоидов; 7-дайки неоинтрузивных пород;	6-неоинтрузии гранитоидов и дайки неоинтрузивных пород (далее вместо 8—7 и т. д. на единицу меньше).

Цена 17 руб. 50 коп.

5445