

**ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ КАВКАЗА**

„МЕЦНИЕРЕБА“

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАНЕЛИДZE
Труды, нов. сер., вып. 99

172

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КАВКАЗА

(Юбилейный сборник, посвященный 60-летию
Геологического института)



УДК 553.4

26. 3 (2Г)

55 (479)

Г 36

В предлагаемом читателю сборнике изложены некоторые основные результаты исследований Геологического института им. А.И. Джанелидзе АН ГССР, полученные за 60 лет в разных областях геологии. Рассмотрены достижения последних лет по стратиграфии, региональной геологии, тектонике, литологии, палеоувулканологии, петрологии, минералогии, геохимии и металлогении Кавказа и его отдельных частей. На основе глобальной корреляции геологических событий освещен ряд общих закономерностей формирования земной коры складчатых областей и размещения в ней полезных ископаемых.

В сборник включен также ряд статей, посвященных современным проблемам анализа вещества.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, геофизиков и технологов.

Редакторы: Г.А. Твалчрелидзе, академик АН ГССР
Ш.А. Адамия, д-р геол.-мин. наук

Рецензенты: Г.А. Мачабели, д-р геол.-мин. наук,
В.Т. Гвахария, канд. геол.-мин. наук,
В.И. Буадзе, канд. геол.-мин. наук

Напечатано по постановлению Научно-издательского
совета Академии наук Грузинской ССР

ИБ 3615

Редактор издательства	Г.П. Бокучава
Худож. редактор	Г.А. Ломидзе
Техредактор	Э.Б. Бокерия
Корректор	М.А. Бахтадзе
Выпускающий	Е.Г. Майсурадзе

Сдано в производство 18.9.89; Подписано к печати 16.УШ.89;
Формат бумаги 60X84¹/16; Бумага офсетная; Печать офсетная;
Усл. печ. л. 31.0; Уч.-изд. л. 30.6; Усл. кр. отт. 31.0;
УЭ 02312; Заказ 2604; Тираж 500;

Цена 4 руб. 60 коп.

Г 1804060000
М 607(06)-89 2Г-89

©

Издательство
"Мецниереба"
1989

ISBN 5-520-00273-8

Ш.А.Адамия, Г.А.Твалчрелидзе

60-ЛЕТИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА им. А.И.ДЖАНАЛИДЗЕ
АН ГССР

25 декабря 1985 года исполнилось 60 лет со дня основания Геологического института им. А.И.Джаналидзе Академии наук Грузинской ССР, одного из первых научных учреждений, созданных после установления советской власти в Грузии.

Экономический и культурный подъем, сопутствовавший революционному периоду 1925 года, обусловили быстрое развитие многих отраслей народного хозяйства и в первую очередь тяжелой индустрии. Возникла необходимость выявления и исследования новых минеральных и энергетических ресурсов, что, в свою очередь, стимулировало широкое развертывание геологических исследований. Именно поэтому в этот период в республике был создан ряд производственных и исследовательских геологических организаций. К этому времени в Грузии уже вели педагогическую деятельность А.И.Джаналидзе, А.А.Твалчрелидзе и К.Е.Габуния, обеспечившие подготовку остро необходимых народному хозяйству геологических кадров, сперва в Тбилисском государственном университете, а затем и в выделившемся из него Грузинском Политехническом институте.

В этих условиях встал вопрос о создании научного геологического учреждения. Было решено основать Институт в системе Народного комиссариата просвещения на базе кафедры геологии и палеонтологии Тбилисского университета: после образования Грузинской Академии наук, он вошел в ее состав.

Первыми сотрудниками Геологического института были: А.И.Джаналидзе (директор), К.Е.Габуния, А.А.Твалчрелидзе, Г.М.Смирнов, Н.М.Кипиани, Г.А.Цулукидзе. Но вскоре институт пополнился молодыми национальными кадрами и уже в 1941 г. в его составе были такие выдающиеся грузинские геологи, как А.И.Джаналидзе (директор), И.В.Качаравა (заведующий отделом палеонтологии), А.А.Твалчрелидзе (заведующий сектором минералогии и петрографии), И.Р.Кахадзе (ученый секретарь, позднее заместитель директора по научной части и заведующий отделом региональной геологии), Г.С.Дзоценидзе (заведующий литологической лабораторией), П.Д.Гамк्रेлидзе, Г.Р.Чхотуа, П.А.Топурия, И.М.Рухадзе, С.С.Чихалидзе и др.

В период Великой Отечественной войны, несмотря на трудные условия военного времени, Институт не прекращал напряженной научной

деятельности. Вместе с тем его коллектив принимал активное участие в усилении обороноспособности родины, прорабатывая совместно с другими организациями тематику оборонного характера; особо следует отметить участие Института в работе по увеличению запасов стратегического минерального сырья. С другой стороны, важные результаты регионально-геологических работ создали надежную основу для составления специализированных карт и выявления геологических условий проведения дорог оборонного значения. Результаты проведенных работ получили высокую оценку соответствующих организаций.

В 1945 г. в Институте был открыт отдел палеобиологии (руководитель Л.Ш.Давиташвили), позднее (1951 г.) преобразованный в Палеобиологический сектор при Президиуме АН ГССР, а на базе последнего в 1957 г. был создан Институт палеобиологии. Исследования коллектива этого Института широко известны как в СССР, так и за рубежом.

Разработка хорошо обоснованных стратиграфических схем и систематическая геологическая съемка обеспечили возможность проведения региональных геологических исследований на высоком уровне.

В первую очередь должны были быть отмечены успехи, достигнутые стратиграфами и палеонтологами. Заинителем и руководителем этих работ был сам А.И.Джанелидзе.

Свою научную деятельность А.И.Джанелидзе начал палеонтологическими исследованиями, проведенными во Франции. В Гренобле он изучил род нижнемеловых аммонитов, затем продолжил палеонтологические исследования у себя на родине. В нижнемеловых отложениях он обнаружил своеобразный, ранее неизвестный науке аммонит из группы развернутых, который утвердился в палеонтологической литературе под названием "колхидитес", предложенным А.И.Джанелидзе. Этот род позднее был найден на Северном Кавказе, в Туркмении, Южной Франции, Болгарии и Латинской Америке. Вслед за А.И.Джанелидзе изучением колхидитов в Грузии занялись его ученики, один из которых (М.В.Какабадзе) за эти исследования в 1973 году был удостоен Государственной премии Ленинского комсомола Грузинской ССР.

Стратиграфические, палеонтологические и тектонические исследования Института оказались столь плодотворными, что с 40-х годов стала возможной публикация ряда обобщающих трудов и монографий, авторами которых явились А.И.Джанелидзе, И.Р.Кахадзе, П.Д.Гамкрелидзе, И.В.Качаравა, М.С.Эристави и многие другие из более молодого поколения грузинских геологов - учеников А.И.Джанелидзе.

При региональных геологических исследованиях ведущая роль принадлежит тектонике и естественно, что познание тектонического строения Грузии являлось важнейшей задачей, стоявшей перед грузинскими геологами. А.И.Джанелидзе с самого начала своей научной деятельности проявил интерес к основным теоретическим вопросам тектоники. Де-

тальные исследования, проведенные им в Окрибе, привели А.И.Джанелидзе к принципиально новому подходу к датированию орофаз.

Еще в 20-х годах А.И.Джанелидзе высказал ряд соображений относительно существования Грузинской глыбы, сформулировав их в окончательном виде в 1942 г. Он сначала же обратил внимание на то обстоятельство, что гранито-метаморфитовый комплекс пород кристаллического субстрата слабо складчатых областей, расположенных между интенсивно смятыми зонами, сильно дислоцирован, образуя стабильные регидные тела, чем и обусловлено спокойное залегание перекрывающего их молодого осадочного покрова. Таким образом, существование этих участков обусловлено неподатливостью жесткого субстрата в их пределах. Так зародилось представление о Грузинской глыбе, ставшее руководящей региональной концепцией при сравнительном тектоническом изучении территории Грузии.

К концу 30-х годов в Геологическом институте развивается новое научное направление - палеовулканология, основоположником которого явился Г.С.Дзопенидзе. В его известной монографии, подытоживающей результаты многолетних исследований, дается детальная характеристика вулканогенных формаций Грузии. Показано закономерное изменение характера и состава вулканических продуктов во времени и пространстве, в частности различный характер эффузивного вулканизма в орогене и кратогене, его связь с определенными стадиями тектонического развития земной коры. Эта монография Г.С.Дзопенидзе в 1950 г. была удостоена Государственной премии СССР.

Детальные петрографические работы проводились институтом в течение этого периода на Дзирульском, Храмском и Локском выступах фундамента и в высокогорной области Большого Кавказа. Изучались древние гранитоиды, базиты, ультрабазиты и метаморфические породы.

С 1941 г. в соответствующем отделе Института развернулись минералогические исследования. Особое значение имело начало литологических исследований, развитие которых в Институте также связано с именем Г.С.Дзопенидзе. А в 50-х годах значительный рост научного потенциала Института обусловил возможность его дальнейшего роста. Уже с 1955 года значительно возросло число сотрудников, расширился диапазон исследований. Были открыты новые лаборатории и отделы, в частности, в 1955 году был создан отдел полезных ископаемых (руководитель С.С.Чихелидзе, а с 1957 года - В.Р.Надирадзе), лаборатория абсолютного возраста горных пород (руководитель М.М.Рубинштейн) и лаборатория спектрального и рентгено-структурного анализа, в 1961 году преобразованная в отдел геохимии. В институте были организованы вспомогательные лаборатории: химико-аналитическая, рентгеноструктурная, минералогическая, термовесовая, оптическая, микропалеонтологическая, палинологическая, спектрального анализа, физико-химиче-

ских методов анализа, мономинеральных фракций, фракционного анализа осадочных пород, масс-спектрометрическая, спектрофотометрии пламени и др. В Институте имеются также шлифовальная и механическая мастерские.

Во второй половине 50-х годов в Юго-Восточной Грузии начались крупные комплексные геологические работы, в которых принимали участие сотрудники как отдела региональной геологии, так и отделов петрологии, литологии, вулканологии, стратиграфии и палеонтологии мезозойских и кайнозойских отложений и полезных ископаемых. Эта работа проводилась в тесном сотрудничестве с Управлением геологии ГССР. Главная задача состояла в крупномасштабном геологическом картировании территории, примыкающей к Маднеульскому месторождению, а также области от Триалетского и Джавахетского хребтов до южных пределов республики. Были составлены специальные крупномасштабные геологические и тектонические, а на их основе металлогенические карты. При проведении этих исследований разведочными работами было открыто Нижнеболнисское медное месторождение промышленного значения типа Маднеули.

В этот период была подготовлена к печати и опубликована обобщающая работа по геологическому строению Грузии. В ней подытожены весь опыт и результаты исследований, проведенных со дня основания Института. Необходимость опубликования подобной сводки ощущалось давно. Эта монография, опубликованная в серии "Геология СССР" (т. X, Геологическое описание, ГССР, 1964), сопровождается геологической картой Грузии в масштабе 1:600.000, составленной Грузинским Геологическим управлением при участии сотрудников Геологического института, а также тектонической картой Грузии того же масштаба, составленной сотрудниками Геологического института. В 1973 г. основные авторы, редактор и члены редколлегии были удостоены Государственной премии Грузинской ССР.

В дальнейшем Институт совместно с Управлением геологии ГССР проводил крупные комплексные геологические исследования на южном склоне Кавказиони (Рача-Сванети и Южная Осетия - Кахети). Были получены важные новые данные, составлена новая тектоническая карта Грузии в масштабе 1:600.000, а в 1974 г. издана тектоническая карта Кавказа в масштабе 1:1.000.000, составленная грузинскими, армянскими, азербайджанскими и северо-кавказскими геологами.

Проводились работы по изучению сейсмотектоники Джавахетского нагорья, продолжившие начатые М.М.Рубинштейном в прошлые годы исследования в этом направлении. В творческом содружестве с Управлением Геологии ГССР были составлены тектоническая и неотектоническая карты Грузии масштаба 1:200.000.

Основную задачу отдела комплексных геологических исследований

в течении ряда лет составляло изучение ртутного и медно-пирротиновых поясов Абхазии на основе договоров, заключенных с Управлением геологии. При этом был получен ряд новых данных по стратиграфии до-мезозойских формаций кристаллического ядра Главного Кавказского хребта, био-стратиграфии и литологии юры, мела, палеогена, петрологии пород древнего кристаллического субстрата и мезо-кайнозойских магматических образований. Были внесены существенные изменения в представления о тектоническом строении, истории геологического развития и металлогении, что, в свою очередь, позволило выработать соответствующие рекомендации по направлению поисково-разведочных работ.

Важные комплексные работы проводились также в Аджарии и Гурии, в результате которых был по-новому освещен ряд основных вопросов геологии этих областей, в частности стратиграфии палеогена, палеогенового вулканизма и региональной тектоники.

Параллельно велись исследования по изучению глубинного строения региона: Черное море – Кавказ – Каспийское море. Изучались также проявления общих закономерностей эволюции литосферы в пределах Кавказа и смежных с ним районов в свете новой глобальной тектоники. При этом Кавказский регион рассматривается как активная континентальная окраина типа таковой современного Тихого океана; в его пределах в палеозое, раннем и среднем мезозое выделяется ряд морфоструктурных единиц: континент – окраинные моря – островные дуги – интрадуговые рифты – океанический бассейн.

Ряд интересных работ был проведен в отделе минералогии, где наряду с классическими методами исследования широко внедрены новые, в том числе рентгеноструктурный и термобарометрический. Детально изучались пироксены и амфиболы, предпринята попытка установления эволюции пироксенов в магматическом процессе и изменчивости их химических, рентгено-структурных и оптических свойств, обусловленных этой эволюцией.

Были изучены вопросы образования и дальнейшей эволюции различных структурно-оптических типов полевых шпатов с точки зрения упорядоченности их решетки; установлено, что полевые шпаты разной степени упорядоченности, вопреки существующим среди кавказских геологов представлениям, непригодные для датирования гранитоидов, однако имеют большую ценность для восстановления физико-химических условий формирования этих пород. Используя этот критерий была предпринята попытка решения проблемы генезиса гранитоидов Грузии и ряда других дискуссионных петрологических вопросов.

Проводилось изучение гидротермальных, синтетических и катионно-замещенных цеолитов в сотрудничестве с Институтом физической и органической химии Академии наук СССР. Особое значение имели исследова-

ния богатых кремнеземом цеолитов, связанных с вулканогенно-осадочной толщей Триалетского хребта, в частности клиноптилолита и, частично, морденита, проводившиеся совместно с кафедрой минералогии и петрографии Тбилисского университета. Благодаря этим исследованиям обнаружены и изучены месторождения Дзегви, Хекордзула, Тедзами, Зем-Хведурети, Бога-Свири, которые содержат промышленные запасы высококачественного клиноптилолита, обладающего высокой сорбционной емкостью, термостабильностью и кислотоустойчивостью. Здесь в среднеэоценовых и верхнемеловых вулканогенно-осадочных отложениях содержится 70-90% клиноптилолита, который не требует обогащения и может разрабатываться открытым способом, что и производится в настоящее время.

Коллектив отдела петрологии Института продолжал детальное изучение древних массивов Грузии (Дзирульского, Храмского и Локского) и кристаллического ядра Большого Кавказа. Сотрудники отдела принимали систематическое участие в работе комплексных геологических экспедиций Института. Ряд работ был посвящен проблеме эволюции магматизма Грузии во времени и связанного с ним оруденения. Петрологическое изучение древних кристаллических пород Грузии и Северного Кавказа позволило установить закономерности развития магматических процессов в геосинклиналих.

При изучении кристаллического субстрата Южного склона Кавкасиони большое внимание было уделено процессам метаморфического преобразования пород разного состава и генезиса, возрастной и фациальной классификации кристаллических сланцев, связи последних с гранитоидами. Изучение метаморфических образований Большого Кавказа позволило осветить ряд вопросов генезиса метаморфитов, установить их последовательное формирование в результате прогрессивного регионального метаморфизма и диафтореза, выделить типы метаморфизма, выявить геолого-структурные типы гнейсов и гранитоидов, последовательность метаморфических реакций и пути образования гранитоидов.

В отделе вулканологии проводилось систематическое исследование широко развитых на Кавказе вулканогенно-осадочных формаций. Г.С. Дзюценидзе, — одному из основоположников учения о влиянии вулканизма на осадкообразование и связи между вулканогенно-осадочным литогенезом, вулканизмом и рудообразованием, в 1972 г. за цикл работ была присуждена Ленинская премия.

Сотрудниками отдела вулканологии детально изучались геология, петрология, петрохимия и геохимия палеогеновых вулканогенных толщ Аджаро-Триалети. Было установлено, что в западной части этой зоны резко возрастает вулканическая активность, представленная шшонитовой толщей мощностью 2,5 км. Палеогеновая вулканогенно-осадочная формация детально расчленена на литостратиграфические единицы, по-

ложенные в основу геологической съемки, проводившейся Управлением геологии ГССР. Изучались вопросы генезиса и дифференциации богатой водой магмы активных окраин континентов, а также петрология ультраосновных и роговообманковых включений в палеогеновых базальтоидах. Полученные результаты использованы при разработке мобилистской модели развития Кавказа.

Отдел литологии изучает закономерности осадочного породообразования на территории Грузии и особенности постседиментационных изменений осадков. Детальный литологический анализ положен в основу характеристики осадконакопления среднеюрской угленосной толщи Грузии и восстановления палеогеографии соответствующего периода. Изучена литология батских отложений Окрибы, верхнеюрской пестроцветной свиты Ткибульского района и южного склона Кавкасиони, флишевых образований Большого Кавказа, главнейших осадочных и вулканогенных формаций Юго-Восточной Грузии. Наряду с общей литологической характеристикой флишевых образований Кавкасиони описан их минерально-химический состав и исследован вопрос источника терригенного материала, установлен характер послеседиментационных изменений. Отложения расчленены на ряд литологических подразделений. Изучена литология дейасских отложений южного склона Большого Кавказа, шаровые базальты и диабазы, связанные с отложениями среднего лейаса и аалена, литология карбонатных и известково-кремнистых формаций Абхазии и Рачи.

Среди многочисленных исследований отдела геохимии важными являются установление состава и закономерностей распространения редких и рассеянных элементов в сульфидных рудах Грузии, выявление рудных месторождений, заслуживающих интереса с точки зрения возможности комплексного извлечения кадмия, германия, селена, теллура и таллия, изучение вопроса геохимической, металлогенической специализации гранитоидных интрузий в отношении свинца, цинка и меди, установление комагматичности Аджаро-Триалетских интрузий с вмещающими их среднеэоценовыми вулканогенными толщами и закономерностей распространения в них редких щелочей и редких земель, выявление связи между особенностями парагенезисов редких сульфидных руд и геоструктурного положения месторождений, раскрытие изоморфной природы кадмия, выявление ионно-диффузионного механизма взаимозамещения минералов на примере изоструктурных минералов и разработка классификации процессов взаимозамещения минералов.

Совместными усилиями тектонистов, вулканологов, петрологов и геохимиков Института установлена четко выраженная латеральная зональность в распределении редких и петрогенных элементов в палеозойских гранитоидах и офиолитовых ассоциациях, мезозойских офиолитах и известково-щелочных вулканитах Кавказа и дана геодинамическая интерпретация наблюдаемых фактов.

Отделом полезных ископаемых изучались геологические условия формирования Поладаурского железорудного месторождения, структуры Дамблуд-Мошеванского рудного поля, вещественный состав и условия формирования колчеданных месторождений Юго-Восточной Грузии. Составлены крупномасштабные прогнозно-металлогенические карты, послужившие основой поисково-разведочных работ. Ведется изучение металлогении Большого Кавказа, вещественного состава, условий формирования и закономерностей размещения оруденений в Горной Раче, Сванети, Юго-Осетии, Хеви и Пшав-Хевсурети, Мтатушети и рудных районах Кахети. Составлены схемы металлогении Аджаро-Триалети и Болнисского рудного района, открыты новые рудопроявления, перспективные на редкие и благородные металлы.

Изучение взаимоотношений радиоактивных и радиогенных изотопов на различных объектах с целью установления радиологического абсолютного возраста горных пород играет важную роль в современной геологии. В 1955 г. в Институте была основана лаборатория, задачей которой являлось освоение, применение и дальнейшее усовершенствование аргонового и рубидий-стронциевого методов изотопного датирования. Исследования лаборатории широко известны как в Советском Союзе, так и за рубежом.

Из полученных результатов следует отметить использование впервые аутигенного осадочного минерала — глауконита — для абсолютного датирования осадочных пород аргоновым методом и выявление условий, усложняющих интерпретацию полученных дат. На ряде примеров показана решающая роль степени стабильности кристаллической решетки полевых шпатов и систематической потере части радиогенного аргона этими минералами. Дополнены и систематизированы основные принципы геологической интерпретации данных аргонового датирования. На основе определения аргонового возраста многих магматических и метаморфических образований Кавказа был сформулирован вывод о решающей роли герцинского этапа в становлении кристаллического субстрата альпийского складчатого сооружения Кавказии и о проявлении здесь бретонской, судетской и астурийской фаз этого цикла.

Анализ многочисленных геохронологических дат по всем континентам лег в основу вывода о синхронности основных фаз складчатости, гранитообразования и метаморфизма в планетарном масштабе и о периодичном характере проявления этих процессов (М.М.Рубинштейн). Больше внимание было уделено вопросу применения аргонового метода с целью датирования рудных месторождений. Была установлена перспективность использования гидротермального сколита и рекомендованы некоторые косвенные способы определения радиологического возраста рудных месторождений.

Повышение точности и чувствительности измерений малых коли-

чество радиогенного аргона позволило впервые в Советском Союзе, на примере Ахалкалакского нагорья, установить возраст магнитной инверсии Бринес-Матуяма в 0,7-0,8 млн.л. Ряд исследований был посвящен составлению и уточнению новой абсолютной геохронологической шкалы в части фанерозоя. Следует отметить уточнение абсолютного возраста границ юры, палеогена и неогена, обусловленное высоким уровнем геологической и, в частности, биостратиграфической изученности территории Грузии. Особо необходимо упомянуть совместные работы указанной лаборатории и отдела позвоночных Института палеобиологии, посвященные комплексному применению маммалологических и радиологических данных с целью межконтинентальной корреляции стратиграфических подразделений кайнозоя и позднего мела. Часть полученных результатов была впоследствии подтверждена данными английских и американских ученых.

С 1959 года Институт принимает участие в составлении справочно-информационной серии "Геологическая изученность СССР" на основе опубликованных работ, касающихся территории Грузии.

В Институте имеются уникальный палеонтологический монографический музей и богатая специальная библиотека. Музей функционирует с первых лет существования Института. В нем представлены многочисленные экспонаты ископаемой фауны и флоры, на которых основана стратиграфия Грузии. В последующие годы коллекция музея пополнилась экземплярами ископаемой фауны Северного Кавказа, Крыма, Азербайджана и Армении, изученной грузинскими исследователями.

В музее хранятся и экспонируются коллекции, монографическое описание которых опубликовано. Значительная часть экспонатов уникальна не только для Грузии, но и всего альпийского складчатого пояса. Число образцов, хранящихся в музее, превышает несколько десятков тысяч экземпляров. Музей постоянно пополняется новыми материалами из палеозойских, мезозойских, кайнозойских отложений. Экспонированные коллекции представляют ценный материал для сравнительных биостратиграфических и палеонтологических исследований.

Библиотека Института, считающаяся одной из лучших, насчитывает более 100.000 наименований. Она обменивается литературой с 100 геологическими советскими и зарубежными учреждениями. Научные труды Института первоначально публиковались в "Бюллетене" Тбилисского университета, а большая часть хранилась в рукописном виде в фондах Института и Управления геологии. Только в 1932 г. была опубликована первая часть первого тома "Бюллетеня" Геологического института Грузии. После основания Геологического института издано 2172 книжных единиц, среди них 36 монографий и 128 трудов Института. Общее количество опубликованных статей и сообщений превышает десятки тысяч печатных листов. Кроме того сотрудниками Института было опубликовано более 1000 работ в союзных и около 200 работ в зарубежных изданиях.

Институт со дня основания тесно связан со многими республиканскими и союзными геологическими учреждениями, высшими учебными заведениями, а в последние годы и с зарубежными научно-исследовательскими организациями. В первую очередь следует отметить творческое сотрудничество, осуществляемое в прежние годы Институтом с Управлением геологии Грузии, с которым систематически проводилось совместное изучение геологического строения и минеральных ресурсов республики. Институт принимал активное участие в составлении геологических и тектонических карт разного масштаба, в поисках и разведке полезных ископаемых.

Расширилась связь Института с объединением "Грузнефть", по заказу которого вот уже 10 лет Институт ведет исследования керна глубоких скважин. Весьма плодотворно развивается сотрудничество Института с Маднеульским горно-обогатительным комбинатом, чему значительно способствует организованное при Институте специальное структурное подразделение. Налажена связь Института с объединением "Горнохимпрома", вместе с которым проводятся совместные работы по изучению природных цеолитов. Для министерства местной промышленности в последние годы начались работы по выявлению новых облицовочных материалов.

Особо следует остановиться на работах Геологического института, связанных со строительством крупнейших инженерных сооружений всесоюзного значения. В первую очередь к таковым относятся сейсмоструктурные исследования в связи со строительством и других сооружений республики: электростанций, водохранилищ, городов республиканского подчинения.

Таким образом, расширяется и крепнет связь между геологической наукой и производством.

Ведущие ученые Института осуществляют тесную связь и с высшими учебными заведениями Тбилиси своей педагогической деятельностью, составлением учебников, участием в работе научных советов, проработкой общих с высшими учебными заведениями исследовательским тем. Геологический институт тесно связан и с родственными научными учреждениями республики Закавказья и других научных центров Советского Союза, совместно с которыми прорабатывается научная тематика, проводятся научные сессии, конференции, симпозиумы.

Особое значение имеют тесные рабочие контакты Геологического института с Институтом геофизики АН ГССР (акад. АН ГССР М. Алексидзе) и Институтом строительной механики и сейсмостойкости им. К.С.Завриева АН ГССР (акад. АН ГССР Э.А.Сехниашвили). В частности, все перечисленные выше работы по строительству ведутся нами совместно. Совместно же проводятся исследования по общесоюзной целевой программе, посвященной прогнозу землетрясений.

Стратиграфы Института принимали участие в составлении региональных стратиграфических схем юры, мела, палеогена и неогена отложений Кавказа. Схемы юрских отложений по поручению МСК составили сотрудники отдела стратиграфии и палеонтологии юры Института. Они утверждены МСК и как "унифицированные" опубликованы в объеме 27,8 п.л. в Ленинграде (1984 г.). В последнее время Геологический институт начал совместные исследования с Институтом географии им. Вахушти АН ГССР, которые связаны с проблемой освоения Колхиды и комплексного изучения карстовых пещер Западной Грузии.

Крепнут творческие связи Института с учреждениями геологического профиля братских республик Закавказья и Северного Кавказа. Совместными усилиями прорабатывается несколько тем, представляющих общий интерес как теоретической, так и прикладной точек зрения. Ведутся исследования по ряду общегеологических проблем совместно с Геологическим институтом Дальневосточного научного центра (Владивосток), Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР, Институтом океанологии им. Ширшова АН СССР и другими научными учреждениями страны.

В 1972 г. систематически ведутся совместные работы с Геологическим институтом имени Д.Штура (Братислава) по проблеме "Геология альпийского складчатого пояса". Уже закончились два этапа этих работ в части корреляции мезозойских, палеозойских, палеогеновых и неогеновых отложений и некоторых вопросов сравнительной тектоники, абсолютного датирования магматических пород и сравнительного вулканического исследования постмезозойского эффузивного вулканизма Кавказа и Западных Карпат. Изданы 2 сборника трудов "Вопросы геологии альпийского складчатого пояса (Западные Карпаты и Кавказ)". Заключен контракт по изучению шеелитовых месторождений Карпат. Предполагается расширение совместных работ в будущем. Установлено сотрудничество с научными учреждениями Академии наук Болгарии и Кубы.

Большая группа сотрудников Института вновь приглашена для участия в исследованиях по комплексной программе: "Земная кора", разрабатываемой геологическими учреждениями Социалистических стран, Югославии и Кубы. Ряд сотрудников Института ведет исследования по нескольким проектам Международной программы геологической корреляции, осуществляемой под эгидой ЮНЕСКО. В настоящее время Колумбийский университет (США) устанавливает двусторонние связи с Институтом. Связь с зарубежными исследователями осуществляется также путем участия сотрудников Института в различных международных научных мероприятиях - сессиях, коллоквиумах, конгрессах и симпозиумах и путем чтения лекций в различных учреждениях.

Институт был организатором, основным исполнителем или активным участником ряда международных мероприятий, проведенных в СССР и за его пределами. Из таких мероприятий последних лет можно отметить

27-ю сессию Международного геологического конгресса (1984 г.), 8-ой конгресс стратиграфии неогена Средиземноморской области (1985 г.), 6-й симпозиум Международной ассоциации по генезису рудных месторождений (1982), совещание рабочей группы проекта №5 Международной программы геологической корреляции ЮНЕСКО (1982) и др.

Институт всегда уделял большое внимание воспитанию молодых научных кадров. Тесный контакт с учебными заведениями обусловил положительное решение этой важной проблемы. В Институте имеется аспирантура. Число кандидатов и докторов геолого-минералогических наук, подготовленных в Институте, достигает 160. Примечательно, что только за последние 4 года докторские диссертации защитили 6 сотрудников Института, а кандидатские - свыше 10.

Мы все твердо уверены, что после завершения начатой научной перестройки работ, коллектив Геологического института еще выше поднимает грузинскую и вместе с тем советскую геологическую науку на более высокую ступень ее развития.

ПЯТИДЕСЯТИЛЕТИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА
ГРУЗИИ

Прошло 60 лет со времени основания Геологического института при Кафедре геологии и палеонтологии Тбилисского университета. Это явилось знаменательным событием в культурной и творческой жизни молодой социалистической Грузии, способствовавшим прогрессу геологической науки и практики в республике – геологическим исследованиям был предан систематический и планомерный характер.

До 1932 года Геологический институт работал на общественных началах, лишь три технических работника получали зарплату. Институт объединял большую группу молодых людей полных энтузиазма и безвозмездной любви к делу. Позднее Институту были выделены штаты и четко определен его состав. В начале тридцатых годов, в результате продуктивной деятельности молодых профессоров А.И.Джанелидзе, К.Е.Габуня и А.А.Твалчрелидзе, в Грузии были созданы национальные геологические кадры, способные обеспечить потребности народного хозяйства в проведении научно-исследовательских и производственных геологических работ. Так был организован Закавказский геологоразведочный трест, Научно-исследовательский институт минерального сырья, институт "Гидропроект", трест "Грузнефть" и др.

С целью объединения специалистов, работающих в сферах теоретической и практической геологии, по инициативе А.И.Джанелидзе и при активной поддержке К.Е.Габуня и А.А.Твалчрелидзе 5 ноября 1933 года было организовано Геологическое общество Грузии. На учредительном собрании Геологического общества присутствовало 95 учредительных членов Общества. Они приняли устав Общества, утвердили рабочий план на ближайший период и избрали руководящие органы. По предложению А.И.Джанелидзе первым председателем Общества был избран профессор К.Е.Габуня, заместителем – доцент И.В.Качарва, а научным секретарем – ассистент Тбилисского государственного университета Д.С.Микеладзе.

В уставе сказано, что "Общество объединяет лишь работающих в сфере минералогии и геологии и заинтересованных этими дисциплинами и их успехами" и "Геологическое общество производит работы во всех сферах геологии и его родственных дисциплинах, всячески содействует изучению геологии Грузии и смежных с ней областей, исследованию природных производительных сил и развитию геологических

исследований на основе диалектико-материалистической методологии. Вся своя работу оно планомерно подчиняет интересам социалистического строительства и обороны Советского Союза".

Как видим, устав предусматривает решение ответственных и почетных задач. Для их осуществления члены Общества руководствуются рядом требований: 1. Регулярный созыв публичных заседаний, на которых с докладами выступают представители различных геологических организаций Грузии и гости Общества – геологи и специалисты родственных отраслей. 2. Организация обзорных и научно-исследовательских экскурсий на геологически и исторически интересные объекты. 3. Издательское дело. 4. Проведение мероприятий, способствующих решению задач, поставленных перед Обществом. С шестидесятых годов ежегодно проводятся научные сессии.

Под руководством К.Е.Габуния Общество развило энергичную деятельность и первым большим мероприятием в его работе была организация геологической выставки к 17-ой Московской сессии Международного Геологического Конгресса, прошедшей в августе 1937 г.

За короткий срок под руководством К.Е.Габуния и Г.Ф.Челидзе был обновлен Геологический отдел Государственного музея Грузии.

Одной из основных сфер работы Общества являются публичные заседания. При выборе темы докладчики пользуются полной свободой, но придерживаются определенных правил; актуальность темы с точки зрения теории и практики, новизна использованного материала, четкость выводов, степень заинтересованности общественности в обсуждаемом вопросе, наличие иллюстрационного материала. Иногда доклады заказываются.

Первым докладчиком на учредительном заседании Общества 5 ноября 1933 года был А.И.Джанелидзе, выступивший с докладом "Геологическая работа в Грузии и задачи будущего Геологического Общества".

Всего со дня основания Общества зачитано 745 докладов, в среднем по 15 докладов в год. По данным последних 30 лет тематика докладов выглядит так: по вопросам стратиграфии – 71 доклад; общей и региональной геологии – 51; полезных ископаемых и геологии зарубежных стран – 43; тектоники и геотектоники – 42; петрологии, вулканологии и магматизма – 29; палеонтологии и гидрогеологии – инженерной геологии – 20; металлогении – 18; геологии нефти и газа – 13; геофизике – 12; палеогеографии, геохимии, минералогии и литологии – 9; метаморфизме пород – 4; сейсмотектонике и горного дела – 3; кроме того, были заслушаны 4 доклада А.И.Джанелидзе об общенаучных проблемах и 23 доклада о жизни и научной деятельности видных геологов.

Докладчиками являлись сотрудники различных геологических учреждений – Геологического института им. А.И.Джанелидзе (110 док-

ладов); Тбилисского государственного университета (71); Кавказского института минерального сырья им. А.А.Твалчрелидзе (48); Геологического управления Грузинской ССР и Производственного объединения "Грузнефть" (34); Палеобиологического института им. Л.Ш.Давиташвили (28); Грузинского отделения СевКавНИИнефть (24); Грузинского политехнического института им. В.И.Ленина (19); Института геофизики АН ГССР (13). Наряду с геологами Грузии на публичных заседаниях Геологического общества неоднократно выступали специалисты из Москвы, Ленинграда, Украины, Армении, Азербайджана, других республик СССР и ряда зарубежных стран.

С конца 50-ых годов Геологическое общество проводит годовые научные сессии. Они были посвящены вопросам геологии Рача-Сванети, Юго-Восточной Грузии, Колхидской низменности, Картлийской депрессии и Абхазии, перспектив нефтегазоносности республики, проблеме Боржомской минеральной воды, инженерной геологии Абхазии и др.

С 1981 года по решению Президиума АН ГССР, в память о видных грузинских геологах А.И.Джанелидзе и Г.С.Дзопенидзе ежегодно поочередно проводятся Джанелидзевские и Дзопенидзевские чтения. Всего проведено 19 научных сессий. В том числе 8 научных сессий и 5 чтений были организованы в связи с юбилеем видных грузинских геологов: А.И.Джанелидзе, А.А.Твалчрелидзе, И.Р.Кахадзе, Г.С.Дзопенидзе, А.Л.Цагарели и Г.А.Твалчрелидзе.

На сессиях всего было прочтено более 100 докладов; на них присутствовало около 1500 специалистов, 300 из них выступило в прениях.

С конца пятидесятых годов начал выходить периодический геологический журнал "Известия Геологического общества Грузии ("Сакартелოს გეოლოგიური საზოგადოების მოამბე"). В девяти томах помещено 113 статей сотрудников 10 геологических учреждений Грузии. Общий объем опубликованных томов "Известий" составляет 96 печатных листов. Кроме того, были опубликованы тезисы 8 научных сессий и материалы в виде сборников двух сессий (Вопросы геологии Картлийской депрессии, 1970; Вопросы геологии Северо-Западной Абхазии, 1972). В них вошли 99 тезисов или статей 175 авторов. Общий объем данных публикаций составляет 32 печатных листа.

В будущем Обществу предстоит решать более существенные задачи, выдвигаемые перед грузинской геологией неуклонно растущими потребностями народного хозяйства. К их числу относится в частности, проблема обеспечения геологической основой проектируемой сверхглубинной структурой буровой скважины в Болнисском рудном районе. Наличие в республике квалифицированного творческого коллектива геологов обеспечит высокий уровень предстоящих исследований по указанным и другим возникающим проблемам.

Ш. А. Адамия

ПАЛЕОТЕТИС, МЕЗОТЕТИС, НЕОТЕТИС – РАЗНЫЕ ОКЕАНЫ
ИЛИ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ТЕТИСА?

П о с т а н о в к а в о п р о с а . Под названием Тетис, как известно, уже со времен работ М. Неймайера и Э. Эюсса, подразумевают морской бассейн, который был расположен в мезозое и кайнозое на юге Евразии и на месте которого в конце кайнозоя возникли горно-складчатые сооружения Альпийско-Гималайского пояса. В качестве "свидетелей" этого бассейна обычно рассматривались те, преимущественно мелководные шельфовые отложения, которыми сложены территории этого пояса. Однако в последнее время, после установления принципиальных структурно-вещественных различий между корой континентов и океанов и возрождения идей мобилизма, Тетис понимается как обширный бассейн-залив (временами пролив) Тихого океана (Палеоокеаники), который обладал корой океанического типа и разделял в палеозое-мезозое северные материки от южных. "Свидетелями" этого бассейна-океана считаются главным образом породы офиолитовой ассоциации, включающие пелагические и гемипелагические глубоководные отложения.

Неомобилисты считают, что закрытие этого океана и возникновение на его месте Альпийско-Гималайской горно-складчатой области произошло вследствие сближения, до полного столкновения, континентов расположенных по обе его стороны. Однако среди исследователей нет единогласия по вопросу существовал ли океанический Тетис в течение почти всего фанерозоя перманентно, или океан закрывался и вновь раскрывался, но по новой линии раздвига. Одни считают, что Палеотетис, Мезотетис, Неотетис – это разные океаны, последовательно сменяющие друг друга в пространстве и во времени (Хаин, 1975; Белов, 1981, 1986; Sengör et al., 1985), по мнению же других (Адамия, Шавишвили, 1979; Адамия и др., 1982; Лорджианидзе и др., 1984 и др.) приставки палео-, мезо-, нео- отмечают лишь этапы развития существовавшего в течение почти всего фанерозоя палеогеографически единого бассейна, дно которого постоянно обновлялось – древняя кора поглощалась в зонах субдукции, частично же надвигалась на континенты и разрушалась, а в зонах аккреции (спрединга), возникавших в различных местах, формировалась новая океаническая кора.

Обзор моделей эволюции Тетиса.

Нет необходимости разъяснять, что для решения вышестоящей проблемы необходимы данные не только региональной геологии и геофизики, но и глобальных реконструкций по расположению материков и океанов в геологическом прошлом. Такие реконструкции хорошо известны и основаны на совмещении береговых линий Атлантического океана, на палеомагнитных и палеобиогеографических данных (Scotese et al., 1979; Зоненшайн, Городничский, 1977; Храмов, 1978; Зоненшайн и др., 1984). Если принять за основу карты абсолютных реконструкций расположения континентов и океанов, составленные Л.П. Зоненшайном и др. 1984, то из них следует, что на кавказском пересечении океанический Палеотетис существовал в течение всего палеозоя-триаса и Тетис (Мезотетис) наследует Палеотетис.

Однако ряд исследователей предполагает иной способ закрытия палеоокеанов - открытие новых океанических бассейнов. Это отрыв практически сплошных узеньких континентальных полос от северного края Гондваны (рис.1), протягивающихся от Европы до Индонезии, их северный дрейф с закрытием Палеотетиса перед фронтом перемещающей на север материковой полосы и открытием Мезотетиса и Неотетиса в ее тылу (Белов, 1981, 1986; Belov et al., 1986; Sengör et al., 1985).

На Кавказско-Анатолийском пересечении Альпийско-Гималайского пояса по более или менее протяженным выходам офиолитов, зонам тектонического меланжа и интенсивных деформаций выделяются несколько разновозрастных структур, маркирующих, по мнению исследователей, исчезнувшие океанические бассейны (рис.2-3). Так, согласно схеме А.А.Белова и др. (Belov et al., 1986), в регионе можно выделить (рис.2) герцинский шов Палеотетиса I - по офиолитам зоны Передового хребта Большого Кавказа; индосинийский (раннекиммерийский) шов Палеотетиса-2 по складчатым образованиям зоны Южного склона Большого Кавказа; позднекиммерийский шов Мезотетиса по офиолитам Северо-Восточной Анатолии и Малого Кавказа и альпийский шов Неотетиса, состоящий из нескольких ветвей и отмеченный офиолитами Северной Анатолии, Тавра, Загроса, Омана. В Закавказье, между Храмовским и Локским массивами по "офиолитам" Чорчано-Уцлевской полосы Дзирульского массива выделяется еще один, третий по счету шов Палеотетиса, закрывшегося в средней юре (Гамкрелидзе и др., 1981).

О ф и о л и т ы и " о ф и о л и т ы ". Точка зрения, что все офиолитовые пояса, тем более интенсивно складчатые бассейнные отложения, являются реликтами океанов в палеогеографическом понимании этого термина - является несостоятельным. Подробное изучение офиолитов показало, что эта ассоциация пород образуется в различных структурных и геодинамических обстановках: рифтовых зонах сре-

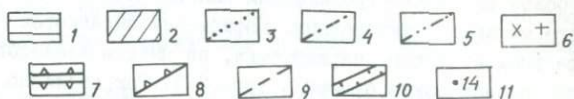
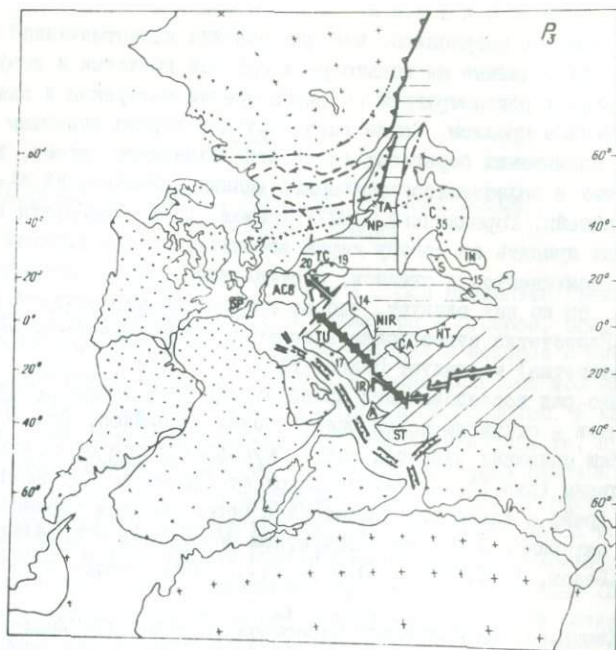
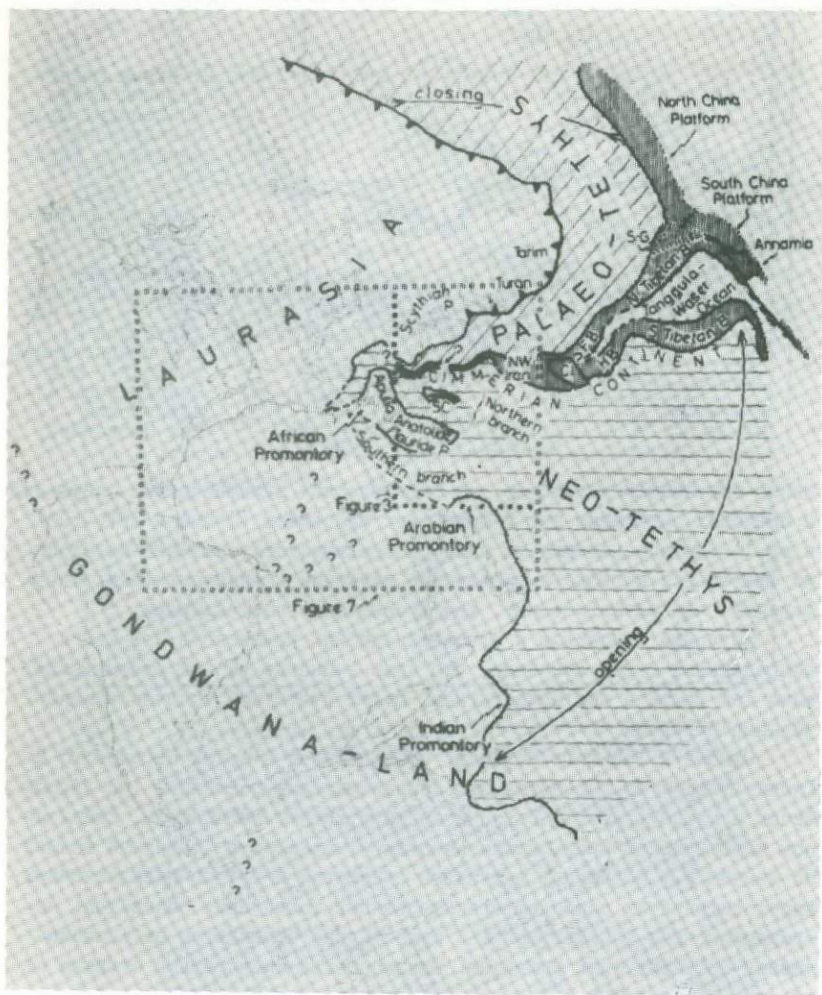


Рис. I. Ia - палеотектоническая реконструкция для конца перми - начала триаса (Belov et al., 1986):

I - океанический бассейн Палеотетис II; 2 - океан Мезотетис; 3 - граница провинций: Нгарской палеобиогеографической (север), Атлантической в Евразии и Катазиатской в Китае; 4-5 - границы флористических районов без Ангарской провинции; 6 - континенты и микроконтиненты; 7 - гипотетические оси спрединга; 8 - зоны субдукции; 9 - трансформные и др. разломы; 10 - рифты; 11 - палеомагнитные широты.
 А - Афганистан; АСВ - Альпийско-Карпатско-Балканский регион; С - Китай; СА - Центральный Афганистан и Центральный Памир; IN - Индокитай;
 IR - Иран; NIR - Северный Иран; NP - Северный Памир; NT - Северный Тибет; s - Бирма;
 SP - Испания; ST - Южный Тибет; TA - Тарым;
 TC - Закавказский массив; TU - Турция.



16 - лейасовая реконструкция Пангеи (Sengör et al., 1985).
 SC - континент Сакарія; FB - блок фарах; НВ - блок
 Гельменд.

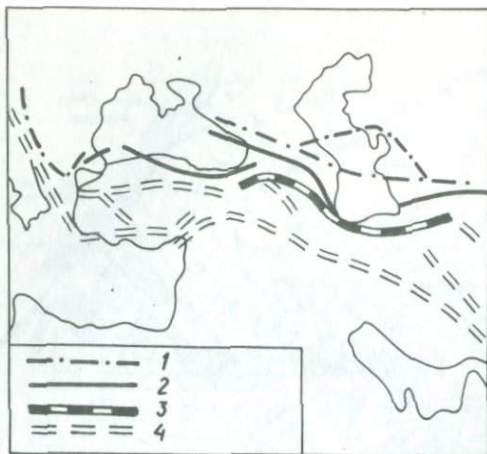


Рис.2. Схема расположения разновозрастных швов океанических бассейнов Тетиса (Belov et al., 1986).
 1 - герцинский - шов Палеотетиса I; 2 - индосинийский (раннекиммерийский) - шов Палеотетиса II; 3 - позднекиммерийский - шов Мезотетиса, 4 - альпийский - шов Неотетиса.

динно-океанических хребтов, на океанических вулканических островах, в пределах островных дуг и задуговых бассейнов (Пейве и др., 1977 и др.). Для определения их палеогеографического значения необходимо тщательное петролого-фациальное изучение и типизация этих образований, как магматических, так и осадочных составляющих.

Изучение офиолитов и офиолитоподобных комплексов Кавказа и сопредельных стран показало, что лишь немногие из них, рассматриваемые как реликты дна Палеотетиса, могут считаться типично-океаническими породами.

Офиолиты Большого Кавказа, обнажающиеся в зонах Передового и Главного хребтов, представлены серпентинитами основания (по лерцолитам и гарцбургитам), полосчатым интрузивным комплексом, комплексом параллельных даек, вулканическим комплексом и осадочной толщей. По данным И.Д.Шавишвили вулканы относятся к группе низкокальциевых, высокотитанистых слабодифференцированных толеитовых базальтов. Петрохимическими параметрами они существенно отличаются от низкокальциевых островодужных толеитов. Однако также значительны отличия от типично абиссальных толеитов. Наибольшее сходство они проявляют с вулканитами малых океанических бассейнов тыловых растяжений островных дуг (напр. Южно-Сендвичский). Близки они с последними и по типу вулканитов и их количественному содержанию - большая часть эффузивов представлена базальтами и базальтовыми андезитами, более кислые породы редки.

Осадочные толщи офиолитовой ассоциации Передового хребта представлены преимущественно терригенными и вулканогенными образованиями силура-среднего девона. Большие скорости седиментации (до

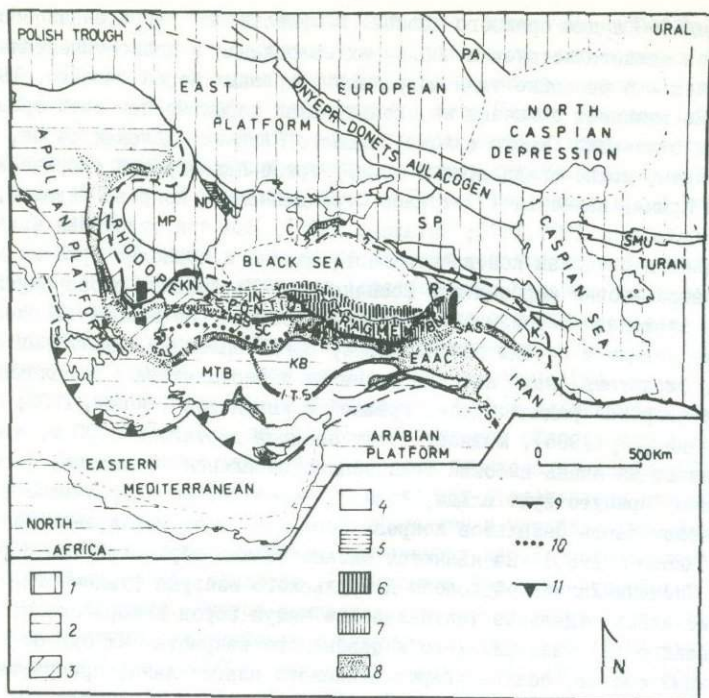


Рис.3. Схематическая карта палеотектонических элементов Тетиса Восточного Средиземноморья и прилегающих регионов (Sengör et al., 1985).

I - Лавразия; 2 - Гондвана; 3 - Киммерийский континент (включая Сакарию), 4 - океаническая область; 5 - Стамбульский покров; 6 - покров Кюре; 7 - Байбуртский покров; 8 - океанический материал Неотетиса; 9 - след основного шва Палеотетиса; 10 - след шва Каракая; 11 - активная субдукция

Сокращения: PA - Печельмский авлакоген; SP - Скифская платформа; SMU - Южный Мангышлак - Устьют; С - Крым; ND - Северная Добруджа; MP - Мизийская платформа; SC - континент Сакария; MTB - Мендерес-Таврский блок; KB - Киршехирский блок (MTB+KB=Анатолийско-Таврская платформа); VZ - зона Вардар; IPS - Интрапонтийский шов; IAZ - Измир-Анкарская зона; AK - Анкарский узел; ES - Эрзинджанский шов; SAS - Севано-Акеринский шов; EAAC - Восточно-Анатолийский аккреционный комплекс; ZS - Загросский шов; KN, IN и BN - соответственно Киркларелский, Стамбульский и Байбуртский покровы; R - Рионская впадина; K - Куринская впадина.

100 мм/1000 л для среднего девона) и существенно терригенный состав осадков свидетельствует в пользу их накопления в приконтинентальных условиях — в бассейне типа современных краевых морей (Адамия, 1984).

Не вызывает сомнения не океанический характер палеозой-триас-юрских отложений Южного склона Большого Кавказа (дизская серия, триас Мзымты, ниже-среднеюрский флиш), триас-нижнеюрской таврической серии Крыма, палеозоя (?)—триаса Странджинского покрова (Адамия, 1984; Catalov, 1977, 1978; Чаталов, 1985). Все эти отложения накапливались в пределах континентального склона и подножья краевых морей, выше уровня карбонатной компенсации. Источником сноса служила суша, сложенная породами сиалического состава. Не похожи на океанические осадки и породы покрова Кюре, представленные глинистыми сланцами, филлитами, карбонатными сланцами и песчаниками с прослоями (в низах разреза) радиоляритов, кремней и кварцитов (Güner, 1982; Yilmaz, Sengör, 1985). Мощность этих осадков достигает 3000 м, что указывает на очень высокий темп осадконакопления. Отложения богаты кварцем. Присутствуют слюды, гранат, турмалин. По петрохимическим свойствам часть базальтов покрова Кюре близка островодужным толеитам (Güner, 1980). Не являются океаническими образованиями и филлиты Чорчана-Удлевской полосы Дзирульского выступа фундамента, лежащие здесь отдельные тектонические чешуи пород кембрийского, ордовикского (?) , силурийского и девонского возраста. Их сугубо терригенный состав, обилие кварца и кислого плагиоклаза, присутствие циркона, турмалина и офена, высокое содержание С-органического и большие скорости осадконакопления (до 70 мм/1000 л для девона), наличие известняков с археоциатами, мелководно-прибрежный характер силур-девонских палиноморф указывает на то, что эти осадки формировались в неглубоком морском бассейне, в пределах континентальной окраины. На это же указывает широкое развитие в составе "филлитов" метавулканитов риолитового состава (чешорская свита) и пуддинговых конгломератов с галькой риолитов, гранитоидов, слюдяных сланцев и кварца, относимых нами, по аналогии с разрезами Центрального и Западного Средиземноморья, к ордовику.

В составе "офиолитов" рассматриваемой полосы включаются также тектонические чешуи катаклазированных герцинских гранитов, неметаморфизованных риолитов лав и пирокластолитов условно среднекарбонного возраста (аналоги Чиатурской и Храмской свит) и кварц-гранат-слюдястых сланцев, т.е. пород типичной континентальной коры. К офиолитам из пород Дзирульского выступа можно отнести лишь серпентинизированные ультрабазиты неустановленного возраста, находящиеся в аллохтонном залегании и шарьированные, по-видимому, с юга (Адамия, Шавишвили, 1979).

С нахождением альпийских и доальпийских офиолитов. В Средиземноморской области

наиболее подробно изучен офиолитовый пояс, протягивающийся от Панонской изменности в Вардарскую зону Югославии, затем через зону Аксиос (Греция) в Северную Анатолию (Измир-Анкара-Эрзинджан) и далее в Севано-Акеринскую (Зангезурскую) зону Малого Кавказа (северная ветвь) и Загрос-Оманскую зону (южная ветвь). Более восточное продолжение северной ветви намечается вдоль южного побережья Каспийского моря по офиолитовым породам Решта, Мешхеда и др. (Verberian, 1985).

В западной части этого пояса издавна отмечается сонахождение офиолитов мезозойского возраста (составляющих большую часть разрезов) с доальпийскими, встречающимися в виде отдельных выходов пород офиолитовой ассоциации. Такая картина отмечается в Вардарской зоне Югославии, в Греции — в зоне Аксиос (Rapanicolau, 1984).

Во многих местах Анкара-Измирского отрезка альпийского офиолитового пояса известны и доальпийские комплексы офиолитовой ассоциации. В районе Эскишехира K-Ar возраст пироксенита равен 306±40 млн. лет. В горных массивах Каздаг и Уллудаг представлены доальпийские дуниты, пироксениты, габбро-амфиболиты и метабаазальты. Здесь же обнажается комплекс эпиметаморфизованных пород: зеленокаменно измененных диабазов, спилитов. Встречаются филлиты, графитовые сланцы, метаграувакки. Внутри комплекса отмечаются блоки серпентинитов, перидотитов, глаукофановых сланцев. Прорван этот комплекс гранитоидами с K-Ar и Rb/Sr возрастом, равным 360-330, 270-236 млн. лет (Fourquin, 1976, Белов, 1981). Раннетриасовые вулканы основного состава в Западной Анатолии непосредственно налегают на метабаазиты (зеленые сланцы) и тектонизированные ультрабаазиты (Kaça, 1982).

Наличие триасовых базитовых вулкаников и пелагических осадков в покрове Бозкир указывает по мнению А.Окая (1985) на дотриасовое открытие Измир-Анкарского океана.

В массиве Кешиш Даг (западнее Эрзинджана) офиолиты секутся плагиогранитами с абсолютным возрастом 256 млн. лет, что дает основание исследователям (Bergougnan, Parrot, 1980) выделить здесь породы досреднепермской океанической коры. Метабаазиты этого района соответствуют низкокалиевым толеитам (Yilmaz, 1985).

Долейасовые офиолиты (Чангалдаг) с геохимическими параметрами океанических толеитов отмечаются в массиве Дадаи-Деверкани. Пространственно совмещены с юрско-меловыми офиолитами также комплексы Кюре и Каракая, что наглядно иллюстрируется картой и разрезом (рис. 4), заимствованным из работы Ильмаза и Шенгера (Yilmaz, Sençör, 1985).

Комплекс Каракая состоит в основном из пород голубосланцевой, зеленосланцевой и амфиболитовой фазий метаморфизма и деформирован-

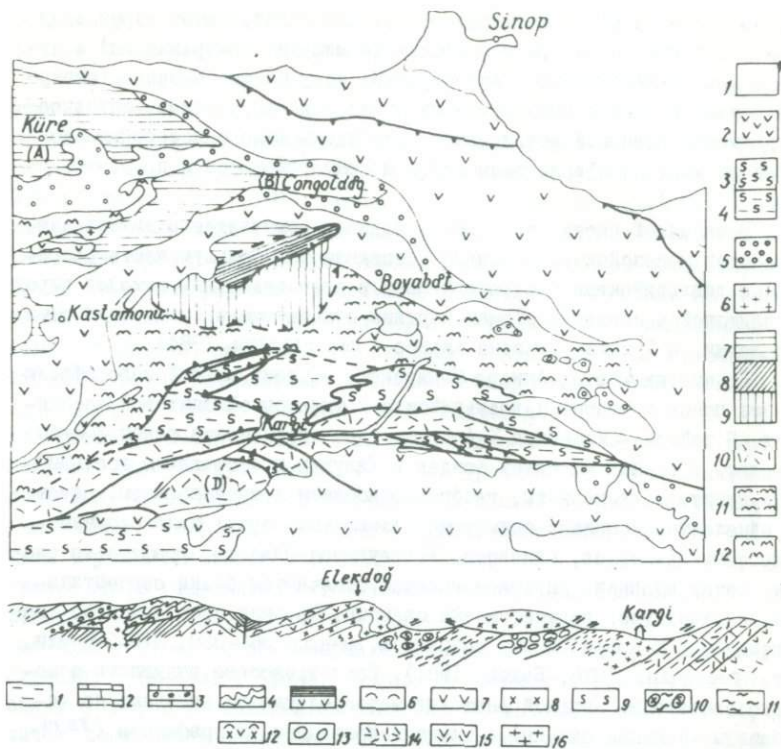


Рис. 4. Геологическая карта и профиль района Кастамону.

Условные знаки карты: 1 - молодые отложения; 2 - островодужные вулканы и связанные с ними отложения; 3 - офиолиты Неотетиса; 4 - аккреционный комплекс; 5 - породы чехла относительно офиолитам Палеотетиса; 6 - посттектонические граниты; 7, 8, 9 - офиолиты Палеотетиса (покров Кюре): 7 - основные лавы и эпиофиолитовые осадки; 8 - офиолиты; 9 - меланж; 10 - метаморфизованная островодужная вулканогенно-осадочная единица; 11 - комплекс Караяя + континентальная ассоциация; 12 - породы основания (Стамбульский покров).

Условные знаки на профиле: 1 - нижнемеловые аргиллиты; 2 - нижнемеловые известняки; 3 - базальные конгломераты мальма; 4 - Стамбульский покров; 5 - аргиллиты и лавы лейаса; 6 - пиллоу-лавы; 7 - диабазы; 8 - габбро; 9 - перидотиты; 10 - метаморфизованный меланж; 11 - комплекс Караяя; 12 - верхнемеловые офиолиты; 13 - верхнемеловой меланж; 14 - ридолиты; 15 - метабазиты; 16 - граниты (Yilmaz, Sengör, 1985).

ного офиолитового меланжа (Sengör et al., 1985). Матрикс меланжа представлен породами граувакково-сланцевого флиша, радиоляритами, пелагическими известняками, местами спилитами и базальтами, содержащими блоки верхнепалеозойских (верхний карбон, пермь) и нижнепалеозойских (верхний триас) мраморов и известняков. Отмечают также силурийские известняки (прослой или блоки?) в массиве Токат.

В Малокавказской шовной зоне, где представлены породы офиолитовой ассоциации в основном юрско-мелового возраста, установлено наличие и домезозойских ультрабазитов и базитов (метаофиолитов). Согласно А.Л.Книпперу (1975), А.Л.Книпперу и др. (Knipper et al., 1986), гарпбургиты в Севанской зоне секутся плагиогранитами с K-Ar возрастом 168 млн. лет. В этой же зоне А.Л.Книппер выделяет блоки доальпийских габбро-амфиболитов, метабазитов (по эффузивам) и метаосадков. Т.Аб.Гасанов (1985) отмечает присутствие в этой зоне габбро-пироксенитов и спессартитов, K-Ar возраст которых равен 322±2 млн. лет. Б.Т.Лутц и др. (1980), Л.Ф.Добрынецкая и В.В.Эз (1982) приводят факты в пользу того, что блоки метаморфических пород из меланжа офиолитового пояса Малого Кавказа представляют собой фрагменты пород древней (доальпийской) офиолитовой ассоциации.

Петрологические, геохимические и геохронологические исследования Б.М.Меликсетяна и др. (1984) выявили значительную гетерохронность базитов и метабазитов Севанского офиолитового пояса. Возраст гранатовых амфиболитов, находящихся в сложной тектонической позиции (рис.5) равен 330±42 млн. лет. Здесь же имеются блоки габбро-диабазов со значениями возраста 291±3 млн. лет. Обнаружены блоки и галька известняков верхнедевонского и пермского возраста, обломок гемипелагического известняка верхнего триаса (Соловкин, 1950). Для зоны характерно сонахождение метабазитов фаций высоких и низких давлений, низкие первичные соотношения $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ (0,7051), указывающие на их океаническую природу (Меликсетян и др., 1984).

В крайне западной части Севанского офиолитового пояса (Базумский хребет) С.А.Паланджян (1975) описал доверхнеюрские офиолиты, глинистые сланцы и филлиты, напоминающие комплекс Каракая Северн. Анатолии.

Г.С.Закариадзе с соавторами (1986) приводят убедительные данные о наличии в Севанской зоне пород древнего "доофиолитового" океанического фундамента. На основании изучения ксенолитов амфиболитов, гнейсов и зеленых сланцев, обнаруженных на разных горизонтах мезозойского офиолитового комплекса, выделяются породы полосчатой интрузивной серии (ущ. р.Левчай), диабазовой дайковой серии (ущ. р.Тертер), тоналит-плагиогранитной серии (побережье оз.Севан). Авторы установили, что метаморфизм этих пород произошел до образования офиолитов юрско-мелового возраста.

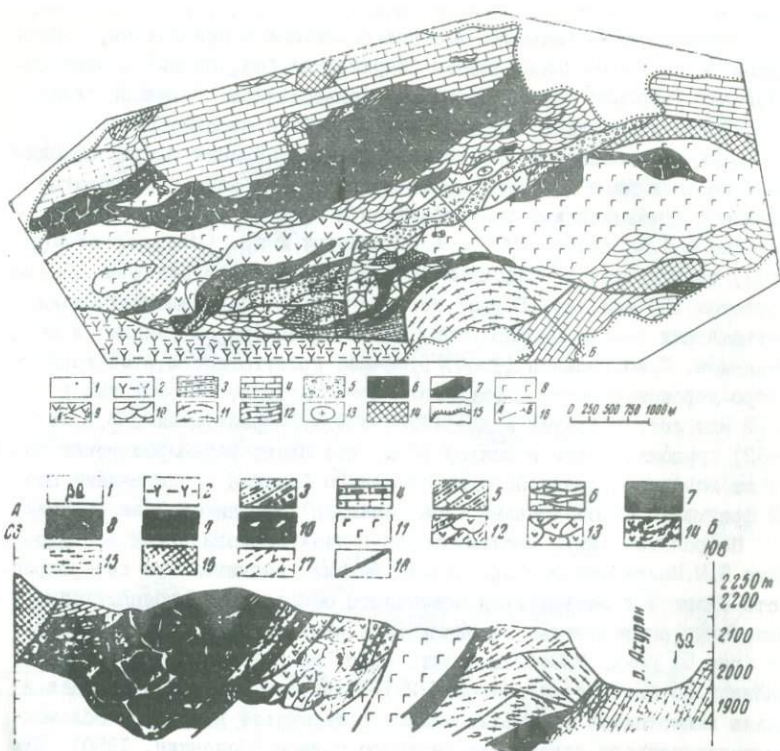


Рис.5. Геологическая карта и профиль района Амасии (по С.Д.Соколову, 1974)

1- неоген-четвертичные отложения; 2- палеоген, вулканогенно-осадочная толща; 3- палеоген, песчано-глинистая толща; 4- верхний мел, карбонатная толща; 5- верхний мел, обломочная толща; 6- гипербазиты, серпентинитизированные гипербазиты; 7- серпентиниты, брекчии серпентинитов; 8- Габброиды; 9- эффузивно-радиоляритовая серия: а- эффузивы, б- кремнистые породы; 10- зоны серпентинитизированного меланжа; 11- метаморфические породы (Rb/Sr возраст которых равен 330+42 млн.лет. Меликсетян и др., 1984); 12- блоки известняков; 13- грайтоиды; 14- зоны гидротермально измененных пород; 15- стратиграфические границы; 16- линии геологических профилей.

Усл.зн.профиля. 1- четвертичные лавы; 2- вулканогенно-осадочная толща палеогена Севано-Ширакского синклинария; 3- песчано-алеврито-глинистая толща палеогена; 4- верхний мел (верхний сенон), известняки, глинистые и песчаные известняки; 5- верхний мел (нижний сенон), конгломераты, известняки, песчаные известняки, алевролиты, аргиллиты, песчаники; 6- зоны тектонического расщепления и будинажа в карбонатной толще; 7- серпентиниты и серпентинитизированные гипербазиты; 8- брекчированные массивы серпентинитов и серпентинитизированных гипербазитов; 9- серпентинитовый меланж, блоки пород офиолитового комплекса и известняков, погруженные в серпентинитовую массу; 10- серпентинитовая брекчия; 11- габброиды; 12- эффузивно-радиоляритовая серия; 13- эффузивы основного состава; 14- тектонические породы; 16- гидротермально измененные породы; 17- трещиноватость; 18- тектонические нарушения.

Таким образом, сонахождение альпийских и доальпийских офиолитов, т.е. пород океанского дна Палеотетиса и Мезотетиса в рассмотренном выше поясе можно считать установленным фактом.

Северотетическая и Южнотетическая области. Вардарско-Североанатолийско-Малокавказский офиолитовый пояс примечателен не только тем, что там пространственно совмещены альпийские и доальпийские породы офиолитовой ассоциации, но и тем, что он разделяет весь этот регион на две области с резко различной историей геологического развития. На севере представлены комплексы палеозоя, характерные для активной континентальной окраины (тихоокеанский тип), а на юге от него — комплексы пассивной окраины (атлантический тип). К северу от пояса интенсивно проявился герцинский тектогенез: складчатость, горообразование, метаморфизм, гранитный магматизм, известково-щелочной вулканизм. К югу от него развиты, главным образом, известняковые формации континентального шельфа, не претерпевшие герцинскую складчатость и метаморфизм. По остаткам позднепалеозойских растительных и животных организмов районы, расположенные к северу от шва относятся к Северотетической биогеографической провинции, а расположенные к югу от шва — к Южнотетической провинции. В этой связи проведение сутуры Палеотетиса не по офиолитам Малого Кавказа, а по таковым Передового хребта Большого Кавказа и отнесение всего Закавказья к Гондване (Белов, 1981, 1986) противоречит палеобиогеографическим и геологическим данным: позднепалеозойская фауна и флора Южного склона Большого Кавказа (Сванети) и Закавказья (Храмский массив) имеют явно северотетическую принадлежность и четко отличаются от гондванской; в Закавказье, в пределах Локского, Храмского и Дзирульского выступов фундамента, как известно, мощно проявлен герцинский гранитоидный магматизм, глубокий метаморфизм и герцинская складчатость; широко развиты наземные или мелководные дацит-риолитовые известково-щелочные вулканы верхнепалеозойского возраста, что столь характерно для всей позднепалеозойской активной окраины Евразии (Моссаковский, 1972).

Явные признаки активной северной окраины Тетиса проявляют Закавказье и Понтиды на всем протяжении ирского времени. Нижнеирские известково-щелочные дацит-риолитовые вулканы, мощностью в несколько сотен метров, известны на Дзирульском массиве (Дзопенидзе, 1948). Их выходы обнаружены и южнее, у северного края Локского массива (Гогшвили, Кициани, 1975). В Понтидах нижнеирские вулканы островодужного типа связаны с флишоидами фации Грестен (Verdugnan, Fourquin, 1980). Мощно развит вдоль всего Понтийско-Малокавказского края Тетиса также средне- и верхнеирский гранитоидный магматизм, связанный очевидно, с функционированием наклонен-

Палеомагнитные направления и полюса Восточной Европы, Африки и Кавказа (фактические и расчетные по полюсам соседних плит)

Таблица I

Возраст	Европа (Евразия-К ₂)						Кавказ						Африка						
	φ°	λ°	α_{95}	D ^o	I ^o	fm ^o	Район	Возраст	D ^o	I ^o	fm	α_{95}	φ°	λ_{95}°	α_{95}	D ^o	I ^o	fm	Возраст
К	64	168	9	34	44	26	С	К ₂	355	59	39	5	62	245	14	350	25	13	Мел
							Ю	К ₂	33	42	27	5							
							Ю	К ₂	28	47	20	15							
							С	К ₁	16	57	37	2							
							Ю	К ₁	30	43	25	12							
							Ю	К ₁	22	41	23								
I	75	159	12	24	50	30	Пх	I ₂	33	45	27	8	65	235	12	356	28	15	Юра
							Дз	I ₂	41	45	27	4							
							ЛК	I ₂	18	41	23	7							
							Цх	I ₁	17	48	29	9							
							Дз	I ₁	11	48	29	10							
							ЛК	I ₁	335	39	22	8							
T	51	158	6	43	35	19	Дж	T ₃	328	35	19	6	70	245	7	349	39	22	Триас
P	42	165	2	39	18	2	Пх	P ₁	57	24	13	12	31	249	16	346	-25	-13	Пермь
C _{I-2}	38	161	4	45	17	8	Дз	C _{I-2}	348	24	12	14	5	236	-19		-41	-23	Карбон
							Хр	C _{I-2}	324	23	12	5							
							Дар	C _I	215	39	22	11							

Обозначения: Ю - Южные районы Кавказа (Аджаро-Триалетская, Болнисская, Локско-Карабахская и Приараксинская зоны, С - Северный Кавказ и Предкавказье, Пх - Передовой хребет Большого Кавказа, Дз - Дзирульский массив, Лк - Локско-Карабахская зона, Дж - Джерманис (Центральная Армения), Хр - Храмский массив, Дар - Даралагез, К - мел, I - юра, T - триас, P - пермь, C - карбон.

ной на север зоны субдукции (Yılmaz, Boztüg, 1986). Все это также свидетельствует в пользу существования уже с начала кры довольно обширного океанического бассейна, унаследованно развивавшегося от Палеотетиса (Bergougnan, Parrot, 1980; Dercourt et al., 1986; Закариадзе и др., 1986).

Палеомагнитные данные. С целью оценки достоверности предложенной модели палеотектонических реконструкций Кавказа были осуществлены палеомагнитные исследования фанерозойских пород разных тектонических единиц Кавказа (Асанидзе, 1980; Асанидзе и др., 1979, 1980). Разрезы расположены по обе стороны Севанского офиолитового пояса. Южнее этого пояса находятся разрезы Приараксинской зоны (Даралагезское поднятие: девон - 4 разреза, нижний карбон - 4 разреза, нижняя пермь - 2 разреза) и района с. Джерманис (верхний триас - I разрез). К северу от офиолитового пояса изучены разрезы южного края Закавказского срединного массива (Локско-Карабахская и Болнисская зоны: кря - 4 разреза, верхний мел - 5 разрезов), его центральной части (нижний и средний карбон Храмоского и Дзирульского выступов - 2 разреза, кря Дзирульского выступа - 3 разреза, верхний мел Храмоского выступа - 2 разреза а Аджаро-Триалетской зоны - I разрез), в зоне Передового хребта (девон - 4 разреза, нижняя пермь - 4 разреза, кря - 5 разрезов).

При опробовании геологических разрезов палеомагнитным методом максимально охвачены генетически различные породы (изверженные, осадочные, обломки из лавобрекчий, обожженные лавами контакты и др.) с наименьшими признаками изменений и с различными элементами залегания. Всего отобрано 1246 образцов из 42 разрезов (от 7 до 70 образцов из разреза). Подбирались разрезы разновозрастных пород в пределах одной и той же тектонической зоны (два и больше) и на разных тектонических структурах. Такой подбор объектов исследования дал возможность сравнить и восстановить взаимное расположение тектонических единиц для того или иного геологического времени.

Обсуждение палеомагнитных данных. В обсуждении привлекаются достоверные палеомагнитные определения из разных районов территории Кавказа, а также материалы по палеозойским и мезозойским породам Турции, Ирана, части Афганистана и Туранской плиты (рис.6, табл.1,2).

Как можно видеть из табл.1, составленной Б.З.Асанидзе, палеомагнитные направления верхнемеловых пород Закавказья близки друг другу, а также направлениям верхнемеловых пород района Веди, расположенного южнее Севанского офиолитового шва. Обращает на себя внимание различие Мало- и Большекавказских палеоширот для ранне- и позднемеловых пород примерно на 12° . Среднее направление по всем изученным единицам близко к расчетному от среднего полюса Евразият-

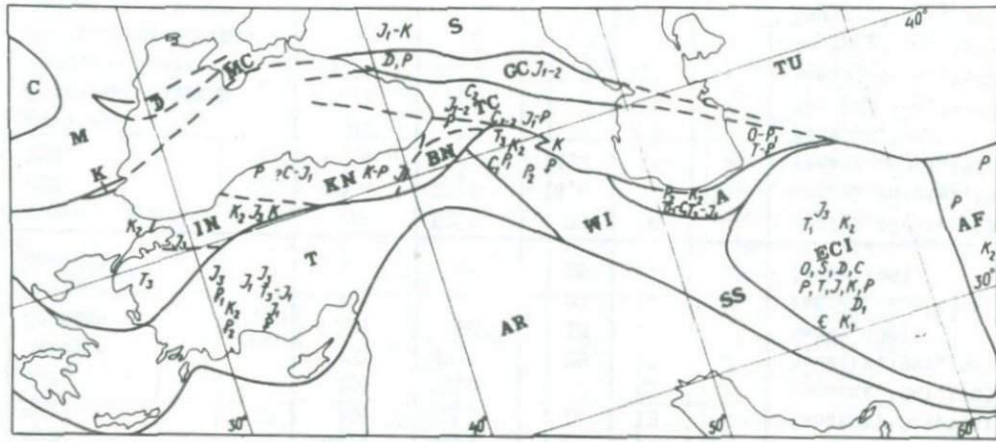


Рис. 6. Основные тектонические единицы Кавказа, Турции, Ирана и сопредельных стран.
 S - Скифская плита; Tu - Туранская плита; M - Мизийская плита; GC - Большой Кавказ;
 MS - Горный Крым; Д - Добруджа; С - Карпаты; К - Котел; TC - Закавказье; IN - Истам-
 бульский покров (Западные Понтиды); KN - покров Кюре (Центральные Понтиды); BN - Бай-
 буртский покров (Восточные Понтиды); Т - Анатолиды и Тавриды (Центральная и Южная Тур-
 ция); WI - Западный Иран и Малый Кавказ, А - Эльзбурс; SS - Санандаж-Сирджан; ЕС1 -
 Восточный Иран; AF - Центральный Афганистан; Ar - Аравия. Стратиграфические индексы
 указывают на местоположение разрезов и возраст пород изученных палеомагнитным методом.

Таблица 2
Палеомагнитные данные по палеозою и мезозою Турции, Ирана, Афганистана и Турана

Возраст	Район	D°	I°	fm°	α_{95}	n	Источник	
1	2	3	4	5	6	7	8	
Мел	К	Туран	22,2	51,6	32,2	4	-	Soffel, Förster, 1984
	K_1	Центральный Афганистан	158	34	19	10	-	Krumsick, 1976
	К	Восточный-Центральный Иран	347,6	38,4	22	10	16	Soffel, Förster, 1984
	K_1	ВЦИ	48	32,5	18	19	-	Wensink, 1979, 1981, 1983
	K_2	ВЦИ	324	38,5	22	21	-	Wensink, 1981, 1983
	K_2	Эльбурс	33	47,5	29	7	-	Wensink, 1981, 1983
	K_1	Понтиды	321	25	13	-	-	Lauer, 1981
	K_2	Понтиды	346	40	23	-	-	Van der Voo, 1968
Юра	K_1	Понтиды	-	44	26	-	-	Lauer, 1983
	I	Туран	16	52,2	33	6	-	Soffel, Förster, 1984
	I	ВЦИ	312,4	27,8	14,8	10	15	Soffel, Förster, 1984
	I_2	ВЦИ	4	42	24,2	14	-	Wensink, 1981, 1983
	I_1	Эльбурс	41	34	18	6	-	Wensink, 1983
	I_2	Восточные Понтиды	146,5	3,5	2	-	-	Van der Voo, 1968
	I_3	Западные Понтиды	92,8	52,7	33,3	7,7	-	Evans et al., 1982
	I_3	Центральные Понтиды	-	5	2,5	-	-	Lauer et al., 1981, 1983
	I_1	Центральная Турция	325,4	5,5	2,7	8,3	-	Lauer et al., 1981, 1983
	I_{2-3}	Центральная Турция	-	29	15,5	-	-	Lauer et al., 1981, 1983

	1	2	3	4	5	6	7	8
Триас	T	Туран	46,8	44,2	25,9	3	-	Soffel, Förster, 1984
	T	ВЦИ	271,7	45,9	27,3	19	3	Soffel, Förster, 1984
	T_1	ВЦИ	289	21	13	14	-	Wensink, 1979
	T_3	Эльбурс	43,7	36,1	20	5,7	-	Wensink, 1979
	T_3	Западная Турция	337	-3,0	-1,5	-	-	Lauer, 1981, 1983
Пермь	P_1-T	Туран	47,7	43,6	25,5	8	-	Soffel, Förster, 1984
	P	ВЦИ	309,3	7,6	3,8	26	4	Soffel, Förster, 1984
	P	Центральный Афганистан	108	23	12	19	-	Krumsick, 1976
	P_2	Эльбурс	132	28	16	18	-	Wensink, 1979, 1983
	P_2	Западные Понтиды	-	-16	-8	-	-	Lauer, 1981, 1983
Карбон	C	Туран	64,4	33,8	18,5	8	-	Soffel, Förster, 1984
	C	ВЦИ	320,8	30,4	16,3	9,7	1	Soffel, Förster, 1984
	C_1	Эльбурс (Герируд)	211	67	32	4	-	Wensink, 1983
Девон	D	Туран	64,8	28,5	15,2	10	-	Soffel, Förster, 1984
	D	ВЦИ	342,3	13,9	7,1	14,2	5	Soffel, Förster, 1984
	D_1	ВЦИ	24	1,3	0,7	10,1	-	Wensink, 1983
	D_3	Эльбурс	211	67	32	4	-	Wensink, 1983
Силурий	Sil	Туран	83,1	32,3	17,5	10	-	Soffel, Förster, 1984
	Sil	ВЦИ	24,6	11,4	5,8	5	-	Soffel, Förster, 1984
Ордовик	Ord	Туран	96,4	32,8	17,9	10	-	Soffel, Förster, 1984
	Ord	ВЦИ	13,7	21,7	11,2	8,1	1	Soffel, Förster, 1984

ского континента и отличаются от Африканского (табл. I). В свою очередь, с Малокавказскими очень близки палеошироты пород Понтид и Анатолид (расположенных по обе стороны Североанатолийского офиолитового пояса), Восточно-Центрального Ирана (ВЦИ) и Эльбурса. Однако материалы по центральной части Понтид весьма неоднозначны и дают большой разброс палеоширот (рис. 7).

Палеомагнитные направления юрских пород зоны Передового хребта близки между собой по наклонению, но по склонению заметно различаются и, очевидно, относятся к разным тектоническим блокам, развернутым друг относительно друга на $40-60^\circ$. Палеомагнитные направления северо-восточного участка этой зоны практически совпадают с юрскими палеомагнитными направлениями Восточно-Европейской плиты. Различия в склонениях увеличиваются с северо-востока на юго-запад по мере приближения к интенсивно складчатой зоне Главного хребта.

Юрские палеомагнитные направления района Дзирульского выступа близки между собой и с направлениями северо-восточных разрезов Передового хребта. Значения их палеоширот также близки друг другу и отличаются от современной примерно на 13° . Судя по юрским палеомагнитным данным, Дзирульский выступ после юры не претерпевал заметных перемещений, а относительное положение Передового хребта Большого Кавказа, Дагестана и Закавказья с юрского времени существенно не менялось.

Палеомагнитные наклонения юрских пород Локского выступа близки друг к другу, склонения заметно различаются. Они же близки к направлениям большинства юрско-раннемеловых разрезов Локско-Карабахской зоны. Палеошироты отличаются от современной примерно на 20° , а от юрских пород Дзирульского выступа примерно на 7° .

Палеошироты юрских пород Центрального Эльбурса, Восточного Центрального Ирана (ВЦИ) и Центрального Афганистана (АФ) близки Закавказским и указывают на расположение всех этих блоков у южного края Евразии. Этот вывод, основанный на палеомагнитных данных, хорошо согласуется с геологическими. Для всех отмеченных регионов характерно развитие мелководно-терригенных угленосных формаций типа формации Шемшак Центрального Ирана и формации Кашафруд Копетдага, возраст которых определяется верхним триасом-средней юрой.

Палеомагнитные данные по юрским породам Турции противоречивы. Палеошироты верхнеюрских отложений Западных Понтид близки таковым Закавказья, следовательно и Европейского континента, тогда как Центральные Понтиды по палеошироте верхнеюрских пород значительно отличаются от них и в свою очередь проявляют близость с Афро-Аравийскими. Что же касается палеоширот средне- и верхнеюрских пород Центральной Турции, то отмечается очень большой разброс значений I° (примерно от 0 до 30°) и, следовательно, fm° (Lauer, 1981, 1983).

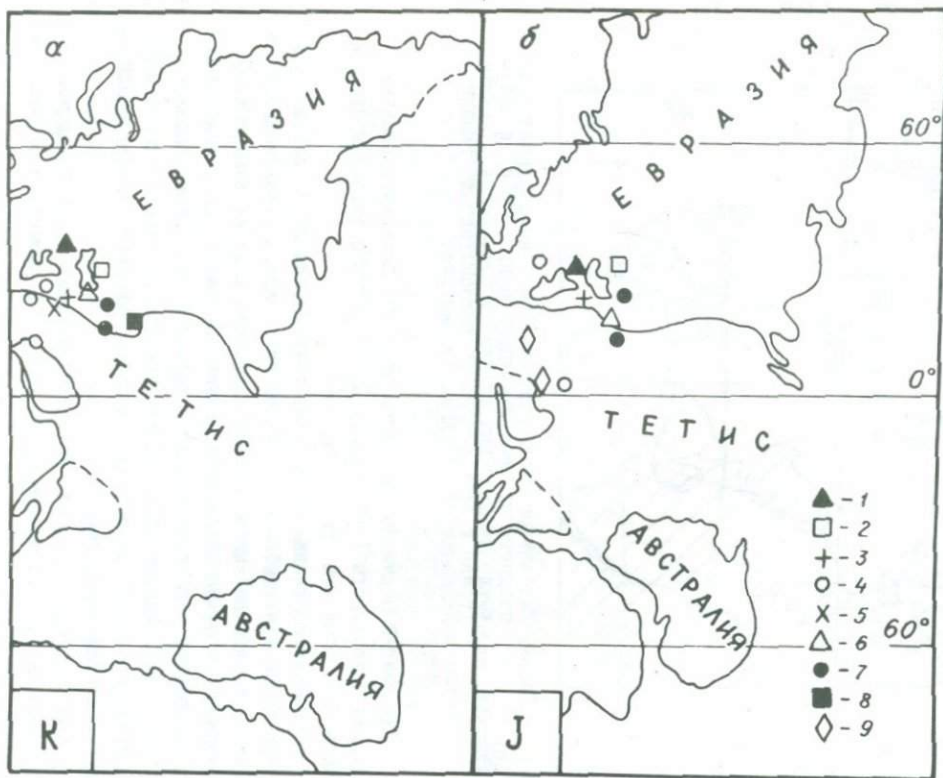


Рис.7. Глобальная палинспастическая реконструкция для мела (а) и юры (б) по Л.М.Зоненшайну и др. (1984) и положение блоков Турецко-Кавказско-Иранского региона.

Условные знаки:
 1 - Большой Кавказ и Предкавказье; 2 - Туран; 3 - Закавказье; 4 - Понты; 5 - Малый Кавказ; 6 - Эльбурс; 7 - Восточный-Центральный Иран (ВЦИ); 8 - Центральный Афганистан; 9 - Южная и Центральная Турция.

Палеошироты нижнеюрских пород Центральной Турции намного отличаются от Европейских, указывая на расположение этой области в ранней юре у экватора. Такое же близэкваториальное положение занимала Турция и в позднем триасе, тогда как Малый Кавказ, Эльбурс и ВШИ располагались на довольно высоких северных широтах, вблизи Скифо-Туранской плиты (рис.8).

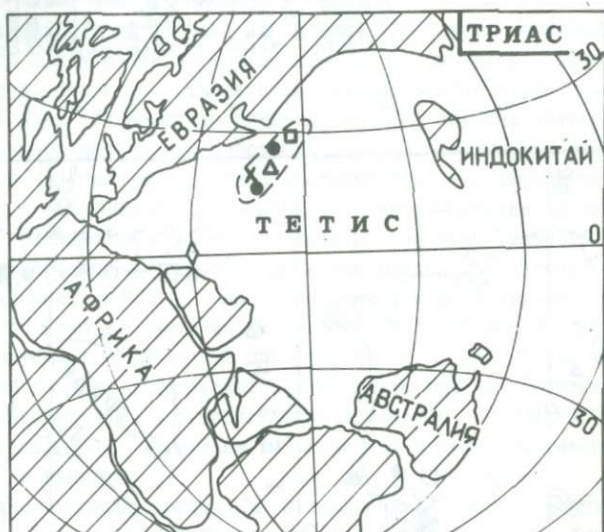


Рис.8. Глобальная палинспастическая реконструкция для позднего триаса (Зоненшайн и др., 1984) и положение структурных единиц Турции, Ирана, Кавказа, Турана и Афганистана по палеомагнитным данным. Условные обозначения см. на рис.7.

Для ранней перми Понтиды также получены близэкваториальные значения палеошироты (Lauer, 1981, 1983), однако возможны два варианта $f_m = 8^\circ \text{сш}$ или $f_m = 8^\circ \text{юш}$ (рис.9).

Палеомагнитные данные пермско-раннеюрских пород района Кюре (Центральные Понтиды) – образований типа малого океанического бассейна – отличаются как от Европейских, так и от Африканских. С евразийскими лучше согласуются данные по базальтам и диабазам, а с африканскими – по перидотитам и амфиболитизированным диабазам (Güner, 1983). Однако из-за неопределенности точного возраста пород применение этих данных для палинспастических реконструкций не представляется возможным.

Палеомагнитные направления нижнепермских пород Передового хребта близки по наклонению между собой и к расчетным от Восточно-

Европейской плиты, но заметно отличаются друг от друга по склонению. Различия в склонениях нарастают с северо-востока на юго-запад по мере усложнения тектонических деформаций пород.

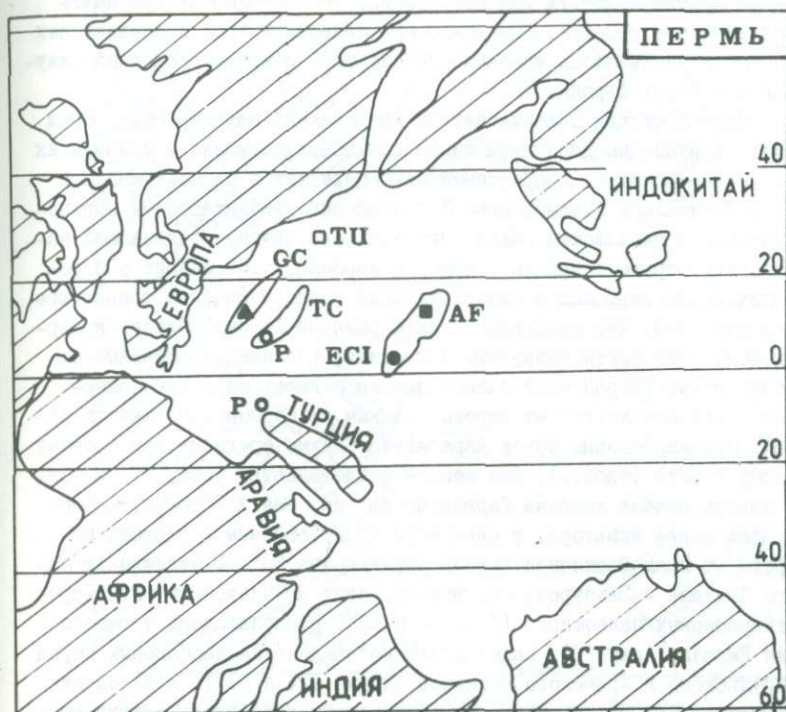


Рис. 9. Глобальная палинспастическая реконструкция для перми (Сеславинский, 1984) и положение структурных единиц Турции, Ирана, Кавказа, Турана и Афганистана по палеомагнитным данным. Усл. обоз. см. на рис. 7. GC – Большой Кавказ; ТС – Закавказье; P – Понтиды; ECI – Восточный Центральный Иран; AF – Афганистан.

Понтиды близки к Закавказью по своей герпидской и мел-четвертичной геологической истории. Нижнеюрские осадочные (терригенные угленосные) и вулканические (известково-щелочные) фации также могут быть увязаны с Закавказскими. Они содержат фауну северотетичного типа. На этом основании в большинстве палеотектонических моделей Понтиды в палеозое и мезозое рассматриваются в составе Закавказско-Понтийской системы островных дуг северного края Тетиса. Однако палеомагнитные данные по Понтидам для триаса и юры находятся в противоречии с подобным заключением. Имея в виду эти данные допускается возможность, что в результате раскрытия Кюрейской (маркируемой офиолитами Кюре) северной ветви Тетиса Понтиды (или

их часть) были отделены от Закавказья и смещены к гондванскому краю океана (Sengör, 1984, 1985 и устное сообщение). Но следует еще раз указать на неоднозначность палеомагнитных данных, имеющих для Понтида и других районов Турции, не позволяющих принимать окончательные решения. Очевидно, при палеомагнитных исследованиях не всегда учитывалось чрезвычайно сложное, покровное строение изученных районов Турции.

Интерпретация палеомагнитных направлений палеозойских пород Малого Кавказа неоднозначна из-за сложности носителя и природы их I_n . Палеомагнитные направления нижнепермских и пермо-триасовых пород Даралагеца (Малый Кавказ) постепенно приближаются к верхнетриасовым и расположены близ дуги большого круга, соединяющей направления верхнего триаса и нижнего карбона, что говорит о перемагничивании пермских и нижнетриасовых пород в позднем триасе-юре, а также о том, что направление их первичной I_n было близко к карбоновому. Эти факты позволяют допустить, что нижнекарбоновые палеомагнитные направления более надежны и имеют обратную полярность, что соответствует мировым данным по карбону. Положение полюса нижнекарбоновых пород Даралагеца близко среднему карбоновому полюсу Африки (табл. I). Это веское свидетельство того, что в конце девона-начале карбона Даралагец так же, как и Эльбурс, располагался южнее экватора, у северного края Гондваны и отстоял по широте от края Восточной Европы примерно на 30° . В отличие от Малого Кавказа - Эльбурса, Закавказье, судя по значениям среднекарбоновых палеоширот ($I_m = I_2$ и I_3°) располагалась у южного края Евразии (рис. 10). Палеомагнитные наклонения карбоновых пород Дзирульского и Храмского массивов близки (24 и 23°), а склонения отличаются на 20° , т.е. выступы развернуты относительно друг друга на 20° . Карбоновые палеомагнитные склонения Дзирулы отличаются от юрских склонений этого же района, что указывает на его разворот против часовой стрелки в интервале времени между средним карбоном и юрой.

Результаты интерпретации палеомагнитных данных по перми и карбону Турции и Кавказа находятся в хорошем соответствии с геологическими и палеобиогеографическими данными. По ископаемой флоре Понтиды и северная часть Кавказа, расположенные к северу от Измир-Анкара-Эрзинджан-Севанского офиолитового шва, как уже было сказано, относятся к Северо-Тетической провинции; на всей этой территории интенсивно проявлен варисский гранитоидный магматизм и региональный метаморфизм; варисский орогенез привел к формированию горно-складчатых хребтов и предгорных впадин, в которых накапливались угленосные и красноцветные молассы и известково-щелочные субаэральные и мелководные вулканиты андезит-дацит-риолитового состава.

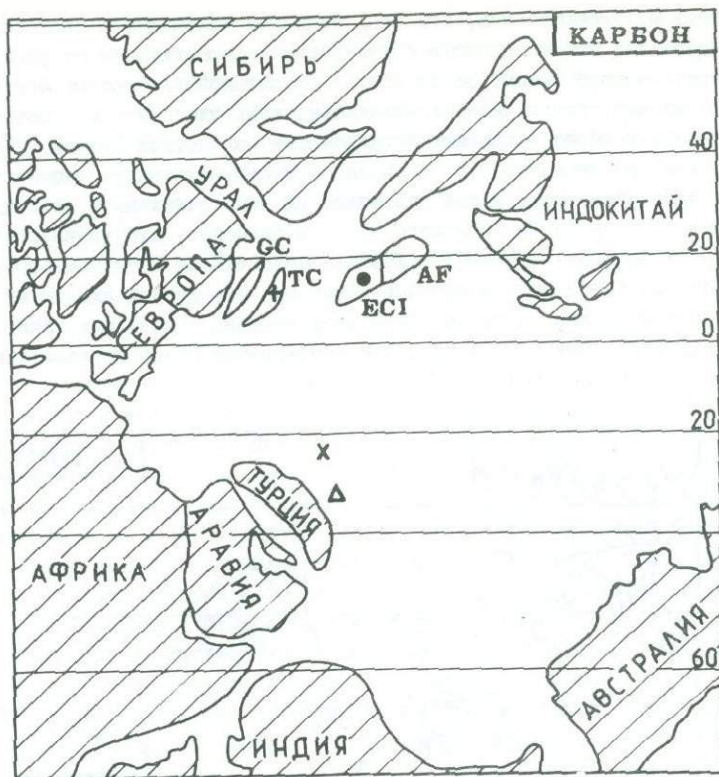


Рис.10. Глобальная палинспастическая реконструкция для карбона (Сеславинский и др., 1984) и положение структурных единиц Турции, Ирана, Кавказа, Турана и Афганистана по палеомагнитным данным. Условные обозначения см. на рис.7 и рис.9.

Южная, большая часть территории Турции также, как Малый Кавказ-Эльбурс, в это время располагалась у Гондваны. Но Восточный Центральный Иран и Центральный Афганистан, судя по палеомагнитным данным, в перми и карбоне не составляли единого целого с остальным Ираном и отстояли от него на большое расстояние, располагаясь ближе к Азии, нежели к Гондване. Такое положение ВЦИ и Афганистана устанавливается и для более ранних эпох: девона (рис.11), силура и ордовика (Soffel, Förster, 1984). Этот вывод, вытекающий из данных палеомагнитных исследований, противоречит укоренившимся взглядам о геологическом строении и истории развития Ирана в

палеозое, утверждающим, что весь Иран в течение всего палеозоя представлял собой единую в структурном и формационном отношении область – карбонатный шельф Африка-Аравийской платформы. Подобное утверждение справедливо, по-видимому, лишь для позднего протерозоя – раннего кембрия – времени формирования песчаников Лалуна и солей Гормуза, но не для всего палеозоя. Существующие материалы по фациям палеозойских отложений указывают на явно выраженную индивидуальность Восточного Центрального Ирана в палеозое, что видно и из работы Дж.Штеклина (Stöcklin, 1968). В отличие от Западного Ирана и Эльбурса, где отмечены крупные перерывы в осадконакоплении на протяжении позднего ордовика – среднего девона, среднего-верхнего карбона, ВЦИ характеризуется почти непрерывным разрезом палеозоя (Lensch et al., 1984).



Рис. II. Глобальная палинспастическая реконструкция для девона (Сеславинский и др., 1984) и положение структурных единиц Турции, Ирана, Кавказа, Турана и Афганистана по палеомагнитным данным. Условные обозначения см. на рис.7 и рис.9.

Согласно данным Е.Ф.Романько и Л.Н.Морозова (1983), Ю.С.Перфильева и др. (1983), Е.Ф.Романько и др. (1985) в Центральном Иране между ВЦИ и западной частью Ирана (зоны Кух-е-Дом и Чах Паланг-Баязех) развиты глубокометаморфизованные образования палеозоя,

представленные слюдястыми сланцами с прослоями метабазитов и криноидных кристаллических известняков. Они четко отличаются от обычного для Ирана "субплатформенного" палеозоя по развитию мощных песчано-глинистых отложений, базальтоидного вулканизма и, возможно, офиолитовой ассоциации. Возраст метаморфизма палеозойских пород этого района, судя по геологическим данным и К-Аг датировкам - варисский и древнекиммерийский. Здесь же развит грубообломочный (молассовый?) триас.

К.Веддиг (Weddig, 1984) на основании палеогеографических реконструкций для девона-раннего карбона показал, что ВЦИ в это время по своим геологическим характеристикам ближе к Азии, чем к остальному Ирану и фациальные изменения указывают на существование к югу от замкнутого бассейна ВЦИ открытого морского бассейна. Однако ВЦИ был отделен и от Азиатского континента морским бассейном океанического или субокеанического типа, на что указывает развитие в пограничной полосе доальпийских (Мешхед, Зебор-Кух) и альпийских (Сабзевар) офиолитов, сильно тектонизированных и метаморфизованных в варисское и древнекиммерийское время, пород типа активных континентальных окраин. Западным продолжением зоны Сабзевар, по-видимому, является офиолитовый пояс Карадага, увязывающийся далее на западе через Зангезур с Севанским офиолитовым поясом (Berberian, 1983). Карадагский бассейн с океаническим строением корня, возможно, зародился в мезозое, отделив Эльбурс от Западного Ирана.

Фациальный анализ карбоновых и пермских отложений северного склона Эльбурса, характеризующихся фауной гондванского типа, указывает на существование к северу от этого хребта, вдоль южного побережья Каспийского моря, глубоководного бассейна (Jenny, Stamofli, 1978) - восточного продолжения Североанатолийско-Малокавказской ветви Палеотетиса.

Таким образом, в палеозое ВЦИ не был связан с остальной частью Ирана. К последней он присоединился, по-видимому, лишь в конце триаса-ранней юре, претерпев при этом сложное и значительное по величине вращательное движение против часовой стрелки (Davoudzadeh, Schmidt, 1984).

В ы в о д н ы . По палеомагнитным данным, хорошо согласующимся с геологическими и палеобиогеографическими, на территориях Кавказа и соседних регионов выделяется несколько блоков, характеризующихся индивидуальностью геологической истории. Это Скифско-Туранская плита, Большой Кавказ, Закавказье - Понтиды, Анатолиды-Тавриды, Малый Кавказ-Эльбурс-Западный Иран, Восточный Центральный Иран (см. рис.6). Эти блоки, по своему расположению относительно Евразийского и Африканского материков, в палеозое можно сгруппировать в Северотетические (Евразийские) и Южнотетические (Гондванские).

К Северотетическим относятся Скифско-Туранский блок, Большой Кавказ, Закавказско-Понтийский блок, а также Восточный Центральный Иран. Последний в течение всего палеозоя располагался вблизи Азии-Индокитая. Южнотектоническими являются Анатолийско-Таврский, Малокавказский и Эльбурс-Западноиранский блоки, отделенные от Северотетических офиолитовым поясом Северной Анатолии-Малого Кавказа-Северного Приэльбурсья. Но в триасе Малый Кавказ-Западный Иран-Эльбурс, переместившись на север, располагались вместе с Восточным Центральным Ираном, у южного края Евразии, тогда как Тавриды в течение всего мезозоя оставались на юге, составляя пассивную окраину Гондваны.

Океан Тетис унаследован от Палеотетиса. Приставки палео-, мезо-, нео- следует понимать как этапы развития единого в палеогеографическом смысле "перманентного" океанического бассейна, закрывшегося на Кавказском пересечении лишь в позднеальпийское время. Древняя кора этого океанического бассейна, существовавшего по крайней мере с начала палеозоя, почти полностью уничтожилась в палеозонах субдукции, либо трансформирована вследствие ее "континентализации". Взамен древней коры в зонах спрединга формировалась новая океаническая кора. Лишь незначительные обдуцированные фрагменты коры Тетиса сохранились в офиолитовых поясах. Глобальные палинспастические реконструкции указывают на маловероятность точки зрения ряда исследователей о закрытии Палеотетиса - открытии Мезотетиса, закрытии Мезотетиса - открытии Неотетиса в результате неоднократного столкновения северных и южных континентов. Коллизия на Кавказском пересечении произошла лишь в конце мезозоя - начале кайнозоя.

Не подтверждается палеомагнитными данными и другая точка зрения об отрыве от северного края Гондваны непрерывной от Турции до Индокитая континентальной узкой полосы и ее столкновении с Евразией, в результате чего в ее фронтальной части замыкался древний, а в тылу раскрывался молодой океан (Белов, 1981, Sengör, 1985). Ни в палеозое, ни в раннем мезозое Понтиды, Закавказье, Иран, Афганистан не составляли единый континентальный пояс, а относились к различным блокам - плитам, отстоявшим друг от друга на значительном расстоянии. Судя по данным И.М.Сборщикова (1983) территория Афганистана также была разбита на несколько блоков и не составляла единого континентального массива.

Таким образом, в палеозое Евразия и Гондвана были разделены единым, унаследованно развивавшимся океаном Тетис. Нет сомнений, что его окраины претерпели существенную перестройку и ряд обломков Гондваны переместился к северному-Евразийскому краю. Неоднократное дробление как южных, так и северных его окраин и заро-

ждение новых зон спрединга приводило к значительной реорганизации океанического пространства, к сужению или замыканию одних его ветвей за счет расширения других. Однако перестройка осуществлялась гетерохронно на разных участках океана. Геологические и палеомагнитные данные свидетельствуют, что Тетис, гигантский залив "вечной" Пацифики, как и современный Тихий океан, состоял из множества океанических и континентальных плит, движущихся в разном направлении и с разной скоростью.

Л и т е р а т у р а

Адамия Ш.А. Доальпийское основание Кавказа: состав, строение, становление. - Тр. ГИН АН СССР, нов.сер., 1984, вып.86, с.3-104.

Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Геодинамика Кавказа: опыт палинспастических реконструкций. // Проблемы геодинамики Кавказа, М.: Наука, 1982, с.13-21.

Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап). - Геотектоника, 1979, №1, с.77-84.

Асанидзе Б.З. Палеотектонические реконструкции отдельных районов Кавказа в палеозое и мезозое по палеомагнитным данным. - Автореф. канд.дисс., М., 1980, 24 с.

Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Палеомагнитные исследования юрских пород Грузии и Северного Кавказа. - Изв. АН СССР, Физика Земли, 1979, №10, с.77-92.

Асанидзе Б.З., Печерский Д.М., Адамия Ш.А. Результаты палеомагнитных исследований палеозойских пород Кавказа. // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1980, №9, с.90-109.

Асланян А.Т., Сатиан М.А. Сравнительная характеристика офиолитовых прогибов Мезотетиса. - 27 Междунар. конгресс (Москва, август, 1984), Тезисы; 1984, т.Ш.с.108.

Белов А.А. Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое. - Тр. ГИН АН СССР, 1981, вып.347, с.212.

Белов А.А. Палеозой Кавказа и проблема Палеотетиса. - Геотектоника, №3, 1986, с.81-90.

Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса. Белов А.А., Моссаковский А.А., Соколов С.Д., Швольман В.А. - В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с.21-30.

Офиолиты Дзирульского массива и проблема Палеотетиса на Кавказе. Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д. и др. - Геотектоника, 1981, № 5, с.23-33.

Гасанов Т.Аб. Офиолиты Малого Кавказа. М.: Недра, 1985, 240 с.
Гогитшвили Т.Ш., Кициани И.Б. Фация красных криноидных известняков и продукты кислого вулканизма в лейса Локского массива (Юго-Восточная Грузия) – Сообщ. АН ГССР, 1975, т.77, №2, с.385–388.

Дзопенидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН ГССР, 1948, с.407.

Добржинецкая Л.Ф., Эв В.В. Метаморфические породы в меланже офиолитового пояса Малого Кавказа (урочище Аджарис). – Геотектоника, 1982, №3, с.70–81.

Закариадзе Г.С., Силантьев С.А., Мигдисов А.А., Бреданова Н.В. Природа доофиолитового фундамента Малого Кавказа. – Геодинамика Кавказа. Тез.докл. Ереван: 1986, с.23–24.

Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Статья 1. Ранне- и среднепалеозойские реконструкции. – Геотектоника, 1977, №2, с.3–23.

Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Статья 2. Палеозойские и мезозойские реконструкции. – Геотектоника, 1977, №3, с.3–24.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В., Городницкий А.М. Палеозойские океаны: попытка абсолютных реконструкций. – 27 МК Палеоокеанология. Колл. ОЗ. Доклады, 1984, т.3, с.35–46.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седова А.П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн. лет. – Геотектоника, 1984, №3, с.3–16.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре альпийского складчатого пояса. – Тр. ГИН АН СССР, 1975. Вып. 267, 208 с.

Лордкипанидзе М.Б., Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З. Эволюция активных окраин океана Тетис (на примере Кавказа). – 27 МК, Палеоокеанология. Колл. ОЗ, т.3. М.: Наука, 1984, с.72–83.

Ксенолиты метаморфических пород в габброидах офиолитового комплекса Малого Кавказа. Дутц Б.Г., Книппер А.Л. и др. – Геотектоника, 1980, № 6, с.49–61.

Меликсетян Б.М., Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Изотопно-геохимические и геохронологические исследования эклогит-амфиболитов, ассоциирующих с офиолитами Севано-Амасийского пояса (Амасийский массив). – Изв. АН Арм.ССР. Науки о Земле, 1984, 37, №1, с.3–22.

Моссаковский А.А. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии (главные формационные комплексы и тектонические закономерности размещения). – Геотектоника, 1972, №1, с.6–28.

Паланджян С.А. О геологической позиции офиолитов Базумского горста. – Изв. АН АрмССР, 1975, т.28, №5, с.14–27.

Перфильев Ю.С., Романько Е.Ф., Чалян М.А. Метаморфические комплексы в структуре Центрального Ирана. – Геотектоника, 1983, №6, с.60–72.

Пейве А.В., Богданов Н.А., Книшпер А.Л., Перфильев А.С. Офиолиты: современное состояние и задачи исследования, - Геотектоника, 1977, №6, с.4-14.

Романько Е.Ф., Морозов Л.Н. Анарек-Хурский массив в Центральном Иране: структура и история формирования. - Геотектоника, 1983, №1, с.96-103.

Романько Е.Ф., Перфильев Ю.С. Новые данные о возрасте метаморфических пород в Центральном Иране. - Советская геология, 1985, 10, с.70-72.

Сборщиков И.М. Тектоническая эволюция восточной части океана Тетис. - Автореф. д-р дисс., М.: 1983, 43 с.

Сеславинский К.Б. Палеотектонический анализ глобальных палеозойских карт. - Геотектоника, 1984, №4, с.10-29.

Соколов С.Д. Тектонический меланж Амасийского района (Малый Кавказ). - Геотектоника, 1974, №1, с.69-77.

Хаин В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. - Геотектоника, 1975, №1, с.13-27.

Хаин В.Е. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. - Тр. ГИН АН СССР, 1984, вып. 328, 96 с.

Храмов А.Н. Палеомагнетизм и проблемы геотектоники. - В кн.: Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978, с.

Чаталов Г. Стратиграфия триасовых отложений Странджинского типа. - Geol.Balkanica, 1985, 15,6, с.38-41.

Belov A.A., Gatinsky Y.G., Mossakovsky A.A. A precis on Pre-Alpine tectonic history of Tethyan paleoceans. - Tectonophysics, 127, 1986, p.197-211.

Berberian M. Tectonic evolution of the Iranian mountain belts. - Tectonic evolution of the Tethyan regions. - Abstracts. Istanbul. Tech. University, fac. of mines, 1985, p.7-10.

Bergougnan H. and Fourquin C. Paleo-, tardi- and neotectonic mechanisms of the present North Anatolian fault zone in the light of the structural history of the Eurasian margin in the Pontic ranges. Interdisciplinary conference on earth quake prediction research in the Anatolian Fault zone, Istanbul, 1980, p.1-22.

Bergougnan H., Parrot J.F. Le carrefour ophiolitique d'Erzincan Néo et Paléotéthys. - Cah. O.R.S.T.O.M., sér. géol., vol. XI, N2, 1979-1980, p.165-188.

Davoudzadeh M., Schmidt K. A review of the Mesozoic paleogeography and paleotectonic evolution of Iran. - Jb. Geol. Paläont. Abh., 168, 2/3, 1984, p.182-207, Stuttgart.

Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.E., Khaïn V.G., Le Pichon

X. et al. Presentation de 9 cartes paléogéographiques au 1:20000000^e s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel.-Bull.Soc.géo.France, 1985, (8), t.I, N5, p.637-652.

Evans I., Hall S.A., Carman M.F., Senalp M. and Coskin S. A paleomagnetic study of the Bilecik limestone (Jurassic), northwestern Anatolia.-Earth and Planet.Sci.Let., 61, N1, 1982, p.199-208.

Güner M. Geology and massive sulfide ores of the Küre area, the Pontic ranges, Northern Turkey.-MTA Bull., 93/94, 1982, p.19-64.

Güner M. A paleomagnetic study of some basaltoids and ores from the Pontic ranges, northern Turkey.-MTA Bull., 95/96, 1983, p.6-24.

Fourquin C. L'Anatolie du Nord-Ouest, marge méridionale du continent européen, histoire paléogéographique, tectonique et magmatique durant le Secondaire et le Tertiaire.-Bull.Soc.Géol.France, 1976, (7), t.XVII, N6, p.1058-1070.

Jenny J., Stampfli G. Lithostratigraphie du permian de l'Elburz oriental en Iran.-Eclogae géol.Helv., 1978, v.71/3, p.551-580.

Kaya O. The significance of the "Ophiolite" in West Anatolia.-Ofioliti, 1982, 2/3, p.329-330.

Knipper A., Ricou L.E., Dercourt J. Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethys ocean.-Tectonophysics, 123, 1986, p.213-240.

Krumsick K. Zur Bewegung der Iranisch-Afganished Platte,-Geol.Rundschau, bd.65, 1976, p.908-929.

Lauer J.-P. Origine méridionale des Pontides d'après de nouveaux résultats paléomagnétiques obtenus en Turquie.-Bull.Soc.Géol.France, 1981, (7), t.23, N.6, p.619-624.

Lauer J.P. The geodynamic evolution of Turkey and Cyprus: an interpretation in the light of recent paleomagnetic data.-Preprint accepted in "Spec.Publicat.Serie, Geol.Soc.London. Robertson and Dixon (Edinburgh Meet., 1982), 1983, p.1-29.

Lensch G., Schmidt K., Davoudzadeh M. Introduction to the geology of Iran,-N.Jb.Geol.Palaont.Abh., 168, 2/3, Stuttgart, 1984, p.155-164.

Papanicolau D.J. Introduction to the geology of Greece: the Pre-Alpine units.-IGCP, Pr.N5, Field Guide, Athens, 1984, p.3-36.

Scotese Ch.R., Bambachi R.K., Barton C., Van der Voo R., Ziegler A.M. Paleozoic base maps.-J.Geol., 1979, v.87, N3, p.217-277.

Sengör A.M.C. The Cimmeride orogenic system and tectonics of Eurasia.-Geol.Soc.America, Spec.paper, 1984, 195, p.82.

Sengör A.M.C., Yilmaz Y., Sungurlu O. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the Western termination of Paleotethys.-In J.E.Dixon & L.H.F.Robertson, ed. Geological Society of London, Spec.Pub., 1985, p.117-152.

Soffel H.C., Förster H.G. Polar wander path of the Central-

East Iran microplate including new results.-N.Jb.Geol.Paläont. Abh.,168,2/3,1984,p.165-172,Stuttgart.

Stöcklin J. Structural history and tectonics of Iran:a review.-Amer.Assoc.Petroleum Geol.Bull.,v.52,N7,1968,p.1220-1258.

Van der Voo. Jurassic,Cretaceous and Eocene pole positions from north-eastern Turkey.-Tectonophysics,v.6,N3,1968,p.251-269.

Weddig K. Externally controlled Late Paleozoic events of the Iran plate.-N.Jb.Geol.Paläont.Abh.,168,2/3,1984,p.278-286,Stuttgart.

Wensink H. The implications of some paleomagnetic data from Iran for its structural history.-Geol.on Munbouw,v.58(2),1979, p.175-185.

Wensink H. Le contact Gondwana-Eurasie en Iran d'après les recherches paléomagnétiques,-Bull.Soc.Géol.France,1981(7),t.23, N6,p.547-552.

Wensink H. Paleomagnetism of red beds of Early Devonian age from Central Iran.-Earth and Planetary Sc.Let.,63,N2,1983,p.325-334.

Yilmaz O. Wholerock geochemistry of the Cangal metaophiolite, Northern Turkey.-Ofioliti,1985,10(2/3),p.553.

Yilmaz O.,Boztug D. Kastamonu granitoid belt of northern Turkey:first arc plutonism product related to the subduction of the Paleotethys.-Geology,v.14,1986,p.179-183.

Yilmaz Y. and Sengör A.M.C. Palaeo-Tethyan ophiolites in Northern Turkey: petrology and tectonic setting.-Ofioliti,1985,10, 2/3,p.485-504.

НЕ ЛУЧШЕ ЛИ БЕЗ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ?

В настоящее время, в связи с распространением гипотезы новой глобальной тектоники, в геологической литературе, особенно в советской, широко дискутируется вопрос о применении и употреблении понятий, рожденных за более чем 125-летнюю историю геосинклинальной концепции. Подобного рода, на первый взгляд чисто терминологические, споры на самом деле далеко выходят за формалистические рамки и в принципе отражают как мировоззрение исследователя, так и методологию, с которой он подходит к восстановлению геологических объектов прошлого и палеогеодинамических условий их формирования.

Этим вопросам было посвящено немало работ, причем одни авторы целиком стоят на позициях геосинклинальной концепции, соответственно, отрицая гипотезу тектоники плит (Белоусов, 1984 и др. его работы; З.Н.Янов, 1983), другие пытаются найти место геосинклиналям в плейт-тектонических построениях (Хаин, 1974; Марков и др., 1974; Ломизе, 1983; Книппер, 1979; Божко, 1984), третьи предлагают полностью отказаться от геосинклинальных представлений (Зоненшайн, 1984; Sengör, 1984). В результате, в советской литературе вплоть до настоящего времени широко используются две системы понятий, в одной из которых употребляются такие термины как эвгеосинклиналь, миегеосинклиналь, инверсия, орогенный этап и т.д., а в другой говорится об активных и пассивных окраинах, островных дугах и краевых морях, зонах субдукции и т.п. Более того, в одной и той же работе зачастую происходит смешение двух разных терминологий. Типичным примером является недавно изданная тектоническая карта Северной Евразии масштаба 1:5000000, в объяснительной записке к которой геологи, стоящие в целом на позициях неомобилизма, широко используют сложное понятие "геосинклинальный процесс".

В настоящей статье ее авторы, являющиеся убежденными сторонниками неомобилизма, постараются еще раз обратить внимание читателей на то обстоятельство, что при анализе строения и истории развития многих разновозрастных складчатых сооружений, главным образом путем анализа петротектонических ассоциаций (формаций) могут быть восстановлены палеогеодинамические обстановки, весьма сходные с современными. Таким образом, возникает заманчивая перспектива выделения в геологическом прошлом аналогов современных островных

дуг, крайних морей, океанов и др. Это позволяет создать вполне наглядную классификацию структур, понятную каждому исследователю, не вводя в употребление такие категории, как "геосинклиналь", которая к настоящему времени утратила в связи с неопределенностью термина палеогеографический и палеогеодинамический смысл.

Однако такая классификация, во-первых, требует последовательного применения актуалистического принципа и, во-вторых, признания того, что офиолитовые аллохтоны складчатых зон являются реликтами палеоокеанической коры.

Остановимся несколько подробнее на этих двух обстоятельствах, и сначала кратко обратимся к истории вопроса.

Основные положения геосинклинального учения были сформулированы во второй половине прошлого века Д.Холлом (Hall, 1859) и Д.Дэна (Dana, 1873). Согласно их представлениям земная кора подразделяется на континентальные и океанические площади, между которыми располагаются, по представлениям Д.Дэна, полигенетические массы — области мощных осадков, значительных деформаций, воздыманий, метаморфизма и магматизма, т.е. складчатые пояса в современном понимании. Внутри этих полигенетических масс Д.Дэну выделял геосинклинали и геосинклинали, которые, следовательно, располагаются между континентами и океанами. Отвердевая, геосинклиналь, по мысли Д.Дэна, причленялась к более жесткой части континентальной коры, т.е. к платформе, а более молодая геосинклиналь занимала место ближе к океану. Несколько позже Г.-Э.Ог (Haug, 1907), также полагая, что геосинклинали всегда располагаются рядом (между) с континентами, отнес к ним и Атлантический океан. Не решаясь, однако, распространить это представление и на Тихий океан, он предложил, что на его месте в недалеком прошлом располагался гипотетический материк Пандида.

Г.Штилле считал пространственное положение геосинклинали столь важным признаком, что ввел его в определение ортогеосинклинали: "Ортогеосинклинали близ- или межконтинентальные материнские геосинклинали складчатых горных сооружений" (Штилле, 1964, с. 268). При этом, по Г.Штилле, часть ортогеосинклиналей располагается между поднятиями (преимущественно сиалическими) и опущенными (преимущественно симатическими) кратонами. В этом смысле Г.Штилле резко противопоставил ортогеосинклинали парагеосинклиналам (ненастоящим геосинклиналам), которые имеют внутриконтинентальное положение и располагаются на консолидированном сиалическом основании. Разделяя океаны на первичные (Тихий) и вторичные (остальные), Г.Штилле всех их противопоставлял ортогеосинклиналам. Например Тетис он рассматривал не как океан в геотектоническом значении, а как "материнскую геосинклиналь" будущего складчатого пояса, в равной мере текущего и мате-

рикии и Атлантический океан.

Итак, в ранних работах, посвященных геосинклинальной теории, при выделении геосинклиналей одним из важных критериев считалось их пространственное положение по отношению к структурам первого ранга, таким, как континенты и океаны.

Впоследствии это обстоятельство оказалось забытым и ортогеосинклинали стали выделяться внутри континентов и противопоставляться главным образом платформам; это одна из характерных черт развития геосинклинального учения этого периода. Между тем, платформа в качестве структурного термина ясно противопоставляется складчатому поясу и вместе они образуют континенты. В историко-геологическом (тектоническом) смысле платформа определенного возраста либо отождествляется с континентом, либо составляет его часть и вместе с другими разновозрастными частями противопоставляется океану.

В связи с этим, как это недавно подчеркнул Л.П. Зоненшайн (1984), понятие геосинклиналь было лишено актуалистического содержания. Вместе с тем, иногда признавалось, что за современные аналоги геосинклиналей "принимаются системы островных дуг (вместе с глубоководными жалобами), окраинных и внутренних морей в переходной зоне от континента к океану" (Красный, 1972, стр.248). Однако в эпоху господства фиксистских построений это не повлекло за собой признания того, что и все ортогеосинклинали геологического прошлого располагались на краю континентов, в зоне сочленения их с океаническими бассейнами. Эта неопределенность понятия привела к появлению бесчисленного множества типов геосинклиналей (более 100), и геологи, запутавшись в терминологических тонкостях, иногда переставали понимать друг друга. Кризис в учении о геосинклиналях наметился еще до появления теории тектоники плит, несмотря на многочисленные попытки развития и обновления основных его положений, чему было посвящено достаточное количество работ как у нас, так и за рубежом (Штрейс, 1947; Гзовский, 1948; Хаин, Шейнманн, 1960; Хаин, 1974; Зоненшайн, 1971; Обуэн, 1967; Хомизури, 1976; Dewey, Bird, 1970; Mitchel, Reading, 1969 и др.).

I

С чисто терминологической точки зрения неудовлетворительность понятия геосинклиналь (также геосинклинальная система или пояс и т.д.) проявляется в том, что подразумевает симметричность структур, присутствие двух бортов, симметричность формы накопления осадков. В природе же чаще встречаются асимметричные структуры, осадки часто накапливаются в виде различных клиноформ, крупных подводных конусов выноса (Бенгальский залив), аккреционных комплексов, не обладающих симметричной формой.

Во всех работах этого этапа исследований офиолитам особого значения не придавалось, и они описывались в обычном ряду магматических (инициальных) формаций эвгеосинклиналей, хотя уже и в то время высказывались предположения о приокеанической природе этих пород (Лодочников, 1936).

В настоящее время положение резко изменилось после того, как было показано сходство офиолитовых комплексов складчатых областей с корой океанического типа. Это позволяет говорить о том, что многие современные складчатые сооружения возникли в результате закрытия бассейнов океанического типа при сближении континентальных плит. В результате их столкновения внутри складчатых поясов оказались тектонически совмещенными формации разных палеогеографических областей, некогда располагавшихся в зоне переходной от континента к океану; формации краевых морей, островных дуг, континентальных шельфов, склонов и др.

Нетрудно видеть, что в предыдущей фразе были использованы термины, широко применяемые для современных палеогеодинамических обстановок. Естественно, возникает вопрос: как далеко в глубь веков геологической истории может быть использован этот актуалистический подход? Может быть уже в начале мезозоя, не говоря уже о палеозое или верхнем протерозое, облик нашей планеты был существенно иным и на ней отсутствовали океанические бассейны?

Вряд ли можно сомневаться в древности Тихого океана. Доказательством существования Палеопацифики служит строение окраин современного Тихого океана. Изучение формационного комплекса этого обрамления показывает, что для палеозоя – раннего мезозоя по обеим сторонам Панталассы восстанавливаются самые разнообразные палеогеографические области, характерные для зоны перехода континент–океан. Это – пассивные окраины (Северная Америка, Приморье), континентальные склоны (Приморье), активные окраины (Чукотка, Япония, Тайвань, Орегон), желоба (Сахалин, Хоккайдо, Новая Зеландия, Калифорния) и, наконец, офиолиты океанского ложа (Канада, Орегон, горы Клатат). В горах Клатат и в Корьякском нагорье происходит совмещение нижнепалеозойского и верхнепалеозойского–триасового офиолитового комплексов, причем омоложение их идет с востока на запад на Тихоокеанском обрамлении Америки и в обратном направлении в Корьякском нагорье, т.е. в сторону океана. Несколько разновозрастных (рифей–кайнозой) активных континентальных окраин восстанавливается в Южном Китае. Они последовательно обрамляли древний блок Сычуани, отступая на восток в сторону Тихого океана. Все это, а также отсутствие принципиального отличия в формационном составе комплексов палеозоя, раннего и позднего мезозоя–кайнозоя в обрамлении Тихого океана, ясно говорит о

том, что этот океан существовал уже в палеозое. Однако следует отдавать себе отчет в том, что его очертания в то время были совершенно другими и современная его котловина имеет мезозойско-кайнозойский возраст. Нет сомнений и в том, что и остальные современные океаны — одни раньше, другие позже — начали формироваться с поздней юры. Бесспорно, что крупные структуры с океаническим типом коры существовали и до этого периода. Их форма нам плохо известна и в какой-то мере может быть восстановлена лишь при помощи палеомагнитного метода.

О существовании этих океанических пространств нам говорит, во-первых, присутствие пород офиолитовой ассоциации (фрагментов коры океанического типа) в складчатых поясах позднего протерозоя, палеозоя и раннего мезозоя; во-вторых, присутствие внутри покровно-складчатых сооружений структурно-фациальных комплексов, которые вполне могут быть сопоставлены с образующимися в современных палеогеографических обстановках зон перехода океан-континент; в настоящее время формационные серии пассивных окраин, окраинных морей и островных дуг, закономерно сменяющие друг друга в пакетах покровных пластин, восстанавливаются в самых разных по возрасту складчатых сооружениях: в каледонидах Аппалач, Норвегии, Урало-Монгольского пояса, в варисцидах Урала и Монголии и в альпидах Средиземноморского пояса. Нет никаких оснований считать, что океаны появились лишь в мезозое.

Можно конечно говорить о том, что эти домезозойские океаны были не такими как современные и обладали специфическим строением, магматизмом и осадконакоплением. Такой подход был недавно продемонстрирован Ю.М.Пушаровским и С.В.Руженцевым (1983, 1984), которые по этим признакам выделили палеоокеаны, мезоокеаны и просто океаны. Мы не будем подробно разбирать эти новые взгляды, поскольку для целей настоящей работы важно не то, какими были эти океаны, а то, что они были. Все вышесказанное позволяет нам принцип актуализма применить для всех складчатых систем фанерозоя и позднего протерозоя. Это значит, что в любой складчатой системе этого возраста (ортогеосинклинали) можно выделить палеогеографические обстановки, сходные с современными.

Рассмотрим с этих позиций складчатые системы Большого и Малого Кавказа. В качестве примера возьмем одну из наиболее популярных схем тектонического строения этой части Альпийской складчатой области, которая принадлежит М.В.Муратову (1962). На ней выделены выступы палеозойского складчатого фундамента, обнажающиеся в ядрах антиклинорий и в срединных массивах, разделенные альпийскими геосинклинальными прогибами, которые разделяются по возрасту:

1) триас-юрские, 2) позднеюрские-поздне меловые и 3) флишевые, возникшие в позднем меле - среднем эоцене.

Тектоническое развитие Кавказского сектора Средиземноморского пояса сводилось на первом этапе Альпийского цикла к заложению в начальную стадию на пенеупленизированном герцинском основании узких прогибов - частных эвгеосинклиналей (Крымско-Кавказской, Малокавказской и Загросской). Эти прогибы, возникшие в результате вертикальных движений вдоль глубинных разломов, заполнялись терригенным и вулканогенным материалом. На остальной обширной части Альпийской области происходило накопление относительно монотонного в формационном отношении карбонатного чехла.

Во вторую стадию, начиная с поздней юры - раннего мела, вертикальные движения вдоль новых разломов привели к образованию новых геосинклинальных прогибов в области прежнего карбонатонакопления. На Кавказе в это время возникают Аджаро-Триалетская, Талышская, Севанская и позже Ереванская и Ордубадская геосинклинали.

Из сказанного выше, логика М.В.Муратова предельно ясна: дробление крупного складчатого основания, с формированием узких линейных прогибов вдоль глубинных разломов.

По существу, та же картина была показана спустя 14 лет В.В. Белоусовым и В.Н.Шолпо (Belousov, Sholpo, 1976) для триасового и ранне-среднеюрского этапов.

Обе эти схемы достаточно типичны для этого периода геосинклинальных построений и ясно выражают фиксистскую (вертикалистскую) концепцию. На них геосинклинали трактуются как внутрикратонные трюги, офиолитовые комплексы в которых не показываются (М.В.Муратов) или же считаются принадлежностью узких, кратковременно развивающихся приразломных прогибов (В.В.Белоусов и В.Н.Шолпо). Предполагается, что период их формирования (со ссылкой на М.А.Сатиана) охватывает только коньякский век. Горизонтальным движениям не придается особого значения и подразумевается, что в современной структуре складчатых сооружений Кавказа сколько-нибудь крупные горизонтальные перемещения отсутствуют.

В настоящее время эти положения должны быть в корне пересмотрены.

Покровное строение Большого и Малого Кавказа в настоящее время может считаться доказанным, причем, по глубокому убеждению авторов, их значение еще недостаточно оценено и впереди нас еще ждут большие открытия.

Покровная структура Южного склона Большого Кавказа подробно описана в работе П.Д. и И.П.Гамкрелидзе (1977), и мы должны считать, что большая часть юрского сланцевого прогиба этой зоны пог-

ребена под более древними образованиями. Это говорит о том, что пространственное положение этого прогиба в юрское время и в современной структуре существенно различно.

Еще более серьезная проблема связана со структурным положением офиолитового комплекса Севано-Акеринской зоны, целиком аллохтонное положение которого в настоящее время достаточно ясно (Книппер, Соколов, 1974; Т.Аб.Гасанов, 1985). Состав и строение этого комплекса позволяет говорить о том, что его формирование происходило в течение длительного отрезка времени – по крайней мере от юры до позднего мела. Наличие в его составе базальтов океанического типа, дифференцированных толеитовых и щелочных серий, формировавшихся в условиях энсиматических дуг и подводных гор, позволяет говорить о сложной и многоступенчатой истории формирования этой ассоциации в условиях самостоятельной структурно-фациальной области – океанического бассейна (Книппер и др., 1985; Knipper et al., 1986 и др.). Поскольку в современной структуре такая область отсутствует, то следует считать, что она целиком раздавлена в процессе сближения Южно-армянского блока и Сомхето-Агдамской зоны (Knipper, 1980). На возможность такого сближения дает ответ палеомагнитный метод, который указывает на то, что формационные комплексы Кавказа и Закавказья ранее располагались совсем в других широтах (Лордкипанидзе и др., 1984) и формирование современной структуры этой области сопровождалось значительным сближением ископаемых структурно-фациальных зон.

Если офиолитовый комплекс Малого Кавказа имеет большое сходство с океанической корой, то известково-щелочные вулканы Сомхето-Агдамской и Кафанской зон (триас-юрские геосинклинали М.В.Муратова), которые некогда обрамляли с севера этот океанический бассейн, имеет огромное сходство с современными островными дугами. Это сходство дополнительно подчеркивается и хорошо выраженной северной полярностью вулканизма (Лордкипанидзе, 1980; Ломизе, 1983₂), а также присутствием колчеданных месторождений типа Куроко (Гаджиев и др., 1978). Даже такой убежденный противник новой глобальной тектоники как В.И. Смирнов подчеркивал сходство металлогении Кавказа с таковой западного обрамления Тихого океана (Смирнов, 1974).

Область Большого Кавказа (Крымско-Кавказская геосинклиналь М.В.Муратова) располагалась к северу от островной дуги и представляла собой, судя по составу юрско-меловых отложений, включающих толеитовые базальты и диабазы, аналог современного краевого моря, к северу от которого, на окраине Скифской платформы, располагалось мелководное море шельфового типа.

Таким образом, в мезозойской структуре Кавказа и Закавказья восстанавливается латеральный ряд геодинамических обстановок, по-

добных современным окраинам Западно-Тихоокеанского типа: бассейн с океанической корой — островная дуга — окраинное море — континент. В этой актуалистической картине эвгеосинклиналям первой стадии М.В.Муратова соответствуют прогиб краевого моря и поднятие островной дуги (вообще-то структуры абсолютно разные, но объединяемые М.В.Муратовым и его последователями под единым названием — эвгеосинклиналь).

Области карбонатного осадконакопления, выделенные на схеме М.В.Муратова (Южная Армения, Анатолия и др.), представляют собой не что иное как пассивную окраину Афро-Аравийской плиты, которая обрамляла с юга океанический бассейн.

Все вышесказанное позволяет говорить о том, что эвгеосинклинальные прогибы, выделенные М.В.Муратовым для альпийского этапа, закладывались не внутри континента, а на его окраинах. Внутри этих окраин выделяются аналоги современных геодинамических обстановок, а офиолиты являются реликтами палеоокеанической коры, о чем еще в 1969 г. писал А.В.Пейве.

Если обратиться к доальпийскому фундаменту Кавказа, то в нем в последнее время также откартированы крупные тектонические покровы и присутствует целый ряд формационных комплексов, возникших в исчезнувших ныне палеогеографических областях.

В разных пластинах в Передовом и Главном хребтах Большого Кавказа совмещены в вертикальной последовательности формационные комплексы различных палеозон: офиолиты океанического бассейна, вулканиты островной дуги, терригенные толщи континентального склона и подножья и т.д. В Закавказском массиве на Дзирульском выступе в Чорчано-Удлевской полосе также сближены в зоне сдвига несколько разнотипных пластин. Идентификация соответствующих комплексов с современными аналогами и реконструкция латеральных палеогеодинамических обстановок уже выполнена в ряде работ (Адамия и др., 1982; Белов, 1981; Е.Хаин, 1984).

На Кавказе ясно устанавливается и палеозойская окраина Палеотетиса. Это комплексы типа платформенных чехлов кембрия-перми, подстилаемые докембрийским сиалическим фундаментом, аналогичным фундаменту Афро-Аравийской платформы. На реконструкции для конца карбона — начала перми (Белов и др., 1982) видно, что они занимают огромные территории северного края континента Гондваны, простираясь от Северной Африки до Памира и Гималаев. Аналогичная окраина вырисовывается и для более ранних периодов палеозоя. При этом надо отметить, что независимо от палеомагнитных данных подобная линейно вытянутая пассивная окраина континента требует существования рядом крупного океанического бассейна. Таким бассейном

мог быть только Палеотетис. С севера от этого бассейна располагалась в среднем палеозое активная окраина тихоокеанского типа, в позднем палеозое — активная окраина Андского типа. Последняя маркируется протяженным вулкано-плутоническим поясом и горными хребтами с расположенными между ними впадинами (угленосные и красноцветные толщи верхнего палеозоя Северного Кавказа). Обнаруживаются на Кавказе для палеозоя и комплексы континентального склона и подножья — это десская серия Сванети с юга и Тоханская зона Передового хребта с севера.

К концу триаса, когда произошло замыкание океанического бассейна Палеотетиса, большая часть территории Кавказа представляла собой молодую складчатую зону, присоединившуюся к северному континенту (аккреционный комплекс). Однако на юге, вероятно, уже существовал океанический бассейн Мезотетиса.

Таким образом, в пределах Кавказской части Альпийской складчатой области в поперечном ее сечении устанавливается ряд структурно-фациальных зон, которые могут быть сопоставлены с хорошо известными нам палеогеографическими обстановками современных океанических окраин. Схожи не только формационные комплексы, но и, что очень важно, порядок расположения их в пространстве. Но если это так, то зачем нам называть всю эту область геосинклинальной системой и выделять внутри нее отдельные геосанктиклинали и геосинклинали, интрагеосинклинали и интрагеосанктиклинали и так далее и тому подобное. Это только затуманит достаточно ясную картину и уведет нас в область незнания.

Имеется еще одна проблема, заслуживающая серьезной разработки: как может отразиться отказ от геосинклинальной концепции на понимании проблем металлогении и поисках полезных ископаемых. Для ее решения следует ответить на два вопроса: 1 — возникали ли месторождения полезных ископаемых в палеогеодинамических обстановках, имевших сходство с современными, и 2 — где их искать конкретно.

На первый вопрос уже давно имеется положительный ответ, в том числе и противников новой глобальной тектоники. Достаточно привести несколько цитат: "В целом колчеданные месторождения Сомхето-Кафанской зоны по своим масштабам, геолого-структурным особенностям и минеральным парагенезисам, более всего приближаются к типу "Куруко", что естественно для условий островных дуг (Япония, Камчатка, Малый Кавказ)" (Гаджиев, Аксельрод, Потапова, 1978, с.18).

"Очевидно сходство состава и общность в закономерностях размещения магматических и рудных формаций современных и палеоостровных дуг... Общность формаций Курильских островов, Камчатки и Малого Кавказа дает возможность методом актуализма прогнозировать в

каждом из регионов определенные типы месторождений, а также их масштабы" (там же, с.32).

Металлогеническое развитие с определяющим значением зоны Бенъофа"... не нарушает основного положения классической схемы геосинклинального магматизма и металлогении, а расширяет их, приводя в соответствие с современным состоянием геологии и геофизики" (Смирнов, 1974, с.15). "Зона Бенъофа может служить прообразом планетарных структур, контролировавших магматизм и металлогению геосинклинальных областей палеозоя, мезозоя и кайнозоя, как это показано на примере Тихоокеанского пояса, Кавказа и Урала" (там же, с.16).

На второй вопрос - где и как искать месторождения в пределах складчатых зон, которые сформировались на месте бывших палеоокеанических бассейнов, краевых морей, островных дуг и т.д., - ответом может быть: так же как и ранее и в тех же структурных формах. В данном случае как нельзя лучше видно, что капитал эмпирических закономерностей и практических приемов, накопленный за многолетнюю историю изучения земной коры с позиций учения о геосинклиналях не пропал, он может и должен с успехом использоваться и в наше время. Например, в складчатой зоне Южного склона Большого Кавказа, бывшей в пре краевым морем, методика поисков колчеданных руд, имеющих парагенетическую связь с раннеюрским вулканизмом, сохранится направленной на выявление структурных ловушек, в которых близ вулканических построек активно протекала поствулканическая газово-гидротермальная деятельность (Твалчрелидзе, 1972, 1978; Беридзе, 1983).

Некоторая корректировка все же потребуется, главным образом, связанная с новыми представлениями о структуре складчатых поясов, в которых все больше выявляется тектонических покровов, чешуйчато-надвиговых аккреционных зон и т.д. Например, для месторождений хрома, приуроченных к ультраосновным породам, надо будет обратить большое внимание на то, что они находятся, как правило, в пределах офиолитовых аллохтонов (бывшая океаническая кора океанических бассейнов), иногда надвинутых далеко в пределы края платформы (например, Гулеман, Турция и Фаръаб, Иран).

Заключение

Внутриконтинентальные или окраинноконтинентальные складчатые пояса рифея и фанерозоя, вмещающие породы офиолитовой ассоциации, представляют собой сложные гетерогенные образования, возникшие в результате тектонического совмещения осадочных и магматических комплексов, образовавшихся в палеогеодинамических обстановках океанических бассейнов, островных дуг, краевых морей и континентальных шельфов. Нет никаких видимых оснований, кроме разве дани традиции, применять к этим палеогеодинамическим обстановкам геосинклинальную

терминологию и называть их геосинклинальными складчатыми поясами.

Следует также отказаться и от понятия "геосинклинальный процесс", представляемый ныне в одном случае как процесс формирования гранитно-метаморфического слоя земной коры, ведущий к превращению океанической коры в кору континентального типа (Васильковский, 1960; Штрейс, 1967; Дюфур, 1967; Марков и др., 1974), а в другом случае как процесс формирования и развития всей земной коры (Пейве, 1969; Милановский, 1978). В первом случае геосинклинальный процесс является синонимом процесса аккреции континентальной коры (конструкции по М.С.Маркову, Ю.М.Пуцаровскому и др., 1979). Но при этом единый цикл тектогенеза искусственно разрывается на две части, и начальная, в течение которой образуется в процессе рифтогенеза и спрединга океаническая земная кора и создаются предпосылки дальнейшего ее преобразования в континентальную кору, не включается в геосинклинальный процесс. На нелогичность построений, при которых из геосинклинального процесса исключается формирование коры океанического типа, или базальтового слоя, указывал в свое время Л.П.Зоненшайн, еще не перешедший полностью на позиции тектоники плит (1971), а недавно это подчеркнул М.Г.Ломизе (1983). Во втором случае геосинклинальный процесс становится синонимом всего процесса тектогенеза.²⁾

Переход на актуалистическую терминологию может привести и к некоторым затруднениям. Так, вполне возможно допустить, что в про-

2) Пока наша статья находилась в редподготовке из печати вышла работа В.Е.Хаина "Учение о геосинклиналях и тектоника плит" (Геотектоника, 1986, №5, с.3-12), в которой автор высказывается за сохранение геосинклинального учения и соответствующей терминологии. Мы, как было видно из предыдущего текста, пришли к противоположным выводам.

Учение о геосинклиналях представляется В.Е.Хаиным как новая невинная овечка, не противоречащая никаким теориям, включая тектонику плит. На самом деле это скорее матерый баран, под брюхом которого, подобно Одиссею, может скраться большая опасность. Не даром, по крайней мере в нашей стране, основные защитники геосинклинального учения принадлежат к лагерю фиксистов. И хотя Арган и Штауб были мобилистами, все же прошлое геосинклинального учения продолжает прочно быть связанным с фиксизмом.

Определения геосинклиналям, как морфологическое (подвижные пояса земной коры, окраинно-континентальные и межконтинентальные), так и морфогенетическое (зоны дивергенции и конвергенции литосферных плит со спредингом, коллизией и субдукцией и т.д.), дается В.Е.Хаиным через самостоятельные понятия, не нуждающиеся в геосинклинальной приставке.

Нельзя, однако, не согласиться с тем, что достижения геологии периода господства геосинклинальной концепции использованы теорией литосферных плит и обогатили ее. Но вот со взаимным обогащением мы бы не согласились. Вероятно, не следует наполнять геосинклинальное учение плито-тектоническим содержанием, не нужно это и ведет к подмене исходных положений этого учения новыми.

шлом существовали геодинамические обстановки либо несколько отличные от современных, либо принципиально и существенно отличные (например, в раннем докембри).

Если мы не находим для палеоструктуры эквивалента среди современных геодинамических обстановок, то следует, как нам представляется, либо предложить новое понятие, либо идти по пути преобразования уже известных, что и делается на практике (рассеянный спрединг, палеоокеан, палеорифт и т.д.). В последнем случае мы привязываем новое понятие к уже известной конкретной обстановке. Употребление в этом случае какой-либо из разновидностей геосинклиналей опять бы увело нас в область неопределенности.

Иногда приходится слышать, что актуалистическая терминология в противоположность геосинклинальной, чисто географическая, "сиюминутная", по образному выражению В.В.Белоусова, а не историческая. Ж.Обуэн еще в середине 60-х годов писал, что "понятие геосинклинали является понятием геологическим, т.е. историческим. Оно фиксирует события не только в определенный данный момент, но вскрывает их будущее развитие и прошлую их последовательность. Поэтому нельзя заменить его понятием, основанным на познании современных явлений, изученных либо непосредственно по океанографическим исследованиям, либо косвенно по геофизическим данным" (1967, с.7).

Рассматривая этот вопрос, необходимо прежде всего отделить структурные понятия от исторических. Такие структурные понятия, как складчатые зоны, синклиории и антиклиории, зоны чешуй, аккреционные призмы, структуры и т.д. вполне конкретны и не нуждаются в разъяснениях. Что касается таких современных понятий, как островная дуга, краевое море, континентальный склон и т.д., то по отношению к ним вышеприведенные упреки в сиюминутности несостоятельны. Мы знаем или можем проследить историю их развития в течение последних 20, 30, 100 и более млн. лет (развитие Атлантического океана, например, известно нам в течение 150 млн. лет и, следовательно, известны в течение того же времени "современные" обстановки на его окраинах), и, следовательно, перенос их характеристик на палеоструктуры не делает последние менее историчными, чем при применении геосинклинальной терминологии.

Л и т е р а т у р а

Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Геодинамика Кавказа (опыт палинспастических реконструкций). - В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с.13-21.

Белов А.А. Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981, 212 с.

Белов А.А., Моссаковский А.А., Соколов С.Д., Швольман В.А. Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса (палинспастические реконструкции). - В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с.21-3С.

Белусов В.В. О некоторых тенденциях в современных науках о Земле. - Природа, 1984, №6, с.3-17.

Беридзе М.А. Геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез. Тбилиси: Мецниереба, 1983, 191 с.

Божко Н.А. Поздний докембрия Гондваны. М.: Недра, 1984, 231 с.

Васильковский Н.П. Учение о геосинклиналях в свете современной геологии. М.: Госгеолтехиздат, Труды СНИИГГИМС, вып.13, 1960, с.5-56.

Гаджиев Т.Г., Аксельрод М.А., Потапова Е.Н. Геотектоническое развитие и металлогения Сомхето-Кафанской структурно-формационной зоны Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). - ВИАМС, 1978, 36 с.

Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа (в пределах Грузии). Тбилиси: Мецниереба, 1977, 82 с.

Гасанов Т.Аб. Офиолиты Малого Кавказа. - М.: Недра, 1985, 240 с.

Гвозский М.В. О современном состоянии некоторых основных понятий в учении о геосинклиналях. - Булл.МОИП, отд.геол., 1948, т.23, вып.4, с.6-21.

Дюфур М.С. Геосинклинальный процесс и его эволюция. - Вестник МГУ, 1967, № 18, с.58-70.

Зоненшайн Л.П. Геосинклинальный процесс и "новая глобальная тектоника". - Геотектоника, 1971, №6, с.7-18.

Зоненшайн Л.П. Тектоника плит и геосинклинали. - В кн.: Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан-континент. Новосибирск, 1984, с.6-14.

Книппер А.Л. Офиолиты и проблема ортогеосинклиналей. - В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 171-182.

Книппер А.Л., Соколов С.Д. Предверхнесенонские тектонические покровы Малого Кавказа. - Геотектоника, 1974, №6, с.74-80.

Книппер А.Л., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Верхнемеловой вулканизм Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа (место в истории развития и связь с офиолитовым комплексом). - *Geologica Carpathica*, 1985, т.36, №6, с.651-682.

Красный Л.И. Проблемы тектонической систематики. М., Недра, 1972, 203 с.

Лодочников В.Н. Серпентиниты и серпентиниты Ильинские и дру-

гие и петрологические вопросы с ними связанные. ОНТИ НКТП СССР. М.-Л., 1936, 817 с.

Ломизе М.Г. О понятии эвгеосинклиналь. - Советская геология, 1983₁, №II, с.63-78.

Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983₂, 194 с.

Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980, 162 с.

Лордкипанидзе М.Б., Адамия Ш.А., Асанидзе З.Б. Эволюция активных окраин океана Тетис (на примере Кавказа). 27 МГК, кол. 03, Палеоокеанология, доклады, т.3, 1984, с.72-83.

Марков М.С., Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Хомизури Г.П., Штрейс Н.А. Основные положения учения о геосинклиналях в трудах ученых Академии наук СССР. - Геотектоника, 1974, № 3, с.27-35.

Милановский Е.Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблемы пульсации и расширения Земли). - Геотектоника, №6, 1978, с.3-16.

Муратов М.В. История тектонического развития Альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1962, №2, с.3-24.

Обуэн Ж. Геосинклинали. - М.: Мир, 1967, 302 с.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4, с.5-22.

Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В. Геологические особенности современных и древних океанов. - Доклады АН СССР, 1983, т.270, № 2, с.404-406.

Смирнов В.И. Зоны Бенъофа и магматическое рудообразование. - Геология рудных месторождений, 1974, №I, с.3-17.

Твалчрелидзе Г.А. Металлогеническая характеристика главных типов эвгеосинклиналей. - Советская геология, 1972, № 12, с.26-42.

Твалчрелидзе Г.А. Металлогения центральной части Альпийского Средиземноморского складчатого пояса. - Геология рудных месторождений, 1978, №5, с.3-15.

Хаин В.Е. Учение о геосинклиналях на новом этапе развития геологической науки. - Вестн. МГУ, сер. 4, Геология, 1974, № 2, с.3-21.

Хаин В.Е. Тектоника литосферных плит - достижения и нерешенные вопросы. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1984, № 12, с.23-37.

Хаин В.Е., Шейнманн Ю.М. Сто лет учения о геосинклиналях. - Сов. геология, 1960, № II, с.3-44.

Хаин Е.В. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. М.: Наука, 1984, 96 с.

Хомизури Г.П. Развитие понятия "геосинклиналь". Очерки по истории геологических знаний, вып. 18. М.: Наука, 1976, 235 с.

Штилле Г. Введение в строение Америки. Избр. труды. М.: Мир, 1964, с.202-273.

Штрейс Н.А. О некоторых основных понятиях в учении о геосинклиналях. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1947, т.22, вып.5, с.81-106.

Штрейс Н.А. Значение исследований Н.П.Хераскова в развитии учения о геологических формациях. - В кн.: Н.П.Херасков. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967, с.3-11.

Янов Э.Н. Осадочные формации подвижных областей СССР. - Л.: Недра, 1983, 236 с.

Belousov V.V., Sholpo V.N. Geodynamics of the eastern part of the Mediterranean Alpine Belt.-Tectonophys., 1976, v.35, p.27-43.

Dana J.-D. On some results of the Earth's contraction from cooling, including a discussion of the origin of mountains, and the nature of the Earth's interior.-Amer.J.Sci. and Arts, 1873, ser.3, v.%, N 30, v.6, N 31-33, 54 p.

Dewey I.F., Bird I.M. Plate tectonics and geosynclines.- Tectonophys., 1970, 10, N 5-6.

Hall J. Natural history of New York. -Paleontology, 1859, v.3, Albany, Printrd by C.van Benthuyzen.

Haug E. Traite de geologie. Les phenomeñes géologiques. Paris, Librairie Armand Colin, 1907, 538 p.

Knipper A.L. The tectonic position of ophiolites of the Lesser Caucasus.- Ophiolites, Pric. int oph. symp., Cyprus, 1979, Nicosia, 1980, p.372-376.

Knipper A.L., Ricou L.-E., Dercourt J. Ophiolites as markers of the Apline History of the Tethyan ocean.- Tectonophys., 1986, N 123, p.26.

Mitchell A.H., Reading H.G. Continental margins, geosiclines and ocean floor spreading.- J.Geol., 1969, 77, N 6, p.629-646.

Sengör A.M.C. The cimmeride orogenic system and the Tectonics of Eurasia.- Geol.soc. Amer., 1984, pap.195, 82 p.

СКОРОСТИ НАКОПЛЕНИЯ И ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРЫ
МЕЛОВЫХ ОСАДКОВ АБХАЗИИ

Меловые осадки широко распространены в центральной и западной частях Абхазии. Представлены они, в основном, карбонатными породами (известняки, мергели, доломиты), за исключением нескольких ярусов, в строении которых существенную роль играют терригенные осадки.

Исчерпывающие сведения о методах подсчета скоростей осадконакопления можно найти в работах К.Б.Сеславинского (1983, 1984). В них рассмотрены скорости осадконакопления различных формаций, образовавшихся за значительные интервалы времени (эпохи, периоды). Учитывая длительность этих интервалов, их неодновременность, различный литологический состав слагающих их пород, а также то, что разные формации прошли неодинаковую историю геологического развития (перерывы в осадконакоплении, фазы складчатости), автором вводятся некоторые поправки для подсчета скоростей их осадконакопления.

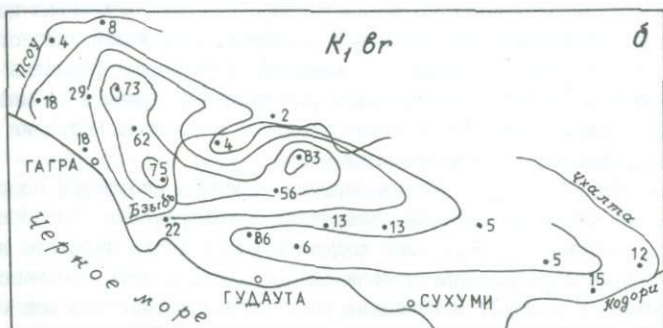
В настоящей статье сделана попытка подсчета скоростей осадконакопления для отдельных ярусов, сложенных литологически однообразными породами. Поэтому скорости нами подсчитывались путем простого деления мощности пород определенных ярусов (м) на длительность соответствующих им веков (млн.лет). В качестве материала для подсчета мощностей были использованы данные различных авторов (Вопросы геологии... 1972; Гамбашидзе, 1965, 1976; Гамбашидзе, Ахвледиани, 1976; Какабадзе, 1978; С.Букия, Шарикадзе, Ясаманова) и результаты собственных полевых наблюдений. Длительность веков рассчитывалась по шкале геологического времени (Харленд и др., 1985). Полученные результаты нанесены на схемы, проведены изотаксис-линии разных скоростей осадконакопления (рис. 1).

Отложения валанжинского и готеривского ярусов (рис. 1а) в полосе субплатформенных фаций представлены карбонатными породами. Это разнослойные; часто пелитоморфные известняки. В верхних частях пачки встречаются горизонты со стяжениями кремня. Максимальные скорости осадконакопления (50-57 м/млн.лет) наблюдаются на Бзыбском хребте, в районе г.Брдзышха. Здесь развиты массивные, в основном, органогенные доломитизированные известняки (биогермные постройки) и массивно-брекчлевидные известняки и доломитизированные известняки (материал разрушения этих построек). В западном направлении в полосе фаций, пере-



Рис. I. Схема распределения скоростей осадконакопления в меловое время.

а) - валанжин-готервское время. Изотахи проведены через каждые 10 м/млн.лет.



б) - барремское время. Изотахи проведены через каждые 20 м/млн.лет.



в) - аптское время. Изотахи проведены через каждые 2 м/млн.лет.

ходных к субфлишевым, развиты слоистые мергелистые известняки, известняки и мергели. Скорости осадконакопления здесь значительно ниже (8-11 м/млн.лет). Еще ниже скорости осадконакопления (до 6 м/млн.лет) в восточной части района, в бас. рр. Гумиста и Кодори. Здесь валанжин-готеривские отложения представлены песчанистыми известняками и мергелями. Правда, из-за недостаточной фаунистической охарактеризованности этих слоев нельзя с уверенностью говорить о полноте валанжин-готеривских разрезов в этом районе.

Картина распределения скоростей осадконакопления в барремское время существенно не меняется (рис. 1б). Минимальные скорости опять наблюдаются в восточной части района, где баррем представлен разно-слоистыми известняками и доломитизированными известняками, а местами массивными известняками ургонской фации.

Максимальные скорости осадконакопления (73-83 м/млн.лет) наблюдаются в районах Бзыбского и Гагринского хребтов. Здесь развиты толсто-слоистые и массивные пелитоморфные и доломитизированные известняки с включениями кремней.

В полосе переходных фаций скорости очень низки (4-12 м/млн.лет). Баррем представлен здесь мергелями и известковыми мергелями.

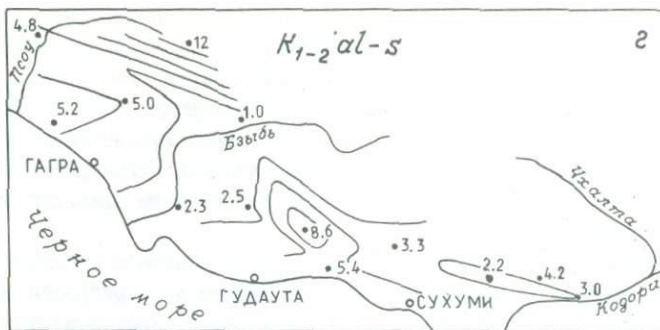
В аптское время (рис. 1в) картина несколько меняется. Максимальная скорость осадконакопления (15 м/млн.лет) наблюдается в крайней северо-западной части района, где апт представлен глинисто-мергелистой фацией. Наименьшие скорости (< 1 м/млн.лет) опять-таки наблюдаются в восточной части района, где апт или отсутствует или представлен очень маломощными конденсированными терригенно-карбонатными отложениями.

Альб-сеноманский ярус на изучаемой территории представлен терригенными, иногда терригенно-карбонатными породами (глауконитовые песчаники, глины, глинистые мергели, мергели). Скорости осадконакопления, как видно из рис. 1г, невысоки. Максимум (12 м/млн.лет) наблюдается, как и в аптское время, в северо-западной части района.

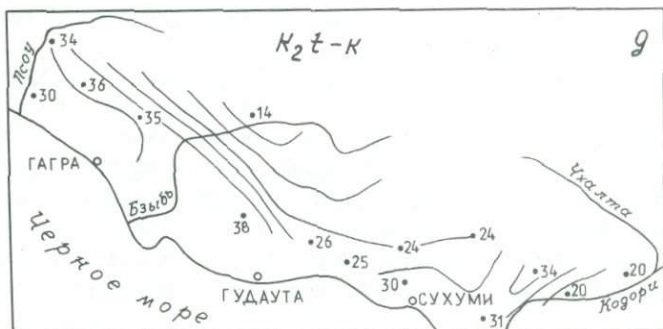
Турон-коньякские отложения в пределах Абхазии, почти везде, представлены тонко- и среднеслоистыми пелитоморфными известняками с линзами, иногда в виде прерывающихся пропластков, красных кремней. Сами известняки тоже нередко розовато-красные. Скорости осадконакопления довольно высоки (рис. 1д) и более или менее одинаковы.

Сантон-кампанские известняки литологически весьма похожи на турон-коньякские. Это, в основном, среднеслоистые пелитоморфные известняки с конкрециями и линзами серых кремней. Однако их скорости осадконакопления в четыре раза ниже, чем турон-коньякских (рис. 1е).

Маастрихтские и датские отложения Абхазии представлены карбонатными (толсто- и среднеслоистые известняки с конкрециями кремня, средне- и тонкослоистые тонкозернистые мергелистые известняки) в



г) - альб-сенонанское время. Изохаты проведены через каждые 2 м/млн.лет.



д) - турон-коньякское время. Изохаты проведены через каждые 4 м/млн.лет.



е) - сантон-кампанское время. Изохаты проведены через каждый 1 м/млн.лет.

восточной и карбонатно-терригенными (толсто- и среднеслоистые мергели, мергелистые известняки и глинистые мергели) в западной части района.

Однако это различие никак не отражается на скоростях осадконакопления (рис.1ж). Скорости невысокие и почти одинаковые на всей территории Абхазии.

Метод подсчета скоростей осадконакопления имеет то преимущество перед анализом мощностей, что учитывает фактор времени. Таким образом, мы имеем возможность проследить, как менялись скорости накопления осадков во времени (рис.2). На левой вертикальной оси графика отсчитана средняя скорость осадконакопления в метрах, деленных на миллионы лет, а на горизонтальной – время в миллионах лет. Кроме того, на этот рисунок наложен график изменения во времени средних значений палеотемператур (правая вертикальная ось графика). Палеотемпературы определялись в лаборатории МГУ под руководством проф. Н.А. Ясаманова. При определении использовались значения соотношений кальция и магния в незамещенных кальцитовых раковинах фауны. Методика определения описана В.И.Славиним и Н.А.Ясамановым (1982). Как видно из рис. 2, графики изменения скоростей осадконакопления и палеотемператур в общих чертах схожи; с максимумами скоростей осадконакопления совпадают пики наивысших температур морской среды, а с минимумами – понижения температур.

Максимальные скорости осадконакопления наблюдаются в барремское время. Баррем Абхазии представлен, в основном, органогенными известняками ургонской фации. Латеральное распределение скоростей осадконакопления в барремское время, впрочем как и на протяжении всего раннего мела, неравномерно. Заметна одна общая закономерность – резкое уменьшение в восточной части района скоростей осадконакопления, вплоть до нуля в апте. (Для берриасского времени из-за недостаточностью материала не построена схема изотак, но общеизвестно, что в восточной части района берриасских отложений нет).

В тектоническом плане эта часть района представляет собой т.н. Центрально-Абхазское поднятие (Адамия, 1977). Этот тектонический сегмент испытывал поднятие еще с раннеюрского времени, что выражено в сокращении мощностей и фациального характера ранне- и среднеюрских отложений.

В позднеюрское время здесь господствовали континентальные условия. Верхнеюрские отложения отсутствуют или представлены лагунно-континентальными пестроцветными осадками. Таким образом, можно заключить, что и на протяжении всего раннего мела Центрально-Абхазский сегмент испытывал унаследованное поднятие.

На западе наоборот господствовали нисходящие движения, причем, разные участки дна бассейна погружались с разными скоростями. На наиболее быстро погружающихся участках происходил бурный рост био-



ж) - маастрихт-датское время. Изоханы проведены через каждые 2 м/млн. лет.

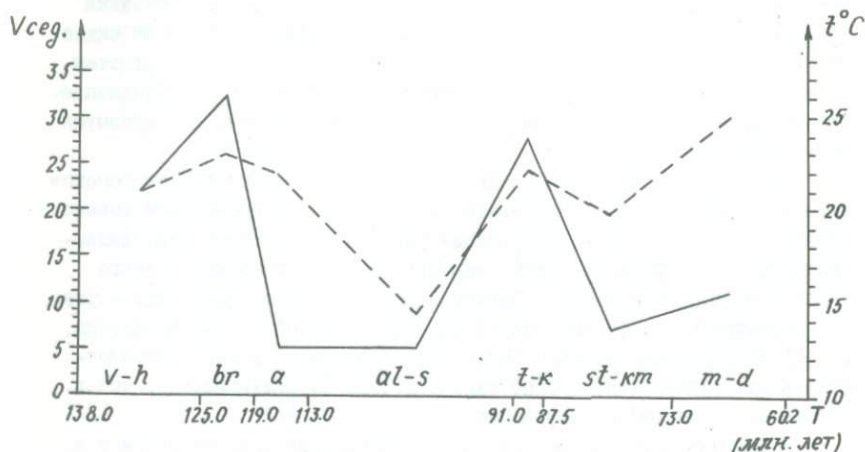


Рис. 2. Графики изменений во времени средних значений скоростей осадконакопления (сплошная линия) и средних значений палеотемператур (пунктирная линия).

гермов. Этим можно объяснить крайне неравномерное распределение скоростей осадконакопления в валанжине, готериве и барреме.

В апте, альбе и сеномане скорости осадконакопления резко понижаются, что можно объяснить увеличением поступления в бассейн терригенного материала, который оказывал отрицательное влияние на жизнедеятельность организмов, концентрирующих карбонат кальция.

Для этого же времени наблюдается минимальное значение палеотемператур бассейна (14,4 °C). Видимо, принос в бассейн терригенного материала замутнял воду, что ограничивало прогрев ее солнеч-

ными лучами.

Следует, однако, отметить, что по мнению К.Б.Сеславинского (1984), карбонатные осадки меньше подвергаются уплотнению при литификации и тектогенезе, чем терригенные. Нами это не учитывалось, т.к. автором не приводятся конкретные коэффициенты уплотнения.

С наступлением турон-коньякской карбонатной седиментации скорости осадконакопления опять резко повышаются, но в отличие от неосома скорости латерально распределены равномерно.

Л и т е р а т у р а

Адамия Ш.А. Тектоника и геологическая история Абхазии. Труды ИИГ АН ГССР, 1977, вып.54, 68 с.

Гамбашидзе Р.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Центральной и Западной Абхазии. Тр.ИИГ АН ГССР, 1965, т.ХIV (ХIХ), с.77-102.

Гамбашидзе Р.А. Новые данные о верхнемеловых отложениях высокогорной Абхазии. - Сообщ. АН ГССР, 1976, 84, №1, с.129-132.

Гамбашидзе Р.А., Ахведиани Д.Г. О присутствии верхнемеловых отложений в верховьях р.Агерста (бас. р.Бзыби, Западная Абхазия). - Сообщ. АН ГССР, 1976, 81, №2, с.385-388.

Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси, Мецниереба, 1972, 240 с.

Какабадзе М.В. Новые данные по стратиграфии нижнемеловых отложений бассейна р.Бзыби. - В кн.: Проблемы геологии Грузии. /Тр.ИИГ АН ГССР, нов.сер., 1978, вып.59, с.187-193.

Славин В.И., Ясаманов Н.А. Методы палеогеографических исследований. М., Недра, 1982, 253 с.

Сеславинский К.Б. О скоростях осадконакопления в геологическом прошлом. /Бюл.МОИП, отд.геол.,1983, т.58, вып.4, с.29-48.

Сеславинский К.Б. Скорости осадконакопления и состав отложений. /Бюл. МОИП, отд. геол.,1984, т.59, вып.3, с.22-31.

Харленд У.Б. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир,1985, 140 с.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТЕКТОНИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ГАРЕ КАХЕТИ

На фоне унаследованного структурного плана поверхности фундамента, сформировавшегося в результате деятельности длительно развивающихся широтных и меридиональных разломов, в пределах грузинского сегмента Закавказского срединного массива на альпийском этапе развития обособлялись тектонические единицы, характеризующиеся однородностью геологического строения и индивидуальными чертами развития.

Одним из таких крупных элементов является Гарекახетинский прогиб, расположенный между Джава-Сабатлойским и Азамбури-Эльдарским разломами.

Не вдаваясь в подробности рассмотрения взглядов отдельных исследователей о геотектоническом положении Гарекახетинского прогиба отметим лишь, что одни исследователи рассматривают его как составную часть геосинклинали, другие считают восточным погружением Грузинской глыбы, а третьи выделяют в качестве Мирзаанской депрессии Куринской впадины. Н.Б.Вассоевич Гарекახетинский прогиб рассматривает в качестве паравтохтона Куринской депрессии (1936), а И.П.Гамкрелидзе (1984) относит его к Азербайджанской глыбе, выделяя вместе с междуречьем Куры и Иори в качестве самостоятельной тектонической единицы под названием Среднекуринского прогиба, группа авторов (Орел и др., 1984) Гарекახетинский прогиб считает юго-восточным продолжением Аджаро-Триалетской складчатой зоны.

Таким образом, несмотря на существование многочисленных схем тектонического расчленения единного мнения о тектонической природе Гаре Кахети нет.

Анализ взглядов на тектоническое строение межгорной впадины Восточной Грузии, с учетом данных геофизических исследований и результатов разведочного бурения, позволяет Гарекახетинский прогиб считать восточным погружением Болнисско-Марнеульской зоны Артвино-Болнисской глыбы, от которой он отделяется Азамбури-Эльдарским глубинным разломом.

По характеру фации и мощностей осадков, особенностям тектоники и истории геологического развития Гарекახетинское погружение выделяется в качестве самостоятельной тектонической единицы, расположенной между Джава-Сабатлойским и Азамбури-Эльдарским раз-

ломами.

Прогиб характеризуется региональным погружением поверхности фундамента с запада от Марнеульского выступа (5–6 км) на восток до Гяджачай–Алазанского меридионального разлома (14 км).

Устойчивое погружение фундамента видимо, обусловило высокие скорости осадконакопления в центральной и юго-восточной частях прогиба, где мощность осадочного чехла, сложенного мезозойскими и палеоген-неогеновыми отложениями достигает 14 км. Здесь отсутствуют или же слабо выражены перерывы и несогласия.

По характеру складчатости и распределения мощностей осадков в целом наблюдается постепенное осложнение тектоники и уменьшение мощностей осадков от центральной зоны прогиба к бортовым его частям.

Как для соседних областей прогибания, так и для Гарекахетинского прогиба характерна субширотная зональность складчатости, что обусловлено видимо влиянием разломов фундамента таково же направления. Однако степень складчатости с севера на юг закономерно меняется.

По характеру современной структуры и фациальным особенностям осадков в пределах Гарекахетинского прогиба выделяются три подзоны: 1) Циматиани–Ширакская, расположенная между Джава–Сабатлойским и Сагареджо–Мирзаанским разломами, характеризующаяся развитием крупных, пологих синклинальных прогибов и разделяющих их небольших слабо выраженных поперечных поднятий; 2) Южная или Тарибани–Калтанская, охватывающая большую южную часть Гарекахетинского прогиба от Сагареджо–Мирзаанского разлома до Азамбури–Эльдарского разлома и отличающаяся развитием вытянутых в широтном направлении ряда цепей узких, обычно разорванных по своду антиклинальных складок и сравнительно пологих и широких синклиналей; 3) Приорское надразломное поднятие, расположенное между Азамбури–Эльдарским разломом и Эрикторским разрывом, характеризующееся присутствием четко выраженных двух структурных этажей.

В северной подзоне, охватывающей бортовую часть Гарекахетинского прогиба, также отмечается наличие двух структурных этажей. Нижний структурный этаж имеет моноклинальное строение. В южном направлении прибортовая моноклираль осложняется слабо выраженными брахиантиклинальными складками. Видимо нижний структурный этаж и здесь сохраняет тектоническую природу с развитием относительно пологих антиклинальных складок, осложненных куполовидными поднятиями. Верхний структурный этаж, в формировании которого значительную роль сыграла покровная тектоника, со значительным перемещением масс к югу сложен олигоцен-неогеновыми отложениями огромной мощности с широким развитием грубообломочных моласс плицена

и верхнего миоцена.

В тектоническом отношении верхний структурный этаж северного борта Ципматини-Ширакской подзоны соответствует фронтальному покрову неогена, характеризуется развитием широких и пологих складок, из которых наиболее крупными являются Ципматинская, Качрети-Богдановская, Ваке-Узундарская и Дидиширакская синклинали, расположенные на одной широтной линии.

В северном направлении от осевой зоны прогиба, наряду с появлением перерывов и несогласий, с появлением разрывных нарушений значительной амплитуды значительно усложняется и тектоника. Кроме того, благодаря развитию шарьяжей, значительная часть северного борта перекрыта Гомбори-Какабетским фронтальным покровом неогена. Этот покров, сформировавшийся под действием надвигающихся с севера крупных шарьяжей мел-палеогенового флиша Жинвальско-Гомборской подзоны по своему масштабу, амплитуде перемещения и геологическому строению резко отличается от них. В частности, несмотря на значительное перемещение неогенового комплекса северного моноклиналичного борта Гарекхетинского прогиба, он, в основном, сохраняет присущие ему особенности тектонического строения: развитие крупных осложненных разрывами антиклинальных складок и узких синклиналей.

Южная, или Тарибани-Калтанская подзона, расположенная между Сагареджо-Мирзаанским и Азамбури-Эльдарскими разломами, характеризуется развитием узких разорванных по своду асимметричных складок, расположенных по определенным линиям в виде цепей антиклинальных поднятий субширотного простирания и сравнительно широких и пологих синклиналей, выполненных ачкагыл-апшеронскими молассовыми отложениями.

Характерной чертой южной подзоны Гарекхетинского прогиба является слабое проявление или отсутствие перерывов и несогласий и постепенное уменьшение степени складчатости с глубиной. Существенно отметить, что сопоставление структурных схем верхнего (олигоцен-миоценового) и нижнего (мезозойско-палеогенового) этажей не указывает на существенное расхождение их структурных планов. Наблюдается лишь незначительное смещение осей складок с глубиной к северу в отложениях палеогена.

Прииорское поднятие, охватывающее морфологически водораздельную часть междуречья Куры и Иори, расположено между Тарибани-Калтанской подзоной максимального погружения Гарекхетинского прогиба и Палантекианской зоной южного борта Иори-Аджинсурского прогиба. С севера оно ограничено Азамбури-Эльдарским разломом (Иоселиани, 1983), а с юга Эриктарским разрывом надвигового характера (Вассоевич, 1936). По сейсмическим данным в пределах Прииорского поднятия четко выделяются два структурных этажа: верхний, сложенный

олигоцен-миоценовыми и плиоценовыми тонко- и грубообломочными молассовыми отложениями и нижний, сложенный эоцен-палеоценовыми и меловыми терригенными, вулканогенными и карбонатными отложениями.

Верхний структурный этаж на поверхности и малой глубине имеет сложное тектоническое строение с развитием ряда узких полос сжатых, асимметричных антиклинальных складок общекавказского направления, обычно разорванных по своду (с надвиганием северных крыльев на южные). Относительно крупные складки имеют диапировое строение и осложнены грязевыми вулканами, вторичной складчатостью, флексуровидными изгибами слоев и структурными носами. Характерным для описываемой подзоны является также развитие мощных относительно глубоководных осадков миоцена и плиоцена на северных, надвинутых крыльях крупных складок и резкая смена фации и сокращение мощностей этих образований на южных их крыльях. Отмечается также наличие перерывов в отложениях плиоцена.

Все эти факты явно свидетельствуют о длительном, конседиментационном развитии Прииорского поднятия.

Нижний структурный этаж, сложенный терригенными, осадочно вулканогенными и карбонатными отложениями палеогена и мела, имеет относительно спокойное строение. Для него характерно развитие крупных гемiantiклинального типа пологих структурных выступов субмеридионального направления, которые к югу раскрываются принимая моноклинальный характер. Разделяющие их синклинальные прогибы также пологого строения. Эти структурные выступы крутыми разрывами субширотного направления рассечены на отдельные блоки, в нижнем структурном этаже последовательно, ступеньчато опущены с юга на север, тогда как в верхнем структурном этаже наблюдается обратная картина: приподняты и надвинуты на юг северные крылья складок. Разрывы нижнего структурного этажа, как и верхнего, имеют субширотное направление, однако они обычно не находят непосредственного продолжения в верхнем структурном этаже и перекрыты пологими надвигами.

Таким образом, несмотря на одинаковое (субширотное) направление разрывов обоих этажей по своему характеру они резко отличаются друг от друга. В верхнем структурном этаже кроме основного крупного Эриктапинского пологого надвига, проходящего по майкопской свите и придающего ему покровный характер, наблюдается целая система продольных разрывов, осложняющих локальные поднятия. Нижний этаж характеризуется развитием разрывов обросового характера с крутыми падениями сместителей.

Приведенные выше фактические данные свидетельствуют о том, что нижний структурный этаж имеет автохтонный характер и относится к северной погруженной части Предмалокавказской моноклинали,

а верхний молассовый этаж характеризуется развитием крупных пологих надвигов и проявляет сходство с покровами Жинвальско-Гомборской подзоны Местийско-Тианетской флишевой зоны.

Однако по масштабам, внутреннему строению и механизму образования покровные структуры Прииорского поднятия отличаются от таких флишевой зоны.

В Жинвальско-Гомборской подзоне отдельные покровы, ограниченные надвиговыми поверхностями представляли в свое время самостоятельные структурно-фациальные зоны. Они сорваны и перемещены с севера на юг на большие расстояния, что вызывает значительное нарушение первичного их пространственного расположения. Северные покровы, сложенные относительно древними породами, последовательно перекрывают южные, сложенные более молодыми отложениями (И.Гамкрелидзе, 1984).

По И.П.Гамкрелидзе (1984) ведущим механизмом образования этих шарьяжей является интенсивное боковое сдавливание складчатой системы Большого Кавказа, "обусловленное главным образом продвижением к северу и пододвиганием под нее жесткой Грузинской глыбы, что вызывает образование множества пологих, наклоненных к северу поверхностей скольжения, по которым и перемещались пластины горных пород различной величины".

В пределах Прииорского поднятия нет обособленных пластин, отвечающих самостоятельным структурно-фациальным зонам. Здесь вся прибортовая зона Гарекхетинского прогиба, сложенная неогеновыми отложениями, целиком перемещена с разной интенсивностью на различных участках с севера на юг на значительные расстояния. Причем амплитуда скольжения постепенно увеличивается, достигая во фронтальной части надвига 2-3 км. Интересно, что эта масса представляет собой не полностью сорванное с автохтона тело в виде самостоятельной пластины, а является скользящим комплексом, образовавшимся в результате нагнетания мощных глин майкопа. В отличие от аллохтонных покровов южного склона здесь молодые образования неогена тектонически перекрывают более древние отложения палеогена. Поэтому стратиграфическая последовательность слоев снизу вверх от более древних к молодым, несмотря на наличие двух структурных этажей, в основном выдерживается. Нарушается лишь тектоническая взаимосвязь между этажами, выраженная в резком расхождении их структурных планов.

Для надвинутого комплекса, т.е. для верхнего этажа, наряду с увеличением амплитуды перемещения масс от центральной части прогиба к Прииорскому поднятию, наблюдаются усложнение тектонических структур тогда, как в автохтоне, охватывающем нижний структурный этаж палеогена, картина обратная.

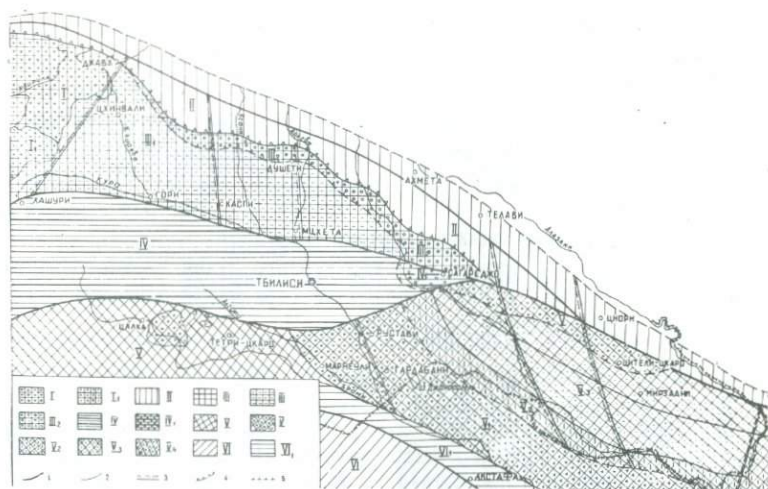


Схема тектонического районирования Восточной Грузии

I- Центральная зона поднятия; I₁- выступ кристаллического фундамента; II- Джава-Шховельская подзона склона Большого Кавказа; III- зона восточного погружения Грузинской глыбы; III₁- Картлинская подзона; III₂- фронтальный покров моласс; IV- Аджаро-Триалетская зона; IV₁- молассовый покров; V- Зона восточного погружения Артвино-Болнисской глыбы; V₁- Гардабани-Палантекянская подзона; V₂- подзона приорского поднятия; V₃- Гарекахетинская подзона; V₄- Фронтальный покров моласс; VI- Складчатая зона Малого Кавказа; VI₁- Предмалокавказская моноκлиналь. 1- межзональный разлом; 2- внутризональный разлом; 3- субмеридиональный разлом; 4- фронтальная линия покровов Южного склона; 5- фронтальная линия молассовых покровов

Образование надвигов верхнего структурного этажа, по-видимому, связано с разнохарактерным вертикальным перемещением зоны максимального погружения Гарекахетинского прогиба и Приорского поднятия. Первый в течение кайнозоя испытывает устойчивое погружение с накоплением осадков неогена огромной мощности (более 6 км), второй большей частью проявляет тенденцию к поднятию, о чем свидетельствуют полное отсутствие ширакской свиты нижнего плиоцена (более 200 м) в его пределах, резкое сокращение мощностей осадков неогена и крупный предакчагыльский перерыв в осадконакоплении.

Возникшие неравномерные нагрузки вызвали, видимо, нагнетание мощных пластичных глин майкопа под влиянием тяжести неогеновых образований от зоны максимального погружения к зоне наименьшей нагрузки и перемещение вместе с ними вышележащего складчатого комплекса неогена.

Этот процесс усиливается в позднем плиоцене, когда в результате акчагыльской трансгрессии в зоне поднятия происходит интенсивный размыв уже денудированных в преакчагыльское время миоценовых отложений. В начале антропогена в условиях усиливающейся разгрузки поднятия еще более активизируются процессы выжимания пластичных глин майкопа, которым способствовала циркуляция воды, нефти и газа по плоскостям разрывных нарушений, а также эрозии, благодаря чему майкопские глины были выдавлены к поверхности в сводовых частях крупных диапировых складок (Булейшвили и др., 1981). По мнению этих авторов к этому периоду относятся и образования грязевых вулканов.

Таким образом, формирование структурного плана верхнего надвижного этажа, начавшееся еще с роданской (среднеплиоценовой) фазы тектогенеза, завершается в антропогене.

Л и т е р а т у р а

Булейшвили Д.А., Эбралидзе Т.П., Окромчедлидзе Д.П. Роль неотектонических движений в формировании залежей нефти и газа в пределах Прииорского поднятия Гаре-Кახети. - Геология нефти и газа, 1981, №12, М.:Недра.

Вассоевич Н.Б. Проблемы тектоники Восточной Грузии. Баку: Азнефтеиздат, 1936.

Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа. - В кн.: Тектоника и металлогения Кавказа, Тбилиси: Мецниереба, 1984.

Иоселиани М.С. Строение осадочного комплекса и кристаллического фундамента территории Грузии по геофизическим данным. Тбилиси: Мецниереба, 1969.

Перспективы нефтегазоносности восточного погружения Аджаро-Триалетской складчатой системы / В.Е.Орел, Г.П.Ованесов и др. - Геология нефти и газа, 1984, №4.

И.П.Гамкрелидзе, Т.В.Гиоргобиани, А.И.Кавелашвили,
З.А.Кокрашвили, Г.П.Лобжанидзе, О.Д.Хуцишвили,
Л.Б.Башеленишвили, Д.П.Закарая

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ
ИНСТИТУТЕ им. А.И.ДЖАНЕЛИДZE АН ГССР

Господствующее положение в последнее время концепции тектоники литосферных плит обусловило появление новой проблематики и при изучении отдельных регионов. Поэтому сегодняшние проблемы тектоники Кавказа значительно отличаются от тех, которые стояли перед нами 15-20 лет тому назад. Это относится не только к статическим и историческим ее аспектам, а в первую очередь - к генетическим, т.е. кинематическим, динамическим и геодинамическим, требующим применения множества различных методов геологических исследований, начиная от детального структурного анализа до комплексного использования результатов регионально-геологических, палеофациальных, палеобиогеографических, петрохимических и палеомагнитных исследований.

В течение последних полутора десятков лет в Геологическом институте исследования в области тектоники ведутся по всем этим направлениям. Здесь мы коснемся результатов именно новейших исследований.

Одним из актуальных вопросов изучения тектонических структур земной коры является исследование наиболее сложных их форм - тектонических покровов. Изучение строения и развития различных покровных структур, в частности, их морфолого-кинематических особенностей, структурного уровня возникновения, пространственных и временных соотношений и, наконец, механизма образования дает основание для многочисленных и весьма важных выводов теоретического и прикладного значения.

За последнее время сотрудниками Геологического института выявлены на Кавказе и изучены тектонические покровы не только альпийского, но и доальпийского возраста. В 1974 году И.П.Гамкрелидзе и Г.Д.Думбадзе отметили пологие тектонические срывы в зоне Главного хребта Большого Кавказа (см. рукописную работу Г.Д.Думбадзе 1975 года в фондах ГИН АН ГССР, а также И.П.Гамкрелидзе, 1980, 1984). В частности было показано, что в междуречье Гваидра-Секени макерская серия шарьирована на буульгенскую и образует вместе с ней более позднюю антиформную складку. И.П.Гамкрелидзе, Д.М.Шенгелиа, Г.Д.Дум-

бадзе, Г.Д.Чичинадзе было отмечено также надвигание мигматитов и гнейсов макерской серии на амфиболиты лабинской серии в ущельях рек Макеры и Санчарки. То же явление детально было описано и в ущелье р. Мамхурц (Адамия и др., 1978). В последнее время высказано мнение об аллохтонном залегании самой лабинской серии, состоящей из нескольких покровных пластин (Адамия, 1984). Отмечалось также крупное перемещение к югу в доюрское время всей зоны Главного хребта Большого Кавказа (И.Гамкрелидзе, 1980).

Наконец, новые данные указывают на сложное покровное строение доюрского фундамента и в пределах Закавказского массива (И. Gamkrelidze, 1979; И.Гамкрелидзе и др., 1979, 1981). В частности было показано, что среди позднегерцинских гранитов Дзирульского выступа, в Чорчано-Уцлевской полосе сохранились совершенно различные по характеру шарьированные пластины с фрагментами верхней мантии (серпентиниты), океанской коры (амфиболиты, габбро), а также разновозрастных и имеющих различную историю метаморфизма апоосадочных пород. Шарьирование этих пород происходило в турне-раннем-среднем визе до формирования позднегерцинских калиевых гранитов, так как осадочные породы, включающие верхний девон и стерильные по отношению материала размыва этих гранитов, уже после шарьирования, совместно с серпентинитами и амфиболитами, интродуцированы калиевыми аляскитовыми гранитами. Вместе с тем различные горизонты и различные покровные пластины (нижекембрийская и среднепалеозойская) апоосадочных пород перекрыты кислыми вулканитами (туфами кварцевых порфиров), описанными ранее под названием чешорская свита (Абесадзе, 1975), неоавтохтонного комплекса (И.Гамкрелидзе и др., 1979, 1981), которые видимо синхронны храмским и чиатурским кварцпорфирам, комагматичным калиевым гранитам, и относятся по возрасту к верхнему визе - башкирскому ярусу. Все эти породы позднее, видимо, в раннекимерийскую фазу испытывают складчатость, а также интенсивный динамометаморфизм (катаклаз, милонитизацию, филлонитизацию) с образованием местами кливажа разлома под острым углом к первичной кристаллизационной сланцеватости и полойным гранитным инъекциям. Эти же движения вызывают возникновение тектонических срывов вдоль большинства первичных контактов относительно крупных тел калиевых гранитов, а также вторичное перемещение серпентинитов и их протрузивное внедрение как в филлиты, так и калиевые граниты (И.Гамкрелидзе и др., 1979, 1981).

Однако существует и иная интерпретация строения Чорчано-Уцлевской полосы. В частности было высказано мнение о шарьировании филлитов и чешорской свиты совместно с серпентинитами после формирования позднегерцинских калиевых гранитов (Адамия, Шавишвили, 1979) с

которыми они имеют якобы исключительно первично тектонические контакты и образуют вместе с ними хаотическую тектоническую смесь или тектонический меланж (Адамия, 1984). Приведенные выше факты на наш взгляд противоречат подобной интерпретации строения указанного региона.

Таким образом, весь изложенный выше материал, наряду с хорошо известными данными о покровном строении зоны Передового хребта Северного Кавказа, вряд ли может оставить какие-либо сомнения в широком развитии в доюрском фундаменте Кавказа тектонических покровов, сформировавшихся в условиях значительного горизонтального сокращения в доальпийское время земной коры этого региона.

Выявлены и детально исследованы шарьяжи альпийского возраста. В последнее время в новом свете возрождена концепция о покровном строении восточной части Южного склона Большого Кавказа (Хатискаци, Чичуа, 1967; П.Гамкредидзе, 1970; И.Гамкредидзе, 1970; Майсадзе, 1970; П.Гамкредидзе, И.Гамкредидзе, 1975, 1977; I.Gamkrelidze, 1982). Было показано (П.Гамкредидзе, И.Гамкредидзе, 1975, 1977), что ведущим механизмом образования этих шарьяжей является активное пододвигание под складчатую систему Большого Кавказа более жесткой Грузинской глыбы, масштабы которого увеличиваются с запада на восток: от нуля на западе до 60–70 км в области Кахетинского хребта. Следовательно на южном склоне Большого Кавказа в позднеальпийское время (в основном перед поздним плиоценом) имеет место внутриплитная субдукция или т.н. субдукция типа Амштутца (I.Gamkrelidze, 1982).

Установлено покровное строение и северной периферийной части Аджаро-Триалетской складчатой зоны (Башелеишвили и др., 1982).

Проведено сравнительное изучение шарьяжей Кавказа и Западных Карпат (И.Гамкредидзе, 1984), а также всего альпийского пояса от Карпат до Кавказа, что позволило полностью подтвердить мнение, развиваемое А.В.Пейве и др. о горизонтальной тектонической расслоенности земной коры и о наличии крупных горизонтальных перемещений на совершенно различных ее уровнях, начиная с образования сорванных покровов чехла и основания до глубинных субгоризонтальных зон вязкого течения горных пород, подобных наблюдаемым в пестрой серии молданубикума Ческого массива. Не говоря уже о крупных перемещениях, которые имеют место в подошве земной коры и литосферы. Выяснилось также, что поддвиговый механизм образования сорванных тектонических покровов (субдукция типа Амштутца) является универсальным и он полностью снимает вопрос механической парадоксальности больших горизонтальных перемещений и проблему передачи механических напряжений на большие расстояния (I.Gamkrelidze, 1982).

Наряду с исследованием проблемы образования шарьяжей, с помощью применения детального и регионального структурного анализа был исследован механизм формирования некоторых других альпийских структур Кавказа.

Специальные структурные исследования в северо-западной части Большого Кавказа, выявившие четко проявленную зональность его складчатой структуры (Гиоргобиани, Закарая, 1980), а также в сланцевой зоне юры Горной Абхазии (Хавелашвили, 1979), подтвердили мнение о подвиге Закавказского массива под структуру Большого Кавказа. Следует однако обратить внимание на то, что в отличие от северо-западной и юго-восточной частей Большого Кавказа, центральная приподнятая его часть, несмотря на четкую асимметричность строения, характеризуется обратной зональностью и увеличением напряженности деформации к его осевой зоне — зоне Главного хребта, где наблюдаются наиболее интенсивные альпийские деформации — складчатость с вертикальным течением горных пород, в которые вовлечены и породы доюрского фундамента (комплекса основания). Для объяснения различного характера изменения интенсивности деформации в поперечном сечении Большого Кавказа в разных его частях, в лаборатории экспериментальной тектоники Геологического института АН СССР была проведена серия экспериментов на эквивалентных материалах. Опыты показали (Гиоргобиани, 1982) возможность образования более сложной и интенсивной складчатости в осевой части подвижных зон, при совместном внешнем сжатии осадочного чехла и фундамента, подвергавшегося предварительной интенсивной складчатости и, следовательно, относительной гомогенизации, что соответствует особенностям внутренней структуры центральной части Большого Кавказа. Таким образом, в отличие от северо-западной и юго-восточной погруженных частей Большого Кавказа, где в результате продвижения к северу и поддвигания фундамента Закавказского массива в позднеальпийское время имеет место интенсивная деформация главным образом пород осадочного чехла и их перемещение к югу, в центральной части Большого Кавказа, в результате того же процесса, происходит интенсивное горизонтальное раздавливание и вертикальное перемещение горных масс (Гамкрелидзе, Гиоргобиани, 1985).

Исследование особенностей современной структуры Грузинской глыбы показало, что центральная и западная ее части характеризуются мозаично-блоковым строением ее фундамента и развитием в нем преимущественно диагональных взбросо-сдвиговых разломов, с которыми связано образование в осадочном чехле глыбы надразломных (часто присдвиговых) складок (И.Гамкрелидзе, 1969; Лобжанидзе, 1977), а в восточной ее части осадочный чехол полностью сорван в основном поверх майкопской

серии (П.Гамкрелидзе, И.Гамкрелидзе, 1977), что в последнее время подтверждено и бурением,

Специальные исследования, проведенные в Аджаро-Триалетской складчатой зоне с применением детального и регионального структурного анализа показали, что она также представляет собой компрессионную структуру и ее деформация связана с продвижением к северу относительно приподнятой Артвинско-Болнисской глыбы (И.Гамкрелидзе, 1976).

В кавказском секторе, расположенном непосредственно к северу от Аравийского выступа, наряду с отмеченными выше, выявлен целый ряд и других структурных особенностей. В первую очередь обращает на себя внимание развитие именно здесь своеобразных преобразованных или интерференционных складчатых структур, имеющих весьма специфические морфологические особенности, хорошо наблюдаемые во многих зонах указанного сектора (Гамкрелидзе, Гиоргобиани, 1985). С целью изучения особенностей преобразования складок, при повторном сжатии первичной складчатой структуры под углом $45-50^{\circ}$, что соответствует предполагаемому характеру изменения плана деформации в кавказском секторе в течение альпийского цикла, была проведена серия экспериментов (И.Гамкрелидзе и др., 1985). В результате этих опытов были получены все морфологические разновидности интерференционных складчатых структур, наблюдаемых в этом регионе. Очень важно, что в зонах, где развита такая складчатость наблюдается четкая картина постепенного омоложения процесса преобразования складок к северу, начиная от ларамийской фазы на юге (в северо-западной части Сомхето-Карабахской зоны) до аттической и более молодых фаз на севере (в Новороссийско-Туапсинской подзоне), т.е. намечается прямая связь этого процесса с продвижением к северу Аравийского выступа в позднеальпийское время.

С внедрением Аравийского клина в тело Средиземноморского пояса связано также образование вторичной складчатой дуги Малого Кавказа, выжимание в стороны Анатолийской и Иранской плит, образование системы продольных и поперечных диагональных сдвигов, зоны поперечного поднятия Кавказа (И.Гамкрелидзе, 1976), регионального кливажа, а также огромных трещин отрыва - поперечных разломов, контролирующих проявление орогенного эффузивного магматизма Кавказа (Милановский, 1968).

Таким образом, весь накопившийся за последнее время структурный материал полностью подтверждает неоднократно высказываемое ранее, в том числе и грузинскими тектонистами (А.И.Джанаелидзе, П.Д.Гамкрелидзе) мнение о значительном сокращении первичной площади Кавказа и смежных с ним областей в альпийскую эпоху тектогенеза и о сближении в позднеальпийское время Аравийской и Евразийской плит. Вместе с

тем, эти данные естественно полностью противоречат фиксистой интерпретации кинематики альпийской деформации этого региона.

Представляется закономерным, что уже с начала 80-х годов геодинамическая эволюция Кавказа и смежных с ним областей сотрудниками Геологического института рассматривается с позиции неомобилизма (И.Гамкрелидзе, 1974, 1976, 1982, 1984; Adamia, 1975; Адамия и др., 1977, 1982; Адамия, Шавишвили, 1979; Лордкипанидзе, 1980; Адамия, 1984; Лордкипанидзе и др., 1984).

Не излагая здесь какой-либо конкретной геодинамической модели и схем палинстатических реконструкций, основанных как на традиционных геологических, так и развитых за последнее время палеомагнитных методах (палеокинематическом и методе определения палеоширот), очень кратко можно отметить следующие основные результаты этих исследований. Они показали, что на месте современного Средиземноморского складчатого пояса в геологическом прошлом существовал обширный океан Тетис (Палеотетис), в котором в начале альпийского цикла расположились отколотые с соседних континентов крупные их блоки, испытавшие затем разнонаправленные перемещения и в конечном счете, приращение к Евразийскому континенту. Вместе с тем, новые, в первую очередь палеомагнитные, данные свидетельствуют о том, что в юре и мелу активная северная окраина Тетиса состояла из целой системы океанских бассейнов, разделенных разнохарактерными континентальными глыбами (Лордкипанидзе и др., 1984), что на наш взгляд не позволяет рассматривать кавказский регион в качестве прямого палеоаналога континентальной окраины западнотихоокеанского типа. Картина здесь оказалась более сложной. Довольно сложной естественно оказывается проблема местонахождения, времени и характера проявления процессов субдукции по краям этих океанских бассейнов, а также характера связанной с ними полярности вулканических поясов.

Остается также неясным что представляет собой зияние (более 6° по палеошироте), которое намечается в ранней и средней юре по палеомагнитным данным между Дзирульским массивом и Сомхето-Карабахской зоной (Асанидзе, Печерский, 1979). По схеме М.Б.Лордкипанидзе и др. (1984) этому зиянию соответствует Черноморско-Каспийский бассейн, расположенный между Дзирульским массивом и современной Аджаро-Триалетской зоной. Он рисуется главным образом исходя из факта наличия в Колхидской впадине мощной (до 2000 м) толщи щелочных оливиновых базальтов. Однако следует принять во внимание, что во-первых эти базальты имеют позднеюрский возраст и, к тому же, в восточном направлении по буровым данным они уходят на северо-восток, намного севернее Дзирульского массива. Следовательно, эти базальты представляют

собой реликты внутридугового рифта, возникшего лишь в поздней юре и возможно продолжавшегося в пределы современной впадины Черного моря, сложное полициклическое развитие которого видимо началось уже в это время. Подобное мнение было высказано и ранее (Михайлов и др., 1978). Поэтому, намного более вероятным существование рубцовой зоны, маркирующей местонахождение отмеченного выше ранне-среднеюрского океанского бассейна, представляется где то на юге, южнее Храмского выступа, вдоль северного края Сомхето-Карабахской зоны, вдоль линии, области расположенные к северу и югу от которой имеют резко различную ранне-среднеюрскую историю (И.Гамкредидзе и др., 1981). Если же при этом принять во внимание существование палеозойских офиолитовых фрагментов в южной части Дзирульского массива, а также по новым буровым данным в фундаменте как западной (скв.Чохатаури №1), так и восточной (скв.Бобневи) частей Аджаро-Триалетской зоны, можно предположить, что они обдуцированы с юга, именно с намечаемого нами океанского бассейна, имеющего палеозойский возраст, унаследованно развивавшегося в раннем мезозое и замкнувшегося лишь в батскую фазу складчатости (И.Гамкредидзе и др., 1981, И.Гамкредидзе, 1984). В пользу такого предположения говорят новейшие данные об офиолитах позднепалеозойско-триасового возраста, расположенных на прямом продолжении намечаемой нами рубцовой зоны в Северной Анатолии (Sengör, 1979; Sengör et al., 1985). В составе этих офиолитов отмечаются и филлиты. Указывается также, что деформированные офиолиты т.н. покрова Кюре в районе Чандал-Дага перекрыты липаритовыми туфами, а весь комплекс пород запечатан песчано-сланцевыми отложениями верхней юры. Офиолиты считаются реликтами Палеотетиса, замкнувшегося лишь в средней юре (Sengör et al., 1985). Таким образом, в отличие от дзирульских офиолитов, обдуцированных уже перед поздним визе и поэтому интродуцированных позднегерцинскими гранитами, метаморфизованных и сильно тектонизированных, офиолиты Северной Анатолии испытали выжимание и шарьирование, видимо, лишь в момент закрытия палеозойского Тетиса (перед поздней юрой).

Если это так, то тогда можно предположить, что замыкание реликтового Палеотетиса в течение раннеальпийского времени на севере компенсировалось раскрытием Мезотетиса (или Неотетиса) на юге, основная ветвь которого располагалась между Анатолией-Ираном и Афро-Аравией, а не на Малом Кавказе, где залив этого океана образовался лишь в начале поздней юры. Такая компенсация и обеспечивает сохранение крупного зияния, намечаемого по палеомагнитным и другим данным между Афро-Аравией и Евразией (И.Гамкредидзе, 1982, 1984₁).

Наряду с отмеченными частными вопросами геодинамической эволюции Кавказа и смежных с ним областей, существуют связанные с ней и

более общие проблемы, которые еще ждут своего решения. В частности, все еще невыясненными являются причины развития на предполагаемых геодинамическими моделями палеоостровных дугах и активных окраинах субмаринных вулканогенных толщ в отличие от преимущественно наземных вулканитов современных островных дуг. В предложенных геодинамических моделях без должного внимания остаются вопрос цикличности тектогенеза, а также довольно разительные геологические отличия в характере развития земной коры в течение герцинского цикла, с господством в земной коре в основном термических процессов, и альпийского цикла, когда на первый план выступают процессы динамические и т.д. Однако несмотря на существование этих еще нерешенных проблем, а также неоднозначность предлагаемых геодинамических моделей, в целом можно констатировать, что весь комплекс имеющихся на сегодня данных в общем подтверждает основные положения тектоники плит.

Вполне самостоятельной является проблема исследования планетарной трещиноватости складчатых областей, впервые выявленной и изученной на Кавказе (И.Гамкрелидзе, 1972). Исследованы вопросы происхождения этой трещиноватости. Установлено, что эти первичные поверхности раздела горных пород играют большую роль в процессе их деформации и обуславливают разрядку значительной доли внутренних тектонических напряжений. Исследуется также проблема оценки систем планетарных трещин в качестве путей миграции подземных вод, нефти и газа и т.д.

Таковы основные направления фундаментальных исследований в области тектоники в Геологическом институте АН ГССР.

Наряду с ними в Институте традиционно ведутся регионально-тектонические исследования, имеющие большое народно-хозяйственное значение. За последние годы изучены поверхностное и глубинное строение центральной части Аджаро-Триалети в связи с проблемой боржомской мигрантной воды. Эти исследования позволили по-новому рассмотреть проблему размещения в пространстве и формирования Боржомской воды и наметить пути более целенаправленного ее поиска и эксплуатации (Гамкрелидзе, Лобжанидзе, 1984). Результативными оказались работы по изучению глубинного строения Квайсинского рудного поля, позволившие значительно изменить существующие представления о строении и развитии Квайсинской рудоносной структуры.

Была проведена очень трудоемкая работа по исследованию тектонического строения и трещинной тектоники трассы проектируемой Кавказской перевальной железной дороги. Крупномасштабная геологическая съемка (1:2000, 1:5000) и составленные вдоль трассы геологические профили значительно уточнили строение изученной полосы и позволили выявить множество новых особенностей ее внутренней структуры.

Тектонистами геологического института детально исследованы также сейсмотектонические условия городов Гагра, Батуми, Боржоми, Ткварчели, Ткибули, Ахалцихе, водохранилища на р.Илто и района проектируемой АЭС.

Л и т е р а т у р а

Абеса́дзе М.Б. Новые данные о расчленении метаморфических сланцев (филлитов) Дзирульского кристаллического массива. - Сообщ. АН СССР, 1975, т.79, №3, с.645-648.

Адамия Ш.А., Абеса́дзе М.Б., Кекелия М.А., Чхотуа Т.Г., Шавишвили И.Д. Метаморфизованные офиолиты, островодужные комплексы и бластомилониты Главного Кавказского хребта. - ДАН СССР, 1978, т.241, №5.

Адамия Ш.А. Доальпийское основание Кавказа - состав, строение, становление. - В кн.: Тектоника и металлогения Кавказа, Медниереба, 1984, с.3-104.

Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Геодинамика Кавказа (опыт палинстастических реконструкций). - В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа, М., Наука, 1982, с.13-21.

Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. - Геотектоника, 1977, № 4, с.88-103.

Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап). - Геотектоника, 1979, №1, с.77-84.

Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Палеомагнитные исследования юрских пород Грузии и Северного Кавказа. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, №10, с.77-92.

Башелеишвили Л.Б., Буртман В.С., Гамкрелидзе И.П. О характере соленения Аджаро-Триалетской складчатой зоны и Дзирульского массива. - ДАН СССР, 1982, т.266, №1.

Гамкрелидзе И.П. Строение и развитие западной части Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы. - Геотектоника, 1969, №4, с.

Гамкрелидзе И.П. Тектоническое окно в ущелье р.Ксани. - Сообщ. АН СССР, 1970, 69, №3, с.

Гамкрелидзе И.П. Планетарная трещиноватость дислоцированных толщ и связанные с ней явления. - Геотектоника, 1972, №6, с.

Гамкрелидзе И.П. Главнейшие черты тектонического развития Анатолийско-Кавказско-Иранского сегмента Средиземноморского пояса. - Сообщ. АН СССР. 1974 74. №1, с 117-120.

Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. - Тр.Геол.ин-та АН ГССР, нов.сер., вып.52, Мецниереба, 1976, с.1-225.

Гамкрелидзе И.П. К исследованию тектонических покровов Кавказа. - Сообщ. АН ГССР, 1980, 98, №2, с.369-372.

Гамкрелидзе И.П. Мобилизм и проблемы тектоники Кавказа. - В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М., Наука, 1982, с.4-8.

Гамкрелидзе И.П. Тектоническое строение и альпийская геодинамика Кавказа. - В кн.: Тектоника и металлогения Кавказа, Мецниереба, 1984, с.105-184.

Гамкрелидзе И.П. Особенности механизма образования покровных структур Кавказа и Западных Карпат. - Geologic.ké prásé, Spravu 80, Bratislava, 1984, p.101-106.

Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А., Хмаладзе И.И., Хуцишвили О.Д. Фрагмент офиолитов в Дзирульском кристаллическом массиве. - Сообщ. АН ГССР, 1979, 96, №2, с.381-384.

Гамкрелидзе И.П., Думбадзе Г.Д., Кекелия М.А., Хмаладзе И.И., Хуцишвили О.Д. Офиолиты Дзирульского массива и проблема Палеотетиса на Кавказе. - Тектоника, 1981, №5, с.23-33.

Гамкрелидзе И.П., Гиоргобониани Т.В. Особенности альпийской деформации Кавказа и смежных с ним областей. - Сообщ. АН ГССР, № 1, 1985, с.557-560.

Гамкрелидзе И.П., Гиоргобониани Т.В., Башелеишвили Л.Б., Закарая Д.П. Моделирование преобразованных структур некоторых зон Кавказа. - Сообщ. АН ГССР, № 2, 1985, с. 337-340.

Гамкрелидзе И.П., Лобжанидзе Г.П. Геология центральной Аджаро-Триалетии и проблема боржомской минеральной воды. - Тр. ГИН АН ГССР, нов.сер., вып.83, 1984, с.3-82.

Гамкрелидзе П.Д. Строение южной части Местиа-Тианетской зоны Южного склона Большого Кавказа. - Тезисы докл. научн. сесс. посвящ. 100-летию со дня рождения В.И.Ленина, Тбилиси, Мецниереба, 1970, с.3-5.

Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Описание маршрутов экскурсии Живвали-Павлеури. - Путеводитель экскурсии Советско-Индийского симпозиума, Тбилиси, Мецниереба, 1975, с.22-32.

Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы Южного склона Большого Кавказа. - Труды ГИН АН ГССР, Тбилиси, Мецниереба, нов.сер., вып.57, 1977, с.1-81.

Гиоргобониани Т.В. Эксперименты по изучению механизма формирования складчатой структуры Большого Кавказа. - В кн.: Экспериментальная тектоника. Тез.докл. Всесоюз. симпозиума, Новосибирск, 1982, с.

Гиоргобиани Т.В., Закарая Д.П. О зональности складчатой структуры Северо-Западного Кавказа. - Сообщ. АН ГССР, 1980, 99, №3, с. 357-360.

Кавелашвили А.И. Тектоника сланцевой зоны юры Горной Абхазии. - Автореф. дисс.канд.-геол.-мин.наук, Тбилиси, 1979, с.1-24.

Лобжанидзе Г.П. О соотношении складчатых структур в юрских и меловых образованиях Окрибско-Хреитской зоны. - Сообщ. АН ГССР, 88, №1, 1977, с.113-116.

Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. - Труды ГИН АН ГССР, нов.сер., вып.69, Тбилиси, Мецниереба, 1980, с.1-160.

Лордкипанидзе М.Б., Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З. Эволюция активных окраин океана Тетис. - 27-й МКК, Палеоокеанология, коллоквиум, 3, т.3, М., 1984, с.72-83.

Майсадзе Ф.Д. Палеогеографические и тектонические условия формирования эоценовых образований междуречья Риони и Лиахви. Автореферат канд.дисс. Мецниереба, Тбилиси, 1970, с.1-24.

Михайлов А.Е., Успенская Е.А., Добрев Т.В., Садиров С.И., Медведев В.И., Пятанова М.В. Тектоника северо-западной части Черноморской впадины. - Советская геология, 1978, №2, с.129-136.

Хатискаци Г.Н., Чичуа Г.К. О геологическом строении и нефтегазоносности Горной Кахетии. - Тез.докл.научн.сессии Груз.компл.лаборат. ВНИТНИ, Тбилиси, Мецниереба, 1967.

Adamia Sh. Plate tectonics and evolution of the Alpine system. Discussion.- Bull.geol.Soc.Am., 1985, 86.

Gamkrelidze I. Die paläozoische Entwicklung des Kaukasus und der angrenzenden Gebiete des Mediterran-Gürtels.-Z.geol. Wiss., Berlin, 1979, 7, H.10, pp.1240-1255.

Gamkrelidze I. Nappe Structures of the Caucasus.- In Alpine structural elements, Bratislava, Veda, 1982, pp.95-114.

Sengör A.M.C. Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. Nature, 279, 1979, pp.590-593.

Sengör A.M.C., Jilmaz I., Sungurlu Ö. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the Western termination of Paleotethys.- In "Geological evolution of the Eastern Mediterranean" I.E.Dixon and Robertson, R.N.F. Eds.Geol.Soc., London Spec.Pub., 1985, pp.117-152.

РЕКОНСТРУКЦИИ РАЗВИТИЯ ТЕТИСА – ИТОГИ РАБОТЫ СОВЕТСКО-
ФРАНЦУЗСКОГО ПРОЕКТА

В 1981–1984 гг. осуществлялись работы по реконструкции истории развития пояса Тетис в рамках одноименного советско-французского проекта. С французской стороны под руководством Кс.Ле Пийона работы осуществлялись Ж.Деркур, Л. –Э.Рику, К.Гранжаке, Ж.Джедан, К.Лепврие, Ж.Булен, Ж.–К.Сибуз, М.Вестфаль, У.–Р.Лауз, Б.Бижу-Дюваль. Советскую группу в составе В.Г.Казьмин, А.Л.Книппер, И.М.Сборщиков, Д.М.Печерский, М.А.Баженов возглавлял Л.П.Зоненшайн.

Итогом работы явилось составление 9 карт, отражающих историю развития палеоокеана Тетис с ранней юры (190 МА) до настоящего времени. Реконструкции сопровождаются серией статей, объединенных в общий том и посвященных кинематике движений, анализу палеомагнитной информации, строению пассивной и активной окраин Тетиса, эволюции окраинных морей, офиолитовым сериям и, наконец, синтезу истории развития.

В основу работы положены 3 группы данных.

1. Кинематические данные использовались для реконструкции положения 3 главных плит – Африки, Евразии и Индии для выбранных моментов геохронологической шкалы (190, 155, 130, 110, 80, 65, 35, 20, 10 и 0 МА). Использовались данные по изохронам океанической коры в Северной и Центральной Атлантике. Совмещение изохрон с точностью до первых десятков километров позволило определить относительные перемещения для пар литосферных плит Африка (Северная Америка и Евразия) Северная Америка и, как следствие, перемещения Африки относительно Евразии, принятой условно за неподвижную. Движение Индии было получено анализом относительных перемещений в системе из трех плит – Евразии, Африки и Индии. Результаты кинематического анализа в виде траекторий движения нескольких точек на Африканской и Индийской плитах представлены на рис. 1. Установлено, что в период 190–130 МА смещение Африки относительно Евразии происходило, в основном, по типу левого сдвига. В течение 130–80 МА траектория несколько отклонилась к северо-востоку, сближение континентов стало более заметным, а после 80 МА началось практически "лобовое" сближение.

2. Палеомагнитные данные использовались для решения следу-

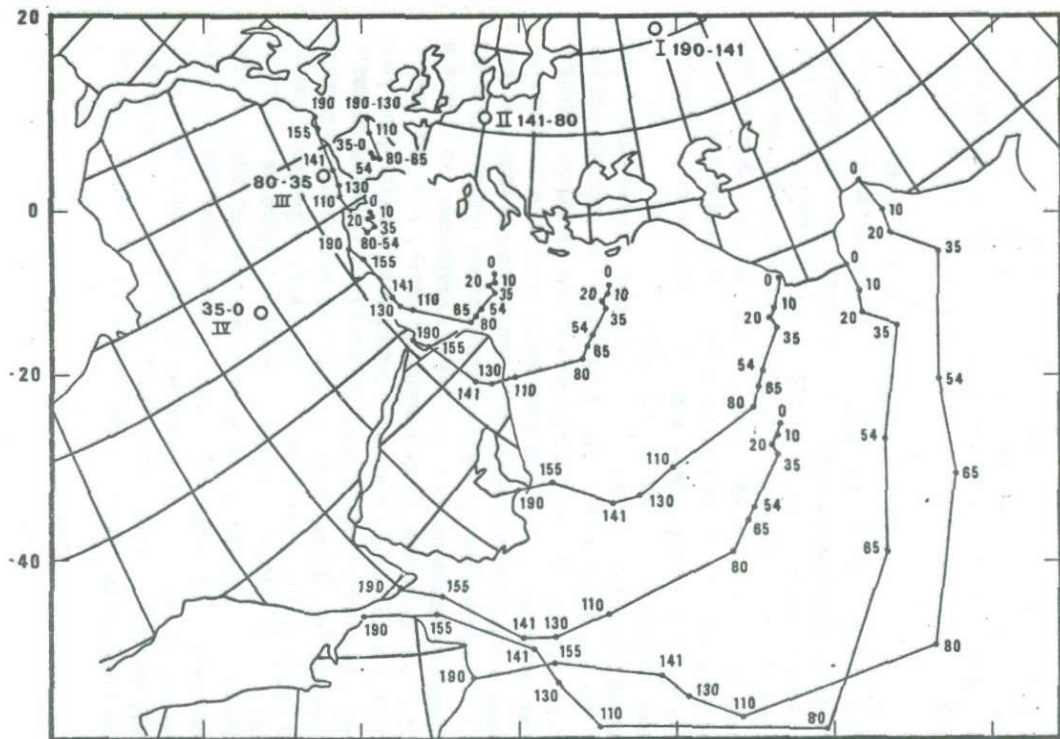


Рис. I. Схема перемещения Африканской и Индийской плит относительно Евразии. Показаны траектории движения отдельных точек и реперные отметки (с цифрами в млн. лет) Кружки - полюсы вращения плит для соответствующих временных интервалов.

щих задач: 1. Проверка точности полученных реконструкций. С этой целью сравнивалось современное положение палеомагнитных полюсов для каждой из крупных плит и положение тех же полюсов по отношению к реконструкции для данного момента времени. Как правило, полюса, повернутые в соответствии с реконструкцией, группировались кучно, что говорит о правильности реконструкции. 2. Проведение палеоширот на картах реконструкций. Это, в свою очередь, позволило судить об "абсолютных" перемещениях главных плит по меридиану. (Перемещения по широте таким путем не устанавливаются). 3. Установление широтного положения и вращения отдельных микроконтинентов внутри океана Тетис.

3. Наиболее обширную группу данных составляют геологические. Обобщение данных по пассивной (Гондванской) окраине включает расшифровку структуры и палинспастическую развертку пакетов покровов, сложенных образованиями шельфа, континентального склона и его подножия. Реконструкции такого типа известны для покровных систем Омана, Загроса, Юго-Восточной Турции, Кипра, Анталы. Они однозначно свидетельствуют об образовании пассивной окраины в триасе, ее развитии в юре и мелу и деформации в ходе столкновения с энсиматической островодужной системой в конце мела.

Главным объектом изучения на Евразийской окраине были вулканические пояса — индикаторы активной окраины. Был проанализирован материал по составу, возрасту и распространению известково-щелочных и шоннитовых серий, позволяющий реконструировать островодужные системы и окраинно-континентальные вулканические пояса на разных этапах развития Тетиса. Судя по проявлениям вулканизма активная субдукция началась еще в ранней юре, а остаточная субдукция и связанный с ней вулканизм продолжают, вероятно, и в настоящее время. С усилением темпа субдукции и вулканизма связаны фазы раскрытия задуговых бассейнов. Анализ геолого-геофизических данных по Черноморско-Каспийскому бассейну позволил выделить три главные фазы его раскрытия: в поздней юре, позднем мелу и раннем эоцене.

Особое внимание было уделено геологии и петрологии офиолитовых серий, представляющих собой остатки океанической коры Тетиса. Выходы офиолитов маркируют, как известно, главнейшие сутуры, расчленяющие Альпийский пояс на отдельные блоки (микроконтиненты, террейны). Время и условия формирования офиолитов, а также время и условия их обдукции представляют собой ключевые данные для па-

леотектонических реконструкций.

Краткий обзор реконструкций приводится ниже.

Охарактеризуем кратко важнейшие события, изображенные на реконструкциях.

1. 190 МА (плинсбах, рис.2). Положение континентов на реконструкции отвечает тому, какое они занимали до начала раскрытия Атлантики. При этом учитывалась не только ширина океанической коры в Атлантическом океане, но и растяжение континентальной коры в пределах пассивных окраин. Таким образом, мезозойский Тетис в момент, изображенный на реконструкции имел максимальную ширину до 4000 км на меридиане Малого Кавказа. Микроконтинент Ирана ранее (в позднем триасе) уже причленился к Евразии, частично замкнув палеозойский Тетис (Палеотетис). Изображение Большекавказского бассейна допускает различную трактовку: (1) он может рассматриваться как реликт Палеотетиса; (2) его западная часть может представлять собой остаток окраинного моря Палеотетиса.

Зона субдукции на Евразийской окраине показана в Восточных Понтидах и на Кавказе (достоверно) и на южной окраине Ирана, в зоне Сенендедж – Сирджан (предположительно). На Кавказе были две вулканические дуги – к северу и югу от Большекавказского бассейна. С развитием южной зоны связан последующий (позднеплинсбахский–раннетюрский) рифтогенез в Большекавказском окраинном море.

Пассивная окраина Африки–Аравии, заложенная в нижнем–среднем триасе, к этому времени уже была сформирована. В ее пределах образовалась система глубоководных впадин с тонкой континентальной корой (бассейны Пиндский, Анталья, Пичакун, Хавасина), отделенных от океана приподнятыми карбонатными платформами.

2. 155 МА (поздняя юра). За период 190–155 МА произошло левое смещение Африки по отношению к Евразии на 250 км. При этом на западе региона в результате преимущественно трансформного смещения образовался пролив, включавший глубоководные Магрибский и Лигурийский бассейны и соединивший Тетис с Центральной Атлантикой. Апулия осталась частью Африки. К востоку от нее образовалась энзиматическая островная дуга, которая затем (130 МА) была обдуцирована на пассивную окраину.

После столкновения Западных Понтидов и Мизии с Евразией и закрытия западной части Большекавказского бассейна в средней юре, в верхней юре началось отделение Дзирульского блока от Закавказья с раскрытием Пра–Черноморского бассейна. Последнее было связано с усилением активности в зоне субдукции в Западных Понтидах, Закавказье, на юге Ирана.

3. 130 МА (граница мела и юры). Характер относительного движения между Африкой и Евразией в период 155–130 МА оставался прежним,

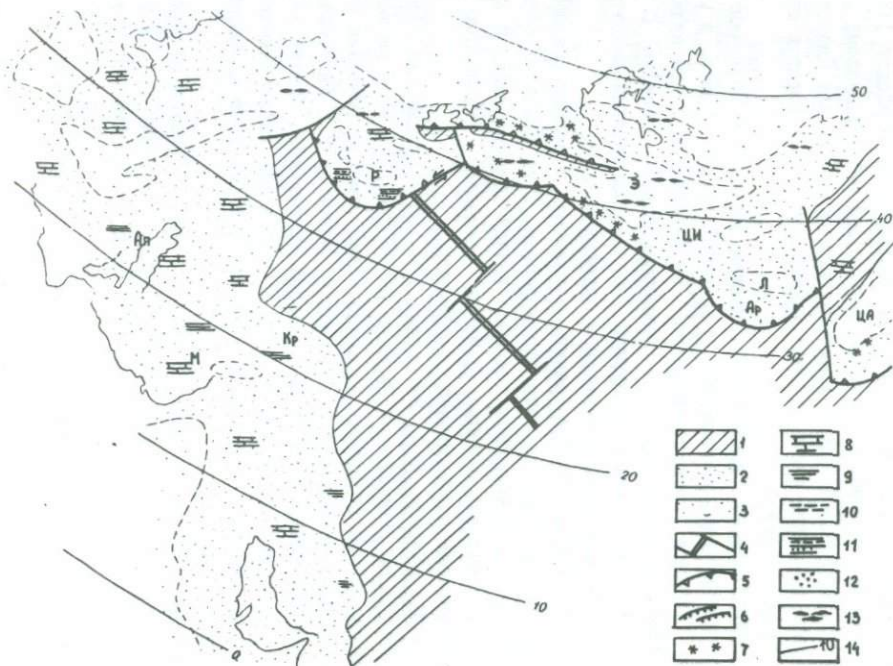


Рис. 2. Палеотектоническая схема для пермиса (190 млн. лет).

1 - океаническая кора; 2 - области с континентальной или переходной корой; 3 - суша; 4 - оси спрединга и трансформные разломы; 5 - зоны субдукции; 6 - надвиги; 7 - вулканические пояса; 8 - карбонатные фации; 9 - глинистые фации; 10 - кремнисто-глинистые фации; 11 - флиш; 12 - гравелиты и конгломераты; 13 - угли; 14 - палеошироты.

на меридиане Ирана Тетис сократился на 1000 км. С 130 МА вектор движения Африки заметно отклонился к северу. Вместе с тем палеомагнитные данные свидетельствуют об общем смещении всего ансамбля плит в течение юры в южном направлении, так что окраина Евразии сместилась из северного умеренного пояса (угленакопление) в тропический аридный (эвапориты, рифовые фации).

Апулия столкнулась с островной дугой, произошла обдукция офиолитов и комплексов пассивной окраины на Пелагонийскую карбонатную платформу. Началось вращение Апулии и Иберии против часовой стрелки с раскрытием Бискайского залива и Аппенинского флишевого бассейна. Вращение Апулии (установленное по палеомагнитным данным) можно объяснить тем, что она после столкновения с дугой не могла дальше свободно перемещаться вместе с Африкой. В Лигурийском бассейне происходило образование океанической коры. Раздвижение и образование океанической коры происходило в Валесском и Карпатском флишевых бассейнах.

4. 110 МА (Аптский век) (рис.3). Характер перемещения Африки относительно Евразии не изменился. Вращение Апулии против часовой стрелки сопровождалось с одной стороны раскрытием Аппенинского бассейна и Мезогей, с другой – поглощением коры Лигурийского бассейна, надвиганием комплексов окраины Апулии (Австро-Альпийские покровы) на край Евразии. Средневенгерский трансформный разлом разделял Альпы с северной вергентностью покровов от Динарид с юго-западной вергентностью.

В Тетисе срединно-океанический хребет был, видимо, поглощен в зоне субдукции и произошла коренная реорганизация рифтовой системы: новый хребет образовался вблизи пассивной окраины Аравии. Этот хребет по системе трансформных разломов Леванта сочленялся с хребтом в Мезогее. Одним из сегментов нового хребта Киршехирский массив был отделен от пассивной окраины Африки, после чего началось сближение массива с активной окраиной. Данные по офиолитам Омана и Турции свидетельствуют о субмеридиональной и субширотной ориентировке хребта соответственно. Это, в свою очередь, заставляет предполагать тройное сочленение в Неотетисе. Третья ветвь этого сочленения, возможно, была трансформным разломом, соединявшим хребет с осью раздвижения, образовавшейся в результате раскола Ирана и начала формирования Сабзеварского бассейна.

На востоке региона в это время микроконтинент Центрального Афганистана столкнулся с окраиной Евразии, в результате чего были смяты и метаморфизованы осадки Варазского бассейна, началось поднятие, накопление меловых моласс.

5. 80 МА (Поздний мел) (рис.4). В период 110–80 МА вектор движения Африки относительно Евразии не менялся, но скорость сближе-

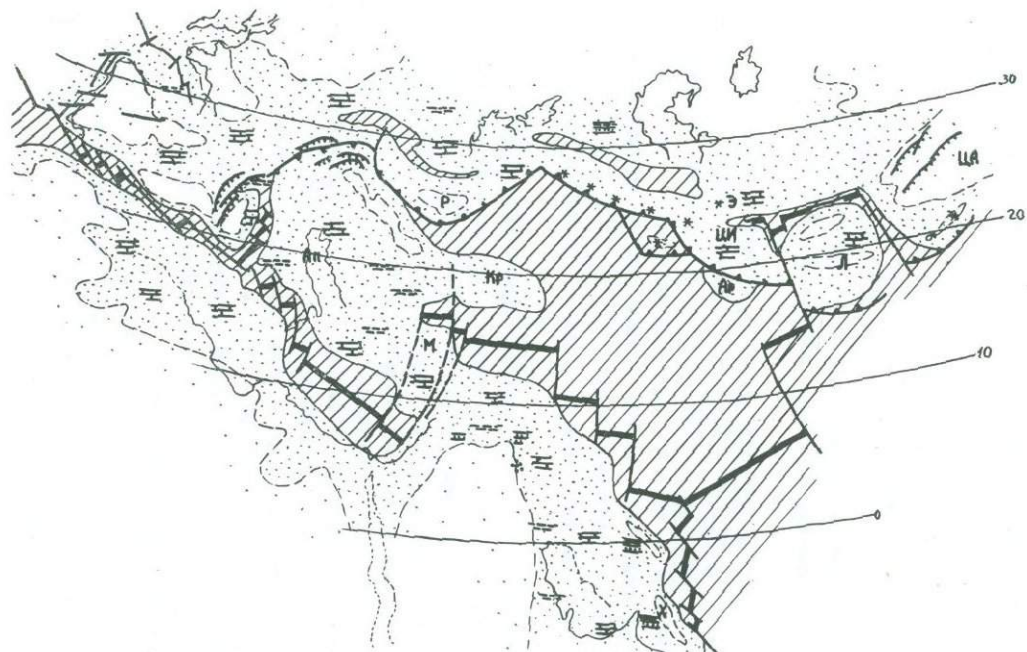


Рис. 3. Палеотектоническая схема Тетиса для апта (110 млн. лет).

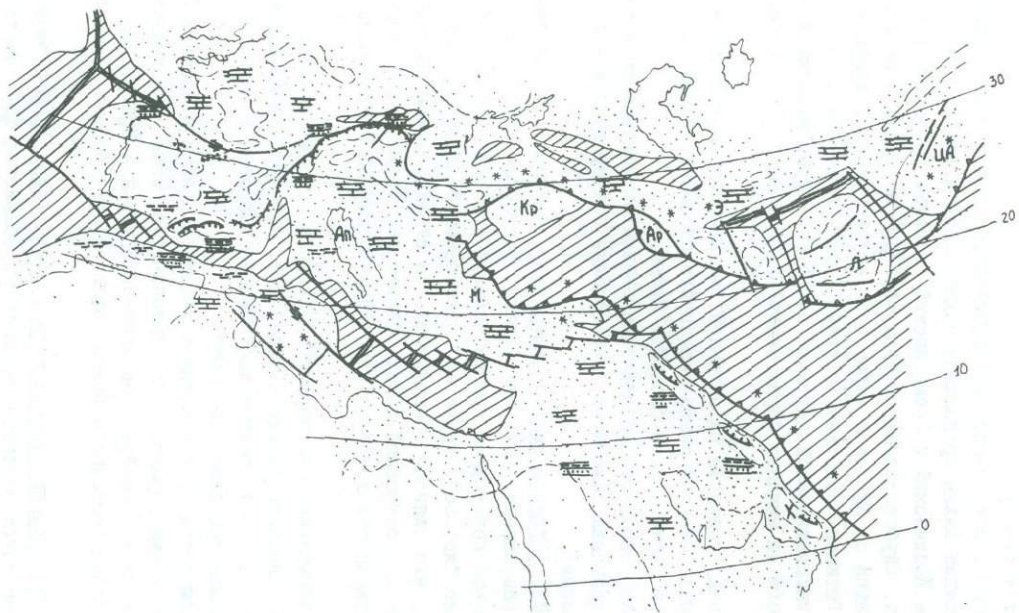


Рис. 4. Палеотектоническая схема Тетиса для сантона-кампана (80 млн. лет).

ния возрасла до 4 см/год. Это отразилось в усилении вулканической активности на евразийской окраине. В восточной части Тетис сократился примерно на 1000 км. Одновременно началось перемещение всей системы плит к северу.

На севере и северо-востоке Апулийского блока продолжалась коллизия, Восточные Альпы продолжали надвигаться к северу. В то же время на юге Ионический и Левантинский бассейны (Мезогей) все еще раскрывались. Глубоководный Кжнотаврский прогиб отделил карбонатную платформу Тавра от Африки и через него осуществлялась связь между Мезогеей и Тетисом. Пассивная окраина Аравии и Апулии приблизилась вплотную к энсиматической незрелой островной дуге, возникшей незадолго до этого на недавно образовавшейся океанической коре (см. рис. 3).

Усиленная субдукция на активной окраине сопровождалась мощной фазой раскрытия Черноморского окраинного бассейна. Также продолжался спрединг в Сабзеварском бассейне Ирана.

К началу эоцена относится столкновение Киршехирского массива с Понтидами, обдукция офиолитов, перемещение зон субдукции в бассейн к югу от массива.

6. 65 МА. (Граница мела и палеогена). Начиная с 80 МА резко изменилось направление движения Африки. Вектор ее сближения с Евразией еще больше повернулся против часовой стрелки, так что сближение приобрело "лобовой" характер. Одновременно скорость сближения уменьшилась, что связано по-видимому, со столкновением пассивной окраины Аравии с островной дугой. Следствием этого столкновения явилась обдукция офиолитов на край Аравии. Ширина Тетиса сильно сократилась.

После замыкания Кжнотаврского бассейна Апулия вновь стала частью Африки. Двигаясь вместе с последней, она продолжала надвигаться на Европу, и перед фронтом наступающих покровов в Альпах и Карпатах накапливались флишевые толщи.

В Черноморском бассейне как в Западной, так и в Восточной котловине в это время формировалась океаническая кора. Максимальной ширины достигли и бассейны с океанической корой в Иране, где начался поворот блока Восточного Ирана (включая Лут) против часовой стрелки.

7. 35 МА. (Граница эоцена и олигоцена) (рис. 5). В период с 65 до 35 МА отмечается возрастание скорости сближения до 3 см/год. Этому соответствует резкое усиление вулканической активности на окраине Евразии, достигшей максимума в среднем эоцене. В это время вулканизм отмечается повсюду от Балкан до Афганистана, причем местами (Восточная Анатолия, Иран) существовали двойные параллельные вулканические пояса. К 35 МА Неотетис, Кжнотаврский и Сабзеварский

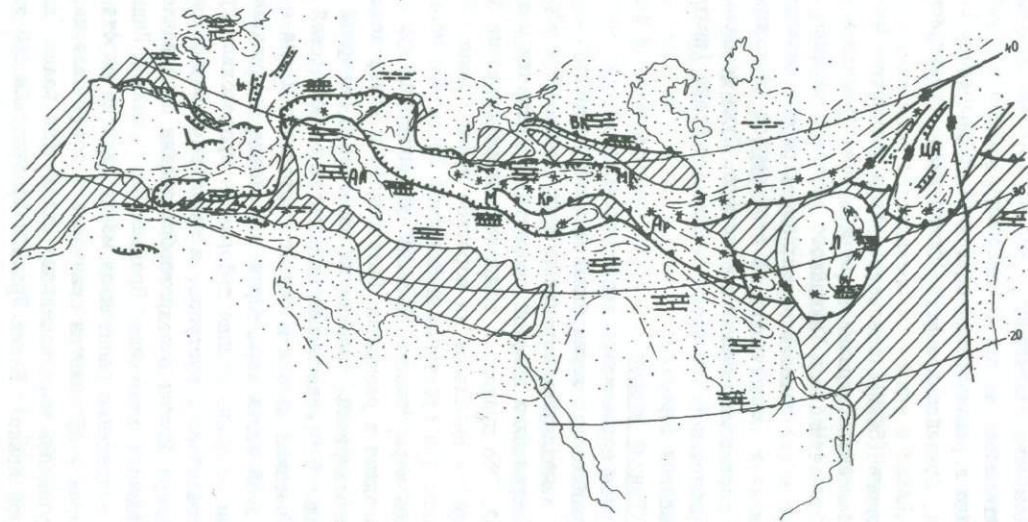


Рис. 5. Палеотектоническая схема Тетиса для олигоцена (35 млн.лет).

бассейны были почти полностью поглощены.

Движение Иберии на север-северо-запад (начавшееся на предыдущем этапе) привело к формированию складчатых цепей Пиренеев и Прованса. В это же время Кабийский и Альборанский массивы двигались к югу. Апулия продолжала двигаться к северу, здесь продолжалось покровообразование. Западная граница Апулии имела трансформный характер, она соединяла зону надвигания в Альпах и Кабийско-Пелоританские массивы, двигавшиеся на юг. Столкновение Апулии с Европейской платформой привело к раскалыванию последней, образованию Рейнской рифтовой системы. Аравийский выступ Африки также столкнулся с Евразией.

В нижнем эоцене (50 МА) отмечается фаза раскрытия Черноморско-Каспийского бассейна (окаинного моря). Она отразилась в образовании Аджаро-Триалетского и Талышского рифтов с широким проявлением базальтового магматизма. В осевых зонах рифтов базальты по составу были близки к океаническим. В этот период Черноморско-Каспийский бассейн достиг максимального размера. Судя по палеомагнитным данным завершился поворот блока Восточного Ирана (включая Лут) на 90° против часовой стрелки.

8. 20 МА. (Ранний миоцен). С этого момента времени замедлилось общее северное перемещение всего ансамбля литосферных плит. С тех пор они сохраняют положение близкое к современному. Период 35-20 МА отличался замедлением спрединга между Америкой и Африкой и, в то же время сохранением высокой скорости раздвижения между Америкой и Евразией. Это привело к тому, что левое смещение Африки относительно Евразии сменилось на короткое время правым. Это привело к образованию зон субдукции в Западном Средиземноморье, в которых поглощалась кора Мезогей. В тылу вулканических дуг началось растяжение, приведшее к раскрытию Балеарского и Алжирского бассейнов. Началось столкновение Кабийских массивов с Северной Африкой.

Кроме Западного Средиземноморья остатки океанической коры поглощались в Карпатской дуге и к югу от Восточного Ирана в Макране. В целом же для этой эпохи характерна обстановка столкновения континентов, причем особенно мощная деформация происходила против Апулийского и Аравийского выступов, а также на северной оконечности Индии. На севере Апулии в покровообразование были вовлечены породы кристаллического основания. Продвижение Аравии и Индии к северу привело к сокращению расстояния между ними по широте примерно на 500 км. Иран и Афганистан оказались в обстановке широтного сжатия, сформировались меридиональные складчатые пояса (пояс Закедин в Восточной Иране). Блоки Ирана и Афганистана при этом выталкивались в южном направлении.

9. 10 МА. (Средний миоцен). Вектор перемещения Африки относи-

тельно Евразии вновь стал таким же, как до 35 МА (сближение с элементами левостороннего сдвига на западе). Скорость сближения на западе составляла 1 см/год. После 10 МА скорость сближения для Аравии резко возросла до 3 см/год за счет раскрытия Красного моря и Аденского залива. Аравия стала отдельной плитой, и ее продвижение на север осуществлялось по сдвигам: Левантийскому (левый) и Загросскому (правый).

Три выступа — Апулия, Аравия и Индия продолжают внедряться в Евразию, в связи с чем после 10 МА резко усилился темп воздымания горных сооружений. На южном и северном фронтах Альпийских горных сооружений началось накопление грубых моласс.

Океаническая кора поглощалась на западе в Калабрийской (с 24 МА) и Эгейской (или Эллинской) дуге (с 13 МА). В тылу вулканических дуг раскрывались в условиях растяжения бассейны (Балеарский и Алжирский в период 24–18 МА, Эгейский — с 13 МА). Блоки Кабилов столкнулись с Северной Африкой, где началось формирование хребтов Телля и Атласа. Кора флишевого бассейна Южной Италии и бассейна Лаго-Негро оказалась поглощенной в Калабрийском желобе, вследствие чего Корсика—Сардиния столкнулись с Апулией. Новый этап задугового растяжения (ок 7 МА) снова привел к разъединению этих блоков и раскрытию Тирренского моря.

В тылу продвигающихся покровов Альп и Карпат возникли бассейны растяжения (Большой и Малый Венгерский, Трансильванский).

Второй областью, где еще поглощается кора Нестетиса является Оманский залив, на северном борту которого продолжается формирование Мекранской аккреционной призмы.

Заключение

В истории Тетиса за 190 МА можно выделить несколько главных особенностей.

1. Начиная с лямбды и до олигоцена сближение Африки и Индии с Евразией осуществлялось главным образом за счет субдукции океанической литосферы. Последняя частично имела палеозойский возраст, частично была сформирована в мезозойских спрединговых зонах океана Тетис.

2. С раннего—среднего триаса и до мела от пассивной окраины Гондваны отделялись микроконтиненты, сталкивавшиеся затем с активной окраиной Евразии. Происходила, таким образом, аккреция блоков ("террейнов") на евразийской окраине.

3. В течение юры и мела существовало 3 главных плиты: Африканская, Евразийская и Тетис, последняя была ограничена срединноокеаническим хребтом Тетиса и зоной субдукции на Евразийской окраине. После поглощения срединного хребта в зоне субдукции и короткого

эпизода опрединга (100–80 МА) на южной окраине океана, в дальнейшем происходило взаимодействие только двух главных плит: Африканской и Евразийской.

4. Скорость движения Африки относительно Евразии достигала максимальных значений порядка 3–4 см/г в поздней юре, в позднем мелу (апт – низы сенона) и в среднем-верхнем эоцене. Этим периодам отвечают эпохи наиболее интенсивного вулканизма на активной окраине Евразии, что, вероятно, отражает усиление темпа субдукции.

5. В западной части Альпийского пояса коллизии начались еще в раннем мелу (столкновение Апулии с Евразией), однако, полного развития столкновение континентов достигло в олигоцене. С этого времени граница между Африканской (и Аравийской) и Евразийской плитами не может быть точно проведена – ей отвечает зона столкновения шириной 500–1000 км, в пределах которой происходит горизонтальное сокращение как в меридиональном, так и, местами, в широтном направлении. Относительные перемещения отдельных блоков происходят по поверхностям надвигов и плоскостям сдвигов северо-восточной, северо-западной и субширотной ориентировки. Остатки океанической коры Тетиса все еще поглощаются в Средиземноморье и Оманском заливе.

6. Устанавливается общая миграция всего ансамбля плит сначала в южном (поздняя юра – ранний мел), затем в северном направлении (поздний мел–эоцен). Эти перемещения отчетливо выражены в миграции климатических зон. В последние 35 МА Альпийский пояс в целом занимает устойчивое положение в районе 30–40° с.ш.

ЭЛЕМЕНТЫ РАЗЛОМНОЙ ТЕКТОНИКИ БОЛНИССКОГО РАЙОНА

Исследованный район расположен в Маднеульско-Поладаурской подзоне Болнисской зоны Артвинско-Болнисской глыбы и сложен верхнемеловыми отложениями, трансгрессивно и с угловым несогласием перекрывающимися юрские и докрские образования.

В верхнемеловых отложениях выделяются вулканогенно-карбонатные, вулканогенные и карбонатные формации, секущиеся маломощными магматическими телами разного состава (Геол. строение..., 1965).

Нижнесеноманские вулканогенно-карбонатные отложения приурочены к перифериям Локского и Храмского выступов кристаллического фундамента и несогласно залегают на более древних образованиях. Породы этого возраста с базальными конгломератами в основании представлены главным образом тонкослоистыми пелитовыми туфами, туфопесчаниками, туфобрекчиями, мергелистыми аргиллитами, известняками и их массивными мергелистыми разностями.

Стратиграфически выше согласно следуют мощные вулканогенные образования (верхний сеноман-сантон), широко развитые в области между двумя выступами, в обширной и сложнопостроенной синклинальной депрессии. Верхний сеноман (мощность 500-700 м), обнажаясь на перифериях обоих выступов, представлен несколько различно: на юге он сложен преимущественно вулканогенной фацией, на Храмском же выступе преобладают карбонатные породы.

Следующие выше нижнетуронские отложения (мощность 300-700 м) в литологическом отношении очень сходны с верхнесеноманскими, differing от последних лишь большим участием пелитового туфового материала. В восходящем разрезе они сменяются среднетурон-раннесантонскими образованиями мощностью более 1500 м, отличающимися от подстилающих толщ обилием грубообломочных пирокластолитов.

Верхнесантонские отложения (мощность почти 1000 м) представлены в основном зелеными и темными до черного безкварцевыми вулканическими породами. Их верхняя граница четко отбивается по смене вулканогенной фации карбонатной, которая одновременно является и границей вулканогенной толщи в целом.

Выходы карбонатных отложений (кампан-даней, мощность около 800 м), согласно продолжающих верхнесантонские, главным образом связаны с синклинальными структурами северной части района. В литологическом

отношении они весьма однородны и представлены пелитоморфными литографическими известняками.

Маднеульско-Поладаурская подзона является крупной широкой депрессией, расположенной между Храмским и Локским выступами кристаллического фундамента. Она осложнена складками разного направления и разрывными нарушениями. Несмотря на несколько хаотическое расположение складок, можно все же выделить пологие и короткие складки широтного или субширотного, меридионального и близкого к нему направлений, а также диагональные – северо-восточного и северо-западного простирания. Установлено множество разрывов сбросового и взбросового характера северо-западного и северо-восточного направлений.

В центральной части подзоны, по линии, проходящей по Маднеульской и Поладаурской группам месторождений, в кристаллическом фундаменте предполагается наличие глубинного разлома, с которым, по всей вероятности, связано сильное окварцевание и общее, более интенсивное оруденение данной полосы.

Магматические тела, прорывающие верхнемеловые отложения, представлены дацитами, риолитами (с фенокристаллами кварца и скрытокристаллическими разностями – фельзитами), андезитами и андезито-базальтами. По всей вероятности, они внедрялись по разломам, возникшим в позднем мелу при растяжении земной коры региона (Адамия, Хмаладзе, 1961). Имеются подковообразные, куполообразные и удлинённые формы магматических тел. Анализ крупномасштабных карт показал, что в пространственной ориентации тел наблюдается определенная закономерность. Дацитовые тела в юго-западной части района простираются преимущественно с СЗ на ЮВ, а в северо-западном и южном частях наблюдаются СВ-ЮЗ направления (рис.1).

Риолитовые тела в основном имеют СЗ-ЮВ и СВ-ЮЗ, редко широтное простирание. В восточной части района преобладают тела фельзитов СВ-ЮЗ направления, а в западной части СЗ-ЮВ. Такую же СВ-ЮЗ и СЗ-ЮВ ориентацию обнаруживают андезитовые и андезито-базальтовые дайки, считающиеся наиболее молодыми, так как они секут известные в районе магматические образования верхнемелового возраста. В силу незначительных размеров эти тела на схеме не изображены.

По ориентации всех магматических тел в целом намечаются два господствующих (СВ-ЮЗ, СЗ-ЮВ) направления. В редких случаях ориентация магматических тел совпадает с направлением осей складок, хотя какой-либо четкой закономерности при этом не наблюдается. Однако устанавливается, что развитие в районе разломы также придерживаются двух основных направлений (СВ-ЮЗ и СЗ-ЮВ), что совпадает с ориентацией магматических тел. В южной части района простирания линий разломов приближается к широтному, и магматические тела длинными осями ориентированы также в субширотном направлении.

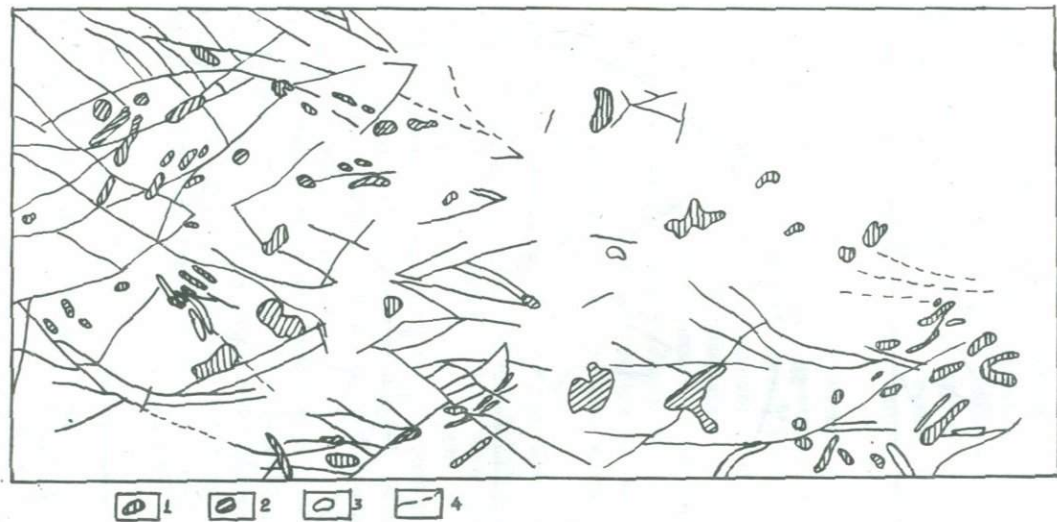
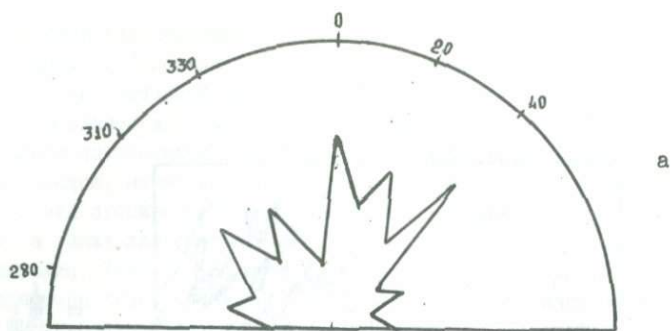
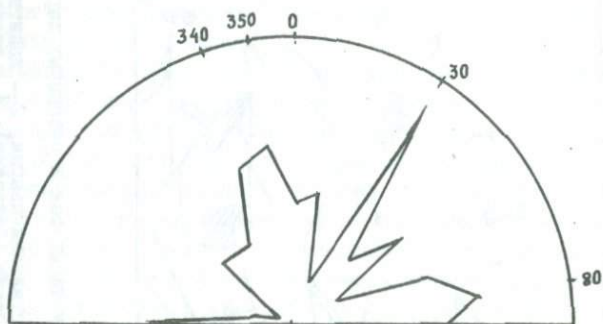


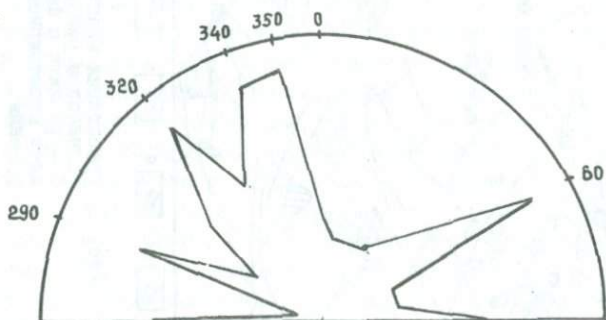
Рис. 1. Ориентация малых интрузивных тел и разрывных нарушений в Болнисском районе.
 1 - риолиты с фенокристаллами кварца; 2 - дациты; 3 - риолиты скрытокристаллические (фельзиты); 4 - разрывные нарушения.



а



б



в

Рис. 2. Диаграммы трещиноватости. а - риолиты с.Рачиубани; б - риолиты с.Кучуло; в - дациты с.Квеმო-Болниси.

С целью дальнейшего уточнения взаимосвязи разломной тектоники и пространственного размещения верхнемеловых субинтрузивных тел Болнисского рудного района нами проводились специальные тектонические наблюдения. В с. Рачисубани, около минерального источника обнажается риолитовое тело СВ ориентации с хорошо выраженными текстурами течения того же направления. Анализ трещиноватости показал, что наиболее распространены трещины меридионального, СВ и СЗ 310° простираний (рис. 2а). Первые залечены кварцем и представляют собой трещины отрыва, связанные с разрывом СВ 35° простирания, поверхность сместителя которого фиксируется у минерального источника. Штрихи на зеркале скольжения (азимут падения штрихов 35° , 10°) указывают на правосторонний сдвиговый характер нарушения.

Недалеко от с. Кочуло обнажается риолитовое тело, в котором преимущественно развиты системы трещин широтного (СЗ $340-350^{\circ}$ и СВ 30°) направления (рис. 2б). На юго-западе в. Квемо-Болниси в куполовидном дацитовом интрузиве преобладают системы трещин СВ-60; СЗ-340-350; СЗ-290 $^{\circ}$ и широтной ориентации (рис. 2в).

В районе г. Сахдриси, у зоны разлома СВ направления, обнажаются риолитовые тела с фенокристаллами кварца и их скрытокристаллические разности, в которых также преобладают системы трещин СВ и СЗ ориентаций. Здесь же наблюдается несколько мелких разрывных нарушений СВ и СЗ простираний.

Изложенные факты показывают почти полную зависимость ориентации субвулканических тел от направления разрывных нарушений. Более того, в этот общий рисунок хорошо вписываются трещины, развитые в субвулканических телах, т.е. более поздние. В частности, на севере, в субвулканических телах преобладают трещины СЗ и СВ ориентации, а к югу возрастает роль трещин с направлениями близкими к широтному и меридиональному, что хорошо согласуется с общей картиной изменения простирания разломов.

Таким образом, можно заключить, что в изученном районе размещение магматических тел почти полностью контролируется направлением синвулканических разрывных нарушений. Следовательно, напряжение деформационного поля во время внедрения магматических тел и последующих разрывных нарушений характеризовалось одинаковым планом.

Л и т е р а т у р а

Адамия Ш.А., Хмаладзе И.И. Взаимотношение тектонических структур и секущих магматических тел в районе Храмского массива.

- Изв. АН ГССР, т. XXVI, 1961, №6, 672 с.

Гамбашидзе Р. А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Грузии и смежных с ней областей Азербайджана и Армении. - Тбилиси: Мецниереба, 1979, с. 115-128.

Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии. - Тбилиси; Мецниереба, 1965, с. 54-82, 164-166.

ГЕОЛОГИЯ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЖИНВАЛИ-ГОМБОРСКОЙ
ЗОНЫ^х

Тема "Геология нижнемеловых отложений Жинвали-Гомборской зоны" начала разрабатываться с 1961 года. Летом были проведены полевые работы по сбору материала. Из-за короткого срока полевых работ удалось исследовать нижнемеловые отложения лишь в западной части зоны - к западу от рр. Арагви и Меджуды. Собранный материал был обработан лишь отчасти, т.к. помимо автора отчета, очень перегруженного другими заданиями над темой работала малочисленная группа. В обработке материала принимали участие микропалеонтологи Грузнефти З. Имнадзе и Н. Чубинидзе, любезно просмотревшие ряд шлифов и студент-дипломник ТГУ М.В. Какабадзе, определивший часть меловой фауны.

Основная задача, стоящая перед автором - это уточнение стратиграфии нижнемеловых отложений Жинвали-Гомборской зоны - краевой части геосинклинали Южного склона Большого Кавказа. С этой целью были составлены разрезы нижнемеловых отложений, как во флишевых осадках, так и в нормальных карбонатных фациях, распространенных в ущелье р. Ксани. Составление разрезов затруднено плохой обнаженностью.

К тому же очень сложная тектоника района требует уточнения некоторых вопросов для выяснения взаимоотношений между фациями нижнемеловых отложений.

Прилагаемая геологическая карта составлена на основании использования материалов геологических съемок В.П. Ренгартена, И.Р. Какадзе и Н.А. Кандаляки, Ш.А. Адамия, Н.И. Мревлишвили и О. Шириашвили, местами дополненных наблюдениями автора.

Исследованный район расположен на стыке Грузинской глыбы и Местиа-Тянетской зоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. Южная краевая часть последней составляет Жинвали-Гомборскую подзону, нижнемеловые отложения которой служили объектом исследования.

По своему геологическому строению район резко разделяется на две части - северную и южную. В северной части распространены интенсивно дислоцированные флишевые отложения мела и палеогена, а в

^х Работа представляет собой последний научный отчет М.С. Эристави, из которого видно, что автор одним из первых вернулся к идее наличия шарьяжей в междуречье Ксани-Арагви.

жной преобладают морские осадки юры, мела и палеогена, дислоцированность которых значительно менее интенсивна, чем в северной части. Северная часть обладает всеми чертами геосинклинальной зоны, а южная является крупной Ананури-Икотской кордильерой. В северной части выделяются следующие свиты: Дгнали-апт и нижний альб (?); Павлеури - средний и верхний альб; Укутмари - сеноман; Ананури (горизонт) - верхи сеномана и низы турона; Маргалитис-кде - турон и коньяк; Эшмакис-хеви - сантон и кампан; Орбитоидная - маастрихт. Выше следуют флишевые отложения палеогена.

В южной же зоне разрез иной: лейас-глинистые сланцы и песчаники; байос - туфогенная свита; верхняя юра - известняки с кораллами; нижний мел - известняки; верхний мел - известняки: нижний (?) и средний эоцен; верхний эоцен; олигоцен - майкопская свита; миоцен-глинисто-песчанистые осадки.

Южнее распространены миоценовые континентальные молассы.

Не задерживаясь на отложениях, не являющихся объектом работ, перейдем непосредственно к стратиграфии нижнемеловых отложений.

Нижнемеловые отложения

В исследуемом районе нижний мел представлен двумя фациями - нормальными морскими карбонатными осадками и флишевыми. Первые распространены в окрестностях сс.Канчаети и Курта (на Икотской кордильере). Флишевые же осадки широко распространены в Хинвали-Гомборской подзоне. Основной задачей являлось изучение последних, однако для увязки были осмотрены и разрезы нижнего мела Икотской кордильеры.

Выходы нижнего мела в районе с.Икоти впервые отметил еще М.В. Варенцов. Впоследствии они изучались И.Р.Кахадзе и Н.А.Канделаки, Ш.А.Адамия и О. Ширяшвили. Известны три отдельных выхода - у с. Курта, между сс.Канчаети и Цирколи и западнее с.Канчаети.

Нижний мел здесь залегает трансгрессивно и представлен маломощной (50-60 м) пачкой известняков с фауной.

Нами были составлены три разреза - два между Канчаети и Цирколи и один у с.Курта. Целью составления разрезов было уточнение стратиграфии и сбор материалов для выяснения стратиграфического распространения микрофауны в этих отложениях. Из собранных материалов лишь часть микрофауны определена под моим руководством студентом-дипломником ТГУ М.В.Какабадзе.

Между сс.Цирколи и Канчаети нижний мел налегает на байос, но непосредственного контакта наблюдать не удалось. Нижний мел протягивается полосой около 1 км. У ее восточного окончания составлен разрез, в котором видны наиболее низкие горизонты.

1. Пачка ореднезернистых граувакковых известковистых песчаников с тонкими прослоями известковистых песчаников. Падение слоев СЗ 355°, ~~4~~ 30°. Мощность 3 м.

2. Перерыв в обнажении 5-6 м.

3. Чередование толстослоистых, грубозернистых полимиктовых песчаников и тонкослоистых мелкозернистых песчаников . . . 3-5 м.

4. Перерыв в обнажении 2 м.

5. Слои массивного, пелитоморфного, светло-серого известняка с фауной: *Terebratula* sp. ind., *Rhynchonella lata* d'Orb. v. *minor* Jac. et Fal., *Rh. multiformis* Roem., *Rh. multiformis* Roem. v. *rotundicostata* Jac. et Fal., *Pecten* sp., *Arca carteroni* d'Orb., *Exogyra subsinuata* Leum. и еще неопределенный до вида аммонит из семейства *Olcostephanidae*.

6. Слоистые светло-серые, пелитоморфные известняки . . 5,5-6 м,

7. Толстослоистые известняки 3,5-4 м.

Другой разрез был составлен восточнее на 0,5 км. Нижние горизонты в нем плохо обнажены. Контакт с байоссом не виден; стратиграфически выше байоса на 20-25 м обнажаются:

1. Брекчиевидные плотные светло-серые известняки. Пад. на СЗ 350-355°, ~~4~~ 15-20°. Из верхов пачки взяты *Terebratula* sp., *Rhynchonella* sp., *Syncycloema* ex. gr. *angulatus* Roem. . . . 4,4-5 м.

2. Брекчиевидные известняки с *Exogyra subsinuata* Leum. и брахиоподами 3,3-5 м.

3. Плотные толстослоистые известняки 2,8 м.

4. Брекчиевидные известняки 3-3,2 м.

5. Толстослоистые пелитоморфные известняки . . . 3,5-3,8 м.

6. Прослой брекчиевидного известняка 0,2 м.

7. Плотные, массивные известняки с *Exogyra* sp., *Kingena* sp. I,2-I,3 м.

8. Плотные пелитоморфные известняки с плохо сохранившимися белемнитами (*Mesohibolites* sp. ind.) 4,5-5 м.

9. Плотные брекчиевидные известняки с *Exogyra*, также *Rhynchonella multiformis* Roem. v. *castellanensis* Jac. et Fal. . . 3,5 м.

10. Перерыв в обнажении 2 м.

II. Плотные, сложные пелитоморфные известняки с обогащенными глауконитом песчано-известковистыми прослоями: *Panopaea* cf. *plicata* Sow., *Pecten* sp. 2,5-3 м.

12. Плотные слоистые, пелитоморфные известняки с ветвистыми окремененными стяжениями *Terebratula biplicata* Sow., *Rhynchonella multiformis* Roem. v. *ardesica* Jac. et Fal. I,5-2 м.

13. Плотные известняки с зернами кварца *Rhynchonella bertheloti* Kil. 3 м.

14. Плотные перекристаллизованные известняки с плохо сохранив-

шейся фауной I-2 м.

Третий разрез составлен у с.Курта. Здесь нижний мел налегает на лейас, но контакт не обнажен. Здесь в восходящей последовательности выделяются:

1. Плотные, серые, слоистые известняки с плохо сохранившейся фауной 15 м.
2. Слоистые, светло-серые, пелитоморфные известняки с плохо сохранившимися аммонитами и гастроподами 5-6 м.
3. Серые, плотные, пелитоморфные известняки с *Rhynchonella multiformis* Roem. v. *rotundicostata* Jac. et Fal., *Exogyra subsinuata* Leym. 2-2,5 м.
4. Серые, слоистые пелитоморфные известняки с *Terebratula biplicata* Sow., *Ter. cf. depressa* Lam., *Kingena* sp., *Syncyclonema ex gr. angulatus* Ph. I, 5-2 м.
5. Серые, слоистые пелитоморфные известняки с редкой фауной *Zeilleria* sp. ind. 2 м.
6. Плотные, серые, слоистые пелитоморфные известняки с *Zeilleria* sp., *Rhynchonella* sp. 3-4 м.

При сравнении вышеописанных трех разрезов видно, что в нижнемеловых отложениях икотской кордильеры наблюдается фациальная изменчивость, а брекчиевидные известняки замещают пелитоморфные (рис. I).

Схема расчленения нижнего мела Икотской кордильеры была составлена Ш.А.Адамия, который к валанжину относил песчаники; в вышезалегающих известняках он выделил 3 пачки, из которых нижнюю отнес к готериву и баррему, а две верхние - к апту. В общих чертах эта схема правильна, но возможно, что некоторые уточнения будут внесены после окончательной обработки фауны. В частности, имеются все основания считать, что нижние слои известняков относятся к валанжину, а к апту - лишь самые верхние горизонты (слои I2-I4 во 2-м разрезе у Канчаети).

Ш.А.Адамия вполне правильно отмечает отсутствие в этом районе типичной ургонской фации, на которую указывает М.В.Варенцов. Однако Ш.А.Адамия считает, что на икотской кордильере распространены фации нижнего мела Грузинской глыбы. С последним положением нельзя согласиться.

Действительно, нижний мел Икоти внешне похож на соответствующие отложения Грузинской глыбы, но при анализе состава фаций и фауны выясняются различия.

1. Отсутствие обычной для глыбы ургонской фации, а в Икоти горизонта с гастроподами в основании мела.

2. Присутствие в некоем Икоти аммонитов. Кроме найденных предыдущими исследователями экземпляров, нами также было найдено несколько аммонитов, часть из них отмечена при описании разрезов, а

один - *Lytoceras subfimbriatum* d'Orb. найден в осипи в Канчаети.

Довольно частые находки аммонитов в неокоме, указывают на распространение здесь иной, чем на Грузинской глыбе, фации. Фауна неокома Икоти ближе к фауне абхазских фаций, чем к фауне Грузинской глыбы.

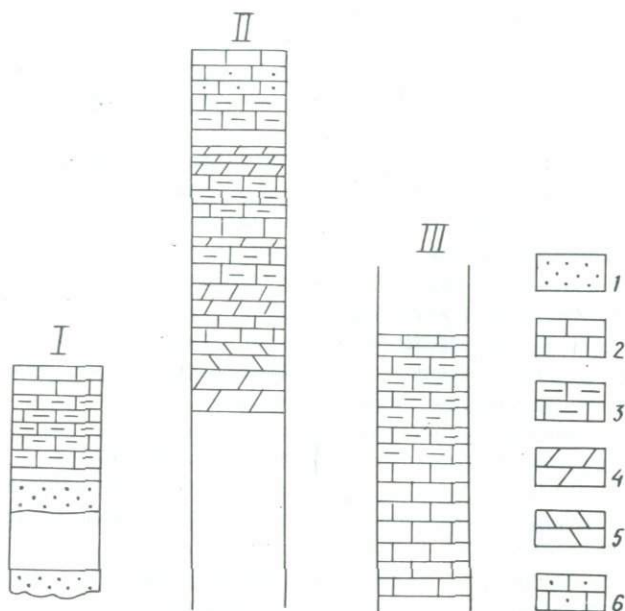


Рис. I. Нижнемеловые отложения Икотской кордильеры.

I - 1-й разрез у с. Канчаети;

II - 2-й разрез у с. Канчаети;

III - разрез у с. Курта.

1 - песчаники; 2 - толстослойные массивные перекристаллизованные известняки; 3 - пелитоморфные известняки; 4 - брекчиевидные известняки; 5 - те же породы с экзогирами; 6 - известняки с зернами кварца.

3. Литологический состав отложений. Преобладают слоистые пелитоморфные известняки, а местами встречаются брекчиевидные известняки. Эти фации иные, чем в неокоме Грузинской глыбы.

4. Несомненно регрессивный характер алта, в котором встречаются зерна кварца и мелкие окатанные гальки.

Все это заставляет считать, что мы имеем в Икоти иную фацию нижнего мела, чем на Грузинской глыбе.

Для икотского нижнего мела характерна малая мощность карбонат-

ных осадков, среди которых преобладают пелитоморфные известняки, передки также брекчиевидные известняки. Состав фауны разнообразный — от мелководных экзогир до аммонитов. Фаши быстро меняются как по простиранию, так и в восходящей последовательности. Слои брекчиевидных известняков и слои с экзогирами разделяются пелитоморфными известняками с брахиоподами и редкими головоногими. Все это указывает на образование отложений в неустойчивой, изменчивой обстановке.

Подобная неустойчивая обстановка характерна для кордильер, на которых отложения маломощны. Икотский нижний мел должен быть отнесен к отложениям кордильер, о месте которой будет сказано после рассмотрения тектоники района.

Разрезы флишевых отложений нижнего мела Жинвали-Гомборской зоны. В 1961 г. были составлены разрезы нижнего мела свит Дгнали и Павлеури в ущ. рр. Лехури, Ксани, Алеури и Хорхи, в которых по условиям обнаженности можно было составить хотя бы неполные разрезы. В других местах, предполагавшихся для составления разрезов — в ущельях ручьев Кадозтис-хеви и Хетисхеви в долине р. Арагви у Ананури, севернее Зотиянткари и в верховьях р. Аркала сильная залесенность и широкое распространение делювия, почти целиком скрывающего коренные породы, не дали возможности составить разрезы.

В ущелье р. Лехури разрез очень плохо обнажен, но все же приводим его. В ядре антиклинали в восходящем разрезе выделяются:

1. Пачка серых, листоватых мергелистых сланцев, чередующихся с прослоями и отдельными слоями (по 20–30 см) известковистых песчаников и реже песчаных известняков 50–60 м.
2. Серые, листоватые, мергелистые сланцы, чередующиеся с прослоями известковистых песчаников и песчаных известняков и отдельными, мощными (до 2–3 м) пластами массивных серых алевролитов 30–40 м.
3. Серые листоватые мергелистые сланцы, чередующиеся с тонкими прослоями известковистых песчаников, и отдельными слоями (по 20–50 см) серых алевролитов. Пад. С, $\angle 60^\circ$ 70–80 м.
4. Перерыв в обнажении около 30–40 м.
5. Зеленоватые, мергелистые тонкослоистые сланцы . . . 4–5 м.
6. Красноватые, мергелистые тонкослоистые сланцы, чередующиеся с редкими прослоями зеленоватых сланцев с тонкими (2–5 см) прослоями известняков. Пад. С, $\angle 65^\circ$ 6–7 м.
7. Зеленовато-серые мергелистые сланцы с редкими прослоями известняков. Мощности пачки 20–25 м.
8. Зеленовато-серые и красноватые мергелистые сланцы, чередующиеся с прослоями серых известняков 10–12 м.
9. Зеленовато-серые и красноватые тонкослоистые мергелистые сланцы, чередующиеся с отдельными слоями (по 10–20 см) серых мер-

- гелистых и песчанистых известняков 15-18 м.
10. Зеленовато-серые и красноватые тонкослоистые сланцы с тонкими прослоями (0,5-1 см) известняков 12-14 м.
11. Перерыв в обнажении 6-8 м.
12. Конгломераты и толстослоистые известняки, сменяющиеся песчаниками с зернами кварца - 30-40 м.
13. Песчаники среднезернистые, чередующиеся с тонкозернистыми песчаниками и песчанистыми мергелями. В шлифе из этой пачки З.А.Имнадзе и И.В.Чубинидзе определены *Globigerina globigerinoides* Sub., *Rotalipora arpeninica* Renz., устанавливающие нижнесенноманский возраст пачки 15-20 м.

14. Перерыв в обнажении.

Пачки 1-3 относятся к свите дгнали, 5-10 к свите павлеури, а 12-13 к свите укугмрти. Мощность обнаженной части свиты дгнали около 160-180 м, но, по-видимому, истинная мощность больше. Мощность свиты павлеури около 80-100 м.

В ущ. р.Ксани, севернее с.Коринта, на правом берегу реки разрез очень хорошо обнажен. На южном крыле антиклинали в восходящей последовательности выделяются:

1. Серые листоватые мергелистые сланцы с прослоями мергелей и более редкими тонкими прослоями известняков. Чередование пород ритмичное, мощность пачки соответствующей по ритму известняк-мергель-сланец 0,5-0,8 м. Прослои известняков встречаются не во всех ритмах. Эта пачка соответствует верхней части свиты дгнали, мощность обнаженной части последней - 35-40 м.

Выше следует свита павлеури, в которой выделяются:

2. Красные мергелистые сланцы с прослоями известковистых песчаников 8 м.
3. Слои черного известняка 0,4 м.
4. Серые мергелистые сланцы, сменяющиеся постепенно чередованием красных и зеленых мергелистых сланцев. Во всей пачке встречаются тонкие (1-5 см) прослои алевролитов и известняков . . . 14 м.
5. Чередование красных, зеленых и серовато-зеленых тонкослоистых мергелистых сланцев. Встречаются прослои полосатых песчаников и известняков 7-8 м.

Падение слоев СВ 250° , $\angle 70^{\circ}$.

Мощность свиты павлеури в этом разрезе всего около 30 м, что, возможно, вызвано выжиманием пород - разрез приурочен к южному крылу антиклинали, где имеется основание, предполагать выжимание. В соседнем разрезе у с.Квемо Алеви мощность свиты павлеури еще меньше - всего около 20 м. Подробнее об этом будет сказано при описании тектоники района.

Выше залегают песчаники свиты Укугмрти, в одном из образцов,

взятых из этой свиты З.А.Имнадзе и И.В.Чубинидзе, определены *Rotalirora arrenhinica* Renz., что подтверждает сеноманский возраст свиты Укугмрти.

В разрезе ущ. р.Алеура у с.Шуа-Алеви обнажаются:

1. Верхняя часть свиты дгнали, представленная серыми, листоватыми мергелистыми сланцами, чередующимися с отдельными слоями (по 5-19 см) и прослоями серых известняков. Обнаженность плохая. Мощность около 30-40 м.

Выше залегает свита Павлеури, в которой выделяются:

2. Розоватые, листоватые мергелистые сланцы, чередующиеся в верхах пачки с серыми листоватыми мергелистыми сланцами .16-18 м.

3. Чередование зеленоватых, серых и розоватых листоватых мергелистых сланцев и отдельных прослоев и тонких пластов известняков 12-13 м.

4. Плохо обнаженные, сильно раздробленные породы . . . 2-3 м.

5. Пачка темно-серых, черных, реже зеленоватых мергелистых сланцев, чередующихся с отдельными прослоями известняков . .12-15 м.

6. Толща зеленоватых, глинисто-мергелистых сланцев . . 25-30 м.

Мощность свиты павлеури до 70-75 м.

Выше следует верхнемеловой карбонатный шифр: свита Укугмрти, Ананурский горизонт, свиты Маргалитис-кдде, Эшмакис-хеви и орбитоидная. В последней нами были найдены орбитойды, определенные М.В.Какабадзе как *Orbitella apiculata* Schlumb. v. *van-den Brocchei* Prev. *O. apiculata* Schlumb. v. *apiculata* Schlumb., *O. apiculata* Schlumb. v. *obtusa* Renng., подтверждающие маастрихтский возраст орбитоидной свиты.

В ущ. р.Хорхи свита дгнали лучше представлена, однако и здесь обнажается лишь ее верхняя часть. В этом разрезе выделяются:

1. Темно-серые массивные алевролиты, чередующиеся с пачками серых листоватых мергелистых сланцев. В шлифах из этой пачки З.А.Имнадзе и И.В.Чубинидзе определены *Globigerina* sp. . . . 20-25 м.

2. Тонкослоистые (листоватые), серые и реже зеленоватые мергелистые сланцы, чередующиеся с отдельными пластинами (0,4-0,5 м) серых алевролитов и прослоями (1-5 см) мелкозернистых слюдисто-известковистых песчаников 55 м.

3. Тонкослоистые и листоватые серые и зеленоватые мергелистые сланцы, чередующиеся с пластинами (0,4-0,5 м) алевролитов . . 8-9 м.

4. Серые слоистые алевролиты и листоватые сланцы, чередующиеся с редкими прослоями известковистых песчаников 18-20 м. Общая мощность обнаженной части свиты дгнали около 105-110 м.

Выше следует свита павлеури, расчленяющаяся на следующие пачки:

5. Зеленоватые мергелистые сланцы с тонкими (3-5 см) прослоями известковистых песчаников 10-11 м.

6. Зеленоватые сланцы 5-6 м.
7. Розовато-серые алевролиты. В шлифе З.А.Имнадзе и И.В.Чубинидзе определены *Rotalipora arrenninnica* Renz.обычные для верхнего альба и сеномана 6-7 м.
8. Серые листоватые сланцы II -12 м.

После перерыва в обнажении следует свита укугмарты. Мощность свиты Павлеури здесь всего около 35-40 м.

По отдельным маршрутам, приведенным с целью ознакомления со свитами Дгнали и Павлеури в более северной Шови-Пасанаурской зоне (около сс.Дгнали, Ларгвиси) выясняется, что севернее в свите дгнали алевролиты и песчаники играют большую роль чем в Жинвали-Гомборской зоне. Однако составить полные разрезы свиты дгнали не удалось из-за плохой обнаженности.

Свита павлеури плохо обнажена, характер ее приблизительно тот же. Следует отметить, что в образцах, взятых южнее с.Гудрухи, З.А.Имнадзе и И.В.Чубинидзе определили *Globigerinoides* Subb., *Rotalipora ex gr. arrenninnica* Renz., *Textularia* sp. ассоциация, обычная для верхнего альба и нижнего сеномана.

Данные показывают, что в свите дгнали наблюдается фациальная изменчивость, выраженная в увеличении к югу числа прослоев известняков и их мощности; песчаный материал, наоборот, шире представлен в более северных разрезах.

Фациальная изменчивость наблюдается и в свите павлеури, в которой прослой известняков и песчаников в разных разрезах встречаются в неодинаковых количествах и на разных уровнях.

Свита павлеури слагается серыми, розоватыми и зелеными мергелистыми сланцами, однако пачки розоватых и зеленоватых сланцев разбросаны в ней без всякой закономерности.

В пределах Анаури-Икотской кордильеры, у с.Аргуни давно известен выход мелового флиша, нижняя часть которого относилась к свите Нафтис-хеви (Н.Б.Вассоевич) или же к свите Тетра-хеви (Ш.А.Адамия).

1. На породы байоса налегают брекчии из песчаников и туфогенных пород 2-3 м.
2. Серые песчаные глины и песчаники, в шлифах растительные остатки. Пад. С, \angle I2-I5⁰ 4-5 м.
3. Перерыв в обнажении около 20-30 м.
4. Чередование серовато-голубоватых известковистых глин (мергелей?) мелкозернистых рыхлых желтоватых песчаников и отдельных слоев (по 0,4-0,5 м) плотных серовато-синих известковистых песчаников 25-30 м.
5. Те же породы в чередовании с редкими тонкими (0,1-0,2 м) слоями полимиктовых крупнозернистых песчаников и микроконгломератов. В шлифах З.А.Имнадзе и И.В.Чубинидзе определены *Globigerina globi-*

<i>gerinellinoides</i> Subb., <i>Rotalipora arpeninica</i> Renz., <i>Textularia</i> sp.	30-35 м.
6. Перерыв в обнажении	10 м.
7. Тонкослоистые глинистые мергели	4-5 м.
8. Тонкослоистые глинистые мергели, чередующиеся с прослоями песчаников	9-10 м.
9. Крупнозернистый полимиктовый песчаник	0,2 м.
10. Слоистые известковистые глины (мергели?), чередующиеся с прослоями рыхлых песчаников	6-7 м.
11. Чередование известковистых глин (мергелей?) с прослоями рыхлых песчаников. В шлифах из этой пачки З.А.Имнадзе и И.В.Чуби- нидзе определены <i>Globigerina globigerinellinoides</i> Subb., <i>Rotali- pora arpeninica</i> Renz.	15 м.
12. Микробрекчия, состоящие из мелких обломков известняков и песчаников и зерен кварца.	
13. Пачка кремнистых сланцев, лидитов и окремненных известня- ков	5 м.

Ш.А.Адамия считает, что пачка I является базальным образованием мела; по его мнению, литологическое сходство пород пачек 2 и 4 настолько значительное, что позволяет допустить, что в перерыве между этими пачками распространены те же породы. Однако породы пачки 2 более песчанистые, чем пачки 4 и сходство устанавливается лишь в общих чертах. С другой стороны, между этими обнажениями расстояние около 100-150 м. Если в разрезе здесь нет нарушений, то нужно согласиться с Ш.А.Адамия и считать пачки I и 2 за низы неокома. Однако, если здесь имеется разрыв, то возможно, что это не меловые, а третичные отложения, налегающие непосредственно на байос, что обычно для Ананурской кордильеры. К этому вопросу мы еще вернемся.

Пачки 5-12 представляют собой свиту укугмарты, а пачка 13 - Ананурский горизонт. Микрофауна, найденная в свите укугмарты, встречается и в верхнем альбе и в нижнем сеномане и не противоречит сеноманскому возрасту свиты укугмарты. Пачку 4 Н.Б.Вассоевич относил к свите Нафтис-хеви, а Ш.А.Адамия к свите Тетра-хеви. Мощность этой пачки (если считать, что к ней относятся и нижележащие отложения до пачки I включительно) около 50-60 м.

Возникают следующие вопросы: если мел трансгрессивен, то какой ярус трансгрессивен? Если это свита Нафтис-хеви, то трансгрессивен альб, однако альбская трансгрессия в Грузии не известна, наоборот, в верхнем альбе устанавливаются признаки регрессии. Возможно, пачка 4 также относится к свите укугмарты, достигающей здесь большой мощности, тогда здесь трансгрессивен сеноман.

Однако тектоника района заставляет предполагать, что под свитой укугмарты севернее должны залегать не породы байоса, а более

мягкие породы флиша. Ш.А.Адамия очень хорошо показал, что на Аргунской горе имеется опрокинутая к югу асимметричная синклиналь с ананурским горизонтом в ядре. Вышеописанный разрез приурочен к южному крылу синклинали. Если бы на северном крыле мощность мела была такой же, как и на южном, то севернее должен был бы выходить байос (если бы он принимал участие в складчатости) или же складка была бы покровной, чего не видно. Наоборот, напряженность дислокаций и характер антиклинали, сильно сжатой указывают, на ее однотипность со складками во флишевых отложениях Жинвали-Гомборской зоны. Следовательно, под северным крылом нужно предполагать наличие и более низких горизонтов мела. Если бы здесь трансгрессивное залегание свиты Укугмарты было приурочено лишь к южному крылу, а на северном под ней обнажались бы более древние отложения, то в базальной пачке укугмарты должен был бы присутствовать материал из близ расположенных и размывающихся флишевых отложений, чего не видно.

Поэтому окончательно нельзя отвергать предположение Н.Б.Вассоевича, что туфогенные породы (байоса, который Н.Б.Вассоевич принимал за эоцен), образуют тектонический клин, надвинутый на свиту кинта и в свою очередь покрываемый надвинутым мелом. В этом случае в Аргуни обнажается лишь верхняя часть свиты Нафтис-хеви мощностью около 30 м, а более древние горизонты не вскрыты эрозией. Окончательное разрешение этого вопроса возможно лишь после дополнительных сборов материалов на микрофауну из пачек 2 и 4.

Тектоника

Как уже отмечалось, тектоника южной и северной частей Жинвали-Гомборской зоны сильно различается. В северной части, к северу от надвига распространены сильно сжатые, часто изоклиналильные складки, опрокинутые к югу и усложненные мелкими разрывами.

Во многих местах удалось наблюдать мелкие разрывы, типа полого падающих надвигов, характеризующиеся надвинутыми северными крыльями. Плоскости разрывов падают полого и лишь у фронта надвига изгибаются и круто падают на север. Примером могут служить мелкие надвиги в ущ. Кадоэтис-геле гравитационного характера, которые образовались до оформления современной гидрографической сети, т.к. плоскости разрывов на обоих берегах ущелий хорошо увязываются между собой, следовательно, ущелья моложе надвигов (рис.2).

Иорский надвиг по В.П.Ренгартену имеет характер крутопадающего взброса. В действительности, в этом разрыве северное крыло надвинуту, по-видимому, по довольно пологой плоскости. В частности, на это указывает загибание слоев - фронта надвига, принимающих южное падение, что возможно лишь при надвиге с севера (рис.3).

Ананури-Ильдоканский надвиг, разделяющий северную и южную части, несколько иного характера. Это надвиг, образовавшийся из лежащей складки. В ущ. р.Алеура, у с.Квемо-Алеви хорошо видно опрокинутое лежащее крыло, причем мощность отложений сильно уменьшена, хотя и выделяются все горизонты свит дгнали, павлеури, укугмрти и Ананурский горизонт (рис.4).

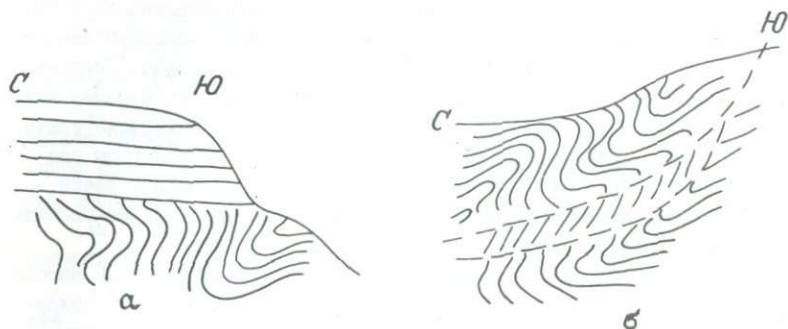


Рис.2. Разрезы в свите Эшмакис-хеви в ущ. р.Кадоэстис-гелё (а- на северном борту; б- на южном)

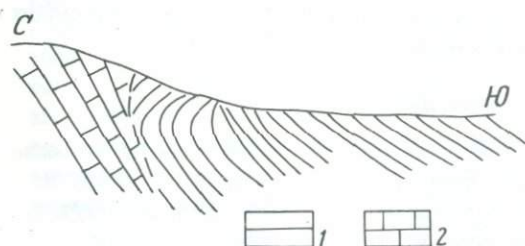


Рис.3. Иорский разрыв в ущ. р.Арагви (правый берег). 1-свита Дгнали; 2- верхнемеловой карбонатный флиш.

Тектоника южной части - Ананури-Икотской кордильеры характеризуется наличием нескольких складок, слагаемых юрой (в ядрах антиклиналей) и палеогеном. Имеется несколько крутопадающих разрывов с поднятыми северными крыльями. Тектоника района Ананури-Икотской

кордильеры описана Ш.А.Адамия, Н.Ш.Мревлишвили и О. Шириашвили и я не буду задерживаться на описании тектоники, т.к. имеющиеся у меня данные, подтверждают правильность большинства тектонических представлений вышеуказанных геологов. Отмечу лишь те случаи, когда мои наблюдения дают возможность иначе трактовать тектонику этого района.

Выше уже говорилось о строении окрестностей с.Аргуня. Несомненно, что как предлагаемая Ш.А.Адамия схема тектоники, так и более старая схема Н.Б.Вассоевича имеет свои положительные и отрицательные стороны. Лишь после уточнения возраста налегающих на байос осадков можно будет решить, какая из них правильнее (рис.5).

Несколько неясно и строение участка Алевис-кдде, однако наши наблюдения были настолько беглыми, что до сбора новых данных я воздерживаюсь говорить что-либо о строении этого участка.

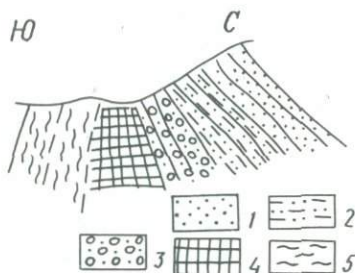


Рис. 4. Разрез в ущ. р.Алеури
 1- свита Дгнали; 2- свита Павлеури, 3- свита Укугмрти; 4- Ананурский горизонт; 5- палеоген.

Задержусь еще на вопросе о залегании мела в районе Цирколи-Канчаети-Курта. Все три отдельные выхода нижнего мела, на мой взгляд, представляют остатки одной надвинутой чешуи, сползшей с какой-то возвышенности, располагавшейся севернее сс.Курта и Коринта. Чтоб не быть голословным, привожу доказательства.

1. Условия залегания меловых отложений и рельеф прямо указывают на то, что это сползание чешуи.

2. Чтобы объяснить северное падение в мелу у Канчаети-Цирколи,

И.Р.Кахадзе предполагал наличие здесь синклинали. Однако более детальные наблюдения Ш.А.Адамия не подтвердили наличия здесь синклинали в байосе, нам тоже не удалось видеть каких-либо данных в пользу наличия синклинали.

3. Разрывы, ограничивающие с севера меловые чешуи, предполагаются как взбросы с поднятым северным крылом. Подобный взброс с притыком лейаса и байоса действительно имеется и под Канчаети-Цирколи проходит приблизительно в 0,5 км севернее северной границы мела; здесь между лейасом и неокомскими известняками имеется полоса байоса, а предполагать еще один разрыв, проходящий в байосе, нет основания.

4. На составленных Ш.А.Адамия разрезах (см.рис.6) хорошо видно, что имеется гравитационное сползание неокомских известняков у Курта и Канчаети и отложений верхнего мела у Цирколи (последнее указано на разрезе).

Вполне возможно, что здесь имеются две чешуи - нижняя, слагаемая известняками неокома, и верхняя, слагающаяся верхнемеловыми известняками, песчаниками и глинами. В результате гравитационного сползания верхняя чешуя продвинулась гораздо больше к югу, чем нижняя, из-за чего отложения верхнего мела залегают гипсометрически ниже, чем неокомские известняки. Подобные условия залегания часто известны в тех районах, в которых распространена гравитационная тектоника истечения, для которой в ущелье р.Ксани имеются все условия (рис.7).

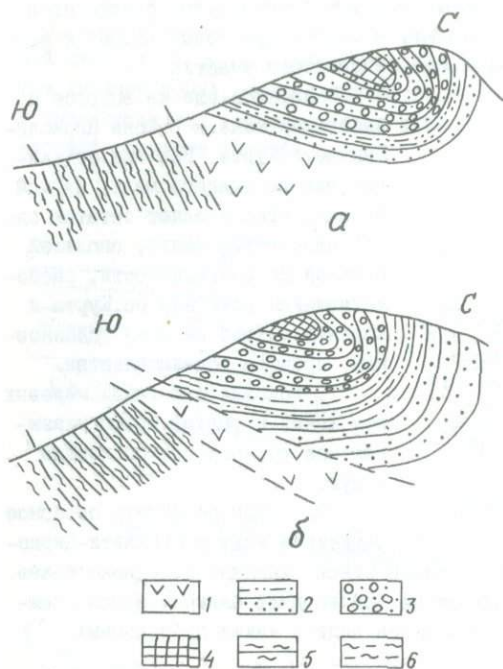


Рис. 5. Разрез по р. Аргуни:
 а- по Ш. А. Адамия, б- по
 Н. Б. Вассоевичу с измене-
 ниями.
 1- байос; 2- свита Тет-
 рахеви и Навтисхеви;
 3- свита Укугмарти;
 4- Ананурский горизонт;
 5- палеоген; 6- неоген.

ще не отлагался, а верхнеюрские известняки отлагались лишь по северному борту кордильеры. К югу от Ананури-Икотской кордильеры, представляющей сушу с бата до палеогена, рисуется прогиб, к которому и приурочен флишевый мел Аргуни, если последний не выдвинут с севера. В этом случае устанавливается перемещение не менее 10-12 км. Однако размер амплитуды перемещения аргуниского мела может быть установлен лишь после разрешения вопроса о структуре окрестностей Аргуни, а также после выяснения структур в Тианетском районе.

Так как статья является переходным этапом в работе, то в ней изложены лишь основные положения и приложен не весь основной фактический материал.

Перемещение обеих чешуй не менее 1,5-2 км. Следовательно первоначальное расположение этих фаций намечается где-то в районе севернее Коринта и Курта, т.е. там, где теперь расположены флишевые осадки нижнего мела. Однако нужно принять во внимание, что флиш также надвинут, и, по-видимому, перемещение флиша порядка нескольких километров. Из-за довольно значительного перемещения флиша, надвиг перекрыл всю зону кордильер, на которых отлагались мало-мощные карбонатные осадки мела. Лишь в районе Курта-Канчаети-Цирколи имеются пачки этих пород, но они уже сами надвинуты на юру Ананури-Икотской кордильеры. На последней мел по-видимому, вообще

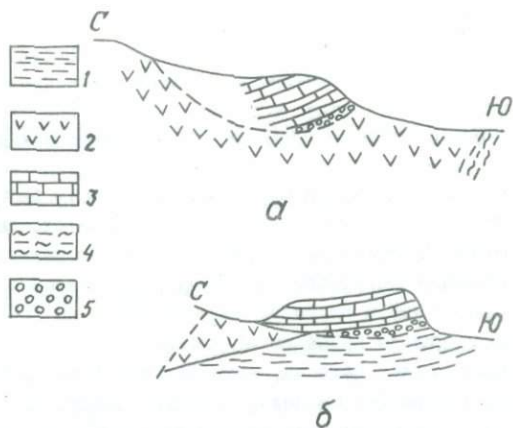


Рис.6. Разрезы в окрестностях сс.Канчаети (а) и Курта (б)
 1- лейас; 2- байос; 3- нижний мел;
 4- неоген; 5- древний дельвий.

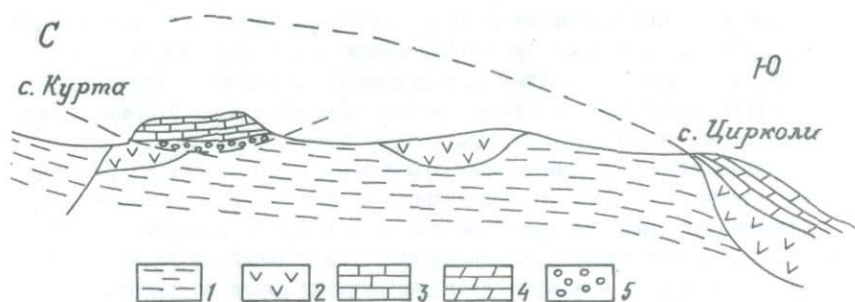


Рис.7. Разрез через сс. Цирколи-Курта.
 1- лейас; 2- байос; 3- нижний
 мел; 4- верхний мел; 5- древний
 дельвий.

Л.К.Габуня, А.К.Векуа

УСПЕХИ ПАЛЕОБИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ГРУЗИИ

Начало систематических исследований в области палеобиологии в Грузии было положено выдающимся советским палеонтологом-эволюционистом Лео Шиоевичем Давиташвили. В 1950 г. Л.Ш.Давиташвили организовал в системе Академии наук Грузинской ССР сектор палеобиологии, впоследствии преобразованный в Институт палеобиологии АН ГССР, которым он бесомненно руководил до конца своей жизни.

В начальный период существования Института палеобиологии вся тяжесть организаторской и исследовательской работы легла на плечи Л.Ш.Давиташвили и его ближайших сотрудников - М.В.Попхадзе, О.И.Джанелидзе, Л.К.Габуня, Н.Т.Химшиашвили, Г.А.Квалиашвили, О.В.Окропидзе. Тем не менее за сравнительно короткий промежуток времени в Институте был выполнен ряд работ, получивших широкую известность в нашей стране и за рубежом и определивших лицо института как одного из ведущих научно-исследовательских центров в области палеобиологии. Всеобщее признание получили, в первую очередь, исследования Л.Ш.Давиташвили по теоретическим проблемам палеонтологии. Его фундаментальный труд "История эволюционной палеонтологии от Дарвина до наших дней", в котором проанализирован огромный фактический материал по состоянию эволюционного учения в Советском Союзе и за рубежом, был удостоен как известно, Государственной премии СССР.

Впоследствии теоретическим проблемам палеонтологии Л.Ш.Давиташвили посвятил целую серию капитальных исследований, логически завершившуюся двухтомным трудом "Эволюционное учение", изданным в 1977-1979 гг. Исследования Л.Ш.Давиташвили и его ближайших учеников в значительной мере способствовали дальнейшему развитию эволюционной палеонтологии, как материалистического учения с истории органического мира. Теоретические работы, выполненные Институтом, внесли ценный вклад в разработку таких центральных проблем дарвинизма, как эволюционный прогресс, соотношение между индивидуальным развитием и филогенезом, роль полового отбора в эволюции животных, проблема вымирания и др.

Уже в 60-х годах появился ряд исследований сотрудников Института, посвященный монографическому изучению отдельных групп ископаемых организмов, имеющих важное значение для уточнения стратиграфии мезокайнозойских осадочных толщ, развитых на территории Грузии и Северно-

го Кавказа. Особенно следует подчеркнуть успехи наших палеонтологов в области изучения эволюции животного мира Черноморско-Каспийской полосы на протяжении позднетретичного времени. В исключительно богатой и разнообразной фауне этого геологического отрезка времени наиболее видное место принадлежит моллюскам, фораминиферам, остракодам и водным позвоночным. Специалистам, изучившим ископаемые остатки этих животных, удалось установить несомненную причинную связь между изменениями условий существования и изменениями органических форм, выяснить характер воздействия факторов среды на организмы, выявить изменчивость, вызываемую и, по-видимому, направляемую этими факторами. Существенных результатов добились сотрудники института и в области обоснования дробного подразделения верхнекайнозойских осадочных образований Грузии и смежных с ней областей Юга СССР. Этот успех достигнут преимущественно на основе палеобиологического изучения различных групп ископаемых организмов и, в первую очередь, моллюсков и фораминифер.

Палеобиологическое исследование вымерших организмов из верхнетретичных отложений Грузии и сопредельных территорий Юга СССР, позволило проследить зависимость эволюционных процессов от изменения условий среды, что весьма важно для изучения некоторых общих вопросов палеобиологии. Исследованиями сотрудников Института было показано, что территория Грузии служила центром возникновения многих позднекайнозойских форм водных организмов. Теплый климат, разнообразие условий существования и изменчивая конфигурация береговой линии бассейнов благоприятствовали исключительно быстрому видообразованию. В плиоцене Черноморско-Каспийской области были установлены эволюционные ряды ископаемых животных и растений, которые указывают на постепенные переходы между видами, свидетельствуя о широком распространении, так называемого, градуалистического модуса эволюции. Кроме того, выявлены некоторые закономерности в историческом развитии морских донных моллюсков. Так, например, установлена зависимость выживания и вымирания форм при изменении гидрологических условий от образа их жизни.

Большую и весьма ценную работу выполнили сотрудники института, издав двухтомный "Справочник по экологии моллюсков", получивший широкую известность как в нашей стране, так и за ее пределами.

В Институте палеобиологии выполнен ряд ценных исследований по юрским аммонитам Кавказа, позволившим разработать детальную схему расчленения верхней юры и способствовавшим освещению вопроса о границе между юрой и мелом. Особого внимания заслуживают исследования в области келловейских аммонитид Кавказа. На основании детального изучения особенностей внутреннего и наружного строения раковины предложена новая систематика и филогения некоторых групп аммонитид,

разработана интересная схема зонального расчленения калловейских отложений Кавказа, дана попытка восстановления экологических условий бассейнов того времени. Одна из последних работ в этой области удостоена премии им. академика А.И. Джанелидзе. Проведены также интересные исследования по батским аммонитам Грузии.

Большой размах получило изучение ископаемых наземных позвоночных. Выполненные в Институте работы существенным образом изменили представление об истории наземной фауны позвоночных, преимущественно млекопитающих Грузии и всего Кавказа, истоки которой относятся к мезозою, когда хищные и травоядные динозавры населяли западногрузинскую сушу. На основании этих исследований подробно охарактеризованы олигоценовый, миоценовый и плио-плейстоценовый этапы истории формирования териофауны Кавказа и сопредельных регионов Евразии. Открыт и изучен целый ряд уникальных местонахождений, обогативших наши знания о систематическом составе и истории формирования позднеэоценовых комплексов млекопитающих Кавказа, а также позволивших уверенно использовать в стратиграфических целях ископаемые остатки наиболее распространенных представителей этих комплексов — хоботных, лошадиных и хищных, а в самое последнее время и мелких млекопитающих (грызунов, насекомоядных).

Следует отметить многолетние исследования по изучению четвертичных позвоночных и, в особенности, богатых фаунистических комплексов из пещерных стоянок каменного века. Специальные исследования посвящены встречающимся в этих комплексах редким остаткам раннепалеолитического человека, представляющим значительный интерес для палеоантропологии и истории первобытного общества.

Большое внимание уделялось исследованиям по морским млекопитающим. Выполненные в этой области обобщающие работы позволили осветить историю развития китообразных Кавказа, разработать оригинальную филогенетическую схему Zeuglodontid и обосновать возможность использования остатков ископаемых китообразных в стратиграфических целях.

Общеизвестны результаты палеоихнологических исследований (работы о следах динозавров Сатаплиа и др.).

Важные результаты получены по изучению ископаемых птиц, в частности, по истории происхождения и путях эволюции страусов. За последние годы широко развернуты исследования по ископаемым рыбам Грузии, во многом способствующие уточнению стратиграфического положения некоторых "рыбных" горизонтов. Ценные исследования проведены по ископаемым черепахам Кавказа и Восточного Казахстана. Эти исследования проливают свет на ряд трудных страниц малоизученной еще истории третичных черепах юга СССР. Начато изучение обширной и широко распространенной группы мелких млекопитающих. Первые же результаты этих исследований привлекли внимание специалистов нашей страны.

Грузинские палеонтологи открыли и изучили целый ряд новых, неизвестных науке форм ископаемых животных, вошедших ныне в крупные руководства по палеонтологии (как отечественные, так и зарубежные).

Особо следует отметить работы по изучению центральной нервной системы ископаемых лошадиных, антилоп, китообразных и др. Как показали эти исследования, данные о филогенетическом развитии головного мозга отражают неуклонное совершенствование его деятельности, служащее яркой иллюстрацией прогресса в классе млекопитающих.

Широкомасштабные палеоботанические исследования были развернуты в институте с первых дней его существования. Изучение ископаемых флор Кавказа в значительной мере способствовало успешному исследованию общей проблемы института – изучению палеобиологической истории органического мира кайнозоя Грузии и смежных с ней областей Юга СССР. Палеоботанические исследования ведутся как по отпечаткам листьев, так и методами палеокарпологии, спорово-пыльцевого и эпидермального анализа. На основе исследования растительных остатков позднего палеогена и неогена дана попытка восстановления палеогеографической обстановки отдельных участков древней суши Грузии. В частности, была вскрыта истинная сущность флоры Колхиды – одного из наиболее стабильных рефугиумов третичных флор, все еще поражающих нас своим богатством и разнообразием. Благодаря осуществленным в Институте палеобиологии исследованиям, была принципиально обоснована возможность использования результатов спорово-пыльцевого анализа для дробного расчленения сравнительно мелких стратиграфических единиц верхнего кайнозоя.

Результаты научных исследований, проводимых в институте широко используются для решения задач практической геологии – в деле выявления и освоения природных богатств нашей страны.

Серьезное внимание уделяется в институте изучению научного наследия классиков дарвинизма. В этом отношении заслуживает упоминания издание полного собрания научных трудов великого русского ученого В.О.Ковалевского, а также монографий, посвященных анализу научного творчества В.О.Ковалевского, А.П.Карпинского, Л.Долло и др.

Результаты научно-исследовательской работы Института палеобиологии публикуются как в республиканских и центральных, так и зарубежных изданиях. На сегодня опубликовано одних лишь монографий 98. Некоторые из них переведены на иностранные языки, изданы зарубежными издательствами и удостоены различных премий и почетных дипломов. Институтом проведено 25 научных сессий, из них 10 всесоюзных, один международный симпозиум. Сотрудники института активно участвуют в работе международных и всесоюзных научных организаций, конгрессов, совещаний и конференций.

Институт немало внимания уделяет популяризации научных знаний.

Опубликованные сотрудниками института научно-популярные брошюры удостоены премий Всесоюзного общества "Знание".

Институт поддерживает тесную связь со многими научными учреждениями и производственными организациями как в нашей республике, так и за ее пределами, — выполняет, по их заданию, договорные работы, обменивается результатами научно-исследовательских работ, консультирует сотрудников, оказывает им помощь в обработке и определении палеонтологического материала.

Институт палеобиологии ведет совместную исследовательскую работу со многими научными учреждениями как нашей страны, так и социалистических стран. В настоящее время в сотрудничестве с Палеонтологическим институтом АН СССР выполняются исследования по корреляции сарматского и мезотического ярусов Восточного Паратетиса с одновозрастными отложениями Центрального Паратетиса, а также по изучению раннекайнозойских позвоночных Зайсанской впадины; с Институтом геологии и геофизики Министерства геологии, угля и нефти Румынской Социалистической Республики — по биостратиграфии сарматских и плиоценовых отложений Грузии и Румынии и третичных эталонов Карпат и Кавказа, с Институтом ботаники Академии наук Польской Народной республики — по изучению закономерностей процесса преобразования органического мира на основании данных спорово-пыльцевого анализа и, наконец, с Институтом палеонтологии и геологии квартера Югославской Академии наук и искусств — по корреляции квартера Югославии и Грузии по ископаемым сообществам млекопитающих.

Институт оказывает постоянную помощь районным и городским краеведческим музеям республики и Северного Кавказа.

Основное направление научно-исследовательской работы института на предстоящие годы — дальнейшая разработка общесоюзной проблемы "Пути и закономерности исторического развития животных и растительных организмов"; не приходится доказывать, что исследование этой проблемы безусловно имеет весьма важное теоретическое и народнохозяйственное значение.

Л и т е р а т у р а

Габуния Л.К. Палеобиология в Грузии. — Изв. АН ГССР, Серия биолог., 1982, т.8, №5.

Химпиашили Н.П., Натадзе Л.Л. Развитие палеобиологических исследований в Грузинской ССР. — Тр.Института палеобиологии, 1958, т.У, с.3-17.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОЗОЯ БОЛЬШОГО
КАВКАЗА
(по конодонтам)

Дюжские отложения развиты довольно широко на территории Грузии — они принимают участие в строении почти всех тектонических зон. Поэтому вполне понятен тот интерес, который уделяется изучению пород палеозоя. В этой связи, в Геологическом институте и поныне ведутся работы по стратиграфии дюжских толщ. Несмотря на определенные успехи, геологическая практика потребовала улучшения стратиграфической основы и еще большей детализации существующих схем. Находки фауны, на которых основывались эти схемы, были связаны с линзами известняков, распространенных весьма ограниченно. Эти схемы основаны на фауне, найденной в линзах известняков с весьма ограниченным распространением. Ввиду того, что из-за перекристаллизации, сохранность фауны плохая и датировка по ней — условна, разные исследователи по-разному трактовали структуру этих толщ и даже приходили к диаметрально противоположным выводам. Поэтому, чтобы восполнить пробел в фаунистической характеристике, нами был применен метод конодонтового анализа.

В настоящее время конодонты стали основной ортостратиграфической группой, на основе которой проводится детальное зональное расчленение палеозоя и триаса. Эмпирически установленное широкое пространственное и временное распространение, быстрая эволюция комплексов конодонтов позволили создать зональные схемы расчленения по конодонтам для всех систем палеозоя—триаса, в большинстве своем более детальные, чем по другим группам.

Конодонты — микроскопаемые, которые благодаря своему химическому составу (кальций — апатит) легко вымываются из пород. Наиболее распространенный метод, на котором основываются практически все исследования по конодонтам как за рубежом, так и у нас в стране — это их выделение из карбонатных пород. Однако в нашем случае этот метод не дал желаемых результатов — всего 12 конодонтов было получено примерно с тонны известняка и мрамора. Но эта неудача послужила толчком для дальнейших исследований. С помощью московских коллег была разработана и освоена методика выделения конодонтов из бескарбонатных пород, в частности из кремнистых пород и глинистых

сланцев. Преимущество этого метода очевидно: во-первых, он дает возможность фаунистически охарактеризовать практически весь разрез; во-вторых - все эти породы (силициты, кремнистые и глинистые сланцы и т.д.) почти всегда находятся *in situ*. Широко используя этот метод, нами были получены некоторые новые результаты для нескольких районов Большого Кавказа.

Южный склон Большого Кавказа

Палеозойские и триасовые отложения занимают здесь значительную площадь. Самые крупные выходы этих пород известны в Верхней и Нижней Сванети, где они обнажаются в ядрах двух кулисообразно расположенных, словно построенных антиклинальных складок и объединяются под названием дизской серии. Фаунистически охарактеризованные доюрские отложения помимо Сванети известны также в ущ. р. Мзымта, в районе Красной Поляны.

Доюрская история геологического развития зоны южного склона, по сравнению с историей последующих периодов, все еще остается наименее известной. Ряд причин, главной из которых является пробел в фаунистической характеристике, часто приводит к противоположным взглядам на стратиграфию, тектоническое строение этих отложений и на их взаимоотношение с юрским комплексом пород. До последнего времени, в области распространения дизской серии были установлены отложения эйфельского, визейского, башкирского и сакмарского ярусов, а также среднего-верхнего девона и перми. Помимо этого, некоторыми исследователями из пород серии выделены верхнетриасовые споры. Комплексы конодонтов, которые были получены нами в основном из кремнистых, а реже из карбонатных пород, датируют 6 разновозрастных уровней в дизской серии.

Самый древний комплекс (обнаруженный в ущ. рр. Гвашхара и Ингури, а также на северном склоне г. Кирар) указывает на эйфельский возраст-*Polygnathus angustipennatus* Bishop et Ziegler, P. cf. *serotinus* Telford, P. *costatus costatus* Klapper, P. *costatus patulus* Klapper, P. *costatus oblongus* Weddige, P. *linguiformis linguiformis* Hinde, P. *angusticostatus* Klapper.

Более высокое стратиграфическое положение занимает комплекс конодонт, обнаруженный в прослоях силицитов в ущ. р. Ингури (чуть южнее Прохоровских скал), который представлен исключительно франкскими видами *Palmatolepis subrecta* Miller et Jounquist. Севернее, в районе прохоровских скал из кремнистых сланцев выделены фаменские конодонты: *Palmatolepis subperlobata* Branson et Mehl, *Pa. delicatula delicatula* Branson et Mehl, *Pa. minuta subtilis* Kchalim et Tschern., *Pa. minuta minuta* Branson et Mehl, *Polygnathus* cf. *glaber* Ulrich et Bassler, P. *subnormalis* Voronzova et Kuzmin, P. *Por-*

rectus Voronz. et Kuzmin, P. nodocostatus nodocostatus Branson et Mehl.

На северном склоне г.Кирар из прослоев кремнистых сланцев были выделены конодонты, представленные исключительно видом *Siphonodella crenulata* Cooper - верхи нижнего турне. В этом же разрезе, чуть южнее в силицитах обнаружены *Protognathodus* sp., *Dryphenotus* cf. *semiglaber* - верхи турне.

Обнаруженные в ущ. р. Казах- твиб в прослоях силицитов формы *Dryphenotus biliniatus* Roundy, D. cf. *girtyi collinsoni* Rhodes, Austin et Druse указывают на визейский возраст вмещающих пород. Самое высокое стратиграфическое положение (московский ярус) занимает комплекс, выделенный из красных радиоляритов на южном склоне хр.Бакылд, в ущ. р.Лайлы: *Gondolella donbassica* Kossenko, *Neognathodus* aff. *roundyi* Cunnel, *Idiognathoides* cf. *sinuatus* Harris et Hollongsworth, *Idiognathodus* sp.

Находки единичных форм представителей простых конодонтов, отнесенных к роду *Panderodus*, связанные с линзами мраморов и известняков в ущ. р.Лешнури, допускают присутствие в дизской серии и досреднедевонских отложений.

Вышеотмеченные комплексы датируют вмещающие их отложения с точностью до яруса, части яруса или конодонтовой зоны.

Наиболее хорошо охарактеризованы отложения эйфельского яруса, среди которых выделяются конодонтовые зоны *Polygnathus costatus costatus* и *Tortodus Kockelianus australis*. Франские отложения датированы в интервале конодонтовых зон *Polignathus asymmetricus* - *Palmatolepis gigas* включительно, а фаменские - от нижней части зоны *Palmatolepis crepida* до низов зоны *Scaphignathus velifer*. В верхней части нижнего турне выделена зона *Siphonodella crenulata*, а в верхние части этого яруса датируются в интервале конодонтовых зон: от верхней части *Siphonodella isosticha* до *Scaliognathus anchoralis*- *Polignathus latus* включительно. Визейские отложения охватывают конодонтовые зоны *Dryphenotus texanus* - *Dryphenotus bilineatus*. Самые молодые отложения датированы в интервале зон *Streptognathodus dissectus* - *Idiognathodus podolskensis*, что соответствует подольскому и каширскому горизонтам московского яруса. Полученные данные существенно уточнили наши представления о стратиграфии и структуре серии и послужили основой для разработки новой биостратиграфической схемы.

По стратотипическому разрезу по ущ. р.Ингури, на основании характера строения разреза, литологических и петрохимических особенностей и фаунистических находок выделяются три свиты, из которых две присутствуют почти во всех остальных разрезах дизской серии, а третья, самая молодая, в некоторых случаях выпадает из разреза из-

за широкого развития разрывных нарушений. Самая древняя — кирарская свита — по своему возрастному диапазону равна всему девону. Более молодая цхенискальская свита занимает возрастной интервал С — Р включительно, а замыкает стратиграфическую колонку триасовая (?) гвадарашская свита.

Новая биостратиграфическая схема позволила расшифровать структуру серии, выяснить характер фациальных изменений, восстановить условия осадконакопления и т.д.

Помимо этого, нами был проведен биофациальный анализ комплексов конодонт. Изучение палеоэкологии и фациальной приуроченности конодонт позволяет судить о характере бассейна осадконакопления в соответствующих временных интервалах. В эйфельском комплексе преобладают виды *Polygnathus* из группы *costatus*. Политнатидная группа *Costatus* принадлежала к пелагическому сообществу, которому в позднем девоне соответствует сообщество *Palmatolepis*. Франский интервал характеризуется представителями этого рода, что однозначно указывает на глубоководную обстановку осадконакопления. То же пелагическое сообщество конодонт характерно и для фаменского времени: здесь, в комплексе с явным преобладанием заведомо глубоководных форм *Palmatolepis minuta* примешиваются элементы (*P. nodocostatus*, *P. subnormalis*), которые обычно рассматриваются как менее глубоководные. Присутствие в визейских и турнейских комплексах только представителей родов *Siphonodella* и *Dryphenotus* также однозначно указывает на наиболее глубоководные условия. Такие условия осадконакопления сохранились и в среднекаменноугольное время, когда комплекс конодонт с преобладанием представителей рода *Gondolella* характеризует наиболее глубокие части среднекаменноугольных морей.

Таким образом, судя по биомическим особенностям комплексов конодонт, для всех датированных ими временных интервалов характерны весьма стабильные глубоководные условия осадконакопления. Однако в некоторых линзах известняков были найдены формы (*Adetognathodus gigantus*), характеризующие прибрежно-морские условия осадконакопления. В разрезе эти линзы наряду с грубозернистыми песчаниками и гравелитами тесно ассоциируются с породами, содержащими глубоководные комплексы конодонт. Детальное изучение этих линз позволило выяснить, что они являются олистолитами. Такое переслаивание осадков, образовавшихся в разных батиметрических условиях, видимо, указывает на ведущую роль турбидных потоков формирования отложений дизской серии. Питательной провинцией была суша, расположенная южнее современных выходов дизской серии, откуда поступал субаркозовый материал — продукт размыва плагитогранитоидных и метаморфических формаций, слагающих незрелую континентальную кору. Источником граувакко-аркозового материала являлись возникающие временами в пределах

самого бассейна островки-кордильеры.

Отложения дизской серии соответствуют фациям краевых морей. Морской бассейн, где накапливались эти отложения, был расположен между Закавказской и Большекавказской палео-островными дугами и по существу представлял малый океанический бассейн. Отложения серии формировались в тыловой, пассивной части Закавказской палео-островной дуги, образуя призму осадков континентального подножья.

Новая биостратиграфическая схема внесла некоторую ясность во взаимоотношение дизской серии и нижней юры. Присутствие базальной пачки конгломератов в низах лейаса и ее трансгрессивное залегание на более древних отложениях рядом исследователей трактуется как признак существования между палеозойско-триасовым и юрским комплексами значительного и повсеместного для Большого Кавказа стратиграфического перерыва. Однако достоверное наличие верхнего триаса в ряде разрезов (в ущ. р.Мзымта), формационная идентичность, единый структурный план деформаций, отсутствие на их границе угловых несогласий, отсутствие поздне триасовой молассы и гранитов, на наш взгляд, говорит в пользу "сквозного" развития герцинско-древнекиммерийского бассейна в альпийскую. В сквозном развитии следует подразумевать практическую непрерывность седиментации в течение триаса и юры, что не исключает возможности существования локальных несогласий и трансгрессивного налегания низов лейаса на палеозой-триас, свидетельствующих о проявлении древнекиммерийской фазы складчатости в зоне южного склона.

Передовой хребет Большого Кавказа

Помимо зоны южного склона, интересные данные по конодонтам были получены по стратиграфии среднего палеозоя Северного склона Большого Кавказа, в зоне Передового хребта, где в настоящее время фаунистически установлено наличие силура, почти всего девона и нижнего карбона.

Наглядное представление о стратиграфии и структуре среднего палеозоя зоны Передового хребта дает разрез ущелья р.Кубань, подробно описанный в сводном путеводителе 27-ой сессии МГК, экскурсия 008 за 1984 г. Самыми древними (нижне-девонскими) в этом разрезе приняты вулканогенные образования кизилкольской свиты, представленные здесь базальтами, дацитами и лавобрекчиями. Синхронным им считается обнаженная южная эффузивно-пирокластическая свита (нерасчлененный девон по путеводителю), для которой характерна более высокая степень метаморфизма пород и двучленное строение - внизу зеленокаменные базальтовые порфириты с субвулканическими телами риолитов, сверху пестрокрашенные риолиты, дациты и игнимбриты. Стратиграфически выше, но в разных фациальных подзонах следуют: элмезотьюбинская

туфогенно-сланцево-терригенная свита (живет), артыкчатская, карджуртская и полянская флишоидно-олигостромовые свиты (средний-верхний девон), балконарзанская толща (верхний девон), тоханская и учкуланская терригенно-флишоидные свиты (нижний карбон). Новые находки конодонты позволяют несколько изменить возрастные датировки и последовательность свит.

В силицитах, переслаивающихся с эффузивами крайне южной подзоны (нерасчлененный девон по путеводителю), а также в кремнях заполняющих межподушечные пространства в лавах кизилкольской свиты обнаружены конодонты: в южной фациальной подзоне - *Polygnathus dehiscens* Philip et Jackson, *P. pireneae* Boersma (верхний эмс); в кизилкольской свите - *Polygnathus* cf. *eiflius* Bishoff et Ziegler, *Polygnathus* cf. *benderi* Weddige, *Polygnathus trigonicus* Bishoff et Ziegler, *Polygnathus* ex.gr. *xylys* Stauffer, *Polygnathus* cf. *angustus*, *Polygnathus linguiformis* и *Tortodus intermedius* Bultinck (эйфель).

Конодонты были выделены также из глыб черных силицитов, заключенных в виде олистолитов в олигостромовой толще полянской свиты, которую ряд исследователей все еще относят к силуру. Здесь комплекс конодонтов представлен *Polygnathus* cf. *angusticostatus* Wettenkindt, *Tortodus kockelianus* Bishoff et Ziegler, *Polygnathus eiflius* Bishoff et Ziegler, *Ozarkodina remscheidensis* (Ziegler), *Polygnathus* sp. Все перечисленные виды характеризуют конодонтовую зону *kockelianus* эйфельского яруса. В других олистолитах обнаружен более древний комплекс конодонтов характеризующий верхи эмского яруса: *Polygnathus dehiscens* Philip et Jackson, *Ozarkodina* ex.gr. *remscheidensis* Ziegler, *Panderonelina miae* (Bultynck), *P. pireneae* Boersma (обр. 7-29). Таким образом, конодонты указывают на постэйфельский возраст вмещающей толщи.

Полученные нами данные позволяют внести следующие коррективы в существующую стратиграфическую схему среднего палеозоя долины р. Кубань: 1) кизилкольскую свиту следует относить не к нижнему, а среднему (эйфель) девону, а рассланцованные вулканиты южной фациальной подзоны - к нижнему девону (эмс); 2) полянская олигостромовая свита, содержащая переотложенный материал офиолитовой ассоциации, является постэйфельской, а не силурийской. Следовательно, нет никакого основания для выделения досилурийской офиолитовой ассоциации в области Северного склона Большого Кавказа.

Закавказский срединный массив

Кроме вышеотмеченных регионов, наши исследования отчасти коснулись и Закавказского срединного массива. В районе Храмского выступа в верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной свите (храмская

свита) из линз серых мраморизированных известняков выделены и определены конодонты *Paragnathodus commutatus* Branson et Mehl, характеризующие возрастной интервал от среднего визе по серпуховский ярус включительно, что согласуется с ранее известными материалами по фораминиферам, кораллам и брахиоподам.

Нами среди палеозойских отложений вышеотмеченных регионов в общей сложности были палеонтологически обоснованы десять разновозрастных уровней, выделены и описаны около 50 разных видов конодонтов, установлено 12 конодонтовых зон и, наконец, разработана новая стратиграфическая схема, расшифрована последовательность свит и их структура, выяснены условия осадконакопления и доюрская история развития соответствующих бассейнов.

Таким образом, метод конодонтового анализа, примененный нами для стратиграфии доюрских отложений зоны южного склона и других регионов, оказался наиболее эффективным для расчленения сложно построенных, сильно дислоцированных, метаморфизованных и вулканогенно-осадочных толщ. Быстрая смена комплексов конодонтов во времени, разнообразие родов и форм, обилие конодонтовых зон, их бионические особенности и характер фациальной приуроченности, встречаемость почти в любых породах нормально-морского генезиса, устойчивость к метаморфизму и др. — все это в совокупности дает им большое преимущество перед другими ископаемыми организмами. Очень часто с их помощью можно охарактеризовать такие сложно построенные толщи, датировка которых по другим группам фауны практически невозможно. Поэтому мы полагаем, что этот метод принесет большую пользу в деле дальнейшего изучения палеозойско-триасовых пород.

Л и т е р а т у р а

Адамия Ш.А. Доюрские образования Кавказа. — Тбилиси; Мещниерева, 1968, с.89-91, 126-225, 242-273.

Адамия Ш.А., Барской И.С., Кутелия З.А., Шавишвили И.Д. Новые данные по стратиграфии среднего палеозоя ущ.р.Кубань (Большой Кавказ). — ДАН СССР, 1987, т.292, №1, с.153-156.

Дыса Ф.Н., Кизевальтер Д.С. Значение находки силурийских для стратиграфии среднего палеозоя Северного Кавказа. Бюллетень МОИП, 1972, т.ХI, УП (2), с.55-57.

Кутелия З.А., Барсков И.С. Конодонты из палеозойских отложений Грузии. ДАН СССР, 1983, с.270, №2, с.394-397.

Кутелия З.А. Новые данные по стратиграфии дзвской серии. Сообщ. АН ГССР, 1983, т.109, №3, с.585-588.

Сводный путеводитель по Грузинской ССР, экскурсия 008; Домезойские комплексы Кавказа. Международный геологический конгресс, 27-ая сессия. - Тбилиси: Хеловнеба, 1984, с.136-144.

Сомин М.Л. Докюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. - М.: Наука, 1971, с.112-164, 209-223.

Хайн В.Е. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. - М.: Наука, 1984, 94 с.

Чегодаев Л.Д. Нижний силур Передового хребта Большого Кавказа. Советская геология, 1977, №12, с.50-57.

В.И.Зесашвили, Н.С.Бендукидзе, Т.А.Пайчадзе,
В.А.Тодрия, М.В.Топчишвили, З.М.Лебанидзе

ПРОБЛЕМЫ ЗОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИИ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАВКАЗА

Зональная стратиграфия, как известно, на данном этапе развития науки – вершина стратиграфических исследований, по существу это знаменует качественно новый этап развития стратиграфии и для решения проблем зональной стратиграфии, как никогда, требуется комплексный подход в самом широком понимании этого слова.

Юрские отложения, широко распространенные на Кавказе, в связи с приуроченностью к ним ряда ценных полезных ископаемых, давно привлекают внимание геологов. С их изучением связаны яркие имена таких авторитетных исследователей Кавказа, какими были: А.П.Герасимов, А.И.Джанелидзе, И.Р.Кахадзе, В.П.Ренгартен, И.Г.Кузнецов, Н.Б.Васюкович и многие другие.

Именно юрские отложения в 20-х годах, на заре зарождения геологической науки в Грузии стали предметом первых исследований, проведенных в стенах Института.

Усилиями специалистов, работающих в области стратиграфии и палеонтологии юрских отложений к 60-летию Института достигнуты значительные успехи, обеспечившие дальнейший прогресс наших знаний, как в регионально-палеонтологических исследованиях, так и в исследованиях по монографическому изучению отдельных групп ископаемой фауны. Опубликованы работы по фораминиферам, кораллам, брахиоподам, гастроподам, пелециподам и аммонитам. Из печати вышел первый для нашего региона труд большого коллектива авторов "Унифицированные региональные стратиграфические схемы юрских отложений Кавказа". Материалом для составления схем послужили результаты стратиграфических и палеонтологических исследований, проведенных за последние два десятилетия на Кавказе, но в них, естественно, учтены и все ранее полученные данные. Работа в основном выполнена сотрудниками геологических институтов академий наук закавказских республик, ВСЕГЕИ и Всесоюзного нефтяного института. Возглавлял работу Геологический институт АН СССР.

На схемах I – 3 отражен уровень наших знаний как по литостратиграфии, так и по биостратиграфии юры Кавказа.

В настоящее время из юрских отложений Кавказа по печатным и рукописным работам известно до 700 родов и 3000 видов, представля-

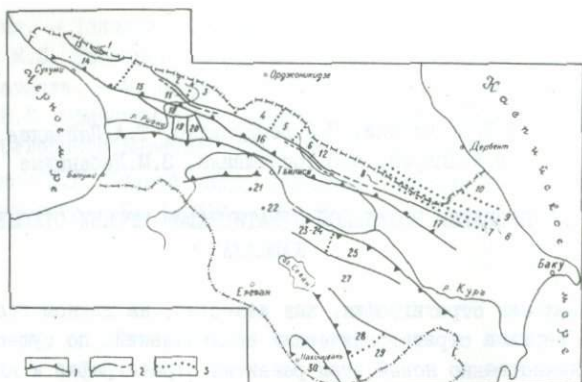


Рис.1. Схема районирования территории Закавказья по типу строения ниже- и среднеюрских отложений. I-18- Геосинклиналь Большого Кавказа, 19-23- Закавказский межгорный массив, 24-29- геосинклиналь Малого Кавказа, 30- Приараксинский массив. Границы: 1- крупных палеоструктур, 2- зон, 3- подзон.

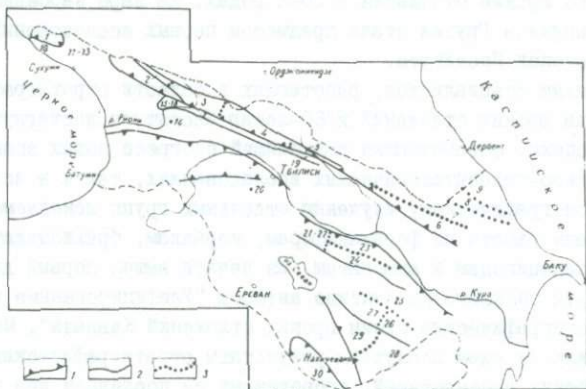


Рис.2. Схема районирования территории Закавказья по типу строения верхнеюрских отложений, I-II- Геосинклиналь Большого Кавказа, 12-21- Закавказский межгорный массив, 22-29- Геосинклиналь Малого Кавказа, 30- Приараксинский массив. Границы: 1- крупных палеоструктур, 2- зон, 3- подзон.

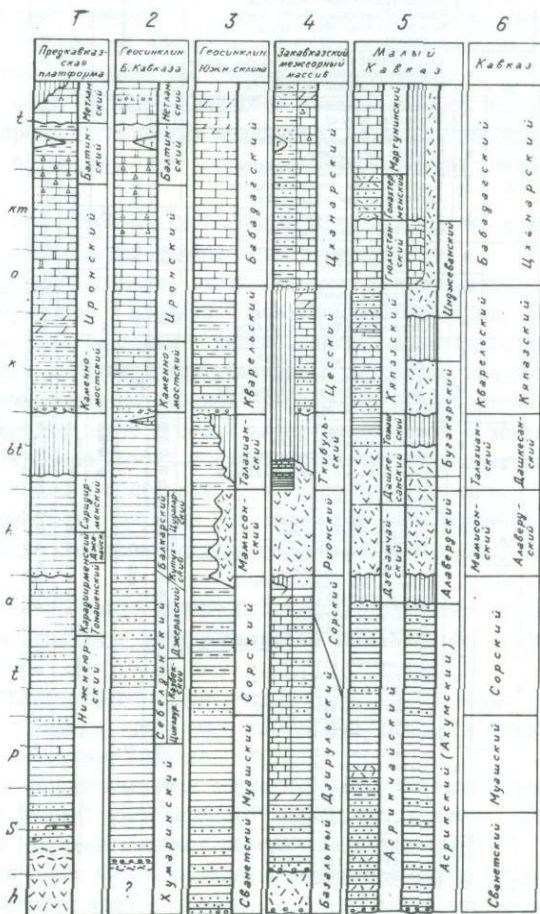


Рис. 3. Стратиграфические колонки южных отложений Кавказа по крупным структурам (1-5); горизонты для всего Кавказа (6).

Ярус	П. №	З О Н Ы	Гр	As	Арм	СКв	Кук
tt	В	<i>Virgatosphinctes transitorius</i>	○			●	●
	СР	<i>Semiforoceras semiforme</i>	○				○
	Н	<i>Danubiosphinctes palatinus</i> <i>Frankonites vimineus</i> <i>Rechetoceras mucronatum</i> <i>Hyboniticeras hybonotum</i>	○			○	○
km	В	<i>Aulacostephanus autissiodorensis</i> <i>Aulacostephanus eudoxus</i> <i>Aulacostephanus mutabilis</i>	○				○
	Н	<i>Rasenia cymodoce</i> <i>Pictonia baylei</i>	○	○			○
o	В	<i>Ringsteadia pseudocoordata</i> <i>Decipia decipiens</i> <i>Perisphinctes cautisnigrae</i>	○	○			○
	СР	<i>Gregoryceras transversarium</i> <i>Perisphinctes plicatilis</i>		●		●	●
	Н	<i>Cardioceras cordatum</i> <i>Quenstedtoceras mariae</i>		○	○		○
	В	<i>Quenstedtoceras lamberti</i> <i>Feltoceras athleta</i>	●	●		●	●
k	СР	<i>Erynoceras coronatum</i> <i>Kosmoceras jason</i>	○	○		●	●
	Н	<i>Sigaloceras calloviense</i> <i>Macrocephalites macrocephalus</i>	○	○	●	○	○
bt	В	<i>Clydonioceras discus</i> "Oxyerites aspidoides"			○		○
	СР	<i>Tulites subcontractus</i> <i>Gracilisphinctes progracilis</i>		○			○
	Н	<i>Zigzagoceras zigzag</i>	○		○	○	○
b	В	<i>Parkinsonia parkinsoni</i> <i>Garantiana garantiana</i> <i>Strenoceras subfurcatum</i>	●	○		●	●
	Н	<i>Stephanoceras humphriesianum</i> <i>Otoites sauzei</i> "Sonninia sowerby"	●		●	●	●
	В	<i>Graphoceras concavum</i> <i>Ludwigia murchisonae</i>	●			●	●
a	Н	<i>Leioceras opalinum</i>	●	○		●	●
	В	<i>Dumortieria levesquei</i> <i>Grammoceras thouarsense</i> <i>Haugia variabilis</i>	●	●		●	●
t	Н	<i>Hildoceras bifrons</i> <i>Harpoceras falceifer</i> <i>Dactylioceras tenuicostatum</i>	○			○	○
	В	<i>Fleuroceras spinatum</i> <i>Amaltheus margaritatus</i> <i>Amaltheus stokesi</i>	●	○		○	●
p	Н	<i>Prodactylioceras dawsoni</i> <i>Tragophylloceras ibex</i> <i>Uptonia jamesoni</i>	○			○	○
	В	<i>Echioceras raricostatum</i> <i>Oxynoticeras oxynotum</i> <i>Asteroceras obtusum</i>	●	○		○	●
	Н	<i>Caeniasites turneri</i> <i>Arnioceras semicostatum</i> <i>Arietites bucklandi</i>	○	○	○	●	○
h	В	<i>Schlotheimia angulata</i>					
	Н	<i>Alsatites liasicus</i> <i>Felloceras planorbis</i>					

f. o 2 ●

Рис. 4. Схема зонального расчленения юрских отложений Кавказа
I - зона, 2 - лона.

щих почти все группы ископаемых организмов. Это фораминиферы, тинтиниды, губки, иглкожие, кораллы, плеченогие, брюхоногие, двусторчатые моллюски, аммониты, белемниты, макро- и микрофлора. Стратификационная способность этих групп самая различная, выделенные по ним биостратиграфические единицы совершенно разного объема. Если аммонитовые зоны дают возможность дробного деления яруса, категории общего стратиграфического подразделения, то другие группы, пока в значительной мере уступают им. Региональные аммонитовые зоны, в отличие от зон общей шкалы, называются локальными или сокращенно лонами, и они как правило по объему отличаются от зон общей шкалы, их объем больше и в основном, одна лона соответствует двум зонам международной шкалы.

Из 56 зон общей шкалы на Кавказе выделяется 37 и это большое достижение наших стратиграфов и палеонтологов.

Геттангский ярус на Кавказе по аммонитам не выделяется (рис.4), тогда как в Крыму, в верхней части таврической серии найден *Schlotheimia angulata* - форма - индекс верхней зоны этого яруса. На Кавказе этот ярус должен присутствовать в разрезах, где имеется непрерывная седиментация на границе триасовой и юрской систем.

Синеморский ярус в общей шкале представлен 6 зонами и все эти зоны по материалам Грузии и Азербайджана устанавливаются. Вместо трех зон нижнего плинсбаха в Грузии установлена одна.

В Закавказье в верхнем плинсбахе две зоны: *margaritatus* и *spinatum*, а на Северном Кавказе они объединены в одну лону амалтеусов.

В нижнем и среднем тоаре в Грузии установлено по одной зоне, а на Северном Кавказе в этих подъярусах отдельные зоны общей шкалы не выделяются.

Две зоны верхнего тоара *thouarsense* и *levesquei* и нижняя зона нижнего аалена *oralium* хорошо выделяются в Азербайджане, Грузии и на Северном Кавказе.

Пока не представляется возможным зону *scissum* нижнего аалена отделить от нижней зоны верхнего аалена *murchisonae* поэтому и в Грузии и на Северном Кавказе объединены в одну лону.

Верхняя зона верхнего аалена выделяется как в Грузии, так и на Северном Кавказе, хотя в последнем пункте она котируется как подзона.

Все зоны байосского яруса хорошо выделяются как на Северном Кавказе, так и в Закавказье.

Нижний бат установлен в Армении, Грузии и на Северном Кавказе.

В среднем бате, вместо двух зон стандартной шкалы в Закавказье установлена одна лона.

Верхний бат по характерным формам фауны на Кавказе нигде не ус-

тановлен.

В нижнем келловее как на Северном Кавказе, так и в Закавказье вместо трех зон общей шкалы выделяется одна лона.

На Северном Кавказе установлены обе зоны среднего келловей, а в Закавказье — одна.

Верхний келловей и в Закавказье и на Северном Кавказе расчленяется на две зоны.

В Азербайджане в окофорде выделяются все четыре зоны унифицированной шкалы, а на Северном Кавказе по одной лоне в каждом подъярусе.

Одна лона устанавливается в нижнем киммеридже в Грузии и Азербайджане.

Верхней зоне верхнего киммериджа и нижней зоне нижнего титона соответствуют две синхронные лоны в Азербайджане.

Вместо двух зон верхнего титона в Грузии выделяется одна лона.

Такой представляется зональная стратиграфическая шкала юрских отложений Кавказского региона. В ней не все зоны выделены с одинаковой убедительностью. Имеется в виду как количество руководящих форм, так и их географическое распространение. В этом отношении значительно лучше обстоит дело для тоарского, ааленского и байосского ярусов, которые отличаются широким распространением обильных руководящих форм. Не совсем ясны причины отсутствия зональных форм в геттанге, бате, верхнем киммеридже-титоне. Чем это объяснить, геологическими причинами — отсутствием соответствующих отложений или недостаточностью палеонтологического материала.

Нет никакого сомнения в том, что должны быть продолжены исследования по усовершенствованию зональной шкалы.

Конечно, дальнейшее усовершенствование зональной шкалы требует кропотливых и очень трудоемких исследований с целью выделения в ней подзон, как в западноевропейской. Как известно, за редким исключением таких шкал в нашей стране еще нет и в этом отношении Кавказ может стать примером.

Интересы усовершенствования зональной шкалы требуют продолжения исследования и по другим группам ископаемых организмов. Среди них надо в первую очередь назвать фораминиферы, которые дают хорошие результаты при расчленении и корреляции отдаленных друг от друга разрезов. В настоящее время наиболее изучены фораминиферы поздней юры, и расчленение, основанное на изменении их комплексов во времени, сопоставлено с подразделениями, выделенными по аммонитам. Из биостратиграфических единиц, выделенных на нашей схеме, в настоящее время 4 возведены в ранг зоны: нижний келловей, средний келловей, средний оксфорд и нижний киммеридж. Две последние вошли в зональную схему юга СССР по фораминиферам. Намечались возможности

расчленения средней юры по фораминиферам и верхней юры-нижнего мела по тинтинидам.

Теперь никто уже не сомневается в том, что кораллы имеют стратиграфическое значение. В институте давно изучают мезо-кайнозойские кораллы и вопросам стратиграфии кораллоносных отложений, геологических условий и времени формирования рифовой биоформации уделяется большое внимание. Н.С.Бендукидзе получены существенно новые стратиграфические выводы. Для верхнеюрских отложений, выраженных в карбонатной рифовой формации, где аммониты практически отсутствуют, предложена новая экозона, выделяемая по склерактиниям, — зона *Rhipidogyra elegans* соответствующая аммонитовой зоне *Epipeltoceras bimammatum*. Зона *Rhipidogyra elegans* предлагается для региональной шкалы Кавказа и Крыма.

Продолжается работа над установлением других коралловых зон.

Мы предполагаем усилить исследования по пелециподам, брюхоногим моллюскам и белемнитам.

Все это было сказано относительно зональной шкалы, которая является значительным достижением нашей стратиграфической палеонтологии. Зональная же стратиграфия, иногда неправильно приравниваемая к зональной шкале, — это предмет будущих исследований. Это большая, очень ответственная и нужная для геологической практики проблема, успешное решение которой требует комплексного подхода палеонтологов, стратиграфов, литологов, геохимиков осадочных образований и, возможно, других специалистов. В этих работах непременно должны участвовать геологи — практики, занимающиеся геологической съемкой. Как известно, в ближайшем будущем по всему Союзу постановлением правительства начинается геологическая съемка в масштабе 1:25000. Без зональной стратиграфии эту ответственную задачу нельзя выполнить. Нам представляется, что в данном случае необходима кооперация усилий научных работников — стратиграфов и палеонтологов и работников производственных организаций — геологов съемщиков.

Л и т е р а т у р а

Гамкрелидзе П.Д. Геологический институт им.А.И.Джанелдзе, Тбилиси; Мецниереба, 1976, 64 с.

Геология СССР, т.Х, Грузинская ССР, ч.1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964, 655 с.

Унифицированные региональные стратиграфические схемы юрских отложений Кавказа, Л.: 1984, 69 с.

ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ГРУЗИИ

Палеобиогеографические исследования в Грузии начались в 60-х годах 20-го столетия. Первой работой палеозоогеографического характера была коллективная статья сотрудников Геологического института АН СССР – А.Л.Цагарели, М.С.Эристави, К.Ш.Нуцубидзе, Н.С.Бендукидзе и В.И.Зесашвили, опубликованная в сборнике XXI сессии МГК в 1960 г. В ней рассматривались палеогеографические связи Кавказской геосинклинали с соседними бассейнами в течение мезозоя (Цагарели и др., 1960). Для каждой эпохи от триаса до позднего мела включительно охарактеризованы фаунистические комплексы, выявлены сходства и различия с соседними – средиземноморским, средневропейским и гималайским типами фауны, раскрыты причины их различий; пути миграции и изменение состава фауны рассмотрены в историческом аспекте в связи с последовательным изменением палеогеографического плана.

Новейшие исследования, проводимые в наши дни, вполне подтверждают многие положения, высказанные 25 лет тому назад, до того, как коренным образом изменились наши взгляды на общие проблемы геологии в связи с появлением теории тектоники плит.

Вслед за этой работой, в 1962 году публикуется статья Н.Г. Химшиашвили, в которой в связи с вопросом миграции юрских аммонитов рассмотрена палеозоогеографическая ситуация в юре (Химшиашвили, 1962).

В 70-х годах Н.Н.Квахадзе провел палеозоогеографическое районирование раннемеловых бассейнов Средиземноморской области по брахиоподам (Квахадзе, 1972).

Т.А.Ломинадзе и А.С.Сахаров (1985) обстоятельно рассмотрели палеозоогеографическую обстановку келловейских бассейнов Кавказа.

Вопросы палеобиогеографического районирования рассматриваются, как правило, во всех палеоботанических исследованиях, а их в Грузии большое количество: монографии М.Д.Узнадзе, Ц.И.Сванидзе, И.И. Шатиловой и др.

Следует отметить, что палеобиогеографические исследования все же отстают от палеонтолого-стратиграфических, уровень которых в нашем Институте и в Грузии вообще довольно высок. За последние годы намечается некоторая активизация в этой области знаний. Составлена полная видовая картотека для всех групп нижне- и среднеюрских фаун Кавказа. Следует ожидать, что автор картотеки В.И.Зесашвили

проведет детальное районирование кавказских бассейнов. Молодой научный сотрудник Г. Гугунишвили также подготовил материал по позднемеловым гастроподам, с намерением провести районирование позднемеловых бассейнов вга СССР по этой группе.

Нами опубликован детальный анализ аммонитовых комплексов Средиземноморской области (Котетивили, 1982; Kotetishvili, 1983; Котетивили, 1986). Приведу лишь основные результаты районирования раннемеловых бассейнов от Пиренейского полуострова и севера Африки до Гиссарского хребта в Средней Азии.

Если рассмотреть раннемеловой аммонитовый комплекс Кавказа в целом, легко убедиться, что почти все общие для Северного Кавказа и Закавказья роды аммонитов, а их почти 90, широко распространены в Средиземноморской области, свидетельствуя о принадлежности этих бассейнов к последней; в данных бассейнах нет провинциальной дифференциации аммонитов. Это интересно отметить, т.к. при районировании по другим группам, например по брахиоподам, выделяется Северокавказско-Туркменская провинция отдельно от Закавказской. В Закавказье представлена сугубо средиземноморская ассоциация, на Северном Кавказе вместе с типично средиземноморскими родами появляется бореальный род *Riasanites*, закаспийский — *Transcaspiites* и крымский — *Tauricoceras*.

В Крыму представлен аммонитовый комплекс, сходный с кавказским. Из 16 общих родов — 13 средиземноморских. Бореальные элементы редки — для рода *Riasanites*. Крым является наиболее западным пунктом распространения. Сюда достигает род *Transcaspiites*, известен род *Tauricoceras*.

В западных регионах большинство родов общие. В Восточных Карпатах известен гондванский род *Corongoceras*, в ЮВ Франции — *Palasiceras*.

По южному борту Средиземноморской области — в Северной Африке, кроме средиземноморских родов — *Spiticeras*, *Negreliceras*, *Berriassella*, *Fauriella* и др., известны гондванские роды — *Pseudolissoceras*, *Aspidoceras*, *Subalpinites*, *Bochianites*, которые, хотя и встречаются на юге Европы, но основное их распространение так же, как и центры их происхождения, приурочены к Африке и Южной Америке.

На территории Средней Азии от берриаса до позднего баррема аммониты практически неизвестны. Тем временем, на Мангышлаке имеется довольно богатый комплекс аммонитов, в котором представлены и средиземноморские (*Neocosmoceras*, *Subalpinites*) и бореальные (*Riasanites*, *Surites*) роды. Известен местный род *Transcaspiites*. Для мангышлакского комплекса характерно отсутствие таких заведомо средиземноморских родов как *Spiticeras*, *Berriassella*, *Dalmasiceras*.

Данные, которыми мы располагаем по Ирану и Турции, весьма скудны. Отчасти это вызвано малой изученностью биостратиграфии и палеонтологии этих стран. В СЗ части прикаспийского Ирана известны *Berriasella*, *Neosomites* и кальпионеллы. В Анатолии — *Berriasella*. Эти данные указывают на наличие средиземноморского типа берриаской фаунистической ассоциации.

Таким образом, в берриасе наблюдается высокий провинциализм аммонитов. Выделяются 3 провинции: Альпийско-Кавказская, Северо-Африканская и Мангышлакская (рис. I а).

Валанжинский и готеривский века отмечены широким расселением бореальных аммонитов в Средиземноморской области, чем вызвано сравнительное снижение аммонитового провинциализма. В валанжине происходит и обратный процесс — представители средиземноморских родов появляются в бассейнах Северо-Западной Европы. Причиной может быть нивелирование температуры в этот отрезок времени при открытых путях расселения. Тем временем на Кавказе отсутствует ряд родов, известных в западной части области.

На Мангышлаке представлена почти полностью бореальная ассоциация. Только один род средиземноморский. Коэффициент сходства с кавказским комплексом равен 43 %, что означает их принадлежность к различным областям.

Таким образом, в валанжинском веке выделяются две подобласти: Западносредиземноморская и Восточносредиземноморская. Мангышлакская провинция обособлена, она относится к Бореальному поясу (рис. I б).

В готеривском веке продолжается сильное влияние Бореального царства на Тетическое. В Северокавказском бассейне широко распространены бореальные роды, три из них — *Speetonicerias*, *Sibirskites*, *Craspedodiscus* — достигают пышного расцвета. Средиземноморские роды уступают им в численности и разнообразии.

Крымский комплекс отличается двумя родами: *Astieria* и *Moutoniceras*. В Болгарии появляются *Elenicerias*, *Distoloceras*, *Suboosterella*. Сходные комплексы известны в Подальпийских цепях, Испании, Сардинии. В Тунисе известны еще *Breistrofferella*, *Eodesmosceras* и др.

Исходя из сопоставления аммонитовых комплексов готеривского возраста разных частей Средиземноморской области, ее можно подразделить на 2 подобласти: Западносредиземноморскую и Восточносредиземноморскую (рис. I в).

В барреме устанавливается сугубо средиземноморский комплекс аммонитов, большинство родов которого — *Barremites*, *Silesites*, *Costidiscus*, *Macroscaphites*, *Namulina*, *Crioceratites* и ряд семейств — *Holcodiscidae*, *Pulchelliidae*, *Heteroceratidae* — почти

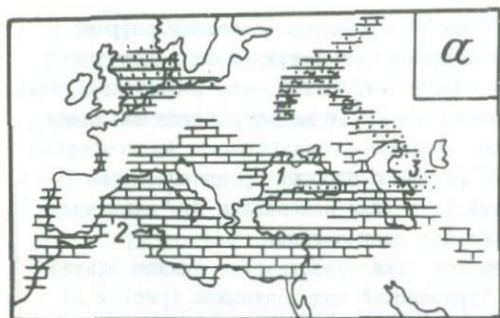
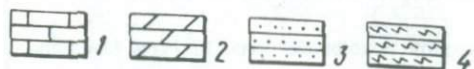
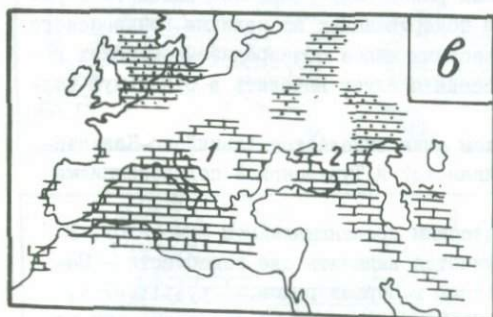
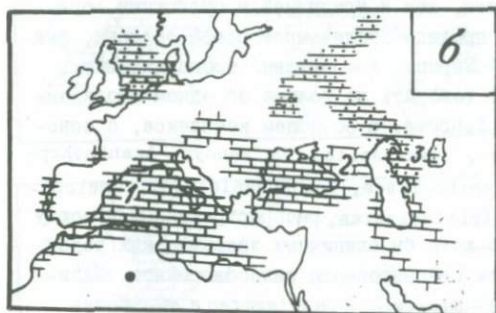


Рис. I. Схема районирования бассейнов Средиземноморской области в берриасе-готериве.

I - известняки, 2 - мергели, 3 - песчаники, 4 - глины.
 а) в берриасе: 1 - Альпийско-Кавказская, 2 - Северо-Африканская, 3 - Мангышлакская провинция; б) в валанжине: 1 - Западно-средиземноморская, 2 - Восточносредиземноморская подобласти, 3 - Мангышлакская провинция Бореальной области; в) в готериве: 1 - Западносредиземноморская, 2 - Восточносредиземноморская подобласти.



повсеместно распространены в пределах области.

Не ощущается влияние Бореального царства, барремский комплекс которого весьма обеднен.

В Западной Туркмении аммониты появились в позднем барреме. Это представители родов преимущественно распространенных в восточной части области: *Heteroceras*, *Imerites*, *Colchidites*, *Hemihoplites*. Характерен местный род *Turkmeniceras*. Обращает на себя внимание отсутствие родов *Barremites*, *Silesites*, *Costidiscus*, *Macroscaphites*, столь характерных для позднего баррема Средиземноморья.

Совокупность этих фактов послужила основанием для выделения Туркменского бассейна в отдельную подпровинцию.

Таким образом, в барремском веке существовала единая Альпийско-Кавказская провинция с Туркменской подпровинцией (рис. 2 а).

В апте произошло значительное нивелирование условий как внутри Средиземноморской области, так и между ней и областями Бореального пояса. Расширяются пределы Средиземноморской области, она охватывает бассейны Средней Европы. Аммонитовый провинциализм значительно ослаблен. Можно говорить не только об одном средиземноморском комплексе, как в барреме, а об общем комплексе, с основным составом — *Tetragonites*, *Deshayesites*, *Dufrenoya*, *Acanthohoplites*, *Colombiceras*, *Hypacanthoplites*, *Pseudohoplites*, *Chelonicerases*, *Prochelonicerases*, *Epicheloniceras*, распространенным повсюду.

В таком случае наличие хотя бы единичных эндемических родов может явиться основанием для районирования палеобассейнов. Наличие двух эндемических родов — *Lurrovia* и *Caspianites* и множества местных видов космополитичных родов дают основание выделить Туркменский бассейн в отдельную подпровинцию; по наличию гондванского рода *Mathoceras*, а также местных видов общесредиземноморских родов Северо-Африканский бассейн следует выделить в отдельную подпровинцию.

Таким образом, в аптском веке выделяется Альпийско-Кавказская провинция с Северо-Африканской и Туркменской подпровинциями (рис. 2 б).

Альбский век отмечен высоким провинциализмом аммонитов. В Средиземноморской области удается выделить две подобласти — Западную и Восточную — по наличию в первой родов *Lyelliceras*, *Vranoceras*, *Hystatoceras*, *Mojsisoviczia* и по их отсутствию во второй.

В Западно-Средиземноморской подобласти различаются Альпийская провинция и обособленная от нее наличием гондванских родов *Klemiceras*, *Vaculites*, *Forbesiceras*, *Flickia*, *Manuaniceras* — Северо-Африканская провинция.

В Восточно-Средиземноморской подобласти выделяется Крымско-Кавказская провинция по крайней редкости гоэлитид и Туркменская

(включая Мангышлак) по пышному расцвету гофлитид и наличию центров Эндемизма на Мангышлаке (*Vnigricegas*, *Anadesmoscegas*) и на Гиссаре.

Таким образом, в альбском веке выделяются две подобласти и четыре провинции: Альпийская и Северо-Африканская - Западноевропейской подобласти, Крымско-Кавказская и Туркменская - Восточно-европейской (рис. 2 в).

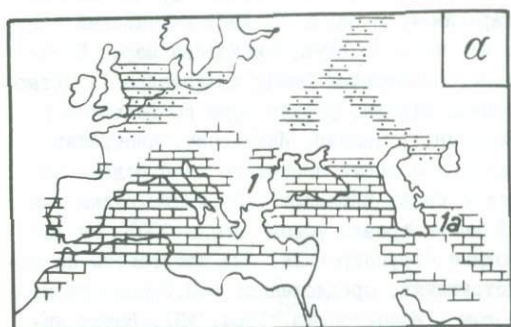
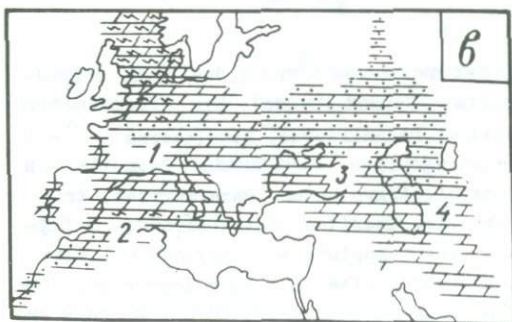
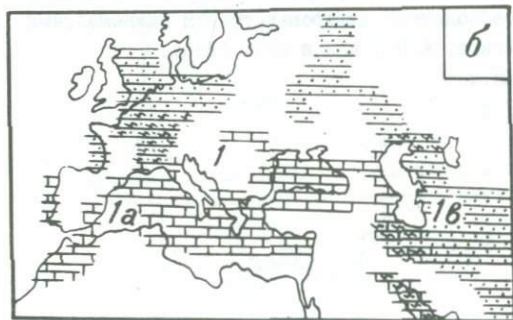


Рис.2. Схема районирования бассейнов Средиземноморской области в барреме -альбе: (условн. обознач. см.рис. 1):

- а) в барреме: 1 - Альпийско-Кавказская провинция, 1а - Туркменская подпровинция; б) в апте: 1- Альпийско-Кавказская провинция, 1а - Североафриканская, 1б- Туркменская подпровинция; в) в альбе: 1- Альпийская, 2- Североафриканская, 3- Крымско-Кавказская, 4- Туркменская провинция.



Интересен вопрос о путях миграции аммонитов в раннемеловую эпоху. Как известно, Средиземноморская область, особенно ее западная часть, в силу весьма продолжительного нормально-морского режима и стабильности биотических условий явилась местом пышного родо- и видообразования в течение раннего мела. Однако средиземноморский комплекс содержит как собственно средиземноморские роды, так и роды, мигрировавшие из Бореального пояса, и гондванские роды. Первым делом рассмотрим вопрос миграции родов собственно Средиземноморской области. На земном шаре имеется более 40 местонахождений этих родов вне пределов области. Это - Мексика, Карибское море, Калифорния, Колумбия, Аргентина, Патагония, Земля Александра I (Антарктида), Южная и Юго-Восточная Африка, редкие роды встречаются в Гренландии, на Дальнем Востоке, в Японии, Индонезии, Австралии (безусловно, трудно говорить о полноте данных по всем родам, но основную картину они, должно быть, передают). По каким путям они могли расселяться? С этой целью ареалы родов (около 200), мы изобразили графически, а сходные сгруппировали. Они изображены на палеогеодинамических реконструкциях, предложенных Л.П.Зоненшайном, Л.А.Савостиным и А.И.Седовым (Геотектоника, 1984, №3). Взяты интервалы времени от 140 до 100 млн.лет, через каждые 10 млн.лет и к ним пригнаны значения абсолютной датировки границ нижнемеловых ярусов по шкале У.Б.Харленда, А.В.Кокса и др. (1985).

	$\frac{K_2}{a1}$	97,5 млн.лет
I00	$\frac{a1}{a}$	II3
II0	$\frac{a}{br}$	II9
I20	$\frac{br}{h}$	I25
I30	$\frac{h}{v}$	I31
I30	$\frac{v}{b}$	I38
I40	$\frac{b}{J_3}$	I44

Среди средиземноморских аммонитов можно найти роды, ограниченные только данной областью (первая группа). Это - *Pseudosubplanites*, *Delphinella*, *Fauriella*, *Dalmasiceras*, *Pomeliceras* - в берриасе (рис. 3 а); *Protetragonites* - в валанжине; *Sagnella* - в готериве (рис.3 б); *Leptoceras*, *Argvethites*, *Paraimerites*, *Eristavia*, *Matheronites*, *Torcapella*, *Imerites*, *Astieridiscus* - в барреме (рис. 3в); *Cicatriles*, *Pseudohaploceras*, *Angyloceras*, *Kutatissites*, *Megatyloceras*, *Nodosohoplites* - в апте (рис.4 а); *Dissohoplites*, *Lepthohoplites* - в альбе (рис.4 б). Остальные роды имеют более широкое распространение.

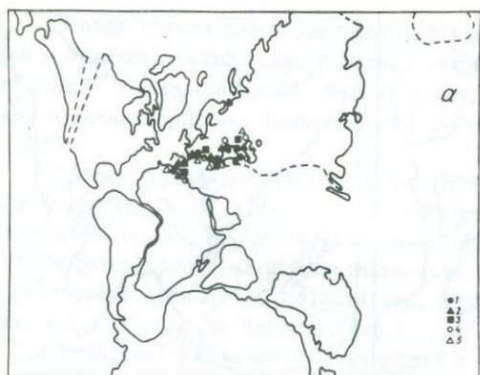


Рис.3. а) берриасские роды: 1 - *Pseudosubplanites*, 2 - *Delphinella*, 3 - *Fauriella*, 4 - *Dalmasiceras*, 5 - *Pomeliceras*.



б) валанжинско-готтеридские роды: 1 - *Prote-tragonites*, 2 - *Subsaxnella*;

в) барремские роды: 1 - *Leptoceras*, 2 - *Argvethites*, 3 - *Imerites*, 4 - *Paraimerites*, 5 - *Eristavia*, 6 - *Matheronites*, 7 - *Torcapella*, 8 - *Astieridiscus*.

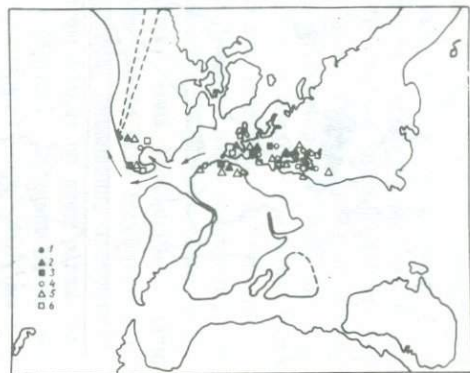
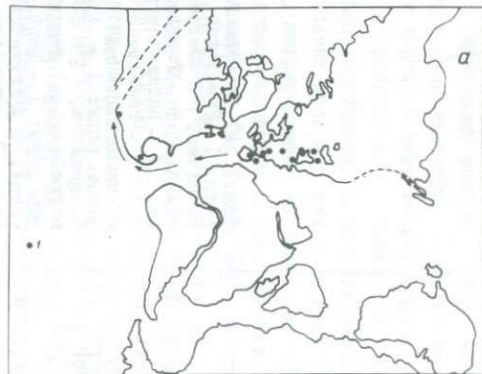




Рис.4. а) аптские роды: 1 - Cicatrites, 2 - Pseudocrioceras, 3 - Ancyloceras, 4 - Kutatissites, 5 - Megatyloceras, 6 - Nodosohoplites; б) альбские роды: 1 - Discopliites, 2 - Leptopliites.



Рис.5. а) барремский род *Holocidiscus*; б) аптские роды: 1 - *Helicancyclus*, 2 - *Melchiorites*, 3 - *Uhligella*, 4 - *Procheloniceras*, 5 - *Hypacanthoplites*, 6 - *Dufrenoyia*.



Вторая группа родов распространена только в Северном полушарии — Мексике, Калифорнии, Аризоне, Техасе; *Holcodiscus* — в барреме (рис.5 а); *Helicancylus*, *Melchiorites*, *Uhligella*, *Procheloniceras*, *Hurasanthoplites*, *Deshayesites*, *Dufrenoyia* — в апте (рис. 5 б).

Третья группа встречается к югу от Средиземноморской области — в Колумбии, Перу, Патагонии, ЮВ Африке, в Антарктиде, в Австралии: *Malbosiceras*, *Neosomoceras*, *Subthurmannia*, *Blanfordiceras* — в берриасе (рис.6 а); *Pseudothurmannia*, *Leopoldia*, *Subsainella* — в готериве (рис.6 б); *Colchidites*, *Toxoceratoides*, *Macroscathites*, *Nemihoplites* — в барреме (рис.6 в).

Четвертая группа распространена и к северу и к югу, но имеет сравнительно ограниченные ареалы: *Heinzia* — в барреме (рис.7 а); *Pseudocharloceras*, *Gargasiceras*, *Eodouvilleiceras* в апте (рис.7 б).

Группу с практически глобальным распространением составляют: *Spiticeras*, *Berriasella* — в берриасе (рис.8 а); *Neosomites*, *Thurmanniceras*, *Olcosterphanus* — в валанжине; *Crioceratites* — в готериве (рис.8 б); *Tropaeum*, *Ericheloniceras* — в апте (рис.9 а); *Douvilleiceras*, *Mortoniceras*, *Puzosia* — в альбе (рис.9 б).

И, наконец, относительно родов, которые распространились из других областей в Средиземноморскую. Это представители бореальной фауны: *Riasanites* — в берриасе (рис.10 а); *Valanginites*, *Polypytchites*, *Dichotomites*, *Neocraspedites* — в валанжине (рис.10 б); *Aegocrioceras*, *Speetoniceras*, *Simbirskites*, *Craspedodiscus* — в готериве (рис. 10 в) и представители "Гондванской" фауны — *Corongoceras* — в берриасе; *Knemicerias* — в альбе и др. (рис.11), мигрирующих с юга на север. Как уже отмечалось, они не достигают Кавказа. Наиболее восточный пункт их распространения — Болгария.

Если изобразить все фактические местонахождения вместе, то, как мне кажется, суммирование всех данных укажет нам естественные пути расселения средиземноморских родов в бассейнах Земного шара (рис. 12).

Таким образом, намечается два основных направления, которые, по моему мнению, можно трактовать как пути расселения аммонитов из Средиземноморской области: 1) через Карибское море, Мексику и Калифорнию они могли расселиться в Тихоокеанской области — на Дальнем Востоке, Японии, Индонезии; 2) от Карибского моря через Венесуэлу, Колумбию, Перу, Патагонию, Антарктиду — в Южную и Юго-Восточную Африку, Индию, Пакистан и Южный Иран. В последние пункты они могли попасть и с севера. Через Антарктиду и (или) Индию они могли расселиться в Австралийских морях.

К востоку от Средиземноморской области фауна не распространялась. В восточной части Средней Азии господствовали континенталь-

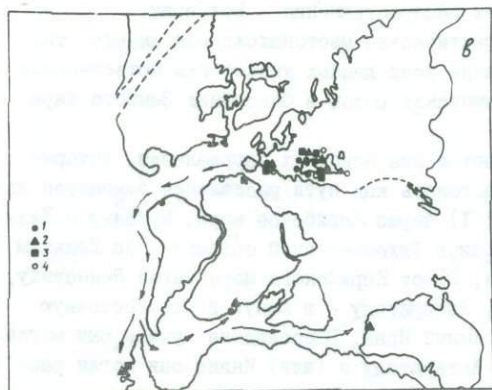
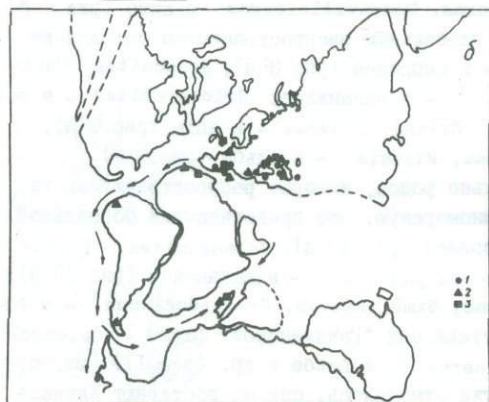
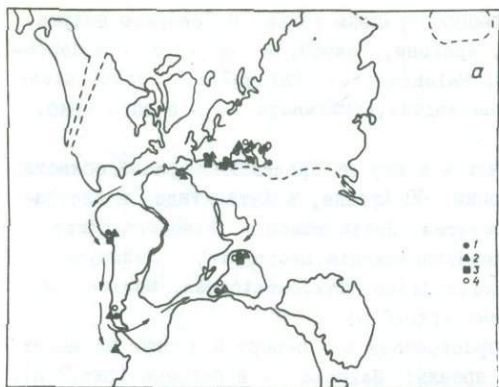


Рис. 6. а) берриасские
 роды: 1 - Malbosice-
 ras, 2 - Neocosmo-
 ceras, 3 - Subthur-
 mannia, 4 - Blanfor-
 diceras;

б) готеривские роды:
 1 - Pseudothurman-
 nia, 2 - Leopoldia,
 3 - Subsaynella;

в) барремские роды:
 1 - Colchidites,
 2 - Toxoceratoides,
 3 - Marcoscaphites,
 4 - Memihoplites,



Рис.7. а) барремский
род *Heinzia*;
б) аптские роды: 1 -
Pseudohaploceras,
2 - *Eodouvilleiceras*,
3 - *Gargasicerases*.

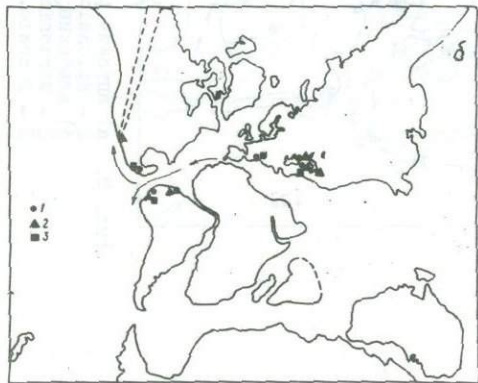
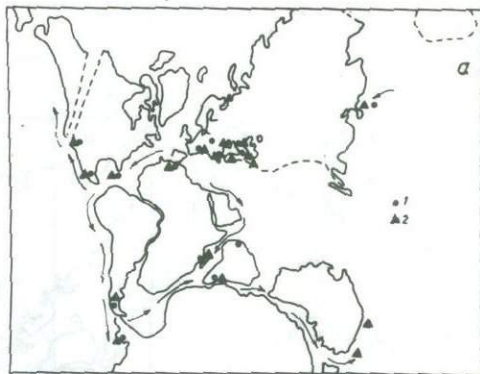
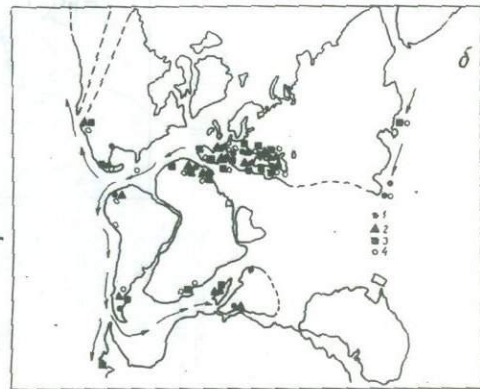


Рис.8. а) берриасские ро-
ды: 1 - *Spiticeras*,
2 - *Berriasella*;
б) валанжинско-готеривс-
кие роды: 1 - *Thurmanni-
ceras*, 2 - *Olcostepha-
nus*, 3 - *Neocomites*,
4 - *Crioceratites*.



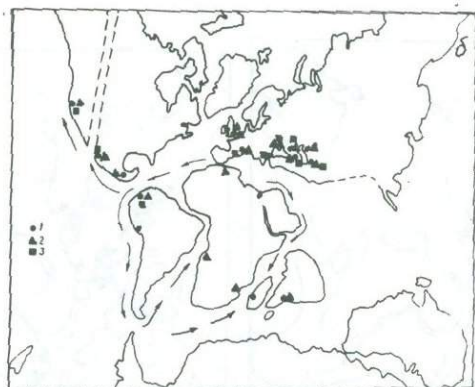
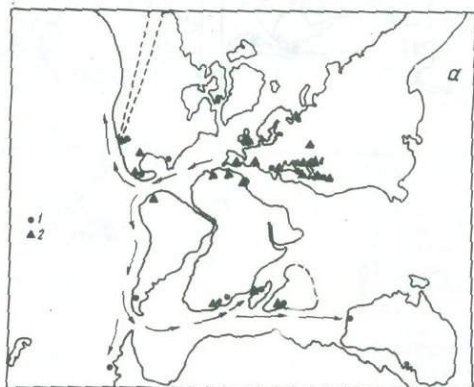


Рис. 9. а) аптские роды: 1 - *Tropaneum*,
 2 - *Epicheloniceras*;
 б) альбские роды: 1 - *Douvilleiceras*,
 2 - *Mortoniceras*,
 3 - *Puzosia*.

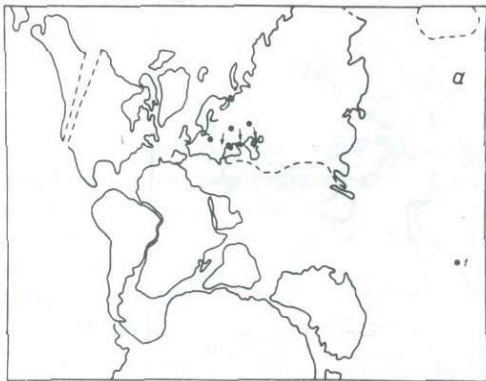


Рис. 10. Пути миграции бореальных родов.

а) берриасский род:
Riassanites;

б) валанжинские роды:
1 - Valanginites,
2 - Polypptychites,
3 - Dichotomites,
4 - Neocraspedites.

в) готеривские роды:
1 - Aegocrioceras,
2 - Speetoniceras,
3 - Simbirskites, Craspedodiscus.



■ 1
● 2
▲ 3
◆ 4



■ 1
● 2
▲ 3

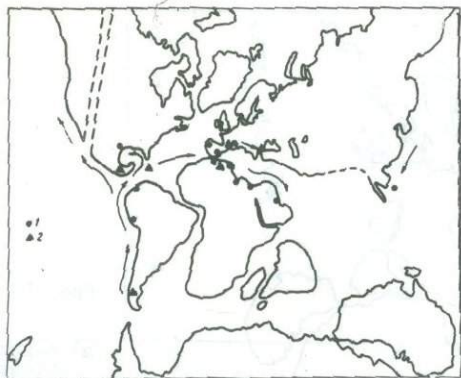


Рис. 11. Пути миграции гондванских родов:
1 - *Corongoceras*, 2 - *Knemicerat*



Рис. 12. Пути миграции Средиземноморских родов аммонитов в бассейны Земного шара. 1 - местонахождение рода.

ные условия, временами нарушаемые вторжением морских вод.

Л и т е р а т у р а

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.И. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн. лет. - Геотектоника, 1984, №3, с.3-16.

Квахадзе Н.Н. Раннемеловые брахиоподы бассейна среднего течения р. Риони (Западная Грузия) и их стратиграфическое значение. - Автореф. канд. дис., Тбилиси, 1972, 27 с.

Котетивили Э.В. К палеозоогеографии Кавказских бассейнов в раннем мелу. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1982, т.57, вып.2, с.80-94.

Котетивили Э.В. Зональная стратиграфия нижнемеловых отложений Грузии и палеозоогеография раннемеловых бассейнов Средиземноморской области. - Тр. ГИН АН СССР, нов. сер., 1966, вып.91, 160 с.

Ломинадзе Т.А., Сахаров А.С. Космоцератида Кавказа. Тбилиси, Мецниереба, 1985, 62 с.

Шкала геологического времени. Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г., Пиктон К.А.Г., Смит А.Г., Уолтерс Р. - М.-Л.; Мир, 1985, 140 с.

Химшишвили Н.Г. К вопросу о миграциях юрских аммонитов. - Тр. Ин-та палеобиологии, 1962, т.УП, с.3-14.

Цагарели А.Л., Эристави М.С. Палеогеографические связи Кавказской геосинклинальной области с соседними бассейнами в течение мезозоя. XXI сес. МКК, докл. советских геологов, пробл.12, Региональная палеогеография. М.: 1960, с.130-137.

Kotetichvili E.V. Sur la paléozoogéographie des bassins Eocretacés du Caucase.- zitteliana, v.10, München, 1983, s.375-386.

К ПАЛЕОГЕОГРАФИИ СЕНОМАНСКОГО БАСЕЙНА АРТВИНСКО-БОЛНИССКОЙ ГЛЫБЫ

Отложения сеноманского яруса играют значительную роль в строении осадочного чехла Артвинско-Болнисской глыбы. Они широко развиты на перифериях Локского и Храмского выступов Закавказского срединного массива, где слагают низы разреза мощной толщи вулканогенно-осадочных пород. К сеноману относятся опретская ($K_2^s_1$) и согласно перекрывающая ее церакская ($K_2^s_{2+3}$) свиты (Гамбашидзе, 1979).

Новый фактический материал по стратиграфии и палеонтологии этих свит позволяет уточнить существующие представления о палеогеографической обстановке в пределах Артвинско-Болнисской глыбы в сеноманском веке.

Для полного освещения поднятых в настоящей работе вопросов, считаем целесообразным вкратце охарактеризовать предсеноманскую, позднеюрско-раннемеловую палеогеографическую обстановку рассматриваемого региона, хотя ограниченность материала значительно затрудняет с достаточной точностью судить о развитии этой области в указанном отрезке времени. Некоторые авторы (Цагарели, 1954; Цагарели и др., 1965) предполагали, что за этот период Артвинско-Болнисская глыба испытывала воздымание и представляла собой размываемую сушу. Однако, установление за последнее время присутствие верхнеюрских и нижнемеловых отложений на восточной периферии Храмского выступа (Папава, 1970) и верхнеальбских осадков на периферии Локского выступа (Гамбашидзе, 1976, 1979), а также находка нами кимеридж-титонской фауны брюхоногих в породах северо-восточной периферии последнего дает основание представить все в несколько ином свете.

На восточной периферии Храмского кристаллического выступа на верхнепалеозойские образования трансгрессивно налегает толща зеленовато-серых известняков и розоватых глин общей мощностью до 40 м. (Папава, 1970), содержащая в нижней части характерную микрофауну кимериджа *Pseudocyclusamina* cf. *jaccardi* (Schodt) и *Mesoendothyra* cf. *izjulina* Doin., а в верхней титонский вид *Trocholina* cf. *elongata* (Leupold). За ней следуют базальные конгломераты нижнего мела, вверх по разрезу сменяющиеся толщей грубозернистых песчаников и известняков, толстослоистых известняков, розовых и желтовато-серых глин. В низах данной толщи указывается готеривская фауна брахиопод

Musculina acuta (Quensted), *Belbekella irregularis* (Pict.), а несколько выше по разрезу комплекс апт-альбских брюхоногих и двустворчатых моллюсков.

На северной периферии Локского выступа, по р. Пиназаури, а также в районе сс. Опрети и Ходжори выделяется маломощная толща туфоосадочных образований, которая раньше относилась к нижнему сеноману, а присутствующая в ней альбская фауна считалась во вторичном залегании (Гамбашидзе, 1960). В настоящее время альбский возраст этой толщи кажется более достоверным (Гамбашидзе, 1979). Восточнее вышеуказанной полосы, в окрестностях пос. Цопи, в пачке карбонатных туфов, относимых ранее к низам сеномана, нами были собраны и определены брюхоногие моллюски *Ptygmatis submirabilis* P'el. и *Cryptoplocus* (*Coproplocus*) *subrugamidalis* (Münst.), стратиграфический интервал распространения которых не выходит за пределы кимериджа-титона. Принимая во внимание вышеизложенные факты, а также учитывая широкое распространение аналогичных по возрасту и составу отложений в прилегающей части Армянской ССР, можно допустить, что в верхнеюрско - раннемеловую эпоху, начиная примерно с кимериджа, на фоне общих восходящих движений часть (или части) Артвинско-Болнисской глыбы, на относительно непродолжительные отрезки времени покрывалась мелководным морем, где происходило накопление осадков, выраженных в основном в известняковых и глинисто-мергелистых фациях.

Таким образом, в конце раннего мела, в районе современных кристаллических выступов можно предположить существование двух более или менее крупных островов (полуостровов?): Храмского и Локского, разделенных неглубоким Болнисским заливом (рис. I).

Наиболее важным в истории геологического развития исследуемого района является последующий сеноманский этап. Четкое несогласие перед сеноманом, наблюдаемое на большей территории рассматриваемого региона, указывает на постепенное, но интенсивное погружение субстрата. Сеноманская трансгрессия хорошо выражена на перифериях Храмского выступа. На ее восточной периферии, между сс. Ахкалафа и Навтиани, отложения нижней юры трансгрессивно перекрываются базальными слоями сеномана. Севернее, в ущелье правого притока р. Кудеисискали, базальные конгломераты нижнего сеномана залегают на палеозойских образованиях.

Судить о характере взаимоотношений сеноманских и более древних отложений на северной и северо-западной перифериях Локского выступа затруднено из-за тектонического контакта, наблюдаемого между нижне-сеноманскими и юрскими отложениями.

В следствие сеноманской трансгрессии площадь Храмского острова сократилась больше, чем Локского, что доказывается непосредственным налеганием известняков опретской свиты на вулканы средне- и верх-

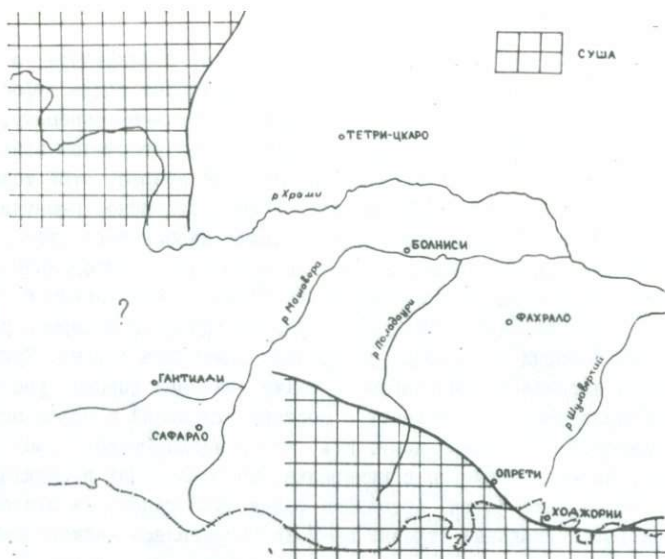


Рис. I. Схематическая палеогеографическая карта Юго-Восточной Грузии в предсеноманское время

не-карбовового возраста. Интенсивное погружение Храмского острова способствовало установлению морского режима на большей его части. Не исключается возможность затопления и значительной площади Локского острова (рис. 2).

На протяжении всего раннего сеномана, в пределах исследуемого региона имело место в основном карбонатное осадконакопление, хотя первые слабые проявления вулканизма известны уже с этого времени. Следует отметить, что вулканическая активность на перифериях Храмского острова была менее мощной, чем в районе Локского, где наряду с толщами конгломератов, мелководных песчаных и туфовых известняков в разрезах появляются многочисленные прослои мелкообломочных туфобрекчий и туфов. С востока на запад наблюдается уменьшение мощностей опретской свиты. В полосе Садахло-Ходжорни-Опрети мощность свиты достигает 500 м, а к западу, в бассейнах рр. Пиназаури и Машавера она сокращается до 200-300 м, частично, видимо, и за счет тектонических движений.

На южной и восточной перифериях Храмского выступа опретская свита (мощность 250-300 м) представлена толстослоистыми известняками, песчанстыми известняками и карбонатными песчаниками, которые вверх

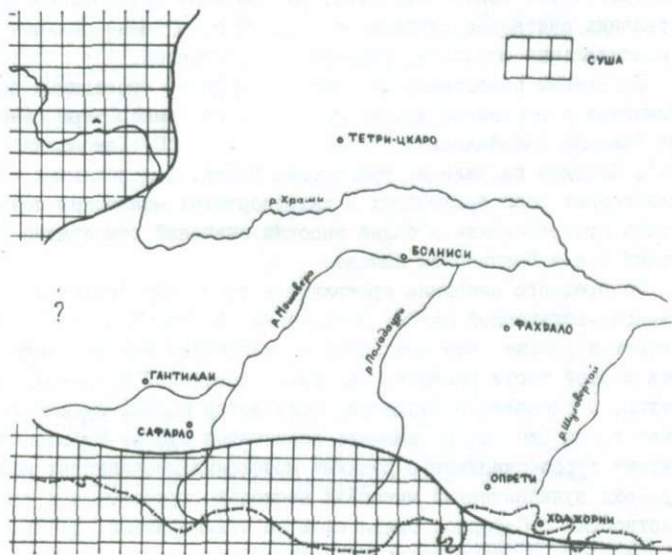


Рис. 2. Схематическая палеогеографическая карта Юго-Восточной Грузии в раннесеноманское время

по разрезу сменяются мергалистыми известняками с прослоями внутриформационных конгломератов. Присутствие последних на разных стратиграфических уровнях разреза нижнего сеномана указывает на частые восходящие движения дна морского бассейна в течение раннего сеномана, вызванные австрийской фазой складкообразования и на возникновение подводных поднятий на отдельных участках дна Болнисского залива. В пользу вышеизложенных предположений может служить и факт нахождения окатанных глыб песчаных известняков с сеноманским *Turrilites senomanense* Schluet в нижнесеноманских отложениях окрестностей с. Рачисубани.

Отложения опретской свиты охарактеризованы богатым комплексом ископаемых моллюсков, кораллов и морских ежей. Изучение особенностей их пространственного распределения, образа жизни и характер осадконакопления позволяет более или менее приближенно судить о некоторых чертах раннесеноманского бассейна на данном участке.

В целом комплекс фауны периферий Локского и Храмовского выступов характерен для мелководного морского бассейна глубиной до 150 м, со средней океанической соленостью. В прибрежных зонах Локского острова

глубина резко сокращается до 30–40, а местами и до 10–15 м, о чем свидетельствует обилие неринеид, для которых оптимальным интервалом расселения считается глубина от 5 до 25 м, а также большое количество колониальных кораллов, рудистов и водорослей.

По данным палеотемпературных определений, проводимых по ростам белемнитов и раковинам иноцерамов, средние температуры сеноманского моря Кавказа колебались в пределах 17,5–21,0°C (Гамбашидзе, Ясаманов 1980). Широкое расселение рудистовых банок, колониальных кораллов и теплолюбивых форм брюхоногих и двустворчатых моллюсков позволяет допустить существование и более высоких значений температур приповерхностных зон в Болнисском заливе.

Со среднего сеномана проявляется тенденция усиления погружения Артвинско–Болнисской глыбы. Погружение территории Локского выступа начинается раньше, что совпадает с оживлением вулканической деятельности в этой части региона. На северо–восточной периферии Локского выступа, в бассейне р. Шулавери, отлагается мощная вулканогенно–осадочная толща (до 700 м) вишнево–коричневых туфов, туфобрекчий и карбонатных туфопесчаников с редкими прослоями песчаных известняков. По р. Локи вулканический материал несколько грубее, а к западу, в окрестностях с. Сафарло, свита сложена игнимбритами, спекшимися туфами дацитового и риолитового состава.

На перифериях храмского выступа продолжают отлагаться карбонатные породы: песчаные и глинистые известняки, карбонатные песчаники. В верхах разреза появляются пестроцветные пирокластиты, микроконгломераты и брекчи. Мощность свиты здесь достигает 500 м.

Оживление вулканической деятельности на перифериях Локского выступа, не могло способствовать широкому расселению морского бентоса. Находки гастропод, кораллов и двустворок здесь весьма редки. Лишь на отдельных, видимо, более благоприятных для жизнедеятельности участках встречаются банки рудистов и единичные экземпляры двустворок и гастропод. Что касается периферий Храмского выступа, то здесь, при более стабильных условиях прибрежных зон продолжали существовать актеонеловые сообщества.

На рубеже сеномана и турона, восточнее Храмского острова, появляется сравнительно маленький Ивановский остров (рис. 3), который в раннем туроне опять покрывается морем. Столь кратковременное существование указанного острова объясняется блоковыми движениями по субширотным (ЗСЗ–ВЮВ) разломам под влиянием импульсов австрийской фазы складкообразования (Гамбашидзе, Хуцишвили, 1975).

На основании вышеуказанных данных можно предположить, что на протяжении сеноманского века в пределах Артвинско–Болнисской глыбы существовали Локский и Храмский острова, между которыми располагался мелководный Болнисский бассейн с теплой водой нормальной солености,

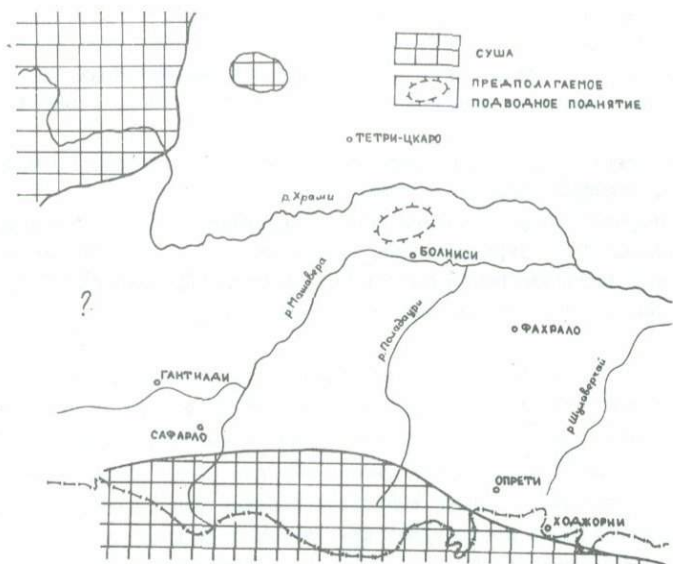


Рис. 3. Схематическая палеогеографическая карта Юго-Восточной Грузии в позднеэоценоманское время

с подводными поднятиями и мелкими островами.

Л и т е р а т у р а

Габуния К.Е., Гамкредидзе П.Д. Геология южной части Борчалинского района. — Тр. ГИН АН ГССР, сер. геол., т. I (7), 1942, с. 5-72.

Гамбашидзе Р.А. Стратиграфия и фауна верхнемеловых отложений Локского и Храмского массивов. — Автореф. канд. дисс., Тбилиси, 1960.

Гамбашидзе Р.А., Хуцишвили О.Д. О возрасте проявления блоковых движений на Храмском выступе кристаллического фундамента. — Сообщ. АН ГССР, 1975, т. 78, № 3, с. 626-628.

Гамбашидзе Р.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Грузии и смежных с ней областей Азербайджана и Армении. — Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., 1979, вып. 61, 226 с.

Гамбашидзе Р.А., Ясаманов Н.А. О некоторых особенностях палеогеографии позднего мела Кавказа. — Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 6, с. 1415-1418.

Гамбашидзе Р.А. История геологического развития Грузии в поздне-меловую эпоху. - Тр. ГИН АН СССР, нов.сер., 1984, вып.82, III с.

Папова Д.Ю. Об открытии верхнеюрских и нижнемеловых отложений в пределах Храмского массива. - Сообщ. АН СССР, 1970, т.58, №1, с. III3-III6.

Цагарели А.Л. Верхний мел Грузии. - Тр. Ин-та геол. и минер. АН СССР. Монографии, 1954, № 5, 462 с.

Цагарели А.Л., Зесашвили В.И., Джавахитвили Ш.А., Гамбашидзе Р.А., Адамия Ш.А. Верхнемеловые отложения. - В кн.: Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии. Тр. ГИН АН СССР, нов.сер., вып.1, 1965, 259 с.

СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ

На территории Грузии нижнемеловые отложения распространены широко и представлены гетерогенными фациями. Они слагают мощную, в основном флишевую серию в складчатой системе Южного склона Большого Кавказа. В пределах Грузинской глыбы, как на перифериях Дзирульского массива, так и под молодым осадочным чехлом Колхидской и Внутрикартлийской низменностей нижний мел представлен субплатформенными (терригенными и карбонатными, а также вулканогенными) фациями. На Малом Кавказе, в пределах Грузии нижний мел развит локально; в складчатой системе Аджаро-Триалети нижний мел представлен вулканогенной фацией геосинклинального типа, а еще южнее - вулканогенно-терригенной (Локский выступ) и карбонатной (Храмский выступ) фациями субплатформенного типа.

Основные элементы палеогеографии территории Грузии раннемелового времени сводятся к следующему. В полосе Южного склона Большого Кавказа существовавший в юре морской бассейн продолжал развиваться и в меловое время, представляя собой окраинное море Большого Кавказа (Adams, 1975). В флишевых трогах (имеется в виду т.н. Западный и Восточный бассейны) накапливались терригенные и карбонатные, в основном флишевые и близкие к ним отложения. Южнее окраинного моря выделялась полоса, представляющая собой т.н. Понтийско-Закавказскую островную дугу; в мелководных морях этой полосы накапливались, главным образом, терригенно-карбонатные (близ островов, таких как Дзирульский, Храмский, Келасурский и др.) и карбонатные (вдали от островов), а также местами вулканогенные отложения. В конце раннего мела начинает образовываться Аджаро-Триалетский прогиб, в котором накапливаются вулканогенные и карбонатные отложения.

Отмеченные основные палеогеографические элементы предопределили не только гетерогенность отложений мела на исследуемой территории, но и крайне неравномерное распределение в них ископаемой фауны. Именно этим следует объяснить то, что по сей день данные по стратиграфии нижнего мела территории Грузии не везде обоснованы палеонтологически.

Прежде чем непосредственно перейти к биостратиграфической характеристике нижнего мела, необходимо, хотя бы очень коротко, дать его литостратиграфическую характеристику.

Нижнемеловые отложения южного склона Большого Кавказа, представленные в основном терригенным и терригенно-карбонатным флишем, согласно залегают на верхнеюрских и также согласно перекрываются верхнемеловыми флишевыми отложениями. Для них характерны почти непрерывная седиментация в течение нижнего мела и последующая интенсивная складчатость. В восточном флишевом бассейне южного склона установлены следующие нижнемеловые свиты: ципорская и энисельская (берриас); млетская и залегающая на ней эдисская (валанжин); баханская (нижний готерив); пасанаурская (верхний готерив-баррем) и ее аналог в Горной Раче — свита геске; тетраховская (апт), развитая в южной полосе мелового флиша и ее аналог в северной полосе развития мелового флиша — дгналская свита; навтисхевская (альб), развитая в южной полосе и ее аналог в северной полосе — павлеурская свита.

В западном флишевом бассейне в пределах Грузии (Северо-Западная Абхазия), в южной полосе, в нижнем мелу установлены кепшская (берриас-баррем) и медовеевская (апт-альб) свиты, а в северной полосе — более глубоководные, т. н. Агепстинские субфлишевые отложения.

В Гагрско-Джавской зоне и на Грузинской глыбе развиты субплатформенные образования нижнего мела, которые характеризуются небольшими мощностями, разнообразием литофаций, перерывами в осадконакоплении и относительно спокойной тектоникой. В окрестностях Дзирульского и Келасурского и других массивов низы неокома отсутствуют и разрезы начинаются с баррема (возможно, в некоторых местах — с готерива). Лишь в Западной Абхазии и частично в Раче нижний мел согласно продолжает верхнюю юру и берриас представлен доломитовыми известняками. На остальной части этой полосы нижний неоком (пелитоморфные, местами доломитизированные известняки) трансгрессивно залегают на юрских отложениях. Готерив и нижний баррем представлены в основном в двух фациях: ургонской (Дзирульский, Келасурский выступы, Окриба, частично Рача и др.) и пелитоморфных аммонитовых известняков, местами с кремнями (Западная Абхазия, северное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали и др.). На Дзирульском выступе верхний баррем и апт в основном представлены глауконитовыми известняками с аммонитами, белемнитами и другими моллюсками. В некоторых местах ургонская фация охватывает и часть верхнего баррема. На остальной части Грузинской глыбы верхний баррем и апт представлены, в основном, мергелями и известняками, содержащими в обилии аммониты и другие моллюски. Альб на Грузинской глыбе в основном представлен глинами и мергелями с прослоями глауконитовых песчаников. Лишь на юж-

ной периферии Дзирульского выступа нижний альб представлен вулканогенной фацией.

Примечательно, что в Северо-Западной Абхазии (бас. рр. Псоу-Пишца) и Раче (в полосе Цханарской синклинали) между южным склоном Большого Кавказа и Грузинской глыбой развиты переходные фации нижнего мела, довольно хорошо охарактеризованные аммонитами и другими моллюсками.

В Аджаро-Триалетской складчатой зоне наиболее древними являются мощные апт?-альбские авгитовые и авгитлабрадоровые порфириды и их пирокластолиты.

В Южной Грузии, на восточной и северной перифериях Локского выступа установлен верхний альб в песчано-туфогенной литофации, а на Храмском выступе установлено наличие толстослоистых готеривских известняков.

Примечательно, что с целью проведения биостратиграфических исследований нижнего мела Грузии основными являются Грузинская глыба и смежная с ней Гагрско-Джавская зона¹⁾. В основном именно в разрезах полосы этих двух геотектонических единиц и была собрана рядом поколений геологов богатая ископаемая фауна, позволившая создать подробную биостратиграфическую схему нижнего мела Грузии.

История изучения биостратиграфии нижнего мела Грузии приводится в ряде работ (Эристави, 1964 и др.) и поэтому в настоящей статье дается лишь общий обзор, с выделением основных этапов этих исследований.

Первый этап (сороковые годы XIX века – тридцатые годы XX века) характеризуется созданием ярусного деления нижнемеловых отложений Грузии. Первые шаги в этом направлении были сделаны западноевропейскими геологами (Дюбуа де Монпере, Абиш, Фавр, Фурнье) и геологами Кавказского Горного Управления (Симонович, Сорокин, Бацевич и др.). Начиная с XX столетия по инициативе Геологического комитета в Грузии были произведены более детальные стратиграфические работы (Швецов, Мефферт, Кузнецов, Ренгартен, Вассоевич, Мордвилко и др.), позволившие нижнемеловые отложения Грузии подразделить на ярусы.

Второй этап (тридцатые – шестидесятые годы XX века) характеризуется созданием зональной схемы нижнего мела. Этот период связан с именами грузинских геологов и в отличие от предыдущего этапа характеризуется появлением специальных палеонтологических и палеонтолого-стратиграфических работ (Джанелидзе, Рухадзе, Качарав, Гамкредидзе, Эристави, Цагарели, Нуцубидзе, Попхадзе, Хечинашвили, Двали и

1) Гагрско-Джавская зона в раннем мелу теснее была связана с Грузинской глыбой, чем с геосинклиналью южного склона Б.Кавказа.

др.). Среди множества исследователей этого периода следует выделить М.С.Эристави, который на протяжении двух десятиков лет систематически изучал вопросы стратиграфии нижнего мела Грузии. Им разработана схема зонального деления (1951, 1952, 1962), изучены все известные к тому времени группы беспозвоночных (1955), установлена связь нижнемеловых зон с этапами развития аммонитов (1964), рассмотрен вопрос палеогеографии нижнемелового периода Грузии и фаунистических связей со смежными бассейнами (1959, 1960) и проведена корреляция схем нижнемеловых отложений регионов Средиземноморской области (1962).

Третий этап (последние 30 лет) характеризуется пересмотром границ между ярусами, подъярусами и выделением новых зон. Вопросами стратиграфии занимается большое число исследователей (Котетишвили, Двали, И.П.Гамк्रेлидзе, Лобжанидзе, Чубинидзе, Какабадзе, Кванталиани, Квернадзе, Квахадзе, Кокрашвили, Назаришвили, Сихарулидзе, Папав, Цирекидзе, Шарикадзе и др.). Среди многочисленных работ данного периода имеются и специальные монографические исследования по отдельным ископаемым группам. В них, в отличие от предыдущих периодов, кроме описаний видов, исследованы вопросы филогении, систематики, морфогенеза, экологии, прохореза и палеобиогеографии в глобальном масштабе, что в свою очередь дало возможность более углубленного изучения вопросов биостратиграфии нижнемеловых отложений Грузии и их корреляции с одновозрастными отложениями соседних регионов.

Разработанная М.С.Эристави (1951-1964) для нижнего мела зональная схема основывалась на всех имеющихся к тому времени данных и была выполнена на высоком уровне. Если в настоящее время эта схема претерпела ряд изменений, то это было в основном продиктовано накоплением дополнительного фактического материала, а также новыми требованиями, предъявляемыми к современным биостратиграфическим исследованиям.

Новая биостратиграфическая схема нижнего мела Грузии составлена на основе комплекса ископаемых групп, которым соответствуют: шкала зон по аммонитам, белемнитам, шкалы слоев по двустворчатым, гастроподам, плеченогим, кораллам, иглокожим и шкала по фораминиферам. Надежность этих шкал обеспечивается тем, что при их составлении были использованы все существующие литературные данные, среди которых, помимо обобщающей палеонтологической работы М.С.Эристави (1955), в первую очередь следует выделить специальные монографические палеонтолого-стратиграфические исследования по отдельным группам; это аммониты семейств *Heteroceratidae*, *Ancyloceratidae* и *Macroscaphitidae* (Какабадзе, 1971, 1975, 1980, 1981), *Acanthohoplitidae*, *Deshayesidae* (Кванталиани, 1971, 1985), *Pulchelliidae* (Котетишвили, 1980), белемниты (Назаришвили, 1973), двустворчатые (Котетишвили, 1964, 1977), гастроподы (Двали, 1963, 1966), плеченогие (Квахадзе, 1972), кораллы

(Сихарулидзе, 1977, 1978, 1985) и планктонные и бентоносные фораминиферы (Ширекидзе, 1976, 1979).

Основой биостратиграфической схемы нижнего мела Грузии является аммонитовая шкала, в которой выделены 6 ярусов, 14 подъярусов, 20 зон и 8 фаунистических слоев.

Шкалы, составленные по остальным вышеотмеченным группам дают возможность охарактеризовать ярусы и подъярусы и лишь в некоторых случаях — зоны или слои. Однако при решении некоторых вопросов проведения границ между ярусами и подъярусами они, вместе с аммонитовой шкалой, несомненно играют важную роль.

За двадцатилетний период в схеме биостратиграфического расчленения нижнего мела Грузии внесены существенные изменения:

— подразделения берриаса (зона *Negrelliceras negreli* — *Euthymiceras transfigurabilis*), валанжина (зоны *Thurmanniceras thurmanni* и *Neosomitas neosomiensis*) и нижнего готерива (зоны *Lyticoceras (Endemicoceras) amblygnium* — *Leopoldia bargamensis dubisiensis* и *Crioceratites duvali* — *C. nolani*), которые были выделены М.С.Эристави (1962) и рассматривались в ранге зон, низведены в ранг "слоев" (Котетишвили, Какабадзе, 1976). Выделение зон в данном интервале было основано лишь на редких и единичных находках аммонитов и, следовательно, внесение в схему изменений является ни шагом назад, как это может показаться с первого взгляда, а лишь уточнением объема и смысла этих подразделений;

— берриас разделен на два подъяруса; ниже слоев с *Negrelliceras negreli* — *Euthymiceras transfigurabilis*, отнесенных к верхнему берриасу, выделены слои с *Berriasella subrichteri* нижнего берриаса (Котетишвили, Какабадзе, 1976);

— в нижнем готериве была выделена зона *Crioceratites duvali* — *C. nolani*. (М.С.Эристави, 1962). В новой схеме из названия исключен первый вид-индекс (Какабадзе, 1980), в силу его распространения и в верхнем подъярусе готерива;

— в нижней части верхнего готерива выделена зона *Speetoniceras inversum* (Какабадзе, 1980). Первоначально, этот уровень в схеме был выделен как слои с *Speetoniceras subinversum* (Котетишвили, 1978), т.к. в слое флишевых отложений Восточной Грузии, был найден единственный экземпляр *S. cf. subinversum*; в ниже- и вышеследующих отложениях, руководящих ископаемых не было найдено. Зона *S. inversum* фаунистически хорошо устанавливается в Раче и в северо-западной Абхазии. Нижняя граница зоны проводится по первому появлению представителей родов *Speetoniceras* и *Subsaxynella*. Зональный комплекс состоит из видов: *Speetoniceras inversum* M.Pavl., *S. versicolor astarta* Glas., *S. ex gr. elegantum* Glas., *S. auerbachi* Eichw., *Phyllopachyceras katschiense* Druz., *Biasaloceras sauculum* Druz., *Cri-*

oceratites duvali Lev., *Subsarynella* sp. ind., *Euphyllocerases* sp. и др. (Какабадзе, 1981).

- верхнеготеривская зона, именуемая в схеме М.С.Эристави (1951) как *Pseudothurmannia angulicostata* переименована в *Pseudothurmannia mortilleti*, т.к. ревизия Кавказских представителей рода *Pseudothurmannia* показала, что экземпляры, определенные как *P. angulicostata* d'Orb. на самом деле принадлежат к другим видам (Какабадзе, 1980).

- в нижнем подъярусе баррема выше зоны *Holcodiscus caillaudi* (Эристави, 1951) была установлена зона *Heinzia matura* - *Subpulchellia plana* (Котетишвили, 1976). Представители семейства *Holcodiscidae* в данной зоне не встречены и в зональном комплексе ведущее место занимают пульхеллиды: *Pulchellia galeata* Buch., *P. multicos-tata* Ried., *D. sp. sp.*, *Heinzia* (*Heinzia*) *matura* Hyatt., *H. (H.) provinci-alis* d'Orb., *H. (H.) ouachensis* (Coq.), *H. (H.) cf. lorioli* Nick., *H. (H.) tenuicostata* Kotet., *H. (Carstenia) lindigii* (Karst.), *H. (C.) densecostata* Kotet., *Subpulchellia plana* Kotet., *S. brevicostata* Kotet. и др. По новым данным М.В.Какабадзе (1987), эту зону следует относить к верхнему баррему.

- в верхнем подъярусе баррема выделена зона *Nemihoplites khwamliensis* (Котетишвили, 1979)¹⁾. Нижняя граница зоны проводится по полному исчезновению пульхеллид и появлению рода *Nemihoplites*. Для данной зоны характерны *Nemihoplites* (*Nemihoplites*) *khwamliensis* (Rouch.), *H. (H.) soulieri* (Math.), *H. (H.) feraudianus* (d'Orb.), *Paracrioceras barremense* (Kil.), *P. denckmenni* (Koen), *P. stadlaenderi* (Müller), *Audouliceras collignoni* (Sark.), *Barremites strettosoma* Math. и др.

- следующая зона под названием *Imerites Giraudi-Heteroceras leenhardtii* была выделена М.С.Эристави (1951) и переименована Э.В. Котетишвили (1970) в *Imerites giraudi*, т.к. второй вид-индекс очень редко встречается в Грузии.

- выше имеритовой зоны следует зона *Colchidites securiformis*, которая была выделена М.С.Эристави и отнесена к нижнему апту. Детальные палеонтолого-стратиграфические исследования (Какабадзе, 1967, 1971; Котетишвили, 1970) показали, что данная зона должна быть отнесена к верхнему баррему.

- в низах нижнего апта выделена зона *Deshayesites weissii-Procheoniceras albrechtiaustriacae* (Котетишвили, 1968). Нижняя граница зоны одновременно является границей между барремом и аптом. Эта гра-

¹⁾ По М.В.Какабадзе (1981) она именуется как *Nemihoplites soulieri*, т.к. вид *H. (H.) khwamliensis* (Rouch.) поднимается до зоны *Colchidites securiformis* включительно.

ница в Грузии проводится по полному исчезновению колхидитов и появлению типичных представителей рода *Deshayesites* и *Procheloniceras*. Зональный комплекс довольно разнообразен: *Deshayesites weissii* Neum. et Uhl., *D. consohrinus* Sinz., *Procheloniceras albrechti-austriacae* (Hoh.), *Pseudocrioceras waageni* (Anth.), *P.sahoriense* (Rouch.), *P.abichi* (Anth.), *Kutatissites helicoides* (Rouch.), *K.bifurcatus* Kakab. и др.

- выше второй зоны апта - *Deshayesites deshayesi* выделенной М.С.Эристави (1957), установлена зона *Dufrenoya furcata*. Впервые она установлена на Дзирульском выступе М.Э.Шарикадзе (1975), а затем прослежена по всей Грузии Э.В.Котетишвили (1982). Нижняя граница зоны проводится по появлению представителей рода *Dufrenoya*. Зональный комплекс состоит из видов: *Dufrenoya furcata* Kas., *D. subfurcata* Kas., *D. formosa* Casey, *Deshayesites bogdanovae* Scharik., *Cheloniceras cornuelli latispinatum* Nikch., *Ch. meyendorfi*, *Ch. crassum* Spath., *Tropaeum* (T.) *longus* Kakab. и др.

- в среднем и верхнем апте и в нижнем альбе М.С.Эристави (1941, 1951, 1960) в каждом из этих подъярусов установил по две зоны: *Epiicheloniceras subnodosocostatum*, *Colombiceras tobleri*, *Acanthoplites nolani*, *Huracanthoplites jacobii*, *Leymeriella tardefurcata* и *Douvilleiceras mammillatum*. Местами (в Абхазии) зона *Huracanthoplites jacobii* развита неполностью (Кванталиани, 1967).

- нижняя зона среднего альба *Hoplites dentatus* впервые установлена Г.П.Лобжанидзе (1964) на периферии Дзирульского выступа. Позднее она была прослежена на всей территории Грузии (Котетишвили, 1977). Нижняя граница зоны проводится по появлению видов *Hoplites dentatus* Sow., *H.cf.danubiensis* Рауба et Patr., а также *Liostraea delectrei* Coq. и *Inoceramus concentricus* Park.

- следующая среднеальбская зона *Oxytropidoceras roissyanum* выделена Э.В.Котетишвили (1979). Нижняя граница зоны проводится по первому появлению представителей рода *Oxytropidoceras*. Для зоны характерны также *Inoceramus anglicus* Woods и *I. Concentricus* Park.

- в верхнем альбе под зоной *Hysterocheras orbigny-Mortoniceras inflatum* (Эристави, 1960) выделяются слои с *Actinoceramus sulcatus* (Котетишвили, 1979), охарактеризованные видами двусторчатых: *Actinoceramus sulcatus* (Park.), *A. subsulcatus* (Wiltsh.), *A. sulcatoides* Sav. Этот интервал с иноперамами, но без аммонитов соответствует зоне *Dipoloceras cristatum* в схеме французских геологов.

- в низах верхней зоны верхнего альба - *Stoliczkaia dispar* - *Mortoniceras rostratum*, установленной М.С.Эристави (1960), выделены слои с *Aucellina gryphaeoides* (Котетишвили, 1979). Нижняя граница проводится по массовому появлению представителей вида *Aucellina*

Схема зонального расчленения нижнего мела Грузии

		З о н а	С л о й
А л ь б	верхний	Stoliczkaia dispar- Mortonice- ras rostratum	Aucellina gryphaeoides
		Hysterocheras orbigny - Morte- niceras inflatum	
	средний	Oxytropidoceras roissyanum	Actinoceramus sulcatus
		Hoplites dentatus	
	нижний	Douvilleiceras mammilatum	
		Leymeriella tardefurcata	
А п т	верх- ний	Hypacanthoplites jacobi	
		Acanthoplites nolani	
	средний	Colombiceras tobleri	
		Epicheloniceras subnodosoco- tatum	
	нижний	Eufrenoya furcata	
		Deshayesites deshayesi	
Procheloniceras albrechtiaus- triae -Deshayesites weissii			
Б а р р е м	верхний	Colchidites securiformis	
		Imerites giraudi	
		Hemihoplites scouleri	
		Heinzia matura	
	ниж- ний	Holcodiscus caillaudi	
Г о т т е р и е в	верх- ний	Pseudothurmannia mortilleti	
		Speetonicerases inversum	
Б а р р е м	нижний		Crioceratites nolani
			Endemoceras ambligonium-Leopo- ldia bargamensis dubisiensis
Б а р р е м	ниж- ний		Neocomites neocomiensis
			Thurmanniceras thurmanni
Б е р р и а с	верх- ний		Negrelliceras negreli-Euthy- miceras transfigurabilis
			Berriasella subrichteri

griffaeoides Sow. На этом уровне также встречаются *Parahibolites pseudoduvalia* Sinz., *Variamussium ninae* Kar., *Puzosia* sp. ind.

Таким образом, за последние 20 лет в биостратиграфическом исследовании нижнего мела Грузии достигнуты значительные успехи. Именно эти результаты, наряду с данными литостратиграфических исследований легли в основу унифицированной стратиграфической схемы нижнемеловых отложений Грузии. Эта схема уже прошла все стадии апробации, и в ближайшее время, наряду с другими меловыми схемами Кавказа, будет представлена на пленум МСК для утверждения. Отмеченное, конечно, не означает, что вопрос биостратиграфического подразделения нижнего мела Грузии окончательно решен; ряд вопросов все еще нуждается в доработке:

1. Биостратиграфическое расчленение берриасских, валанжинских и нижнеготеривских отложений на более обширном палеонтологическом материале.

2. Уточнение биостратиграфической границы между нижним и верхним мелом.

3. Обоснование возрастов нижнемеловых флишевых свит на южном склоне Большого Кавказа.

4. Проведение более углубленной корреляции биостратиграфических подразделений нижнего мела Кавказа и сопредельных регионов.

Для успешного решения этих задач в первую очередь необходимо провести более углубленные монографические исследования все еще слабо изученных, но стратиграфически важных групп: аммонитов (надсемейства *Regisphinctoidea*, *Olcosterphanoidea*, *Desmoseratoidea* и др.), гастропод, двустворчатых, морских ежей, фораминифер и нанопланктона.

В заключение следует отметить, что в связи с широко развернувшимися поисково-разведочными работами разработанные на данном этапе лито- и биостратиграфические схемы нижнего мела Грузии приобретают практическое значение и несомненно могут быть положены в основу составления легенд крупномасштабного геологического картирования.

Л и т е р а т у р а

Adamia Sh.A. Plate Tectonics and Evolution of the Alpina system: Discussion.-Geol.Soc.America Bull., 1975, v.86, p. 719-720.

Двали Т.К. О некоторых нижнемеловых брюхоногих Западной Грузии. - Тр. ГИН АН ГССР, сер.геол, 1967, т.ХIII (XVIII).

Двали Т.К. Брюхоногие меловых отложений Грузии. - Тр. ГИН АН ГССР, нов.сер, 1966, вып.10, с.1-88.

Какабадзе М.В. К вопросу о филиации колхидитов. - Тр. ТГУ, 1967,

т.122, № 4, с.189-197 (на груз.яз.).

Какабадзе М.В. К вопросу о систематическом положении и классификации колхидитов. - Сообщ. АН ГССР, 1967, т.58, № 2, с.437-442.

Какабадзе М.В. Колхидиты и их стратиграфическое значение. - Тр. ГИН АН ГССР, нов.сер., 1971, вып.26, с.1-119.

Какабадзе М.В. Нижнемеловые гетероператины Грузии и смежных регионов. - Тр. ГИН АН ГССР, нов.сер., 1975, вып.75, с.62-121.

Какабадзе М.В. К биостратиграфии верхнеготеривских отложений Грузии. - Сообщ. АН ГССР, 1980, т.100, № 3, с.609-612.

Какабадзе М.В. Анцилоператиды юга СССР и их стратиграфическое значение. - Тр. ГИН АН ГССР, нов.сер., 1981, вып.71, с.1-197.

Кванталиани И.В., Левдариани Е.И. О взаимоотношении аптских и альбских отложений Западной Абхазии (в междуречье Бзыби и Псоу). - Сообщ. АН ГССР, 1967, т.48, вып.2, с.381-386.

Кванталиани И.В. Аптские аммониты Абхазии. Тбилиси, Изд-во ИПИ, 1971, с.1-140.

Котетишвили Э.В. Некоторые нижнемеловые двустворчатые Западной Грузии. - Тр. ГИН АН ГССР, сер.геол., 1964, т.XIV (XIX), с.37-91.

Котетишвили Э.В. Стратиграфия и фауна колхидитового и смежных горизонтов Грузии. - Тр. ГИН АН ГССР, нов.сер., 1970, вып.25, с.1-117.

Котетишвили Э.В. Альбская фауна Грузии (аммониты и двустворчатые). - Тр. ГИН АН ГССР, нов.сер., 1977, вып.53, с.1-138.

Котетишвили Э.В. К биостратиграфии верхнебарремских отложений Грузии. - Сообщ. АН ГССР, 1979, т.93, №2, с.389-392.

Котетишвили Э.В. Семейство Pulchelliidae H.Douvillé (из нижнемеловых отложений Юга СССР). - Тр. ГИН АН ГССР, нов.сер., 1980, вып.67, с.1-121.

Котетишвили Э.В., Какабадзе М.В. Меловые отложения Грузии и вопросы их корреляции с синхронными отложениями смежных регионов Кавказа. - Тез. докл. научн.сессии, посвящ.50-летию ГИН АН ГССР, 1976, с.23-26 (соавт.: Гамбашидзе Р.А., Ахвеледиани Д.Г.).

Котетишвили Э.В., Беган А., Борза К., Саммуел О. Стратиграфия и фации нижнего мела Кавказа и Западных Карпат. - Geol. Prace, Spravy 69, Geol. Ust. D. Stura, Bratislava, 1978, p.157-226.

Лобжанидзе Г.П. К стратиграфии аптских и альбских отложений восточной периферии Дзирульского массива. - В сб.: Вопросы геологии Грузии. К XXII сессии МК, Тбилиси, 1964, с.255-271.

Назаршвили Т.Ю. Нижнемеловые белемнитиды Грузии. - Тр. ГИН АН ГССР, нов.сер., 1973, вып.40, с.1-135.

Сихарулидзе Г.Я. Раннемеловые гексакораллы Грузинской глыбы (Archaeosoenina, Stylinina, Amphistraeina). - В сб.: Палеонтология и стратиграфия мезозойских отложений Грузии, №3. Тр. ГИН АН ГССР,

нов.сер., 1977, вып.58, Тбилиси, с.66-109.

Сихарулидзе Г.Я. Условия обитания раннемеловых кораллов Грузинской глыбы и некоторые палеогеографические выводы. - Тр. ГИН АН СССР, нов.сер., 1978, вып.59, с.221-227.

Сихарулидзе Г.Я. Гексакораллы ургонской фации Дзирульского массива и его северного обрамления. - Тр. ГИН АН СССР, нов.сер., 1985, вып.88, с.1-110.

Шарикадзе М.З. Стратиграфия и аммониты нижнего мела южной периферии Дзирульского массива. - Автореф.канд.дис., 1975, с.1-25.

Цирекидзе Л.Р. Барремские фораминиферы из нижнемеловых отложений южного крыла Рачинско-Лечхумской синклинали. - В сб.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских отложений Грузии, №4. Тр. ГИН АН СССР, нов.сер., 1979, вып.65, с.65-88.

Эристави М.С. Новые данные по стратиграфии средней части меловых отложений окрестностей Кутаиси. - Сообщ. груз. филиала АН СССР, 1941, т.1, №4, с.275-277.

Эристави М.С. Нижнемеловые зоны Грузии. - Сб. трудов Ин-та геологии и минералогии АН СССР, 1951, с.309-322 (на груз. яз., рез. на рус. яз.).

Эристави М.С. Грузинская глыба в нижнемеловое время. - Тр. ГИН АН СССР, сер. геол., 1952, т.6 (II), с.137-210.

Эристави М.С. Нижнемеловая фауна Грузии. Тбилиси, Изд-во АН СССР. Монографии, №6, 1955, с.1-224.

Эристави М.С. Сопоставление нижнемеловых отложений Грузии и соседних областей. - Тр. ГИН АН СССР, сер. геол., 1957, т.10(15), с.207-219.

Эристави М.С. Изменения нижнемеловой фауны Грузии в связи с геологической историей. - Изв. Геол. общ-ва Грузии, 1959, т.1, вып.1, с.71-92.

Эристави М.С. Нижний мел Кавказа и Крыма. Тбилиси: Изд-во АН СССР. Монографии, №10, 1960, с.1-149.

Эристави М.С. Подразделение нижнего мела Альпийской зоны. Тбилиси: Изд-во АН СССР, Монографии, №11, 1962, с.1-114.

Эристави М.С. Нижний мел. - В кн.: Геология СССР, т.10, Грузинская ССР, ч.1. Геологическое описание. М., Недра, 1964, с.112-141.

О СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ
ПО ВЕРХНЕМУ МЕЛУ ГРУЗИИ

Исследования по стратиграфии мезозойских отложений в целом и по верхнему мелу в частности, являются составной частью одного из ведущих направлений в работах геологического института им. А.И.Джанелидзе АН Грузинской ССР со дня его основания. До пятидесятых годов эти работы ставили целью детализацию стратиграфии опорных разрезов регионов развития рассматриваемых отложений, а в последующий период главное усилие прилагалось к разработке унифицированных схем их стратиграфического расчленения.

Отложения верхнего мела играют значительную роль в геологическом строении территории Грузии и поэтому стали объектом изучения нескольких поколений исследователей, заложивших основы стратиграфического расчленения сложных комплексов осадочных толщ Кавказа.

Разработка различного типа схем расчленения верхнемеловых отложений имеет первостепенное значение для целей прикладной геологии. В первую очередь для успешного проведения работ по крупномасштабной геологической съемке в различных районах Грузии, богатых залежами твердых, жидких и газообразных полезных ископаемых.

Верхнемеловые отложения широко представлены на южном склоне и в предгорьях Большого Кавказа, в обрамлении Колхидской низменности в Западной Грузии, на водораздельном участке между бассейнами рр. Риони и Куры (в пределах Верхнеимеретинского нагорья и Лихского хребта), в Аджаро-Триалетской горной области и Храмско-Локском среднегорном районе в Южной Грузии (правобережье Куры).

Формирование Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса происходило в течение длительного времени. Основная тенденция этого процесса выразилась в расширении жестких участков земной коры в отмирающей геосинклинали, в результате проявления ряда эпох (догерцинской, герцинской и особенно, альпийской) горообразования.

Скифская платформа, Закавказский срединный массив и Армянско-Аракинская субплатформа, разрастающиеся по площади, к началу мезозойской эры оконтурили два крупных прогиба: геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа и Севано-Акеринскую геосинклиналь на Малом Кавказе. В течение Альпийского цикла в целом, продолжалось погруже-

ние названных прогибов, увлекающих за собой краевые, раздробленные части жесткого обрамления. Важным моментом альпийского этапа развития Кавказа является заложение в конце раннего мела Аджаро-Триалетского трога в юго-западной части Закавказского срединного массива. Такова примерно геотектоническая обстановка в начале позднего мела в пределах современного Кавказа и в частности, Грузии. В последующую эпоху (поздний мел-кайнозой) произошло окончательное формирование Кавказского перешейка, где по современным представлениям, выделяются несколько геотектонических единиц, отличающихся друг от друга характером строения земной коры и историей геологического развития: 1 - Складчатая система Южного склона Большого Кавказа, 2 - Закавказский срединный массив, распадающийся на Грузинскую (Рионскую) и Артвино-Азербайджанскую (Куринскую) глыбы и 3 - Аджаро-Триалетская складчатая система.

В названных геотектонических единицах широко представлены верхнемеловые отложения разного типа. В позднемеловом бассейне Кавказа, по общему характеру представленных здесь фаций, можно наметить две седиментационные области. Область Большого Кавказа охватывает антиклинорий Главного Кавказского хребта, а также прилегающие части Скифской платформы (тектоническая зона Передового хребта и северная часть зоны Главного хребта) и Закавказского срединного массива (Гагрско-Джавская тектоническая зона и зона Западного погружения Грузинской глыбы). Для этой области характерно карбонатно-терригенное осадконакопление, в целом, проявление вулканизма в альбе и сенмане на Южном склоне и в турон-сантоне на Грузинской глыбе. Южная седиментационная область совпадает с большей частью Малого Кавказа (включая Аджаро-Триалетскую систему и южный край срединного массива - грузинскую часть Локско-Карабахской тектонической зоны). Для этой области характерно мощное проявление вулканизма на общем фоне карбонатно-терригенной седиментации.

Рассматриваемые отложения уже более столетия привлекают внимание исследователей. Геологами второй половины XIX столетия (Г.Абих, Э.Фавр, Э.Фурнье, Л.А.Бацевич, А.И.Сорокин, С.Е.Симонович и др.) были заложены основы изучения меловых отложений, выделены крупные стратиграфические подразделения.

В 30-х годах нашего столетия наметился бурный рост в познании геологического строения Грузии, когда работами М.С.Швецова, В.П.Ренгартена, А.И.Джанелидзе, Н.Б.Вассоевича, И.Э.Карстенса, И.Г.Кузнецова, И.В.Качарова, И.Р.Кахадзе, П.Д.Гамкрелидзе, М.С.Эристави, А.Л.Цагарели и других исследователей, изучение верхнемеловых отложений было поднято на более высокий качественный уровень. Существующий к тому времени материал по стратиграфии верхнего мела Закав-

казья был подытожен в монографии "Геология СССР", т.Х, опубликованной в 1941 г. в виде схем поярусного подразделения верхнего мела (Ренгартен, 1941). Описание отложений было дано сжато и по признаку их географического месторасположения. Принцип структурно-фациальной принадлежности, как более правильный, к сожалению, не был соблюден. Не была проведена корреляция и унификация предлагаемых схем расчленения отложений, поэтому намечаемые выводы во многих случаях играли лишь роль рабочих гипотез или схем, требующих дальнейшей проверки и уточнения, но которые безусловно стимулировали новые исследования на местах. Накопленный новый материал требовал дальнейшей систематизации (Эристави, Цагарели, 1953). В 1954 году А.Л.Цагарели, в своей монографии обобщил данные по стратиграфии и палеонтологии верхнего мела Грузии и предложил схемы расчленения отложений ряда отдельных регионов на основе фаунистических горизонтов. Помимо стратиграфии и палеонтологии, особое внимание обращалось на фации и палеогеографию. Подобные исследования были новы для Грузии, а результаты оказались значительными. По мощностям и фациям четко выразились главные геотектонические единицы Грузии. На основе фациального анализа были установлены орогенические движения, связанные с австрийской и ларамийской фазами. Работа А.Л.Цагарели имела важное прикладное значение. С этого времени вошло в практику расчленение на геологических картах верхнемеловых отложений на более дробные единицы. Позднее, в 1964 г. была опубликована крупная монография по геологии республики в серии "Геология СССР", т.Х, ч.1, Грузинская ССР. В нее была включена разработанная А.Л.Цагарели сводная биостратиграфическая схема расчленения верхнего мела Грузии, в которой дана палеонтологическая характеристика двух ярусов и десяти подъярусов для каждой геотектонической единицы, выделяемой в Грузии. В сводной стратиграфической схеме предлагалось повзвешенное расчленение верхнего мела флишевой зоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа, а для остальных геотектонических единиц выделялись литологические комплексы отложений. Обе эти схемы опирались на материал пятидесятых годов и поэтому к сожалению в них зональное расчленение отложений все еще не имело достаточно полного палеонтологического обоснования. Были необходимы детальные исследования и сборы нового материала. Намечалась необходимость направить исследования, в частности по верхнему мелу, в сторону разработки палеонтологически полно обоснованных детальных стратиграфических схем, призванных сыграть ведущую роль в осуществлении крупномасштабных геологических съемочных работ, увязки стратиграфических схем с таковыми соседних регионов Азербайджана, Армении и Северного Кавказа, а также с единой (планетарной) стратиграфической шкалой. Разрабатываемые стратиграфические схемы

должны были отвечать современным требованиям, т.е. показывать характер и последовательность "реальных геологических тел, ясно отграничивающихся от смежных комплексов, литологически опознаваемых в поле, хорошо выдержанных по простиранию и имевших достаточно широкое площадное распространение" (Стратиграфический кодекс СССР, 1977). Новые требования конца 60-х годов определили характер общего направления работ по стратиграфии верхнего мела, и с этого момента можно было говорить уже о следующем периоде исследований.

Пестрота состава, многообразии тектонического строения, частое колебание мощностей, неравномерное распределение в разрезах палеонтологических остатков значительно осложняет стратиграфическое расчленение отложений. Для решения этой задачи стало необходимым сгруппировать разрезы по признаку общности их фациального состава и мощностей.

В седиментационной области Большого Кавказа выделено несколько групп сходных по составу разрезов, каждая из которых составляет отдельный фациальный тип. В геосинклинальных отложениях складчатой системы Большого Кавказа установлены три типа (Грамульско-Матанский, Гомско-Пховельский и Хашупеский), из которых самый южный, Хашупеский, частично заходит в пределы современной Грузинской глыбы. В последней развиты субплатформенные отложения, также сгруппированные в три фациальных типа (Гагрско-Джавский, Дзирульский и Окрибско-Одишский).

В Грузинской части Малого Кавказа различаются фации Аджаро-Триалетской складчатой системы (Дзэмский и Тедзэмский типы) и южного борта Закавказского срединного массива (Локско-Карабахский тип). Фации Дзэмского типа частично покрывают южную часть Грузинской глыбы, а южного борта срединного массива - распространены вдоль его стыка с Севано-Акеринской складчатой системой. В Локско-Карабахском фациальном типе различают два подтипа, из которых на территории Грузии представлен только один - Локско-Храмский, который частично заходит в современные пределы Аджаро-Триалетской складчатой системы. Таким образом, границы распространения групп однотипных разрезов в некоторых случаях не полностью совпадают с современными границами геотектонических единиц и их составных частей, определившихся на более поздних, послемеловых этапах геологического развития.

Для элементарных участков земной коры с однотипными разрезами, обычно отвечающими тектоническим зонам, разработаны местные схемы стратиграфического расчленения, в качестве основного таксономического подразделения которых принята свита. Несколько элементарных участков, характеризующиеся общностью истории геологичес-

кого развития объединены в фациальные "регионы", примерно совпадающие с геотектоническими единицами более высокого ранга (складчатая система, срединный массив и т.д.). Для них, путем обобщения местных схем, предложены корреляционные по своему характеру региональные схемы, в роли основного таксономического подразделения которых выступает *г о р и з о н т*. На базе региональных схем разработана межрегиональная схема Грузии и смежных с ней областей Азербайджана и Армении с основным таксономическим подразделением *я р у с*.

В перечисленных схемах представлены *о б щ и е* (планетарная зона, ярус и выше), *к о р р е л я ц и о н н ы е* (горизонт, региональная и межрегиональная зоны) и *м е с т н ы е* (свита, местная зона, слои с фауной) подразделения.

Результаты исследований, проведенных за последние 25 лет изложены в монографических работах (Гамбашидзе, 1979; 1984), посвященных стратиграфии верхнемеловых отложений Грузии, Азербайджана и Армении, а также истории геологического развития территории Грузии и поздне меловую эпоху.

Развертывание геологических изысканий, работ по геологической съемке различных масштабов, для осуществления правильной геохронологической ориентировки при поиске толщ, богатых полезными ископаемыми, и нередко интересы самой фундаментальной науки стимулировали изучение ископаемых групп фауны поздне мелового возраста. Сам факт недостаточной разработки вопросов стратиграфии верхнего мела ряда областей Грузии в 30-х годах определялся отставанием палеонтологических исследований. Положение в этом деле заметно улучшилось с 40-х годов, после появления монографии по различным группам ископаемых организмов из верхнемеловых отложений. Следуя хронологической последовательности в первую очередь следует упомянуть работу И.М.Рухадзе, в которой дано описание 32 видов верхнемеловых ежей, собранных в различных разрезах Грузии и смежных регионов (Рухадзе, 1940). Значительным вкладом в палеонтологическую литературу явилась монография А.Л.Цагарели о меловых иноцерамах Грузии (Цагарели, 1942), ставшая настольной книгой для специалистов в этой области. В ней освещены вопросы филогении и систематики иноцерармов и даны описания 62 видов. Монографическое изучение представителей этой ископаемой группы морских организмов имеет особое значение для стратиграфии верхнего мела, в силу бедности некоторых значительных частей разрезов ископаемой фауной головоногих. Несколько позже А.Л.Цагарели опубликовал монографию по поздне меловой фауне Грузии (Цагарели, 1949), куда вошли описания 102 видов иглокожих, двустворок и головоногих из сборов автора, а также сотрудников ряда

геологических учреждений Грузии. Эта работа, отображающая результаты определенного этапа палеонтологических исследований, была призвана восполнить существующий к тому времени пробел в палеонтологии Грузии. Она послужила также прочным основанием для дальнейших палеонтологических исследований, чем и определяется ее актуальность.

В работах о верхнемеловой фауне Юго-Восточной Грузии (Гамбашидзе, 1963, 1963₁) описаны представители 85 видов плеченогих, брюхоногих, моллюсков и иглокожих, впервые встреченных в отложениях и сыгравших ведущую роль в разработке стратиграфии верхнего мела этой части Грузии. В опубликованной позднее работе (Гамбашидзе, 1967) дано описание 35 видов иглокожих и моллюсков из верхнемеловых отложений различных областей Грузии.

Монография Г.С.Гонгадзе содержит наиболее полные сведения по позднемеловым эхиноидеям Грузии (50 видов) и оценку их стратиграфического значения (Гонгадзе, 1976). В решении вопросов стратиграфического расчленения верхнего мела Грузии определенную роль сыграли палеонтологические исследования М.С.Эристави (1948), М.В.Попхадзе (1949), Н.П.Иоселиани (1953), Н.С.Бендукидзе (1954), В.И.Зесашили (1955), Т.К.Двали (1956), Э.В.Котетишвили (1967), Д.Г.Ахвледiani (1969) и др. В 1980 г. в отделе стратиграфии и палеонтологии мела Геологического института АН СССР впервые в Грузии были начаты работы по изучению известнякового наупланктона. На сегодня уже установлены шесть наупланктонных зон (интервал турон-маастрихт) в Аджаро-Триалетской складчатой системе. В этом же отделе расширились исследования по брюхоногим, в частности, из верхнемеловых отложений Юго-Восточной Грузии.

Современное состояние стратиграфических исследований в Грузии в целом, и по верхнему меду в частности, дает возможность высказать некоторые соображения относительно перспектив развития этой отрасли геологической науки в республике. В процессе практических работ постоянно проверяются выводы, полученные в результате научных исследований и собирается богатый, оригинальный палеонтологостратиграфический материал, который концентрируется в Геологическом институте АН СССР. Немаловажное значение для построения общей стратиграфической шкалы приобретает оценка методов корреляции разнофациальных и разнорегиональных отложений. Необходимость подобных усилий диктуется, прежде всего требованиями геологической практики в весьма точной и детальной информации, определяющей правильную постановку крупномасштабной геологической съемки, поисковых и разведочных работ. В этом аспекте конкретными, первостепенными задачами детализации стратиграфии верхнего мела Грузии является раз-

вертывание работ по расчленению сеноманского, туронского, кампанского ярусов на дробные части, что органически связано с уточнением границ выделяемых в верхнем мелу ярусов.

Достаточно перспективными для определения выдержанности и прослеживания в пространстве стратиграфических подразделений, наряду с установлением их относительного возраста, являются палеомагнитные исследования, имеющие важную особенность — высокую степень детальности, определяемую непродолжительностью интервалов инверсии магнитного поля Земли. В этой связи, первостепенное значение приобретут в будущем, исследования по увязке биостратиграфических и палеомагнитных характеристик осадочных толщ, тем более, что применение палеомагнетизма для целей стратиграфии непрерывно возрастает в настоящее время. Палеомагнитные данные, увязанные с результатами геологических исследований и определениями абсолютного возраста уже находят практическое применение в стратиграфии (Степанов, Месежников, 1979).

Для расчленения верхнемеловых флишевых и флишеидных образований заслуживает внимания применение ритмостратиграфического метода, впервые предложенный Н.Б.Вассоевичем для кавказского флиша.

На современном этапе развития стратиграфии ведущее значение имеет и будет иметь палеонтологический метод, как один из основных методов исследований. В силу данного обстоятельства первейшей задачей является углубленное изучение палеонтологического материала и повышение его эффективности для нужд стратиграфии, путем широкого применения достижений геологии, биохимии, экологии и биогеографии. Сказанное касается и таких важных групп ископаемых организмов, как моллюски (головоногие, иноцераны и другие двустворчатые, брюхоногие), иглокожие, коколитофориды. Первостепенное значение приобретает выявление пока еще недостаточно изученных следов жизнедеятельности организмов (палеоихнология) призванных сыграть значительную роль в деле изучения флишевых отложений и решения вопросов их стратиграфического расчленения.

Л и т е р а т у р а

Ахвледзани Д.Г. Стратиграфия верхнемеловых отложений южной периферии Дзаурльского массива и северного склона Триалетского хребта по фауне фораминифер. — Тр. ГИН АН ГССР, нов.сер., вып.12, 1969, с. 51.

Бендукидзе Н.С. К вопросу о возрасте свиты "Мтавари" у с.Годогани. — Сообщ. АН ГССР, т.Х, №3, 1954, с. 163-166.

Гамбашидзе Р.А. Фауна сеноман-туронских отложений периферий Локского и Храмского массивов. - Тр. ГИН АН ГССР, геол.сер., т.ХШ(ХУШ), 1963, с. 109-160.

Гамбашидзе Р.А. Фауна сантон-датских отложений периферии Локского и Храмского массивов. - Тр. ГИН АН ГССР, геол.сер., т.ХШ(ХУШ), 1963, с. 161-196.

Гамбашидзе Р.А. Некоторые моллюски и иглокожие из меловых отложений Грузии. - Тр. ГИН АН ГССР, нов.сер., вып.15, 1967, с. 26-80.

Гамбашидзе Р.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Грузии и смежных с ней областей Азербайджана и Армении. - Тр. ГИН АН ГССР, нов.сер., вып.61, 1979, с. 226.

Гамбашидзе Р.А. История геологического развития Грузии в поздне-меловую эпоху. - Тр. ГИН АН ГССР, нов.сер., вып.82, 1984.

Гонгадзе Г.С. Позднемеловые эхиноидеи Грузии и их стратиграфическое значение. Изд-во Тбил. гос.ун-та, 1979.

Двали Т.К. Брххоногие меловых отложений Грузии. - Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., вып.10, 1966.

Зесашили В.И. Геология части бассейна р.Поладаури. - Тр.ГИН АН ГССР, геол.сер., т.IX (XIV), вып.1, 1955.

Иоселиани Н.П. Некоторые рудисты верхнего мела Западной Грузии. - Сообщ. АН ГССР т.XIV, №1, 1953.

Котетишвили Э.В. Материалы по стратиграфии и фауне вулканогенной толщи Аджаро-Триалетской складчатой системы. - Тр. ГИН АН ГССР, нов.сер., вып.15, 1967, с. 26-53.

Попхадзе М.В. Плеченогие мела и палеогена Грузии. - Бюл.Гос.музея Грузии, т. XIV-A, 1949, с. 107.

Ренгартен В.П. Верхнемеловые отложения Восточного Закавказья. - В кн.: Геология СССР, т.Х, Закавказье, ч.1, геол.описание, 1941.

Рухадзе И.М. Верхнемеловые эхиноидеи Грузии. - Бюл. Гос.музея Грузии, т.Х, 1940, с. 81-138.

Степанов Д.Л., Месежников М.С. Общая стратиграфия (принципы и методы стратиграфических исследований).Л.; Недра, 1979, с. 423.

Стратиграфический кодекс СССР. Л., ВСЕГЕИ, 1977, с. 79.

Цагарели А.Л. Меловые иноцерамы Грузии. - Тр. ГИН АН ГССР, геол.сер., т.1(VI)₂, 1942, с. 206.

Цагарели А.Л. Верхнемеловая фауна Грузии. - Тр.Ин-та геол. и минер. АН ГССР, сер.геол., т.У(X), 1949, с. 171-272.

Цагарели А.Л. Верхний мел Грузии. - Тр. Ин-та геол. и минер. АН ГССР, Монографии, №5, 1949, с.462.

Цагарели А.Л. Верхний мел. - В кн.: Геология СССР, т.Х, Грузинская ССР, ч.1, Геологическое описание, 1964, с.141-182.

Эристави М.С., Цагарели А.Л. Состояние и задачи стратиграфии меловых отложений Грузии. - Тр.ГИН АН ГССР, геол.сер., т.УП(XII), 1953.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ПАЛЕОГЕНА ЗАКАВКАЗСКОГО
МЕЖГОРНОГО ПРОГИБА (ГРУЗИИ)

Общепринятого ярусного деления палеогеновых отложений ни в Западной Европе, где впервые была разработана их стратиграфия, ни у нас не имеется. Ряд геологов пытался использовать для палеогена и эоцена южных регионов СССР крымскую шкалу ярусного деления. Однако исследования показали, что отмеченная схема имеет много недостатков, среди которых и ограниченность распространения некоторых стратиграфических единиц. Крымскую схему, скорее всего, следует рассматривать как региональную. Отсутствие ярусной шкалы — это существенный недостаток. В настоящее время остро ощущается нужда в хорошо составленной общей схеме, т.к. и при картировании, и при расшифровке особенностей геологического строения многих регионов без ярусной схемы обходиться становится все труднее.

Как видно из печатных и устных сообщений, ряд исследователей проявляет повышенный интерес — и это понятно — к стратотипам стратиграфических подразделений палеогена зарубежной Европы. Следует, очевидно, разрабатывать местные и региональные схемы, где по мере возможности будут выделяться стратиграфические единицы, пользующиеся глобальным или хотя бы межрегиональным распространением. Сопоставление этих стратотипов Западной Европы и Средиземноморья может сыграть немаловажную роль в решении проблемы ярусного расчленения интересующих нас отложений. Успешное решение этой проблемы прямо зависит от результатов палеонтологических исследований пород. При изучении разрезов палеогена особое внимание надо уделить крупным и мелким фораминиферам, моллюскам и нанопланктону. Они широко были представлены в палеогеновых морских бассейнах.

Предлагаемая схема стратиграфии (см. схему) базируется, в основном, на результатах исследования нуммулитид, планктонных фораминифер, нанопланктона, моллюсков и, в меньшей степени морских ежей, ихтиофауны. С тех пор как в первой половине прошлого столетия в Месхети — одного из исторических провинций Грузии — Ф. Дюбуа де Монпере отметил наличие слоев с нуммулитами, палеогеновая система Грузии изучалась неоднократно. В схеме использованы имеющиеся на сегодняшний день палеонтологический и стратиграфический ма-

териалы, полученные автором, а также И.В.Качарова, А.Г.Лалиевым, Н.И.Мревлишвили, Е.А.Цагарели, В.Д.Эпиташвили, Ж.Р.Казахашвили, Г.С.Гонгадзе, Т.Т.Гавтадзе, Т.А.Курцхалия, М.Ш.Чубинидзе.

В палеогеновое время между Большим и Малым Кавказом располагалась Рионско-Курильская структурно-фациальная зона. В пределах Грузии она охватывала современную Грузинскую глыбу и прилегающую к ней южную периферийную часть Гагрско-Джавской зоны складчатой системы южного склона Большого Кавказа. В этой части Кавказского водоема в палеоцене и эоцене формировались преимущественно карбонатные породы (известняки, мергели), а в олигоцене-глинисто-песчанистые образования. Распределение литофации и распространение в пространстве сообществ фауны показывает, что в пределах рассматриваемой зоны различаются отдельные структурно-фациальные районы с более или менее различными физико-географическими условиями.

Не останавливаясь на "проблеме датского яруса", отметим, что автор полностью согласен с теми исследователями, которые рассматривают этот ярус в составе палеоцена. Датский ярус на территории грузинской части Закавказья залегает на маастрихтских образованиях с аммонитами, белемнитами, иноцерамами, орбитоидами и глоботрунканами. К нему относятся слои с *Hercoglossa danica*, которые соответствуют зонам *Cyclaster danicus* и *Cyclaster gindrei* по морским ежам. Примерно на этом интервале устанавливается зона *Globorotalia pseudobulloides* по мелким фораминиферам. Стратиграфический уровень залегающих выше отложений с комплексом зоны *Acarinina inconstans* является спорным. Одни исследователи считают, что эта зона соответствует зоне *Protobrissus tercensis* по морским ежам и поэтому относят и ту и другую к датскому ярусу, хотя некоторые из них не исключают возможности проведения верхней границы этого яруса под ними. Другие определяют их возраст как монский.

Верхняя граница палеоценового отдела нами проводится по кровле зон *Acarinina acarinata* и *Nummulites fraasi*. Последняя соответствует нижней части иллердского яруса в схеме Г.Шауба.

Зона *Globorotalia aragonensis* относится к нижнему эоцену. Она во многих разрезах Крымско-Кавказской области и Средиземноморья находится в пределах стратиграфического интервала нижнеэоценовых нуммулитов. Если учесть, что эта зона или ее верхняя часть (подзона *Globorotalia caucasica*) отвечает зоне *Discocaster lodoensis* по нанопланктону, то и возраст последней должен определяться как нижний эоцен.

Среди дискуссионных вопросов стратиграфия палеогена юга СССР фигурирует также вопрос о границе между средним и верхним эоценом. В породах зоны *Globigerina turcmenica* (=слой с *Lyrolepis cau-*

casica) в Закавказье присутствуют верхнеэоценовые нуммулиты (*Nummulites fabianii*, *N.cf.orbigni*, *N.chavannesi*, *N. budensis* и др.). Это дает основание предполагать, что слои, содержащие планктонные фораминиферы указанной зоны, а также ее возрастные аналоги, по всей вероятности, относятся к верхнему эоцену, точнее к его нижней части.

В верхних слоях эоцена (над зоной *Globigerina turcmenica*) в Грузии обычно выделяются зоны *Globigerapsis index* и *Bolivina antegressa*. По новейшим данным здесь же по планктонным фораминиферам устанавливаются зоны *Globigerapsis tropicalis* и *Globorotalia centralis*, а выше — *Globigerina tapuriensis*. Судя по всему, границу между эоценом и олигоценом предпочтительнее проводить по нижней границе зоны *Globigerina tapuriensis*. Остается добавить, что этот рубеж практически совпадает с подошвой хадумской свиты.

Верхняя граница олигоцена, а следовательно и палеогена в Грузии, по-видимому, проходит под уплисихскими слоями. Содержащаяся в этих слоях фауна моллюсков очень сходна с аналогичной фауной аквитанского яруса Западной Европы.

Следует подчеркнуть, что предлагаемую схему надо рассматривать в качестве рабочей. Возраст и границы ряда биостратиграфических и литостратиграфических подразделений определены с некоторой долей условности, а иногда — крайне неуверенно. Мы попытались показать на схеме соотношение стратиграфических подразделений (зоны, слои с фауной), выделенных по разным группам ископаемых органических остатков. Этот вопрос был и остается одним из сложных вопросов в стратиграфии палеогена, да и не только палеогена. И в этом отношении еще предстоит много сделать. Однако уже сейчас можно сказать, что нередко границы стратонамов, установленные по разным группам, примерно совпадают или близки между собой.

В результате прилагаемых в настоящее время усилий по изучению всех или почти всех характерных и опорных разрезов надеемся получить новый палеонтолого-стратиграфический материал, по мере поступления которого стратиграфическая схема будет уточняться.

МАТЕРИАЛЫ ПО СТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОЦЕНА И ЭОЦЕНА ГРУЗИНСКОЙ
ГЛЫБЫ

Палеоцен и эоцен на территории Грузинской глыбы и прилегающей к ней южной периферийной части Гагрско-Джавской зоны представлены преимущественно карбонатными отложениями. В крайне западной части рассматриваемой территории в Адлерском структурно-фациальном районе в палеоценовое время (датский век) формировались накадульские слои – светло-серые и зеленовато-серые тонкослоистые известняки и известковистые мергели с *Echinocorys rengarteni* Moskv., *Ech. edhemi* Bohm., *Cyclaster* cf. *danicus* (Schlot.), *Homaster abichi* Anth. Выше залегают ачмардинские слои – красновато-серые, розовые и розовато-серые известковистые мергели и мергели с *Echinocorys edhemi* Bohm., *Homaster abichi* Anth. Отложения с названными комплексами морских ежей соответствует, по-видимому, зоне *Cyclaster danicus* датского яруса, установленной в районе Харагаули-Сурами (Гонгадзе, 1979). По мелким фораминиферам выделяется зона *Globorotalia pseudobulloides*. По нанопланктону здесь устанавливаются зоны *Biantholithus sparsus* (внизу) и *Cruciplacolithus tenuis*. Зона *Biantholithus sparsus* выделяется в накадульских слоях и в основании ачмардинских слоев. Комплекс нанопланктона представлен *Thoracosphaera operculata* Defl., *Zygodiscus simplex* Braml. et Sull., *Biantholithus sparsus* Braml. et Mart., *Braarudosphaera bigelowi* (Gran. et Braar.), *B. turbinae* Str., *B. irregularis* Byb., *B. discula* Braml. et Riedel, *Markalius astroporus* (Stradner) Hay et Mohler. Этот комплекс беден в количественном отношении. Зона *Biantholithus sparsus* определяется интервалом от появления *Zygodiscus simplex* Braml. et Sull., *Thoracosphaera operculata* Deflandre до появления *Cruciplacolithus tenuis* (Str.). Зона *Cruciplacolithus tenuis* соответствует основной части ачмардинских слоев. Объем зоны определяется интервалом от появления вида-индекса до появления *Chiasmolithus danicus* Braml. Комплекс нанопланктона от предыдущей зоны отличается присутствием вида-индекса и *Coccolithus cavus* Hay et Mohler. Значительно уменьшается здесь численность браарудосфер и обильными становятся *Prinsius dimorphus* (Perc.) и *Thoracosphaera operculata* Deflandre.

В адлерской депрессии к палеоцену относятся также жеопсинская свита — зеленовато-серые мергели и известковистые мергели. Нижние слои этих образований местами окрашены в розовато-серый цвет. Выше залегает лапстинская свита — розовые, розовато-серые и зеленовато-серые мергели. В породах жеопсинской свиты и в нижней части лапстинской свиты по фораминиферам установлены (снизу вверх): верхняя часть зоны *Globorotalia pseudobulloides*, зоны *Acarinina inconstans*, *Globorotalia angulata*, *Globorotalia conicotruncata*, *Globorotalia pseudomenardii*, *Acarinina acarinata*. При этом последняя зона (верхняя часть палеоцена) прослеживается в нижних слоях лапстинской свиты. В отложениях, содержащих названные зональные комплексы, выделяются также зоны по нанопланктону. Зона *Chiasmolithus danicus* охватывает нижнюю часть нижней (пестроцветной) пачки жеопсинской свиты. Объем зоны *Chiasmolithus danicus* определяется интервалом от появления вида-индекса — до появления вида *Cyclococcolithus robustus* Braml. et Sull. В подошве этой зоны исчезает *Prinsius bisulcus* (Str.) и значительно сокращается численность вида *Prinsius dimorphosus* (Perch). Наряду с видом-индексом — появляются многочисленные *Prinsius martinii* (Perch) и *Neochiastozygus concinnus* (Martini). Зона *Cyclococcolithus robustus* устанавливается в низах верхней пачки жеопсинской свиты, охватывая и верхнюю часть нижней пачки. Интервал зоны определяется от появления вида *Cyclococcolithus robustus* (Braml. et Sull.) до появления вида *Fasciculithus tumraniformis* Hay et Mohler. Так же как и на Северном Кавказе, состав зоны *Cyclococcolithus robustus* имеет переходный облик между датским и вышележащими комплексами. Так, если в нижней части зоны наряду с видами *Coccolithus eobelagicus* (Braml. et Riedel), *C. subpertusus* (Hay et Mohler) и *Cyclococcolithus robustus* (Braml. et Sull.) все еще доминируют все виды предыдущих зон, то в верхней части зоны их численность значительно сокращается, а *Prinsius dimorphosus* (Perch) почти исчезает. Появляются многочисленные *Chiasmolithus bidens* (Braml. et Sull.), *Zygodiscus herlini* (Sull.), *Toweius* sp., *Micrantholithus crenulatus* Braml. et Sull., *M. aequalis* Sull., *M. pingeus* Braml. et Sull. Зона *Fasciculithus tumraniformis* выделяется примерно в средней части жеопсинской свиты. Интервалу зоны соответствует период от появления вида *Fasciculithus tumraniformis* Hay et Mohl. до появления вида *Heliolithus kleinPELLI* Sull. В ассоциации нанопланктона этой зоны все еще встречаются все виды датского яруса, кроме *Chiasmolithus danicus* (Brotz.), *Coccolithus cavus* Hay et Mohler. Появляются многочисленные и разнообразные фасцикулиты: *Fasciculithus tumraniformis* Hay et Mohler, *F. schaubii* Hay et Mohler, *Discolithus ocelatus* Braml. et Sull., *Toweius eminens* (Bram. et Sul.) Зона *Heliolithus kleinPELLI* установлена в жеопсинской свите. Она охватывает период

от появления вида-индекса до появления вида *Discoaster gemmeus* Str.

У нижней границы этой зоны исчезают почти все датские виды кроме *Cuculococcolithus subpertusus* и *Zygodiscus simplex* (Braml. et Sull.). Наряду с видом-индексом появляются *Chiasmolithus californicus* (Brotz.), *Fasciculithus involutus* (Braml. et Sull.) и *Heliolithus* sp. Зона *Discoaster gemmeus* выделяется в жеопсинской свите. Интервал зоны определяется от появления вида *Discoaster gemmeus* (Str.) до появления вида *Heliolithus riedeli* (Braml. et Sull.). Здесь наряду с видом-индексом встречаются *Discoaster mohleri* Bukry et Perch. и *Heliolithus conicus* (Perch). Зона *Heliolithus riedeli* соответствует верхней части жеопсинской свиты и основной лапстинской свиты. Интервал зоны охватывает период от появления *Heliolithus riedeli* (Braml. et Sull.) до появления *Discoaster multiradiatus* Braml. et Riedel. Ассоциация нанофосилии отличается от предыдущей зоны присутствием вида-индекса *Coranocyclus nitescens* Kamptner и *Coccolithus pertusus* Sull. В середине зоны исчезает вид *Heliolithus kleinPELLI* Sull. Зона *Discoaster multiradiatus* хорошо выделяется в низах лапстинской свиты. В этой зоне выделяются две подзоны: *Chiasmolithus bidens* и *Marthasterites bramlettei*. Подзона *Chiasmolithus bidens* характеризуется появлением *Discoaster multiradiatus* Braml. et Riedel, *D. lenticularis* (Braml. et Sull.), *D. cf. barbadiensis*, *D. delicatus* Sull. В средней части зоны появляются *Discoaster nobilis*, *D. megastipus* (Braml. et Sull.), *D. araneus* Bukry, *D. helianthus* Braml. et Sull., *Sphenolithus anarhopus* Bukry et Braml., *Coccolithus pertusus* и в очень малом количестве *Cruciplacolithus eodelus* (Bukry et Perch), *Rhombaster cuspis* Braml. et Sull., *Rhabdosphaera herculae* Stradner. В ассоциации подзоны *Marthasterites bramlettei* отсутствует *Heliolithus riedeli*. Помимо видов нижележащей подзоны здесь встречаются *Marthasterites bramlettei* Bron, et Str., *Micrantholithus flos* Defl., *M. vesper* Deflandre.

В Новоафонском районе на верхнемеловые образования несогласно налегают кремво-белые и белые известняки со светло-серыми кремнями (с.Новый Афон). Здесь встречаются *Duscocyclina seunesi* Douv., *Oreocolina* sp. Нижние слои этих известняков содержат комплекс нанофосилии, характерный для зоны *Heliolithus kleinPELLI* (верхний палеоцен).

Восточнее, в Цебельдинском структурно-фашиальном районе низы палеоцена представлены известняками цебельдинской свиты (датский ярус). Они содержат: *Cucullaea danica* Pant., *Variamussium* sp., *Deuterophya scita* Gorb., *D. paulula* Gorb., *Spondylus danicus* Ravn., *Ostrea praemontensis* Gorb., *Gryphaea similis* Pusch., *Gr. bechkoehensis* (Leym.), *Hercoglossa danica* Schloth. В породах свиты также

обнаружены *Ostrea dzevrensis* Sim., *O. hippopodium* Nils., *Exogyra ostracina* Lam., *Terebratula semiglobosa* Sow., *Echinocorys sulcatus* Goldf. (Гамбашидзе, 1961, 1979; Швецов, 1929). Многие из перечисленных ископаемых организмов встречаются в отложениях датского яруса Крыма.

Выше залегают махарские слои, представленные розовато-белыми, кремовыми, светло-серыми и белыми известняками. В них содержатся *Ostrea montensis* Cossm., *Pitar duponti* (Cossm.), *P. montensis* (Cossm.), *Calyptra montensis* Cossm., *Arca montensis* Cossm., *Cucullaea montensis* Vinc., *Lithophaga (Botula) similis* (Ryckh.), *Crassatella excelsa* Cossm., *Turritella compta* Desh., *Venericardia cf. pectuncularis* (Lam.), *V. volgensis* (Barb. de Marn.), *Cucullaea volgensis* Barb. de Marn., *C. arcaiformis* Netsch., *Lima pireti* Cossm., *Spondylus aff. menneri* Makar. и др. Фауна этих слоев очень сходна с фауной инкерманского региояруса Крыма. По нанопланктону в махарских слоях устанавливается зона *Fasciculithus tympaniformis*.

На махарские известняки налегают келасурские слои — зеленовато-серые и серые известняки с зернами глауконита. Здесь обнаружены *Cucullaea volgensis* Barb. de Marn., *C. cf. arcaiformis* Netsch., *Chlamys prestwichi* (Mor.), *Pseudamussium corneum* Sow., *Spondylus menneri* Makar., *Ostrea cf. crimensis* Zubk., *O. resupinata* Desh., *Gryphaea antiqua* Schwet., *Gr. sinzovi* (Netsch.), *Amphidonta (Gryphaeostrea) lateralis* (Nilss.), *Venericardia cf. pectuncularis* (Lam.), *Cyprina morrissi* Sow., *Cardium trifidum* Desh., *Nemocardium edwardsi* (Desh.), *Teredo aff. norwegica* Spengl., *Pleurotomaria tadjikistanica* Mir. и др. Многие из названных видов встречаются в качинском региоярусе Крыма.

Келасурские слои выше сменяются гумистинскими, которые представлены светло-серыми и розовато-белыми известняками с *Isaster abchazicus* Schwet., *Echinocorys dioscuriae* Schwet. Последний вид известен из верхнего палеоцена Крыма (Качинский региоярус) и Северного Кавказа.

В восточной части Абхазии (рр. Окорани, Эрисцкали) палеоцен представлен белыми, иногда светло-серыми и розовато-белыми известняками с *Discocyclus seuplesi* Douv. (в верхней части). Они залегают на маастрихтских породах и перекрываются нуммулитовыми известняками нижнего эоцена. В верхних слоях маастрихта по нанопланктону выделяется зона *Tetralithus murus* (р. Эрисцкали). Интервал зоны охватывает период от появления вида-индекса до появления *Zygodiscus simplex* (Braml. et Sull.), *Thoracosphaera operculata* Deflandre и массовых браарудосфер. Вертикальное распределение нанопланктона позволяет установить в вышележащих известняках все те палеоценовые зоны, которые были выделены в Адлерской депрессии, начиная с дат-

КОЙ ЗОНЫ *Biantholithus sparsus* и кончая верхнепалеоценовой зоной *Discoaster multiradiatus*.

В Лечхуми датский ярус, как и остальная часть палеоцена, слагаются белыми и светло-серыми известняками. В нижних слоях обнаружен *Nerocoglossa cf. danica* Schloth. руководящий вид датского яруса. Выше по разрезу встречается комплекс моллюсков (*Ostrea montensis* Cossm., *Venericardia rectuncularis* Lam. и др.), который очень сходен с фауной мацарских слоев цебельдинского района (нижний палеоцен) и ингерманского региона яруса Бахчисарая (Крым). В верхней части рассматриваемых известняков присутствуют *Echinocorys dioscurtae* Schwet. и *Protobrisus rionensis* Moskv. (Гонгадзе, 1973). Слои, содержащие указанные виды, относят к верхнему палеоцену.

Н и ж н е м у э о ц е н у в Адлерской депрессии принадлежат, очевидно, средняя и верхняя части лаптинской свиты. В этой части разреза были установлены зоны (снизу вверх): *Discoaster diastypus*, *Marthasterites tribrachiatus*, *Discoaster lodoensis* первой зоне исчезают почти все палеоценовые виды, кроме *Chiasmolithus californicus* (Sull.), *Fasciculolithus involutus* Braml. et Sull.

Интервал зоны *Marthasterites tribrachiatus* определяется от появления вида *Discoaster lodoensis* до исчезновения вида *Marthasterites tribrachiatus* Braml. et Riedel. Для ассоциации зоны характерны все виды предыдущей зоны, кроме *Discoaster diastypus* Braml. et Sull., *Discoaster boulangeri* Lez. и *D. salisburgensi*. Появляются многочисленные *Discoaster lodoensis* Braml. et Riedel, *Chifragmalithus calatus* Braml. et Sullivan, сравнительно редкие *Discoaster deflandrei* Braml. et Riedel, *D. tani* Braml. et Riedel, *D. mirus* Defl., *D. woodringi* Braml. et Riedel, *D. cf. aster*, *Micrantholithus mirabilis* Lock., *Neococcolithus dubius* Defl., *Chiasmolithus californicus* Sull., *C. grandis* Braml. et Sull., *Helicosphaera seminulum* (Braml. et Sullivan), *Lopodolithus nascens* Braml. et Sull.

Зона *Discoaster lodoensis* соответствует периоду от исчезновения вида *Marthasterites tribrachiatus* (Braml. et Ried.) до появления *Discoaster sublodoensis* Braml. et Sul. Ассоциация нанофоссилии зоны мало отличается от нижележащей зоны. Тут исчезают *Marthasterites tribrachiatus* (Braml. et Riedel), *Coccolithus pertusus* Sull., *D. cf. aster*, появляются *Discoaster trinus* Str., *Helicosphaera lophota* Braml. et Sullivan и *Discoaster geometricus*.

В верхних слоях лаптинской свиты по мелким фораминиферам установлена зона *Globorotalia aragonensis* выделенная во многих местах Кавказа, которую часто включают в состав среднего эоцена. В связи с этим следует отметить, что в ряде разрезов Закавказья наряду с ископаемыми организмами этой зоны встречаются и нижнеэоценовые нуммулиты. Совместное нахождение нижнеэоценовых нуммулитов (*Nummulites planulatus* Lam., *N. praelucasi* Douv. и др.) и планктон-

ных фораминифер зоны *Globorotalia aragonensis* известно и за пределами Кавказа (Восточное Средиземноморье). Если учесть, что отмечается зона по фораминиферам или ее верхняя часть примерно соответствует зоне *Discoaster lodoensis* по нанопланктону, то и возраст последней должен определиться как нижний эоцен. Верхнюю границу этого подотдела следует проводить по кровле этих зон.

В Новоафонском структурно-фациальном районе нижний эоцен представлен известняками. Последние залегают на верхнелалеосеновые слои с *Discosyclina seunesi*. В окрестностях сс. Новый Афон, Анухва, Элера указанные известняки содержат *Nummulites planulatus* (Lam.), *N. exilis* Douv., *N. nitidus* de la Harpe и др.

Восточнее, в Цебельдинском районе, к нижнему эоцену по-видимому относятся амткельские слои, представленные известняками. В верхней части амткельских слоев иногда встречаются прослои мергелей с органическими остатками зоны *Globorotalia aragonensis*.

В полосе Чхари-Аджамети (бассейн р.Квирида) нижний эоцен представлен известняками и мергелями. В ущелье р.Чешура (правый приток р.Квирида) в них содержатся нижнеэоценовые нуммулиты: *Nummulites exilis* Douv., *N. globulus* Leym. и др. В этих же породах обнаружен комплекс мелких фораминифер, близко стоящий по составу к зоне *Globorotalia subbotinae* Северного Кавказа (низы нижнего эоцена). Стратиграфически выше залегают мергели и песчанистые мергели чхарской свиты. В основании последней содержится ассоциация фораминифер *Globorotalia aragonensis*.

С р е д н и й э о ц е н на рассматриваемой территориилагается мергелями и в меньшей степени известняками. Отложения этого возраста местами залегают несогласно на более древние породы. В Адлерской депрессии мергели багранской свиты охарактеризованы фораминиферами зон *Acarinina bullbrookii* (внизу) и *Truncorotalia topilensis*. Последняя, судя по палеонтологической характеристике, соответствует скорее всего зонам *Acarinina rotundimarginata* и *Nantkenina alabamensis* Северного Кавказа (куборлинский и керестинский горизонты), которые рядом исследователей относятся к верхнему эоцену (бодракский регионарус Крыма). На этом же стратиграфическом уровне на территории грузинской части Малого Кавказа были найдены *Nummulites brongniarti* d'Arch. et Heim., *N. incrassatus* de la Harpe, *N. millescaput* Boub., *N. cf. perforatus* Men. и др. (Мревлишвили, 1978; М.Качарава, 1977; З.Качарава, 1975). Породы с перечисленными нуммулитами относятся к верхней части среднего эоцена. Указанные зоны по фораминиферам установлены и в других разрезах Грузии - в мергелях чхарской свиты бассейна р.Квирида, в гвиришской свите Лечхуми, в окрестностях с.Сурами и др.

В породах среднего эоцена устанавливаются также зоны по нано-

планктону. Самой нижней части среднего эоцена соответствует зона *Discoaster sublodoensis*. Она выделяется в нижних частях багнарской свиты (Адлерская депрессия). Интервал зоны определяется от появления вида-индекса до появления *Nannotetrina fulgens* (Str.). У нижней границы зоны происходят значительные изменения. Резко сокращается численность нижнеэоценовых видов *Cruciplacolithus delus* Braml. et Sull., *Sphenolithus radians* Defl., *S. anarhopus* Bukry et Braml., *Discoaster lodoensis* Braml. et Riedel, *D. kuepperi* Str., *Helicosphaera semminulum* Braml. et Sull. Исчезают *Discoaster woodringi* Braml. et Riedel, *Chifragmalithus calatus* Braml. et Sull., *D. mirus* Defl., *D. gemmeus* и появляются *Discoaster sublodoensis* Braml. et Sull., *D. floreus* Byst., *D. colleti* Par., *D. hilli* Tan sin Hok, *Triquetrorhabdulus inversus* Bukry et Braml., *Cyclicargolithus floridanus* Roth et Hay. Зона делится на две подзоны — *Discoaster kuepperi* и *Rhabdosphaera inflata*. Основной фон подзоны *Discoaster kuepperi*, наряду с вышеперечисленными видами, составляют многочисленные *Coccolithus eopelagicus* Braml. et Riedel, *C. pelagicus* (Wall.), *C. formosus* (Kamptner) и *Cyclococcolithus gammation* (Bramlette et Sullivan). Состав ассоциации верхней подзоны отличается присутствием видов *Rhabdosphaera inflata* Braml. et Sull. и *Discoaster wemmelensis* Ach. et Str. К тому же у нижней границы подзоны резко сокращается численность фонового для нижней подзоны вида *Cyclococcolithus gammation* (Braml. et Sullivan). В обилии встречается вид *Cyclicargolithus floridanus* Roth et Hay. Зона *Nannotetrina fulgens* соответствует верхней части багнарской свиты, зеленых мергелей Восточной и Центральной Абхазии. Интервал зоны определяется по появлению и исчезновению вида-индекса. В составе ассоциации сохраняются виды предыдущей зоны за исключением *Discoaster lodoensis* Braml. et Riedel, *D. sublodoensis* Braml. et Sull., *Rhabdosphaera inflata* Bramlette и *Helicosphaera semminulum* (Braml. et Sull.). Появляются *Nannotetrina fulgens* (Str.), *N. cristata* (Mart.), *Chiasmolithus gigas* (Braml. et Sullivan) (в средней части зоны), *Coccolithus staurion* Braml. et Sull. (в верхней части зоны). Зона *Discoaster bifax* охватывает самую верхнюю часть багнарской свиты: интервал зоны определяется от исчезновения *Nannotetrina fulgens* (Str.) до исчезновения *Chiasmolithus solithus* (Braml. et Sull.). У нижней границы зоны значительно уменьшается численность *Nannotetrina cristata* (Mart.) и *Discoaster wemmelensis* Achut et Str., *Nannotetrina mexicana* (Str.), *Chiasmolithus gigas* (Braml. et Sull.), *Neococcolithus concinnus* (Martini). Наряду с видами предыдущей зоны присутствуют лишь единичные *Discoaster bifax* Вукгу.

В районах Грузинской глыбы и прилегающей к ней южной перифе-

рийной части Гагрско-Джавской зоны в низах верхнего эоцена залегают тонкослоистые коричневато-серые и серые мергели эгрисской свиты. В них присутствуют мелкие фораминиферы зоны *Globigerina turkmenica* и чешуи *Lyrolepis caucasica* Rom. Примерно на этом же уровне по нанопланктону выделяется зона *Discoaster saipanensis*. Объем последней определяется интервалом от исчезновения *Chiasmolithus solitus* (Bramlette et Sulliv.) до появления *Chiasmolithus oamaruensis* (Deflandre). Состав ассоциации зоны резко отличается от предыдущих зон. У нижней границы зоны исчезает *Coccolithus staurion* (Braml. et Sull.), *Chiasmolithus solitus* (Braml. et Sull.), *C. gigas* (Braml. et Sull.), *Cyclococcolithus gammatum* (Braml. et Sull.), *Triquetrorhabdulus inversus* (Bukry et Braml.), *Nannotetrina cristata* (Mart.), *Discoaster wemmelensis* Ach. et Str., *D. bifax* Bukry, *Discoaster trinus* (Stradner). Появляются многочисленные и разнообразные ретикулофенестры *Reticulofenestra placomorpha* (Defl.), *R. bisecta* Hay, Mohler et Wade, *R. oamaruensis* (Defl.), *R. dictyoda* (Defl. et Fart), *Coranulus germanicus* Str., *Guttolithion cassum* Str., *Discoaster saipanensis* Braml. et Ried., *D. distinctus* Braml. et Sull., *D. tani nodifer* Braml. et Ried., *Lanternithus minutus* Str., *Pontosphaera multipora* (Камп.), *Orthozygus aureus* (Broezen), *Sphenolithus moriformis* (Bron. et Str.), *Pemma angulatum* Mart., *Rhabdosphaera tenuis* Braml. et Sull., *Cyclococcolithus kingi* (Roth), *Helicosphaera reticulata* (Braml. et Wil.), *H. compacta* (Braml. et Wil.), *H. intermedius* и *Neococcolithus minutus* Perch.

Эгрисская свита параллелизуется с кумской свитой Северного Кавказа, Ильдоканской свитой южного склона Большого Кавказа, навтлугской свитой восточной части Триаletского хребта. Возраст зоны *Globorotalia turkmenica* и зоны *Discoaster saipanensis* является предметом дискуссий. Их относят либо к верхнему, либо среднему эоцену. В некоторых разрезах Закавказья в образованиях зоны *Globigerina turkmenica* присутствуют *Nummulites* cf. *orbigni* Gal., *N. fabianii* Prev., *N. praefabianii* Menn. et Var., *N. budensis* Hantk., *N. inviassatus* de la Harpe, *N. cf. chavannensis* de la Harpe и др. (Вассоевич, 1934; Варенцов, 1950; И. Качарав, 1964; Салуквадзе, 1965; Халилов, 1962; Халилов, Мамедова, 1973; Мревлишвили, 1978). Перечисленные нуммулиты определяют возраст вмещающих пород, а вместе с ними и возраст зон *Globigerina turkmenica* и *Discoaster saipanensis* как верхний эоцен.

Почти во всех структурно-фациальных районах данной части Закавказского срединного массива эгрисская свита выше согласно сменяется зеленовато-серыми мергелями аргветской свиты. Местами верхи верхнего эоцена сложены песчаниками, брекчиями и глинами (мадести-

нская свита Адлерской депрессии), карбонатными песчаниками и песчанистыми известняками (агвские слои Лечхуми). В северной периферийной части Грузинской глыбы (р. Арагви и др.) в строении верхней части эоцена принимают участие глыбовые брекчии.

В отложениях аргветской свиты содержатся мелкие фораминиферы зон *Globigerapsis index* и *Bolivina antegressa*. По нанопланктону здесь выделяются три зональных комплекса (снизу вверх): *Chiasmolithus samaruentis*, *Isthmolithus recurvus* и *Sphenolithus pseudoradians*. В породах верхнего эоцена встречаются *Nummulites fabianii* (Prev.), *N. bouillei* de la Harpe и др. В ряде мест в верхней части верхнего эоцена (агвские слои) находятся моллюски *Variamusium fallax* Korob., *Chlamys biaritzensis* d'Arch., *Ch. montana* Mayer, *Ch. subdiscors* d'Arch., *Pseudomussium corneum* Sow., *Spondylus buchi* Phill., *Sp. plaicostatus* d'Arch., *Sp. cf. bifrons* Münster, *Pycnodonta brongniarti* Bron., *Crassatella vapincana* Bouss., *Cardita cf. astieri* d'Orb.

К олигоцену относятся образования майкопской серии. Они во многих структурно-фациальных районах несогласно налегают на разновозрастные слои. На территории Грузинской глыбы нижняя часть олигоцена складывается преимущественно серыми и коричневато-серыми слабокарбонатными глинами хадумской свиты (нижняя часть майкопской серии). В этих отложениях достаточно четко по нанопланктону устанавливается зона *Clausicoccus subdistichus*. Нижнеолигоценовые отложения Грузинской глыбы характеризуются сравнительно бедным в видовом отношении составом моллюсковой фауны. Здесь найдены *Nucula comta* Gold., *Lada chadumica* Kor. и др.

Как видно из изложенного выше материала, во многих разрезах палеоцена и эоцена Грузинской глыбы довольно четко выделяются зональные комплексы по фораминиферам и нанопланктону. Фаунистические комплексы по составу мало отличаются от таковых, установленных в других регионах впа СССР и зарубежной Европы.

Л и т е р а т у р а

Варенцов М.И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. — М. —Л.; Изд-во АН СССР, 1950, 258 с.

Вассоевич Н.Б. О горизонте с *Lyrolepis caucasica*. Тр. НИИГМ, сер. В, вып. 47, 1934, с. 45-52.

Гамбашидзе Р.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Центральной Абхазии. — Сообщ. АН СССР, т. XXII, №5, 1961, с. 561-566.

Гамбашидзе Р.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Грузии. Тбилиси; Мечниереба, 1979, 226 с.

Гонгадзе Г.С. О наличии *Protobrissus riopensis*. - Сообщ.АН СССР, т.70, №2, 1973, с.373-375.

Гонгадзе Г.С. Позднемиоценовые эхиноидеи Грузии. Тбилиси; Изд-во ТГУ, 1979, 151 с.

Качаравა З.Д. Эоценовые нуммулиты Триалети. Тбилиси; Мецниереба, 1975, 88с.

Качаравა И.В. Палеоцен и эоцен. - В кн.: Геология СССР, т.Х. М.: Недра, 1964, с.182-212.

Качаравა М.В. Стратиграфия палеогеновых отложений Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси; Мецниереба, 1977, 357 с.

Мревлишвили Н.И. Нуммулиты Грузии. Тбилиси; Изд-во ТГУ, 1978, 226 с.

Салуквадзе Н.Ш. О возрасте с *Lyrolepis saucasica*. Изв.геолог. об-ва Грузии, т.IV, вып.2, 1965, с.61-64.

Халилов Д.М. О верхней границе среднего эоцена Азербайджана и других областей юга СССР. - Изв. АН Аз.ССР, №3, 1962, с.84-92.

Халилов Д.М., Мамедова Л.Д. Очерки по геологии Азербайджана, Баку, 1973, с.102-114.

Шведов М.С. Палеоценовые и смежные с ними слои Сухуми. - Тр. ИНИИ, 1929, 60 с.

К ВОПРОСУ СТРАТИГРАФИИ МЕЗОЗОЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ

На перифериях Локовского и Храмского кристаллических выступов верхний мел представлен в основном вулканогенно-осадочной фацией. На разных уровнях разреза встречаются пачки и линзы карбонатных пород, в которых можно было ожидать присутствие остатков микрофораминифер. В этом аспекте рассматриваемые отложения мезозоя, вообще, и верхнемеловые, в частности, пока мало затронуты систематическими исследованиями, чему в определенной степени способствовали также трудности, связанные с сепарацией ископаемых форм из твердых карбонатных пород.

С целью восполнения существующего в стратиграфических исследованиях пробела, нами изучены микрофораминиферы из нескольких детальных разрезов. Отобранная микрофауна представила новую интересную иноморфацию, в частности о возрасте горизонта мраморизированных известняков, широко распространенного в районе сс.Цопи и Ходжорна и разрабатываемого как металлургический флюсовый материал. В прозрачных шлифах были зафиксированы ориентированные в различных направлениях срезы ископаемых микроорганизмов. Результаты их определения дали возможность пересмотреть возраст вмещающих их пород.

По существовавшим до 80-х годов материалам развитие на восточной периферии Локовского выступа карбонатные отложения датировались верхним мелом.

Вдоль шоссеиной дороги Садахло-Цопи обнажены известняки и вулканогенно-осадочные породы свиты, которая в геологической литературе известна под названием опретской (Гамбашидзе, 1979). Под Цопским действующим карьером, на выступе, который находится на северо-восточной окраине поселка Цопи, наблюдается восходящий разрез.

- | | |
|---|---------|
| 1. Коричнево-сиреневые туфы и туфобрекчи | 15 м |
| 2. Белые и сероватые известняки с <i>Miliolidae</i> sp., <i>Textularia</i> sp., <i>Trocholina</i> sp.(ex gr. <i>eliogata</i> Leup.), <i>Pseudotextulariella</i> (?) cf. <i>salevensis</i> Char., <i>Pseudocylammina</i> sp.(ex gr. <i>cylindrica</i> Redm.) | 8 м |
| 3. Коричнево-желтые толстослоистые известняки, содержащие <i>Trocholina</i> cf. <i>elongata</i> Leup. | 18 м |
| 4. Коричневые туфы и туфопесчаники с <i>Nautiloculina</i> cf. <i>oolithica</i> Mohl. | 50-60 м |

5. Темно-сероватые известняки с *Lenticulina* sp., *Textularia* sp., *Nautiloculina* cf. *oolithica* Mohl., *Pseudotextulariella* (?) cf. *salevensis* Char., Bron., Zan. 15 м
6. Коричневые известняки 10 м
7. Красноватые известняки 10 м
8. Толсто- и тонкослоистые песчанистые известняки с включениями фиолетового цвета с *Pseudocyclammina* cf. *lituus* (Yok.), *Pseudotextulariella* (?) cf. *salevensis* Char., *Lenticulina* sp., *Textularia* sp., *Miliolidae* sp., *Nautiloculina* cf. *oolithica* Mohl. 8 м
9. Коричневые известняки, содержащие *Textularia* sp., *Trocholina* sp. (ex gr. *elongata* Leup.) 12 м

Породы пачек 6-9 богаты остатками фауны (двустворчатые и гастроподы) и флоры.

Собранная в разрезе микрофауна была определена под руководством и с помощью старшего научного сотрудника ГИН АН СССР, кандидата геол.-мин. наук В.А.Тодриа.

Из приведенных выше форм широким вертикальным распространением пользуются *Pseudocyclammina* ex.gr. *lituus* (Yok.) (поздний оксфорд-апт), *Nautiloculina* ex.gr. *oolithica* Mohl. (поздний оксфорд-валанжин) и *Trocholina* cf. *elongata* Leup. (кимеридж-валанжин). Что касается *Pseudotextulariella* (?) *salevensis* Char., Bron., Zan., то эта форма пока известна только из валанжина.

Несмотря на то, что большинство перечисленных форм встречается еще с юрского периода, исследованные отложения все же должны относиться к нижнему мелу, в частности валанжину.

Наличие в нижней части разреза карбонатных отложений позднеюрской (?) и раннемеловой микрофауны можно было бы объяснить их вторичным залеганием в сеноманских слоях, однако такое допущение нам кажется маловероятным из-за отсутствия признаков переотложения.

Следует учесть данные Д.Ю.Папава по восточной части Храмского массива, где наряду с сеноманскими известняками и песчаниками установлено наличие фаунистически датированных верхнеюрских рифовых известняков и нижнемеловых карбонатных отложений (Папав, 1970). Исходя из этого, не исключена возможность, что на восточной периферической части Локского массива над байосской вулканической серией присутствуют верхнеюрские и нижнемеловые отложения, тем более, что на южной периферии Локского массива, в разрезе вулканогенно-осадочных пород по фаунистическим данным выделяются нижнебатские морские отложения (Зесашвили и др., 1977). Недалеко от описанного разреза Г.Гугунишвили определил брахиоподы кимериджа-титона (см. статью в настоящем сборнике).

Таким образом, вышеизложенный материал позволяет заключить, что

нижняя часть карбонатной толщи, относимая ранее к сеноману, датируется ранним мелом (валанжин) и, возможно, поздней юрой.

Л и т е р а т у р а

Гамбашидзе Р.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений Грузии и смежных с ней областей Азербайджана и Армении. - Тр.ГИН АН СССР, нов.сер., вып.61, 1979, с.226.

Папава Д.Ю. Об открытии верхнеюрских и нижнемеловых отложений в пределах Храмского массива. - Сообщ. АН СССР, 58, №1, 1970, с.113-117.

Зесашвили В.И., Лалиев В.А., Папава Д.Ю., Пайчадзе Т.А., Цквितिшвили Р.К. Батские отложения Локского массива (Южная Грузия). - Сообщ. АН СССР, 88, №1, 1977, с.117-124.

ЛИТОЛОГИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИНСТИТУТЕ
(1975 - 1985 гг.)

Систематические литологические исследования в Геологическом институте начались в конце 30-х годов и первыми объектами изучения стали осадочные и вулканогенные формации юрского возраста. Результаты этих исследований приводятся в трудах Г.С.Дзопенидзе (1948), Г.С.Дзопенидзе, Н.И.Схиртладзе, И.Д.Чечелашвили (1950, 1956), Г.С.Дзопенидзе, Н.И.Схиртладзе (1961), В.С.Коява (1954), И.Д.Чечелашвили (1959) и др.

В 1956-1960 гг. комплексно были изучены отложения рудного района Юго-Восточной Грузии (Схиртладзе, Чихрадзе, Чечелашвили, Беридзе, 1965 и др.), а с 1960 г. - юрско-меловые отложения Южного склона Большого Кавказа. В результате этих исследований установлены петрографический, минералогический и химический составы пород, охарактеризованы источники сноса обломочного материала, уточнена литостратиграфическая схема мощных разрезов сложноположенных толщ, выделены терригенно-минералогические и петрографические провинции, реконструирована палеогеография времени осадконакопления, освещены вопросы аутигенной минералогии, диагенеза и катагенеза и др. Большое внимание уделено разработке важной проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза - влиянию вулканизма на образование осадочных пород и руд (Дзопенидзе, 1965, 1969).

Параллельно литологически изучались верхнеюрские отложения трассы Рокского перевального автодорожного тоннеля, осадочные толщи Квайсинского рудного района, батская угленосная толща Ткибульско-Шаорского и Ткварчельского месторождений.

Проведено сравнительное литологическое исследование юрских осадочных формаций Болгарии и Грузии и выявлено сходство и различия процесса эволюции юрских седиментационных бассейнов и геологического развития территории Болгарии и Грузии (Юрские осадочные..., 1984).

В 1981-1985 гг. значительное место в работе литологов занимало исследование юрских отложений Асса-Арагинского пересечения Главного Кавказского хребта, проводившиеся Геологическим институтом по заданию правительства Республики. В процессе этих работ были выделены комплексы осадочных пород различного гранулометрического и

минерального состава и физико-механических свойств, а также вулканический дайковый комплекс диабазовых пород и выяснен ряд вопросов, имеющих важное практическое значение.

В связи с разработкой проблемы об осадочных формациях проведено комплексное литолого-фашиальное изучение с выявлением условий осадконакопления и породообразования в юрско-меловых осадочно-породных бассейнах Грузии; проведена корреляция этих бассейнов с синхронными образованиями Большого Кавказа. Основные выводы исследования были доложены на XII Всесоюзном литологическом совещании в г. Новосибирске (Чихрадзе и др., 1981), на 27-й сессии ИГК в Москве (Чихрадзе, 1984; Беридзе, 1984), на Всесоюзном семинаре по осадочным и вулканогенно-осадочным формациям Грузии, организованном по линии Межведомственного литологического комитета в г. Тбилиси 8-15 сентября 1985 г., а также на заседаниях рабочей группы Проблемной комиссии по природе флишевых геосинклиналей в Тбилиси 1 - 13 августа 1985 г.

Из приведенного краткого обзора видно, что в минувшее десятилетие в Институте развивались как теоретическое, так и прикладное направления литологии.

Заинтересованный читатель может ознакомиться с основными результатами литологических исследований в опубликованных за 1975-1985 гг. работах, приведенных в списке литературы.

Здесь остановимся на вопросе, имеющем важное значение для будущих седиментологических исследований.

В осадочном комплексе Южного склона Большого Кавказа давно были выделены аспидная, флишевая и молассовая формации. Каждая из них подразделяется на свиты: аспидная на 5, флишевая на 16 (см. схему). Молассовая формация здесь не рассматривается.

Карбонатный флиш занимает стратиграфический интервал келловей-готерив (40 млн. лет), терригенный флиш - поздний готерив-альб (29,5 млн. лет), карбонатный флиш - сантон-маастрихт (30 млн. лет) и, наконец, терригенный флиш палеоцен-эоцен (22 млн. лет). (Эти цифры абсолютного возраста взяты из шкалы геологического времени 1982 г.).

В процессе литологических исследований осадочных толщ Южного склона Большого Кавказа по совокупности характеристик (цвет, структура, текстура, состав, фашиальный характер, трансгрессивность, регрессивность, геологическая позиция, мощность, контакты со смежными отложениями и др.) сперва (1980 г.) в нижне-среднеюрских и затем (1982 г.) в верхнеюрско-меловых отложениях были выделены естественные ассоциации горных пород, образующиеся в результате изменения осадков части осадочного бассейна, соответствующей определенному тектоническому этапу развития последнего под названием геоконплексов. Геоконплекс, как формация, в данном случае для нас является

Схема свит и геокмплексов юрско-меловых отложений Южного склона Большого Кавказа

Форма-ция		№ пп	С в и т ы	Возраст		млн. лет ^x	Геокмплексы		
Ф л и ш е в а я	Карбонатная	22	Орбитоидная	K ₂	ma	8	Флишевый регресси- вно-олистостромо- во-известковый		
		21	Джорчская		cp	10			
		20	Эшмакишевская		st	4,5	Флишевый мергельно- известняковый		
		19	Маргалитскдис- кая		c	1			
		18	Ананурская		t ₂	2,5	Флишевый гравели- то-песчаниково- кремнисто-аргилли- товый		
		17	Укугмартская		t ₁	6,5			
		16	Павлеурская		cn				
	Терригенная	15	Дгналъская	K ₁	al	15,5	Флишевый песчанико- во-известняково- мергельный		
		14	Пасанаурская		a	6	Флишевый аргилли- тово-песчаниковый		
		13	Баханская		br	6	Флишевый аргилли- тово-песчаниково- мергельно-извест- няковый		
		12	Верхнеизвестня- ковая		h	6			
		11	Млетская		v ₂	7			
		Карбонатная	10		Ципорская	I ₃	v ₁	12	Флишевый кластиче- скоизвестково-мер- гельно-известняко- вый
			9		Думшоская		t-b		
8	Касарская		km	6	Регрессивный песча- никово-глинистосла- нцевый				
7	Нарванская		o	7					
6	Шеварденская		cl	6					
Аспидная	5		Бурсачирская	I ₂	bt		6	Флишевый песчани- ково-алевролитово- аргиллитовый	
	4		Гудушаурская		b		6		
	3	Казбегская	I ₁	a ₂	7	Трансгрессивный глинистосланцевый песчаниково-конт- ломератовый			
	2	Циклаурская		t ₂ -a ₁	6				
	1	Кистинская	I ₁	F-t ₁	6				
				s	6				

x/ Цифры взяты из шкалы геологического времени 1982 г. (Харланд и др., 1982).

термином свободного пользования, но термину геокомплекс отдаем известное предпочтение.

Приведем краткую характеристику только юрских геокомплексов.

1. Трансгрессивный сланцево-конгломератово-песчаниковый - (базальная формация лейаса), для которого характерна тесная пространственная связь обломочного псефитового материала с источниками сноса. Эта закономерность выявлена как на южном, так и на северном склоне Большого Кавказа. Геокомплекс перекрывает триасовые и более древние образования. Песчаники кварцитовые, субаркозовые, кварцаркозовые и локально седиментитокластические; сланцы аспидные, обычно песчано-алевроитистые хлорит-серицитовые, локально-графитовые и андалузитовые (контакт-метаморфические). В геокомплексе местами встречаются карбонатная фация в виде линз известняков, а также вулканогенные образования (туфобрекчия андезито-базальтовых пород). Мощность 300 м.

2. Глинисто-сланцевый комплекс сложен глинистыми сланцами, аспидными, кровельными, графитистыми, хлорито-серицитовыми сланцами. Химический состав глинистых сланцев: SiO_2 58%, TiO_2 0,77%, Al_2O_3 20,76%, Fe_2O_3 2,23%, FeO 4,09%, MnO 0,14%, MgO 1,23%, CaO 1,95%, Na_2O 1,23%, K_2O 3,70%, SO_3 0,32%, P_2O_5 0,31%, H_2O 0,35%, nnn 5,06% (средне из 30 анализов, Чихрадзе, 1981) почти одинаков по всему разрезу и зависит от примеси алевроитового и песчаного материала. Сланцы состоят из кварца, хлорита, серицита, часто содержат аутигенный альбит, турмалин, минералы титана и др. Глинистые сланцы образовались в результате регионального и дислокационного метаморфизма: претерпели в основном изохимическое изменение.

Текстура пород горизонтально-слоистая, микрополосчатая. В мощных пелитовых толщах встречаются пачки с нитьевидными миллиметровыми полосками и слоями алевролита или мелкозернистого песчаника в 1-5 см. Одни из них можно отнести к контуритам, другие похожи на сезонные образования. Комплекс, мощность которого от центральной части (1500 м) к периферии уменьшается, замещаясь песчаниково-глинистыми отложениями, распространен на всем Южном склоне Большого Кавказа. С этим геокомплексом связаны проявления вулканизма толеитовых базальтов.

3. Флишевый песчаниково-алевроитово-аргиллитовый геокомплекс состоит из глинистых сланцев, алевролитов и кварц-плаггиоклазовых песчаников; встречаются линзы внутриформационных конгломератов, конкреции железистого карбоната (преимущественно сидерита), реже - кремня; характерен сидеритовый цемент песчаников, отсутствие сидеритовых и других конкреций в песчаниках и наличие большого количества их в аргиллитах и глинистых сланцах.

Отдельные пачки, порой мощностью в несколько десятков метров,

состоят из отсортированных слоев. В многослоях (циклитах), если взять в целом, доминируют градационные интервалы T_{se} и T_{ae} . Местами же в разрезах пачки с градационной слоистостью чередуются с нефлишевыми пачками пород. Мощность 800–1200 м.

Отложения этого геокмплекса имеют определенное сходство с образованиями второго глобального уровня лавинной седиментации (Лисицын, 1984). Однако здесь имеются как склоновые, так и мелководно-морские отложения (возможно, и подводно-дельтовые тоже).

Если скорость осадконакопления больше 100 Б считать лавинной седиментацией, как рекомендует А.П.Лисицын (Лисицын, 1984; а,б), то ниже- и среднеюрские отложения Южного склона Большого Кавказа попадают под лавинную седиментацию, т.к. скорость осадконакопления здесь > 130 Б. В этом отношении особенно выделяется Северо-Восточный Кавказ (Дагестан), где скорость седиментации, по сравнению с Южным склоном, в 2–3 раза больше. То же можно сказать о байосской порфиритовой свите Гагрско-Джавской зоны, где скорость накопления вулканогенно-осадочного материала составляет более 500Б.

Возраст флишевого песчанико-алевролитово-аргиллитового геокмплекса – поздний тоар-байос включительно.

4. Регрессивный песчаниково-глинисто-сланцевый геокмплекс (I_2bt) состоит из субаркозовых песчаников, иногда с примесью песчано-гравийного материала глинистых сланцев и слабосланцеватых аргиллитов. Цемент песчаников часто карбонатный, в глинистых сланцах встречается незначительное количество глинисто-известковых конкреций.

5. Флишевый кластическоизвестняково-мергельно-известняковый геокмплекс (I_3K-t) состоит из интракластических биогенных, обломочных, хемогенных известняков, известняковых брекчий (особенно в кимеридже), мергелей, алевроитово-глинистых известняков. Хорошо выражена градационная слоистость и все черты карбонатного флиша. В титоне известняки преобладают над другими породами. Осадконакопление происходило в аридном климате в открытом море всегда выше карбонатной компенсации.

Эти геокмплексы распространены вдоль Южного склона Большого Кавказа на сотни километров без существенного фациального изменения, а в северном и южном направлении фациально замещаются различными отложениями.

Аспидная формация на всем Большом Кавказе имеет почти одинаковый состав, но к югу, в сторону Закавказского срединного массива ее лейасовая часть замещается платформенными маломощными отложениями песчаниково известнякового геокмплекса, ааленская часть – сорской свитой, байосская – вулканогенной порфиритовой свитой островодужного типа, батская – угленосными отложениями, а верхнеюрский

клас­ти­че­ско­из­вест­ня­ко­во-мер­гель­но-из­вест­ня­ко­вый ге­о­ком­п­лекс за­ме­ща­ет­ся мор­ски­ми тер­ри­ген­ны­ми и ла­гун­но-кон­ти­нен­таль­ны­ми от­ло­же­ния­ми (пест­ро­цвет­ные гли­ни­сто-пес­ча­ни­стые ги­псо­нос­ные, ри­фо­ген­ные об­ра­зо­ва­ния)^х.

В на­сто­я­щее вре­мя гли­ни­сто-слан­це­вый (пли­но­бах-ран­ний тоар) и ф­ли­ше­вый пес­ча­ни­ко­во-але­вро­ли­то­во-ар­гил­ли­то­вый (позд­ний тоар-сред­няя юра) ге­о­ком­п­лек­сы, вы­де­лен­ные в 1980 г., це­ле­со­об­раз­но под­раз­де­лить на бо­лее мел­кие ли­то­стра­ти­гра­фиче­ские еди­ни­цы.

Гли­ни­стые слан­цы сред­ней ча­сти гли­ни­сто-слан­це­во­го ге­о­ком­п­лек­са пред­став­ле­ны гра­ну­ло­мет­ри­че­ски мо­но­тон­ны­ми пели­то­вы­ми раз­но­стя­ми без за­мет­ной при­ме­си але­вро­ли­то­во­го ма­те­ри­ала. На­ко­п­ле­ние это­го пели­то­во­го осад­ка про­ис­хо­ди­ло в пе­ри­од ма­кси­маль­но­го рас­ши­ре­ния и уг­луб­ле­ния се­ди­мен­та­ци­он­но­го бас­сей­на, вы­зван­но­го де­струк­ци­ей и за­тем раз­рыв­ом ли­то­сфе­ры с кон­ти­нен­таль­ной ко­рой. Это яв­ле­ние со­про­во­ж­да­лось из­лия­ни­ем лав то­ле­и­то­вых ба­заль­тов. Это од­но из глав­ных со­бы­тий в эво­лю­ции бас­сей­на се­ди­мен­та­ции, и от­ло­же­ния, свя­зан­ные с ним во вре­ме­ни, сле­ду­ет вы­де­лить в от­дель­ный, син­раз­рыв­ный ге­о­ком­п­лекс (под­фор­ма­ция), а ниж­нюю ча­сть - пред- и верх­нюю - пост­раз­рыв­ный ге­о­ком­п­лекс.

Ф­ли­ше­вый пес­ча­ни­ко­во-але­вро­ли­то­во-ар­гил­ли­то­вый ге­о­ком­п­лекс по тек­стур­ным при­зна­кам и гра­ну­ло­мет­ри­че­ско­му со­ста­ву пород под­раз­де­ля­ет­ся на три ес­те­ствен­ных ли­то-стра­ти­гра­фиче­ских еди­ни­цы. 1. Ниж­няя ча­сть со­сто­ит из квар­це­во-пла­гио­кла­зо­вых пес­ча­ни­ков але­вро­ли­тов с си­де­ри­то­вым це­мен­том и гли­ни­стых слан­цев с кон­кре­ция­ми си­де­ри­та. Встре­ча­ют­ся от­дель­ные от­сор­ти­ро­ван­ные дву­еди­ные сло­и, мно­го­сло­и (Вас­со­вич, 1951). Мощ­ность 600-900 м. Эту ча­сть раз­ре­за сле­ду­ет на­звать ф­ли­ше­вид­ным пес­ча­ни­ко­во-гли­ни­сто­слан­це­вым. 2. Сред­няя ча­сть пред­став­ле­на гли­ни­сты­ми слан­ца­ми слабослан­це­ва­ты­ми ар­гил­ли­та­ми с круп­ны­ми си­де­ри­то­вы­ми кон­кре­ция­ми, со­став­ля­я око­ло 90% объ­ема раз­ре­за. Осталь­ную ча­сть (7-10 %) слагает мел­ко­зер­ни­стые пес­ча­ники и але­вро­ли­ты с си­де­ри­то­вым це­мен­том. Для этой тол­щи ха­рак­тер­но рит­ми­че­ское стро­е­ние бо­ль­шей ее ча­сти. Рит­мы (ци­к­лы) (А­фан­ась­ев, 1983, 1985) со­сто­ят из тон­ких (1-3 мм - 3-7 см) сло­ев але­вро­ли­та или мел­ко­зер­ни­сто­го пес­ча­ни­ка с си­де­ри­то­вым це­мен­том и мощ­ных сло­ев (от де­сят­ков см до де­сят­ков м) гли­ни­стых слан­цев. Ча­сто пе­ре­ход от пес­ча­ни­ка или але­вро­ли­та к пели­то­вой поро­де по­сте­пен­ный. Эти мно­го­сло­и со­сто­ят из гра­да­ци­он­ных ин­тер­валов Та_{bc} или Т_{bc} по А.Бо­ума (Вош­та, 1962). Но ча­сто прос­лой­ки пес­ча­ни­ка или але­вро­ли­та име­ют ре­зкие кон­так­ты и то­гда они по­хо­жи на кон­ту­ри­ты. Еще бо­ль­ше слу­ча­ев, ко­гда прос­лой­ки мел­ко­зер­ни­сто­го пес­ча­ни­ка и (или) але­вро­ли­та со­сто­ят из че­ре­до­ва­ния мил­ли­мет­ро­вых парал­лель­ных по­лос але­в-

х)

О ла­те­раль­ных и вер­ти­каль­ных ря­дах юр­ских фор­ма­ций см. в кн. Юр­ские осадоч­ные ге­о­ком­п­лек­сы Бол­га­рии и Груз­ии, 1984.

рита и песка и темно-серого пелита. Это чередование вверх изменяется в пользу полос пелитового вещества; быстро исчезают полосы зернистой породы, и вся верхняя основная часть ритма (циклита) представлена только глинистым сланцем.

Вышеследующий ритм начинается с резкой нижней поверхностью интервала Та или Тб.

В этой толще, наряду с параллельной слоистостью, наблюдается и однонаправленная косая слоистость мелководного морского типа. Обе эти разновидности являются течениявыми.

Эту часть разреза следует назвать двухкомпонентным аргиллитовым флишем. Мощность 1200–1600 м.

3. Верхняя часть состоит из средне-, толсто- и массивно-слоистых кварцево-плагиоклазовых песчаников, алевролитов с сидеритовым и известковым цементом и глинистых сланцев. Массивно-слоистые (1,5–4 м) песчаники обычно составляют нижнюю часть флюксотурбидитов и часто постепенно переходят в верхнюю – пелитовую часть двуединого слоя. Встречаются отсортированные слои без внешних текстурных знаков, которые, вероятно, можно отнести к темпеститам (Зейлахер, 1985). Основная часть этого геоконплекса представлена двуединными слоями с градационными интервалами Та_с или Тсе. Редко наблюдаются полные ритмы (многослой), состоящие из пяти градационных интервалов Та_в с_{де} (Волга, 1962). Большинство песчаников полосчатые – чередуются тонкие слои (полоски) песка и алевролитового пелита. Слоистость горизонтальная, часто горизонтально-волнистая и однонаправленная косослойчатая. Многие слои песчаника имеют "нарушенную внутреннюю текстуру". Это выражается обычно в том, что верхняя половина или верхняя третья часть слоя, или слой целиком охвачен косо волнистой или конволютной слойчатостью или прихотливой мелкой складчатостью. Такие явления на Кавказе называли "скорлуповатостью", псевдоскладчатостью, плитчатостью песчаников и др. Н.Б. Вассоевич назвал их "знаками стекания" (реоглифами), отметил, что они приурочены к алевроитовым осадкам, чаще возникающим в терригенных отложениях. Ознакомившись с юрскими отложениями, содержащими слои песчаников с реоглифами Южного склона Большого Кавказа, можно убедиться, что среди них имеются слои с явными признаками подводного ошльвания осадка и слои с четкой горизонтально-волнистой, конволютной и прямой однонаправленной косослойчатой текстурой. Эти слои состоят из алевроитовых светло-серого цвета и пелитовых темно-серого цвета слоев мощностью от долей мм до 1–3 мм. Совокупность этих слоев составляет 5–40 см, что соответствует скорее всего градационному интервалу Тс. Мелкая прихотливая псевдоскладчатость обычно охватывает этот интервал.

Способность ошльвания алевроитового осадка объясняется тиксотропными свойствами алевроита (Вассоевич, 1951). Нам представляется,

что наряду с этим для оплывания осадка и образования реоглифовой текстуры важное, если не главное, значение имеет чередование слоев различного гранулометрического состава и связанные с этим различные физико-механические свойства водонасыщенного алевролита и пелита. Вероятно, этим следует объяснить плавное перемещение осадка и деформацию T_c интервала, тогда как нижняя часть слоя (интервал T_a), состоящая из равномернозернистого песка массивной текстуры, остается недеформированной.

Интересно, что в разрезе юрских отложений слои песчаников с реоглифами более распространены в барисахской свите средней юры, что, возможно, является результатом влияния байосского вулканизма, интенсивно протекавшего почти рядом - в южной части юрского бассейна Грузии. Вулканические взрывы, вызвавшие землетрясение (моретрясение), могли служить "спусковым крючком" для возникновения мутьевых потоков, образующих отсортированные слои, а также для оплывания осадков по наклону морского дна. Для песчаников флишевых пачек характерны знаки внедрения и другие внешние текстуры.

Эти литостратиграфические единицы - флишевидная, аргиллитовый и песчаниковый флиши, с учетом их текстурных особенностей, могут быть выделены и прослежены с установлением их латеральных переходов и нанесены на геологические карты крупного масштаба в полевых условиях.

Терригенный флишевидный геоконгломерат позднего лейаса-раннего аалена согласно следует за глинисто-сланцевой толщей плинсбахского века. Он складывается средне-мелкозернистыми субаркозовыми песчаниками, алевролитами и хлоритово-серицитовыми глинистыми сланцами, протягиваясь на сотни километров вдоль северной периферии Закавказского массива. Это - полоса слияния подводных конусов выноса на шельфе, склоне и подножье этого массива, усложненная поступлением обломочного материала и из других источников сноса.

Наблюдение над текстурными особенностями осадочных пород Южного склона Большого Кавказа показывает, что образование отсортированных слоев, состоящих из двух или трех гранулометрических фракций осадка - алевролита и пелита, или песка, алевролита и пелита, происходила в осадочных бассейнах юры, мела и палеогена. Если обстановка благоприятная для отложения отсортированных слоев была кратковременной и создавалась крайне редко, то отлагались отдельные циклиты, подчиненные бассейновым (фоновым) отложениям. Частое же проявление факторов реседиментации (мутьевые потоки и др.) и создание обстановок, разрешающих образование отсортированных слоев, подавляло фоновое накопление и, в результате, при соответствующем коседиментационном тектоническом режиме образовались мощные толщи терригенного и карбонатного флиша.

Основной фактор образования отсортированной слоистости – гравитация – проявился, вероятно, сразу же, как только возникли водные бассейны и в них стал поступать обломочный материал. Но реализация ("овеществление") этого процесса зависела от положительного сочетания факторов реседиментации и конседиментационной тектоники.

Из вышесказанного видно важное значение изучения текстур в комплексе с другими характеристиками осадочных пород для выяснения динамики среды осадконакопления и установления генетического типа осадков. Следует отметить, что литолого-фациальный метод является весьма эффективным, и его широкое применение при исследовании осадочных толщ Грузии позволит провести формационный анализ на более реальной генетической основе и проследить эволюцию осадконакопления и породообразования в осадочно-породных бассейнах, начиная с сидурийского периода. Такую возможность дает разрез осадочных формаций Южного склона Большого Кавказа. В процессе работы должны быть выявлены особенности источников сноса, вулканизма, конседиментационной тектоники, геоскинематики и другие причины эволюции седиментогенеза и литогенеза. Установление характера осадочных формаций и уточнение их взаимоотношения явится основой для их корреляции с синхронными образованиями смежных и отдаленных геоструктур.

Л и т е р а т у р а

Афанасьев С.Л. Эволюция флишеобразования в мезо-кайнозое (на примере Большого Кавказа). – В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.; Наука, 1983, с.6–8.

Афанасьев С.Л. О принципах классификации осадочных образований (на примере верхнемеловых отложений Большого Кавказа). – В кн.: Методология литологических исследований. Новосибирск, М., Наука, 1985, с.70–87.

Беридзе М.А. Геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез (на примере раннеальпийских формаций Южного склона Большого Кавказа). Тбилиси: Мецниереба, 1983, с.192.

Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. – Монография, ГИН АН СССР, 1948, №1, с.408.

Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И., Чечелашвили И.Д. О литологии питающей области лейасских осадков Дзирульского массива. – Тр. ГИН АН СССР, сер.минер. и петрогр., 1950, т.П, с.183–187.

Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И., Чечелашвили И.Д. Литология батских отложений Окрибы. – Монография, Изд-во АН СССР, 1956, №7, с.188.

Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И. Литология и палеогеография

полосы среднеюрских угленосных отложений Западной Грузии. - Изд-во АН СССР, 1961, с. III.

Дзопенидзе Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. - Изд-во Недр, М., 1965, с. 165.

Дзопенидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., Недр, 1969, с. 344.

Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. - М.-Л.: Гостоптехиздат, 1951, с. 240.

Зейлахер А. Отличительные черты песчаных темпеститов. - В кн.: Циклическая и событийная седиментация. М.: Мир, 1985, с. 312-326.

Карагодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. - М.: Недр, 1980, с. 180.

Коява В.С. Литология угленосной свиты южной полосы Ткварчельского каменноугольного месторождения. Тбилиси Изд-во ТГУ, 1964, с. 115-122.

Литология юрских и меловых отложений Южного склона Большого Кавказа. Чихрадзе Г.А., Беридзе М.А., Чечелашвили И.Д. и др. - Тр. ГИН АН СССР, нов.сер. Тбилиси: Мецниереба, 1981, вып. 72, 168 с.

Лисицын А.П. Глобальные пояса лавинной седиментации. - В кн.: Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука, 1984, с. 4-34.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация, изменение уровня океана, перерыв и пелагическое осадконакопление - глобальные закономерности. Палеоокеанология. М.: Наука, 1984, т. III, с. 3-21.

Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Грузии. Путеводитель экскурсии. Коллектив авторов. Тбилиси: Мецниереба, 1985, 40 с.

Обстановки осадконакопления и породообразование в мезозое. - Чихрадзе Г.А., Беридзе М.А., Чечелашвили И.Д. и др. Тезисы XII Литологич. совещания, Новосибирск; 1981, с. 179-181.

Природа флишевых геосинклиналей (I-III. УШ. 1985 г.). Путеводитель экскурсии по Грузинской ССР. Коллектив авторов. М.: 1985, 70 с.

Чихрадзе Г.А., Чечелашвили И.Д., Беридзе М.А. Материалы по литологии Юго-Восточной Грузии. - Тр. ГИН АН СССР, нов.сер., Тбилиси; Мецниереба, 1965, вып. 3, 104 с.

Чихрадзе Г.А. Литология нижне- и среднеюрских отложений Южного склона Большого Кавказа. - Тр. ГИН АН СССР, нов.сер. Тбилиси, Мецниереба, 1979, вып. 62, 204 с.

Чихрадзе Г.А. Осадконакопление и породообразование в юрском бассейне Большого Кавказа. - Тезисы 27-ой сессии МГК, 1984, т. II, с. 34-35.

Юрские осадочные геоконплексы Болгарии и Грузии. Чихрадзе Г.А., Начев И.К., Беридзе М.А., Варсимашвили Э.В. - Тр., нов.сер., Тбилиси, Мецниереба, 1984, вып. 84, 100 с.

Воша А.Н. Sedimentology of some fliish deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam: Elsevier, 1962, 87p.

М. А. Беридзе

ФАЦИАЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ РАННЕАЛЬПИЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА
ГРУЗИИ

Комплексный литолого-петрологический анализ имеющихся данных по раннеальпийским осадочным, вулканическим и вулканогенно-осадочным образованиям территории Грузии (Дзоценидзе, 1948; Джанелидзе, 1969, 1972; Чихрадзе, 1979; Беридзе, 1970, 1983, 1985 и др.) позволил автору выявить важную закономерность коррелятивности фациально-палеогеографических обстановок седиментогенеза и эндогенных режимов проявления вулканизма в процессе тектонической эволюции геосинклинального бассейна, которая подтверждается на примерах ряда других регионов.

Область Большого Кавказа и прилегающего к нему Закавказского срединного массива в раннеальпийское (ранне- и среднеюрское) время прошла начальную и зрелую стадии развития собственно геосинклинального этапа, в течение которого в пределах территории Грузии на фоне терригенной седиментации сформировались три вулканические формации: спилит-кератофировая, базальтовая, спилит-диабазовая и базальтоидная "порфирировая" (рис. I).

Реконструкция обстановок осадконакопления и проявления вулканизма для начала раннеальпийского времени показывает, что территория Грузии представляла собой систему прогибов и поднятий с гетерогенным строением доюрского фундамента. В пределах этого сложнопостроенного палеотектонического рельефа наиболее приподнятое положение занимали островные гряды - Закавказская на юге и Большого Кавказа на севере. В расположенном между ними морском бассейне выделялись локальные поднятия типа Сванетского и Сперозского.

Спилит-кератофировая последовательно, местами контрастно дифференцированная формация начала формироваться еще в гетанге, в наземных условиях в пределах поднятий. Так, в Дзирульской подзоне Закавказской островной гряды продукты кислого вулканизма ассоциируются с континентальными глинистыми отложениями, залегающими под фаунистически охарактеризованными синемюрскими базальными образованиями. В пределах островодужных бассейнов вулканы этой формации залегают среди мелководно-морских отложений синемюр-плинсбахского возраста. Для них характерны низкие и нормальные содержания K_2O , общий дефицит суммы щелочей, низкая титанистость и полное отсутствие

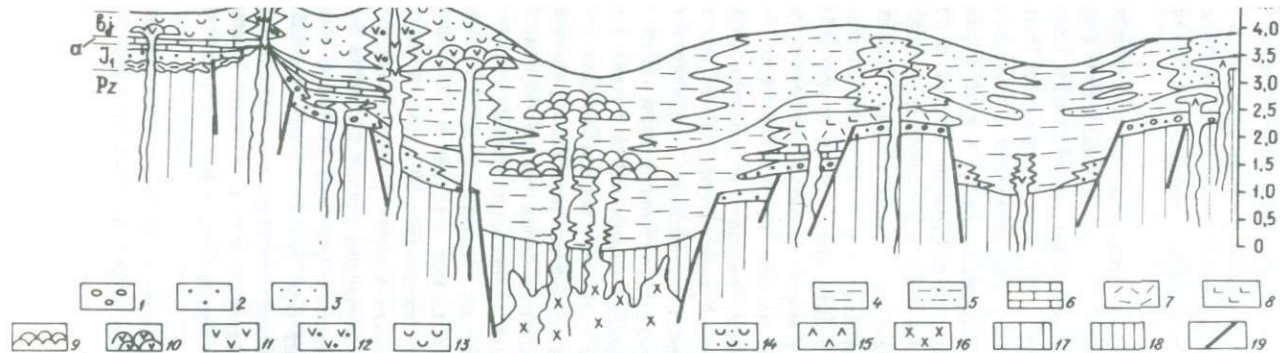


Рис. 1. Поперечный (СЮ) генерализованный фациальный профиль седиментационного бассейна Большого Кавказа для ранне-среднеюрского периода развития.

I - внутренняя зона Закавказской островной дуги (Дзирульский тип разрезов); II - внешняя зона островного шельфа (центральнооблазский тип разрезов); III - зона островного склона и его подножья (гагрско-джавский тип разрезов); IV - осевой прогиб Большого Кавказа (чингис-чаухский тип разрезов); V - южный флишевый прогиб (казбекско-бурсачирский тип разрезов); VI - зона островного склона и его подножья (лопта-спероза-кацдагский тип разрезов); VII - островной шельф Большого Кавказа (авадхара-индюкский тип разрезов); VIII - северный флишевый прогиб (ларско-чмийский тип разрезов); IX - шельф Восточноевропейского континента (карачаевский тип разрезов).

1 - конгломераты; 2 - гравелиты; 3 - песчаники; 4 - пелитолиты (аргиллиты, глинистые сланцы, аспидные сланцы); 5 - песчаниково-алевролитово-аргиллитовые отложения; 6 - известняки; 7 - кислые и среднекислые вулканы спилит-кератофировой формации; 8 - основные вулканы спилит-кератофировой формации; 9 - толеитовые пиллоу-базальты спилит-диабазовой формации; 10 - известково-щелочные пиллоу-лавы "порфиритовой" формации; 11 - субвулканическая; 12 - прижерловая и 13 - пирокластическая фации базальтоидного порфиритового вулканизма; 14 - тефротурбидитовые отложения; 15 - андезитовые и андезито-базальтовые вулканы карачаевского и чегемского типа; 16 - мантийная магма; 17 - континентальная кора; 18 - утоненная субконтинентальная кора; 19 - конседиментационные тектонические нарушения.

Pz - кристаллический комплекс палеозойского фундамента, I₁ - нижняя юра, а - средняя юра, ааленский ярус; б₂ - средняя юра, байосский ярус.

накопления железа и титана, островодужные черты базальтоидных членов. Отмечается возрастание мощности (до 400–500 м) и степени дифференциации вулканитов от стабильных блоков поднятий в сторону понижений, где наблюдается полный антидронно дифференцированный ряд пород от липарита до базальта (авадхарская и кацдагская свиты). К наиболее поздним (тоар) образованиям спилит–кератофировой формации относятся кислые вулканиты Локского выступа Закавказской плиты (Гогишвили, Кипиани, 1975).

Недифференцированные базальтовые вулканиты спилит–диабазовой формации образовывались в осевых прогибах окраинноморского бассейна на фоне относительно глубоководной пелитовой седиментации (однородные толщи аспидно–глинистых сланцев). Для этих вулканитов (пиллоулавы и их фрагментированные разности, гиалокластиты и гиалокластитовые брекчии) характерны низкие содержания калия и ярко выраженный толеитовый тренд. Подъем толеит–базальтовой магмы начался в позднем домере, после прекращения активности известково–щелочного спилит–кератофирового вулканизма на соседних островных грядах. Толеит–базальтовый трещинный вулканизм проявился в виде двух импульсов: домер–раннетоарского и ааленского, отделенных друг от друга небольшой паузой (поздний тоар), в течение которой турбидная седиментация дистального флиша с пристроводужных частей геосинклинали бассейна местами достигала его осевой зоны. Мощность вулканитов спилит–диабазовой формации в Хевн–Хевсуретской зоне почти 1500 м (см. рис. I).

Базальтоидный дифференцированный вулканизм ("порфиритовая" формация) начался в байосе на Закавказской островной дуге вслед за прекращением толеит–базальтовых трещинных извержений в осевых зонах окраинноморского бассейна. При этом северная граница Закавказской плиты с осевым прогибом маркируется конседиментационным разломом, по которому происходили трещинные излияния базальтоидов байоса. В пределах же самой дуги функционировали высокоэксплозивные стратовулканы центрального типа. Свежевыброшенный пирокластический материал стратовулканов разносился тефротурбидными потоками по площадям межвулканических котловин и периферий вулканической зоны, формируя тефрогенные стратифицированные отложения флишевого типа. Следует подчеркнуть, что севернее осевой зоны окраинноморского бассейна Большого Кавказа в отложениях южного и северного флишевых прогибов тефрогенный материал полностью отсутствует (см. рис. I). В позднем байосе с началом ранних орогенических движений вулканическая активность постепенно затухает, и терригенный материал уступает место граувакковому вулcano–терригенному (северное крыло Сакао–Сохортульской антиклинали в Рачинской подзоне).

Вулканиты "порфиритовой" формации относятся к низкотитанистой нормальнокалиевой серии с известково–щелочным трендом дифференци-

пии. В некоторых регионах породы нижней (юго-восточная периферия Дзиркульской подзоны Закавказской плиты) и верхней (Северо-Западная Абхазия) частей формации, характеризующаясь высоким содержанием калия, проявляют шононитовую тенденцию (Лордкипанидзе, 1980). Мощность эффузивно-пирокластических толщ формации достигает 1500 м.

Анализ процессов осадконакопления и вулканизма раннеальпийского времени, наряду с учетом геофизических данных, показывает, что с синемюра до домера в осевой зоне Большекавказского морского бассейна происходил раздвиг утоненной субконтинентальной коры. В бассейне накапливался материал размыва древнего гранитно-метаморфического комплекса и извергались продукты внутрикоровых вулканических очагов известково-щелочного состава. Кислые и среднекислые вулканы в условиях мелководья, размываясь, формировали ореолы вулканотерригенной кластики. В позднем домере-раннем тоаре, а затем в аалене утоненная субконтинентальная кора испытала растяжение и деструкцию с излиянием в осевых зонах бассейна толеит-базальтовой подкоровой магмы. Масштабы раздвигания при этом были небольшие, о чем свидетельствует отсутствие в центральной части бассейна зон с конденсированными осадками, наличие здесь привнесенного, с соседних островных дуг пелит-алевритового терригенного материала. В бассейне геосинклиналь Большого Кавказа распадается на две зоны, отличные по заполняющему материалу. На юге в приостроводужной части располагался Гагрско-Джавский вулканический бассейн, питающийся эндогенным материалом известково-щелочного андезит-базальтового вулканизма. Бассейн характеризовался широким развитием терригенных и вулканотерригенных флишевых толщ. На севере в пределах периферий Большекавказского окраинного бассейна происходило терригенное флишеобразование (рис.2).

В бате в результате ранних орогенетических движений южная приостроводужная и северная приконтинентальная зоны геосинклинальной области испытали консолидацию, в центральной же зоне отлагались морские регрессивные терригенные осадки. В пределах консолидированных зон вулканизм проявился лишь спорадически в виде субщелочных оливиновых базальтов, залегающих среди регрессивных паралических или лимнических угленосных отложений.

Таким образом, анализ соотношений осадочных и вулканогенных формаций в тесной взаимосвязи с вулканогенно-осадочными образованиями выявляет коррелятивность палеогеографических обстановок седиментогенеза и эндогенных режимов вулканизма в процессе развития геосинклинальной области. Главные типы осадков, вулканических и вулканогенно-осадочных образований, выполняющие геосинклинальный бассейн, группируются в разобщенные во времени и пространстве комплексы, служащие индикаторами крупных палеотектонических единиц.

Отмеченная закономерность находит подтверждение на примерах

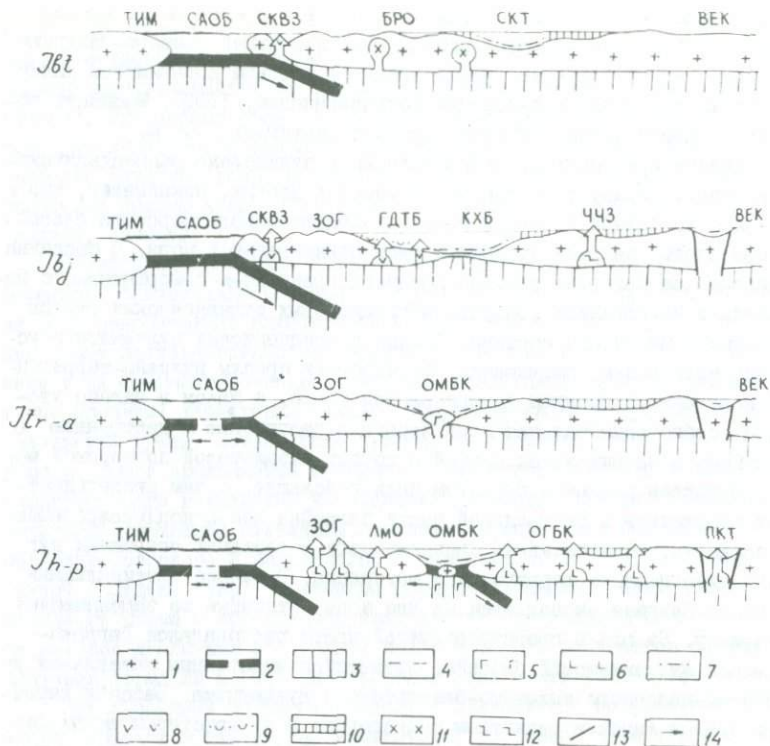


Рис. 2. Схема геодинамической эволюции Кавказа (с использованием материалов Ш.А.Адамия, Г.С.Закариадзе, М.Б.Лордкипанидзе, 1977). I - юра; h-p - геттанг-плинсбах, tr-a - тоар-аален, bj - байос, ct - бат.

ТИМ - Турешко-Иранский микроконтинент; САОБ - Севано-Акеринский океанический бассейн, ЗОГ - Закавказская островная гряда, ОМБК - окраинное море Большого Кавказа, ПКТ - Предкавказский трог, ВЕК - Восточно-Европейский континент, СКВЗ - Сомхето-Карабахская вулканическая зона, ГДТБ - Гагрско-Джавский тыловой бассейн, КХБ - Казбегско-Хевсуретский бассейн, ЧЧЗ - Черекско-Чегемская зона, СКТ - Сванетско-Кахетинский трог, ЛМО - лимническая обстановка, БРО - болотно-речная обстановка.

1 - континентальная и субконтинентальная кора; 2 - океаническая и субокеаническая кора; 3 - верхняя мантия; 4 - гемипелагические пелитовые осадки; 5 - толеит-базальтовый вулканизм; 6 - известково-щелочной базальт-риолитовый вулканизм; 7 - песчаниково-алевролитово-аргиллитовые флишевые отложения; 8 - известково-щелочной базальтоидный вулканизм; 9 - тейрогенные флишеидные отложения; 10 - мелководно-морские отложения; 11 - гранитоидные интрузии; 12 - Черкесско-Чегемский известково-щелочной вулканизм; 13 - конседиментационные разломы; 14 - направление спрединга.

ряда других регионов. В этом отношении особо благоприятный сравнительный материал дают палеозойские геосинклинальные бассейны Карпато-Балканской области, Передового хребта Большого Кавказа, Южного Урала и Западных Саян. В этих палеобассейнах также отчетливо усматривается взаимосвязанное появление определенных, парагенетически связанных типов осадочных и вулканических формаций в однотипных палеотектонических структурах. Некоторые же особенности пространственно-временных соотношений отдельных вулканических формаций вызваны спецификой глубинного строения и тектонического развития рассматриваемых регионов.

В Гемерской зоне Западных Карпат наиболее ранним образованием является девонская бимодальная базальт-кератофировая формация, развитая в южных подзонах Гемерид, для которых характерна мелководноморская терригенная седиментация (Грецула, 1982). Приблизительно со среднего девона в результате рифтогенеза в северной - Раковичкой подзоне Гемерид формируется слабодифференцированная базальтовая серия (спилит-диабазовая формация), петрохимически сходная с базальтами СОХ. Характерно, что пиллоу-лавы этой формации ассоциируют с пелитовыми осадками (филлиты). С позднего девона образуется дифференцированная порфиридная пирокластическая формация среднего и кислого состава (порфиритовая формация), к которой в верхних частях разреза местами приурочены риолитовые экструзии. Формация пространственно тяготеет к тектоническим подзонам, где в нижнем девоне залегают контрастно-дифференцированные базальт-кератофировые вулканиды, в рифтогенной же структуре она отсутствует.

В пределах складчатой зоны Стара-Планины, в Берковско-Шипской подзоне, вулканиды спилит-диабазовой формации (пиллоу-лавы и их производные) приурочены к алевролитово-аргиллитовым (филлитовым) толщам (кембрий, ордовик), маркирующим, по всей вероятности, осевой трог палеобассейна (Начев, Янев, 1980). Эти отложения выше по разрезу (верхи ландовера-эйфель) в других подзонах сменяются менее метаморфизованными (менее филлитизированными) толщами с пачками кварцитов, а еще выше (эйфель-турне) - прослоями известняков, мраморов и кератофировых вулканидов. Формирование последних предполагается на внутробассейновых поднятиях, между которыми располагались трог с турбидной седиментацией (Кучай-Черногорский граувакково-алевролитовый флиш).

В зоне Передового хребта Большого Кавказа наиболее ранними образованиями доорогенного вулканического цикла являются аллохтонно залегающие породы офиолитовой ассоциации - гипербазиты (Shavishvili, 1983). Более верхние члены офиолитовой ассоциации - вулканиды толеит-базальтовой (спилит-диабазовой) формации здесь, как и в зоне Гимерид, означают начало рифтогенеза, проявившегося на фоне пелитовой

седиментации в пределах палеобассейна. Вулканиты спилит-кератофировой формации здесь также приурочены к пририфтовым подзонам бассейна и ассоциируют с мелководно-морскими отложениями. Они опережают вулканизм рифтовой зоны и частично сосуществуют с ним. Вулканиты порфиритовой формации также тяготеют к пририфтовым подзонам.

На западном склоне Южного Урала, в пределах Зилаирского синклинория, в начале силура отлагаются граптолитовые глинистые и кремнистые осадки с пачками основных эффузивов. Последние по латерали на поднятиях сменяются рифтогенными известняками и кварцевыми альбитофирами (Коллер, 1949). В интервале времени поздний девон - визе в бассейне формируется мощная стратифицированная толща, интерпретированная в последнее время как "зилаирский флиш" (Хворова, Ильинская, 1980) типа "раннего флиша" и соответствующая тоар-байосским флишевым толщам Большого Кавказа.

И, наконец, в подтверждение усмотренных для раннеальпийского развития Большого Кавказа закономерностей можно было бы привести ряд наглядных примеров по современным и недавнего геологического прошлого окраинным морям и островным дугам - котловинам Сикоку-Вела и Внутримарианская (Геология дна Филиппинского моря, 1980; Шараскин, Закариадзе, 1982) и котловине Лау (Хокинс, 1978) и другие.

Таким образом, отмеченная для раннеальпийского развития Большого Кавказа закономерность коррелированности палеогеографических обстановок осадконакопления с эндогенными режимами крупных палеотектонических структур вполне отчетливо подтверждается в рассмотренных выше регионах Земного шара, что свидетельствует об ее универсальности. Что же касается пространственно-временных соотношений собственно вулканических формаций, то в этом отношении имеются некоторые отличия от т.н. первичных геосинклиналей уральского типа, как, например, Магнитогорский синклинорий на восточном склоне Южного Урала (Фролова, Бурикова, 1977) и Западные Саяны (Херасков, 1979), а также окраинные моря типа Филиппинской котловины. Последние, будучи заложенными на энзиматическом фундаменте океанического типа, характеризуются большой насыщенностью продуктами инициального фемического материала (породы офиолитовой ассоциации), опережающими формирование вулканитов спилит-кератофировой формации.

Л и т е р а т у р а

Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. - Геотектоника, 1977, №4, с.88-103.

Беридзе М.А. Литология ниже- и среднеюрских отложений южного

склона Большого Кавказа в пределах Верхней Рачи. Тбилиси; Мещниереба, 1970, 124 с.

Беридзе М.А. Геосинклинальный вулканогенно-осадочный литогенез (на примере раннеальпийских формаций Южного склона Большого Кавказа). - Тр. Геол.ин-та АН СССР, нов.сер. 1983, вып.80, 192 с.

Беридзе М.А. Опыт формационного анализа раннеальпийских геосинклинальных образований Большого Кавказа. - Литология и полезные ископаемые, 1985, №4, с.74-86.

Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980, 258 с.

Гогитшвили Т.Ш., Кипиани И.Б. Фация красных криноидных известняков и продукты кислого вулканизма в лейае Локского массива (Юго-Восточная Грузия). - Сообщ. АН СССР, 1975, т.77, № 2, с.385-388.

Грецула П. Гемерикум - сегмент рифтогенного бассейна Палеотетиса. Алфа, Изд-во технической и экономической литературы, Братислава, 1982, 264 с.

Джанелидзе Т.В. Среднеурский вулканизм геосинклинали Южного склона Большого Кавказа (в бассейнах рек Ингури и Цхенискали). - Тр. Геол.ин-та АН СССР, нов.сер., 1969, вып.22, с.93.

Джанелидзе Т.В. Средняя юра северо-западной части Абхазии. - В кн.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Сб. геол. об-ва Грузии. Тбилиси: Мещниереба, 1972, с.39-62.

Дзодендзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН СССР, 1948, 407 с.

Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинали на Южном Урале и сходные с ней образования. - Тр. ГИН АН СССР, сер. геол., 1949, вып.104, №34, 168 с.

Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. - Тр. ГИН АН СССР, нов.сер., 1980, вып.69, с.

Начев М., Янев С. Седиментите геокмплекси в България. София: Наука и искусство, 1980, 240 с.

Фролова Г.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977, 284 с.

Хворова И.В., Ильинская М.Н. Верхнедевонские граувакковые отложения Южного Урала и механизм их формирования. - Литология и полезные ископаемые, 1980, №4, с.55-67.

Херасков Н.Н. Формации и начальные стадии геосинклинального развития Западного Саяна. М.: Наука, 1979, 120 с.

Хокинс Дж.-мл. Геология котловины Лау - окраинного моря позади дуги Тонга. - В кн.: Геология континентальных окраин. Т.2. М.: Мир, 1978, с.207-225.

Чихрадзе Г.А. Литология ниже- и среднеурских отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мещниереба, 1979, 192 с.

Шараскин А.Я., Закариадзе Г.С. Особенности развития магматизма при формировании котловин и островных дуг Филиппинского моря. - В кн.: Магматизм и метаморфизм. М.; Наука, 1982, с.210-221.

Shavishvili I.D. Variscan vulcanism in the Caucasus. IGCP,N5, Newsletter,Vol.5,1983, ss.169-180.

О МЕТАМОРФИТАХ ЛОКСКОГО МАССИВА

Нижняя часть разреза Болнисского и Дманисского районов представлена самыми древними породами – метаморфическими сланцами разного состава. Эти сланцы в основном распространены на западной части Локского массива, а с северной и южной части они узкими полосами обрамляют массив. В некоторых местах (с. Лок-Джандари) метаморфические сланцы встречаются в виде останцев или ксенолитов в гранитоидах. Непосредственно на древних кристаллических породах трансгрессивно расположены лейасовые отложения (Джавахишвили, 1961).

Процессы регионального метаморфизма вызвали метаморфизм сланцев, а степень метаморфизма соответствует зеленосланцевой фации. Нами установлены три субфации, или зоны зеленых сланцев.

1. Хлоритовая зона с минеральным парагенезисом: хлорит + серицит + альбит, хлорит + актинолит + альбит.

2. Биотитовая зона с минеральным парагенезисом: хлорит + биотит + спессартин + серицит, актинолит + эпидот + хлорит + карбонат + альбит.

3. Гранатовая зона с минеральным парагенезисом: альмандин + биотит + мусковит + хлорит, сине-зеленая роговая обманка + альбит-олигоклаз + эпидот + актинолит.

При контактном метаморфизме устанавливается повышение интенсивности метаморфизма с образованием высокотемпературных минералов – андалузита, кордиерита и зонального граната, где от центра кристалла к периферии растет молекула пирропа и количественно уменьшается молекула спессартина.

В составе метаморфитов большую роль играют графитовые кварциты. Так как они встречаются на разных горизонтах свиты, мы постарались использовать их в графитовом термометре и установить температуру их формирования. Оказалось, что температура колебалась от 300 до 450°.

Данные диаграммы (рис. 1 – 5) свидетельствуют, что метаморфиты Локского массива произошли за счет метаморфизма пород, пересыщенных K_2O , а амфиболовые сланцы (метабазиты) находятся в подчиненном положении.

Если провести параллель с другими кристаллическими массивами Грузии, то можно отметить, что здесь метаморфизм выражен гораздо слабее.

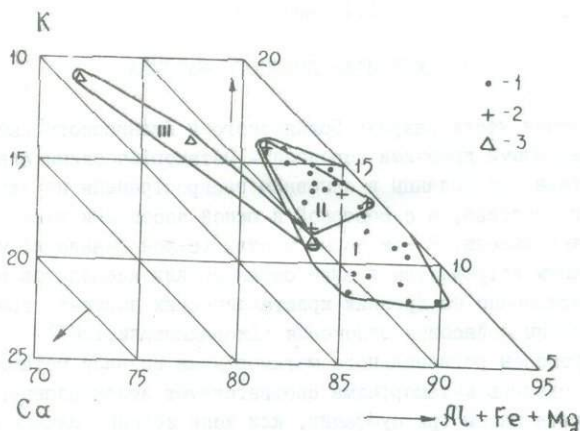


Рис. 1. Петрохимическая диаграмма метаморфитов Локского массива для отношения $(Al + Fe + Mg) - K - Ca$ (в атомных процентах).

Условные обозначения: I. Насыщенные K_2O метапелиты⁺; 2 - метапсаммиты⁺⁺; 3 - графитовые кварциты. I поле насыщенных K_2O метапелитов, II поле - метапсаммитов, III поле - графитовых кварцитов.

+ Метапелиты - это метаморфический эквивалент глинистых осадочных образований, характеризующихся низким отношением $Ca : (Al + Mg + Fe)$ и поэтому не содержащих кальциевых силикатов. Минеральный состав метапелитов в значительной мере определяется степенью их насыщения калием. По этому признаку они разделяются на три группы (Кориковский, 1979). К пересыщенным K_2O (в литературе их часто называют кварц-полевошпатовыми породами) относят породы с избытком калишпата, начиная с зеленосланцевой фазии; к насыщенным - породы с избытком мусковита (Фенгита), а после его высокотемпературного разложения - калишпата; к недосыщенным - породы не содержащие амфиболов, мусковита и калишпата, с единственным калиевым минералом - биотитом.

++ Метапсаммиты - породы, содержащие одновременно калиевые (биотит, мусковит) и кальциевые (карбонат, минералы группы эпидота) минералы.

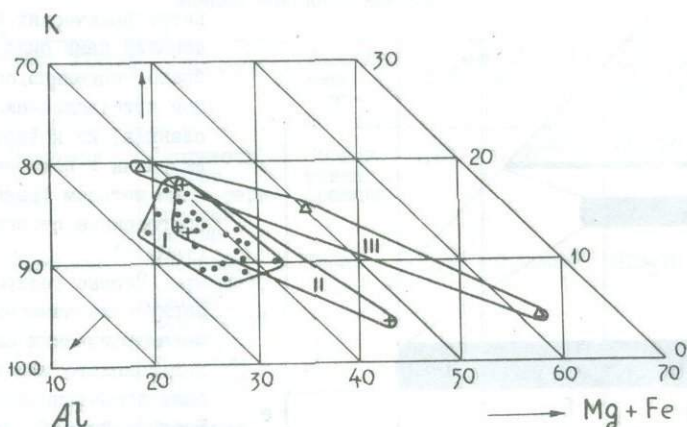


Рис. 2. Петрохимическая диаграмма метаморфитов Локского массива для отношения $(Mg+Fe) - K - Al$ (в атомных процентах).
Условные обозначения см. на рис. I.

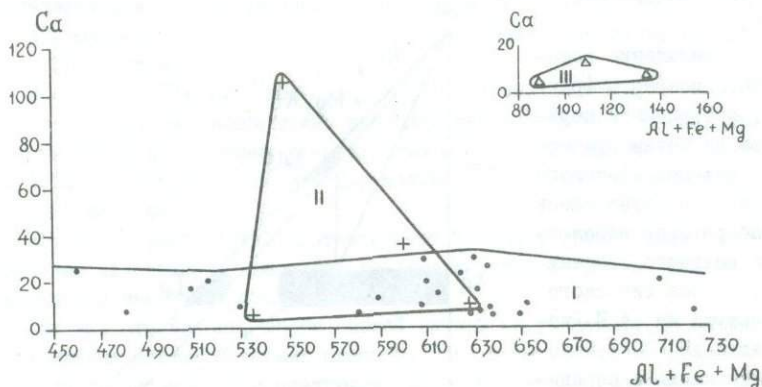


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма метаморфитов Локского массива для отношения $(Al+Fe+Mg) - Ca$.
Условные обозначения см. на рис. I

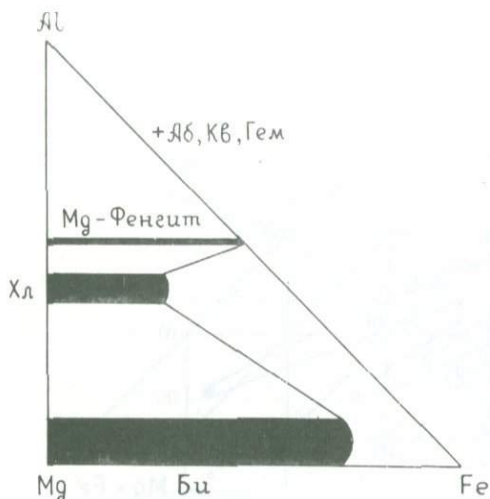


Рис. 4. Равновесие насыщенных калием метабазитов биотитовой зоны Локского массива

При $K = 4,05\%$ и $40Ar = 0,0561 \text{ нмм}^3/\text{г}$ был получен возраст 325 ± 11 млн. лет (Рубинштейн, 1967).

Определение абсолютного возраста фракции, обогащенной серицитом из метаморфических сланцев Локского массива производилось в лаборатории абсолютного возраста горных пород Геологического института им. А.И. Дзедзидзе АН ГССР. Содержание калия в серицитовой фракции определялось К.М. Мурачашвили на пламенном фотометре. Измерения изотопного состава аргона проводились А.А. Майером,

После детальных петрографических исследований нами было отобрано несколько образцов кристаллических сланцев, из которых выделены и померены $K-Ar$ методом фракции, обогащенные серицитом (табл. I).

Первые геохронологические измерения метаморфических сланцев Локского массива были проведены М.М. Рубинштейном $K-Ar$ методом по фракции, обогащенной мусковитом (обр. 6/59) из слюдяного сланца, взятого в ущелье р. Пиназаури.

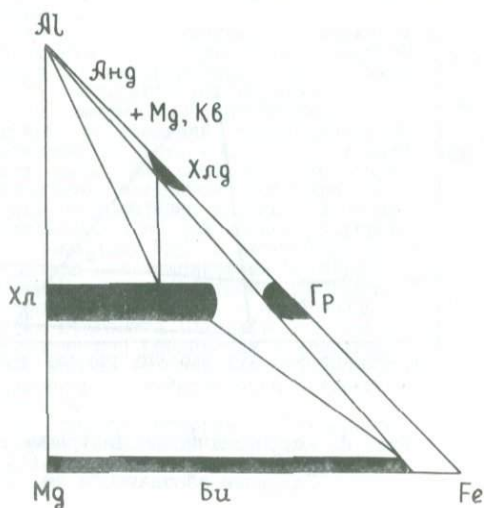


Рис. 5. Равновесие насыщенных калием метабазитов гранатовой зоны Локского массива

Таблица I
 Результаты геохронологических измерений метаморфических
 сланцев Локского массива

№ обр.	Место взятия образца	Порода	Измеряемая фракция	K, %	Ag нмм ³ /г	Возраст млн. лет
16	р. Мошевани	Хлоритоид, хлорит, кварц, серицитовый сланец	Серицитовая фракция	5,04	0,07319	340 _{±10}
22	р. Мошевани	Мусковит (серицит), хлорит, альбитовый сланец с гранатом и хлоритоидом	То-же	6,9	0,09464	323 _{±10}
424	Пр. приток р. Мошевани	Двусланяной сланец	"	6,49	0,0836	305 _{±9}
17	р. Мошевани	Хлоритоид, хлорит, мусковит, серицит, кварцевый сланец	"	4,73	0,059615	298 _{±9}

Г.И. Мепаришвили и нами на масс-спектрометре МИ-1201.

При расчете возраста использованы следующие константы распада:
 $40_{\text{K}} = 0,1167$ (ат. %).

$$\lambda_{\text{K}} = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}, \quad \lambda_{\beta} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$$

По полученным данным можно выделить две возрастные группы: первая с высокими возрастными показателями – 340 – 323 млн. лет (обр. 16, 22 и 6/59) и вторая с относительно малыми возрастными показателями – 305–298 млн. лет.

Возраст первой группы соответствует возрасту гранитоидов (мусковитовые, двусланяные) массива, возраст же второй группы свидетельствуют о частичном омоложении пород.

Как уже отмечалось, цифры первой группы не указывают на возраст происхождения метаморфических сланцев. Надо думать, что во время внедрения гранитоидов и последующем прогреве сланцев произошла полная потеря аргона сланцами, а после их охлаждения K-Ar часы заново включились, т.е. эти цифры показывают возраст гранитоидов.

Последующие вторичные локальные процессы в некоторых участках, как видно, вызвали частичную потерю аргона, т.е. омоложение. Этим и объясняются молодые цифровые данные второй группы.

Л и т е р а т у р а

Джавахишвили Ш.И. Метаморфическая свита Локского массива. - Тр. Геол. ин-та, минер.-петрогр. сер., т. VI, Тбилиси: 1961, с. 15-26.

Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. - М.: Наука, 1979, с. 263.

Рубинштейн М.М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. - Тр. Геол. ин-та АН СССР, нов. сер., вып. II, Тбилиси; Мещниереба, 1967, с. 203-205.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ВОЗРАСТ ЭКСТРУЗИВНЫХ ТЕЛ РАЙОНА
АБУЛЬМУЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В окрестностях Абульмульского месторождения экструзивные и жильные тела пространственно приурочены к вулканогенным и вулканогенно-осадочным образованиям машаверской и тандзийской свит. Первая сложена пирокластическими породами рио-дацитового состава игнимбритами, туфолавами реже разнообломочными слоистыми туфами рио-дацитового состава. Последние по латерали замещают первые. Породы данной свиты окрашены в светлые тона, чем они и отличаются от ниже и выше лежащих толщ — дидгвердской и тандзийской, в строении которых принимают участие окрашенные в темные тона базальтовые, андезитобазальтовые и андезитовые вулканические породы.

В машаверской свите наряду с игнимбритами и туфолавами сравнительно редко встречаются также слоистые разнообломочные пемзовые туфы, среди которых местами присутствуют пизолитовые туфы, известковые и песчаные туффиты риодацитового состава, туфоизвестняки и туфопесчаники. Редко встречаются также вулканомиктовые гравелиты. Эти образования претерпевают хлоритизацию, аргиллизацию, альбитизацию, эпидотизацию и окварцевание. По фаунистическим данным рассматриваемая свита датируется поздним туроном ранним сантоном (Гамбашидзе, Надарейшвили, 1978).

В пределах рассматриваемой территории в машаверской свите отмечается концентрация субвулканических тел и даек риолитового состава. Первые характеризуются в преобладающем большинстве случаев изометрическими формами, хотя встречаются также удлиненные тела северо-восточного простирания. Что же касается рио-дацитовых даек, они также простираются в северо-восточном направлении. Сравнительно редко встречаются также дайки.

В восходящем разрезе машаверскую свиту продолжает тандзийская ($K_2S_2^a$). Ее нижняя граница хорошо отбивается появлением в разрезе верхнемеловой вулканогенной формации лавовых покровов, грубообломочных вулканических брекчий и разнообломочных туфов основного и среднего состава, окрашенных в темные тона.

В пределах рассматриваемой территории в строении свиты главную роль играют массивные темно-серого цвета лавовые покровы роговообманковых андезитобазальтов и андезитов, с преобладанием пос-

ледник. Они создают несколько комплексов мощностью 20–40 м. С лавовыми покровами перемежаются грубообломочные и грубослоистые туфы аналогичного состава, среди которых встречаются также отдельные прослои туфопесчаников.

В исследованном районе машаверскую и тандзийскую свиты сечет крупное экструзивное тело риолитового состава, в экзоконтакте которого вмещающие его породы сильно изменены, окварцованы, хлоритизированы, эпидотизированы, альбитизированы, цеолитизированы и карбонатизированы.

Рассматриваемое тело в плане имеет удлиненную форму, вытянутую в северо-восточном направлении. Оно сложено массивными местами расланцованными, брекчиевидными, розоватыми, мясо-красными, местами розовато-серыми флюидалными риолитами. Эти породы интенсивно раздроблены. В них наблюдается ортогональная система трещин, совпадающая с общим планом трещиноватости, развитой верхнемеловой вулканогенной формации Юго-Восточной Грузии (Надареишвили и др., 1984). Первая система трещин пологая с азимутом простирания $270-290^{\circ}$, \angle до 10° , а вторая имеет субмеридиональное простирание (10°) и по сравнению с первым несколько крутое падение. Породам в основном свойственна призматическая отдельность, хотя на перифериях иногда появляется также и сферическая отдельность.

Следует отметить, что в апикальных частях рассматриваемое тело, в отличие от его центральной части, сильно окварцовано. Это сказывается на появлении в апикальной части экструзива хадакристаллов идиоморфного бипирамидального кварца, который местами непосредственно увязывается с мелкими прожилками вторичного кварца.

Риолит, слагающий экструзивное тело, представляет собой порфировую породу с фельзитовой основной массой. Порфировыми выделениями являются плагиоклаз и кварц. Вкрапленники плагиоклаза создают короткопризматические, полисинтетически sdвойникованные кристаллы размером 0,5–3 мм. Они иногда совместно с вкрапленниками кварца создают гломеропорфировые сростки. По составу плагиоклаз соответствует андезину № 36–40 (табл. I). Он часто претерпевает пелитизацию, серицитизацию, эпидотизацию и альбитизацию. Альбитизация часто полностью охватывает весь кристалл ($N < I,537$).

Вкрапленники кварца в большинстве случаев оплавлены и корродированы. Они часто содержат включения газожидкой фазы. Размер вкрапленников достигает 5 мм.

В редчайших случаях среди вкрапленников встречается пелитизированный также калиевый полевой шпат ($Ng < I,537$, $Np \ll I,537$).

В строении основной массы принимают участие кварц, калишпат, роговая обманка, биотит и рудный минерал. Кварц и калишпат ($Ng <$

I, 537, № << I, 537) создают в основном фельзитовые сростки, которые местами приобретают мелкоагрегатное строение. Мелкие кристаллы роговой обманки как правило полностью замещены хлорит-гидрослюдистой массой. Однако встречаются псевдоморфозы по роговой обманке, сложенные только хлоритом. Мелкие чешуи биотита в породе встречаются редко. Иногда встречаются также их базальные сечения в виде шестиграников. Из аксессуаров в породе встречаются рудный минерал, циркон и апатит.

Восточный выход Абульмульского экструзива окаймляется зоной вторичных кварцитов, мощностью 200-250 м. В шлифах этих пород иногда различаются реликты материнских пород, которые представляют собой мелкообломочные туфы риолитового состава. Полагаем, что последние принадлежат машаверской свите. Зона окварцевания пространственно приурочена к разлому северо-восточного простирания. Вторичные кварциты раздроблены и сцементированы колчеданной рудой.

Таблица I
Оптические характеристики плагиоклазов Абульмульского
экструзива

Наименование породы	$D_o Ng$	$DoNp$	$DoNp$	Закон двойниковой оси	№ Пл
Риолит	16^0	74^0	85^0	(010)	36
То же	19^0	71^0	87^0	(010)	39
"	22^0	68^0	66^0	(010)	42
"	14^0	74^0	78^0	(010)	34
"	15^0	75^0	82^0	(010)	35
"	18^0	71^0	86^0	(010)	38
"	20^0	70^0	70^0	(010)	40
"	17^0	75^0	86^0	(010)	37

Риолиты Абульмульского экструзива секутся фельзитами, которые в плане имеют кольцевую, удлиненно-овальную и подковообразную формы, по составу идентичны вмещающим их риолитам, в отличие от которых они характеризуются отдельностью иной ориентации. В частности, отдельность имеет северо-восточное и северо-западное направление. Один из критериев, по которым в полевых условиях можно отличить рассматриваемые образования от вмещающих их риолиты. В апикальных частях фельзиты содержат обломки вмещающих риолитов, у которых иногда края сглажены. Фельзиты как и риолиты, интенсивно окварцованы и

частности тем, что гальки и валуны дацитов, являющиеся полными минералого-петрографическими аналогами дацитов экструзивного тела, нами были обнаружены в вулканотерригенных конгломератах и гравелитах тандзийской свиты, возраст которой – низы верхнего сантона. Таким образом рассматриваемое тело предположительно синхронно машаверской – верхнетурон – нижнесантонской свите и, по-видимому, является реликтом крупной вулканической постройки.

О верхнемеловом возрасте рассматриваемого тела говорят также данные абсолютного возраста 88 млн. лет, определенный K-Ar методом (Гугушвили и др., 1984).

Что касается секущих фельзитов, они так же как и вмещающие их породы экструзивного тела, по данным абсолютного возраста 73 млн. лет, по K-Ar методу (Гугушвили и др., 1984), не выходят за пределы позднего мела. Однако, по общегеологическим соображениям считаем, что они синхронны дацит-риолитовым вулканикам гасандамской свиты, возраст которой соответствует средней части позднего сантона.

Л и т е р а т у р а

Гамбашидзе Р.А. Стратиграфия и фауна верхнего мела Локского и Храмского массивов. – Автореф. канд. дис. Тбилиси, 1960, с.

Гугушвили В.Г. и др. Петрология кислых пород верхнемеловой вулканогенной толщи Южной Грузии и некоторые вопросы блоковой тектоники. – В кн.: Проблемы геологии и металлогении Кавказа. Тбилиси, 1976, с.

Гугушвили В.И., Апхазова М.А., Багдасарян Г.П. Условия формирования колчеданно-барит-полиметаллических месторождений Юго-Восточной Грузии. – Советская геология, 1984, №II, с.48-56.

Дудаури О.З. Петрография субвулканических малых интрузий Болнисского р-на. – Автореф. канд. дис. Тбилиси, Изд-во ТГУ, 1962, с.

Цагарели А.Л. и др. Меловая система. – В кн.: Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии. – Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., вып. I, Тбилиси, Мецниереба, 1965.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЛОКАЛЬНЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ГРУЗИИ

Исследование гидротермальных метасоматитов в Грузии началось по существу параллельно с петрографическими исследованиями и с изучением месторождений полезных ископаемых. В работах А.А.Твалчрелидзе, Г.С.Дзоценидзе, Г.В.Гвахария, В.Р.Надиралзе, Г.А.Твалчрелидзе, Т.В.Иванишкого и др. поднят ряд связанных с этой проблемой вопросов, которые впоследствии стали предметом специальных исследований.

В этой связи наиболее интересны работы А.А.Твалчрелидзе (1933) и Г.В.Гвахария (1933) по исследованию месторождения асканских бентонитовых глин, Г.С.Дзоценидзе (1960) по Аджарским вторичным кварцитам и их связи с эоценовой вулканической деятельностью, В.И.Бачалди-на и Г.А.Твалчрелидзе (1963) и Т.В.Иванишкого (1963) по околорудным метасоматитам Грузии.

Однако специальные и целенаправленные исследования постмагматических метасоматитов в Грузии относятся к концу 50-х годов и основу им заложил В.Г.Гогиншвили. Он изучал геохимию гидротермального процесса и минералогию метасоматитов на рудных месторождениях и в отличие от предшественников, которые занимались метасоматитами лишь попутно, для него они были основным предметом исследования. Проблемы рудообразования он рассматривал с позиции околорудных гидротермальных изменений, исследуя геохимические и петрологические взаимоотношения между оруденением и околорудным метасоматозом (Гогиншвили, 1960, 1969, 1980).

В Геологическом институте специальные целенаправленные исследования гидротермальных метасоматитов начались с 1965 года, когда Г.С.Дзоценидзе поставил эту задачу перед отделом вулканологии и поручил изучить гидротермальные метасоматиты Аджаро-Триалетского региона В.И.Гугушвили. В Грузии, как и везде, существовала тенденция исследования гидротермального метасоматоза на рудных месторождениях. Одновременно с теоретическими они имели практическую направленность, с задачей выявления поисковых критериев на руду. Продолжая работы в этом направлении, мы задались целью исследовать гидротермальный процесс далеко за пределами рудных месторождений по всей вулканической толще, слагающей Аджаро-Триалетскую зону. Перед нами стояли следующие проблемы: 1) определить масштабы распространения гидротер-

рмального процесса в вулканической толще, выявить взаимоотношения региональных метасоматитов с околорудными и другими локальными его проявлениями; 2) выявить взаимоотношения вулканической деятельности, гидротермального метасоматоза и рудообразования; 3) установить особенности гидротермальных процессов в различных геодинамических обстановках.

К концу 60-х годов в Грузии для исследования последней проблемы возникла весьма благодатная почва. В Геологическом институте начались интенсивные исследования с позиции тектоники плит. Было установлено, что начиная с палеозоя территория Грузии входила в состав активной континентальной окраины и в среднем эоцене на месте Аджаро-Триалети и ее западного продолжения в безграничной зоне Черноморского бассейна возникла рифтовая структура со щелочно-базальтовым и толеитовым вулканизмом. В позднем эоцене Аджаро-Триалетский рифт замкнулся и зона продолжила свое развитие как составная часть обширной островной дуги, знаменующейся андезит-шошонитовой вулканической деятельностью. Параллельно с геологическими и вулканологическими исследованиями были изучены гидротермальные метасоматиты и закономерности их распространения в Аджаро-Триалетской эоценовой вулканической толще. Выявилось, что пропилитизация и цеолитизация как в рифтогенной толеит-щелочнобазальтовой, так и в островодужной андезит-шошонитовой вулканических сериях имеют региональное распространение и характеризуются вертикальной метасоматической зональностью. В рифтогенных базальтоидах в региональном плане четко выражена высокотемпературная эпидот-хлоритовая зона пропилитов (Т формирования 400–450 °C). В андезитовых же островодужных сериях эпидот-хлоритовая пропилитизация имеет строго локальное распространение и тяготеет к приконтактовым зонам интрузивных тел. Региональным распространением здесь обладают лишь низкотемпературные хлорит-альбитовая и цеолитовая зоны.

Эта зональность определяется температурным фактором (Гугушвили, 1980) и обусловлена разными тепловыми режимами в рифтовых и островодужных обстановках, подтверждающимися замерами тепловых потоков в современных рифтах и островных дугах. В последних тепловые потоки значительно ниже (Фон Герцен, Ли, 1972; Хатертон, 1978; Смирнов и др., 1979). Наличие эпидот-хлоритовой высокотемпературной зоны в региональном плане подтверждается и на других примерах по задуговым бассейнам, окраинным морям и интрадуговым рифтам (Бургасский синклиниорий, Новые Гебриды, тыловой бассейн Лау, море Скоша и др.). В вулканических сериях островных дуг (кислые меловые вулканы Болнисского рудного района, неогеновые вулканы Камчатки и Курилл, зеленые туфы Японии и др.) эта зона отсутствует (Colley, Warden, 1974; Hawkins, 1976; Saunders, Tarney, 1979; Русинов 1972; Мацукума,

Хорикоси, 1973; Мясиро, 1976).

Следовательно, выявленная нами закономерность зональности для Аджаро-Триалетии и смежных областей, имеет общее значение. Разные тепловые режимы в рифтовых и островодужных зонах обусловлены глубиной мантийного диапира, последний в рифтовых зонах расположен значительно ближе к земной поверхности, чем в островодужных (Смирнов и др., 1979). Как уже отмечалось, в современных геодинамических обстановках (рифтовой и островодужной) можно замерить тепловые потоки, отражающие тепловой режим, в древних же геодинамических ситуациях единственно возможным способом выявления тепловых режимов является термометрия региональных гидротермальных метасоматитов. Поэтому региональные метасоматиты в палеовулканических толщах являются четкими индикаторами геодинамической обстановки, что было впервые установлено на примере Аджаро-Триалети.

Здесь была предпринята попытка определения взаимоотношения между региональными (пропилитизация) и локальными процессами. Установлено, что некоторые локальные процессы происходили одновременно с пропилитизацией, однако протекали в различных геологических и физико-химических условиях. Так, например, аджарские вторичные кварциты, с которыми связано в Грузии Цабланское серно-колчеданное месторождение, образовались сингенетично с эопеновой вулканической деятельностью и пропилитизацией. Вторичные кварциты формировались на вулканических островах в субаэральных условиях, тогда как вокруг этих островов под водой происходила пропилитизация. В пользу этого свидетельствует постепенный переход по латерали окварцованных пород в цеолитовые, наличие гальки вторичных кварцитов в окружающих породах, ранее отмеченное Г.С. Дзюценидзе (1960), участие во вторичных кварцитах алуниита - индикатора высокого кислородного потенциала, не характерного для морской среды.

Наряду с сингенетичным осадконакоплением гидротермальным метаморфизмом, в Аджаро-Триалети установлены и эпигенетические метасоматиты. Примером могут служить залежи асканских бентонитовых глин - продуктов эпигенетического процесса, наложенного на вмещающие трахиандезитовые туфы и региональную цеолитизацию. Бентонитизация связана с экструзиями - апофизами субвулканических сиенит-монцититовых интрузивов, позднеэопенового возраста. Асканская бентонитовая залежь является самой внешней зоной в ряду зональности, внутренняя зона представлена калишпатитами, а промежуточная - зоной слюдизации. Возраст метасоматитов коррелируется с возрастом сиенит-трахитового субвулканического комплекса и по геологическим и геохронологическим данным позднеэоценовый (39-41 млн. лет; определения Г.П. Вагдасаряна).

В вышеотмеченном ряду зональности нами впервые выделена зона калишпатизации, а зона слюдизации, подразделена на ряд подзон: гид-

рослюдь I M, слабогидратированной слюды и ректорита. Установлен постепенный переход от зоны слюдизации к зоне монтмориллонитизации, знаменующийся возрастанием количества монтмориллонитовых слоев в ректорите с преобразованием последнего в монтмориллонит чистой линии (В.И. Гугушвили и др., 1987). Минералогический анализ гидрослюд и глин проводился совместно с И.У. Швелидзе, в диагностике же этих минералов нам оказали большую помощь О.В. Русинова (рентгеноструктурный анализ), А.П. Жуклистов (электроннографические исследования), Т.В. Батияшвили (термический анализ), Т.А. Гвахария (инфракрасная спектроскопия).

В этом году у нас появилась возможность сопоставить Асканское месторождение с известным в Болгарии Кырджалийским месторождением бентонитовых глин. Последнее детально изучено Г. Атанасовым, А. Горановым (1963). Оно залегает в верхнеэоценовой андезитовой толще, расположенной на Родопском кристаллическом массиве. Бентонитизированы стекловатые андезитовые туфы в приконтактовой зоне андезитовой жилы. Аналогично Асканскому месторождению оно эпигенетично по отношению вмещающих туфов. Здесь также намечается метасоматическая зональность, хотя и отличная от Асканской: по андезитовым жилам развита каолинизация к эндоконтактам, трансформирующаяся в зону метагаллуазита, которая переходит в зону бейделита, самой внешней является зона монтмориллонитизации – бентонитовая залежь. Различные в характере зональности объясняется разными условиями протекания процесса.

Кырджалийские бентониты сформировались в подводной среде, Асканские – в субаэральной – на вулканических островах. Вмещающими породами в Аскане были щелочные трахиты и субщелочные трахиандезиты, тогда как в Кырджали метасоматическому изменению подверглись известково-щелочные андезиты. Возможно, последнее и определило pH среды и соответственно разную направленность зональности: на Асканском месторождении от внутренних зон (трахитовая экструзия) к внешним происходило окисление раствора, отраженное зональностью от калишпатов через гидрослюды к монтмориллониту, тогда как на Кырджалийском месторождении процесс от внутренних к внешним зонам отражает ошелачивание раствора, выразившееся в зональности от каолинита через метагаллуазит и бейделит к монтмориллониту. Поскольку монтмориллонитизация на месторождении Кырджали происходила в морской среде, то морская вода в удалении от источника эманаций – секущего андезитового тела – нейтрализовала кислые растворы, обусловив монтмориллонитизацию туфов.

Взаимоотношение между вулканизмом, гидротермальным метасоматозом и рудообразованием хорошо иллюстрируется на примере Болнисского рудного района. Исследования этих взаимоотношений легли в основу новой генетической модели рудообразования (Гугушвили и др., 1984).

Как это было известно все колчеданно-барит-полиметаллические месторождения Болнисского рудного района контролируются верхнемеловыми вулканическими постройками. Формирование их полифазовое, причем нам удалось среди них выделить продуктивную фазу. На м-ниях интенсивный гидротермальный метасоматоз вмещающих пород и оруденение предшествуют игнимбритовым пароксизмам. Формирование вулканической структуры завершается кальдеропроседанием и внедрением риолитовых экзтрузий, которые широко распространены в Болнисском рудном районе. Они являются индикаторами вулканических построек, с одной стороны, и завершающей фазы их формирования - с другой. С ними не связаны какие-либо значительные гидротермальные изменения. Все сказанное на Маднеульском месторождении подтверждается геохронологическими данными и геологическими фактами.

Установлено, что в Болнисском рудном районе оруденение связано с двумя фазами кислого вулканизма: турон-раннесантонской (92-86 млн. лет) и позднесантон-кампанской (83-68 млн. лет). По кали-аргоновой датировке (Г.П.Багдасарян) с турон-нижесантонскими вулканическими постройками связаны наиболее крупные Маднеульские и Цителисопельское месторождения, а с верхнесантон-кампанскими - убогие рудопроявления: Абульмуг (Сакдриси), Дарбази, Бектакари, Питарети и др. Причина этого не совсем ясна. Возможно, меловые вулканические очаги на первом этапе исчерпали содержащиеся в них медно-свинцово-цинковые примеси. Не исключено, что главную роль сыграла более благоприятная среда рудоотложения. Дело в том, что на Маднеульском и Цителисопельском месторождениях рудные минералы цементируют эруптивные брекчии, сложенные вторичными кварцитами. Буровыми скважинами на глубине 500-600 м подсечены гранодиорит-порфировые интрузии (88 млн. лет), которые, по-видимому, являлись близповерхностными вулканическими очагами. Возникновение над ними эруптивных брекчий определило обильное рудоотложение на ограниченном пространстве. Вместе с тем на кампанских рудопроявлениях оруденение представлено штокверковым типом, обусловленным отсутствием неглубоких вулканических очагов и большим вертикальным диапазоном в пределах которого не возникло богатых рудных тел.

Связанные с верхнемеловыми вулканическими структурами колчеданно-барит-полиметаллические месторождения Болнисского рудного района сопоставимы с болгарскими месторождениями Панагюрского рудного района. Последние также контролируются меловыми вулканическими структурами и связаны с дащитовой вулканической деятельностью островодужного типа (Василев, Станишева-Василева, 1983). Это медно-колчеданно-полиметаллические месторождения Челопеч, Радка, Елшица и медно-порфировое - Медет. Эти месторождения аналогичны Болнисским, апо-кварцитовым и апопропититовым. Меловой вулканизм Болгарского Сред-

негорья, подобно вулканической деятельности в Юго-Восточной Грузии, проявился на древнем кристаллическом субстрате. Здесь также можно наблюдать месторождения разного типа: скарновые, меднопорфировые, медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические, связанные с меловым вулканическим поясом. В отличие от Болнисского рудного района, здесь в данной ветви пояса отсутствует игниобритовая вулканическая деятельность и месторождения связанные с эруптивными брекчиями типа Маднеули-Цителисопели.

Совершенно по иному проявился гидротермальный метасоматоз на Квайсинской группе свинцово-цинковых и барит-полиметаллических месторождений Южного склона Большого Кавказа. Эти месторождения не похожи на вышеупомянутые, поскольку они не обнаруживают видимой связи с вулканизмом.

Оруденение здесь представлено жильными телами и метасоматическими залежами, локализованными в основном в известняках и вулканитах юрского возраста (собственно Квайсинское свинцово-цинковое месторождение, Валхохское и Варахкомское рудопроявление, месторождение Скатыком и др.). Как вулканыты, так и известняки подвергнуты региональному метасоматозу – байосская андезитовая вулканическая толща – пропилизации, представленной низкотемпературными безэпидотовыми фациями; верхнеюрские известняки – окварцеванию. Околорудное изменение как в известняках, так и вулканитах представлено гидротермальной аргиллизацией, обладающей неконтрастной горизонтальной и вертикальной зональностью. Во внешних зонах помимо других новообразованных минералов (альбит, цеолиты, флюорит и др. – по вулканитам) из глинистых преобладают монтмориллонит, хлорит; промежуточные зоны характеризуются развитием гидрослюда, реже каолинита, корренсита, а внутренние зоны представлены смешаннослойными гидрослюда-монтмориллонитом или гидрослюдой. Указанные зоны в основном перекрывают друг друга.

Примечательно обилие карбоната в аргиллизитах, образованных по вулканическим породам, во всех зонах и на всех уровнях глубинности. Это не характерно для других геологических ситуаций и является следствием процесса биметасоматоза в условиях низких температур.

Проведенные изотопные исследования свинца по разным участкам Квайсинского рудного поля показали принципиально одинаковые результаты, их ураногенный возраст около 250 млн. лет, а торогенный возраст – около 200–230 млн. лет. Такие же результаты были получены другими исследователями при изучении изотопного состава свинца Квайсинского и некоторых других месторождений Гагрско-Джавской структурно-металлогенической зоны. Эти цифры охватывают средний и поздний триас.

Идентичность изотопного состава свинца некоторых месторождений Гагрско-Джавской зоны, а также свинцово-цинковых месторождений Северного Кавказа. и вместе с тем, несовпадение их геологического во-

зраста с модельными, является доводом в пользу единого источника свинца для всех этих месторождений и неоднократного переотложения свинца в мезо-кайнозойской истории.

В Квайсинском рудном поле среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ в сфалеритах составляет 17, а в галенитах – 16,1 %. Эти данные с учетом гидротермального генезиса руд, позволяют считать, что сульфидная сера по своей природе экзогенна. Полученные цифры согласуются с выводами Т.В.Иваницкого о важной роли местной серы, образовавшейся за счет редукции сульфат-иона вышележащих карбонатных толщ. Интерпретируя такие же цифровые данные В.И.Буадзе и др. (1986) допускают существование и глубинного источника серы.

Определение изотопного отношения кислорода в кальцитах Квайсинского рудного поля подтверждает температурный интервал отложения кальцита (от 220 до 60 °C), установленный нами методами гомогенизации и декрипитации газовой-жидких включений минералов. При этом тенденция возрастания величин $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов в приповерхностных участках и по мере удаления от рудных тел можно объяснить понижением температуры минералообразования и увеличения степени фракционирования изотопов.

Комментируя данные А.В.Сидоренко и Ю.А.Борщевской (1975) о значениях $\delta^{18}\text{O}$ в различных типах вод, следует обратить внимание на то, что значения $\delta^{18}\text{O}$ для карбонатных пород обычно более высокие – от 25 до 35 %.

С учетом исследований Х.П.Тейлора (1977), показавшего существенную роль метеорных вод в процессе аргиллизации пород, можно предположить, что аномально низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (до 24,0 %) кальцитов, образовавшихся при метасоматозе, свидетельствуют о замещении карбонатной толщи при некотором объединении O^{18} за счет воздействия метеорных вод, в общем случае обладающих минимальными значениями, O^{18} . К аналогичным выводам можно прийти, если с этой точки зрения проанализировать результаты изотопного исследования кислорода в карбонатных породах и кальцитах разного типа Квайсинского рудного поля, проведенного А.Г.Жабиним и др. (1981). Все это свидетельствует о полигенном типе указанных месторождений.

Сказанное выше позволяет обратиться к разработке конвенционной модели формирования Квайсинского месторождения со сложным взаимодействием метеорных вод и вод глубинной циркуляции, влиянием аномально-температурного поля в зонах разломов и проявлением процессов переотложения.

В свете вышеизложенного, важное значение приобретает установление аномального температурного поля, определившего возникновение конвекционной системы с просачиванием раствора на периферии, с обогащением серой и кислородом. Происходит взаимодействие с водами более глубинной циркуляции палеозойского основания, обогащенного сви-

нцом и прогревание восходящего течения в зонах глубинных разломов Квайсинского рудного поля.

Можно предполагать существование длительно действующей системы конвекционных токов, образованной под влиянием воздымания блоков с эрозией и размывом карбонатных пород верхних горизонтов, обогащенных рудообразующими компонентами, с проникновением последних в глубинные зоны с одной стороны, и за счет продолжающейся термальной активности зоны глубинных разломов – с другой. В пользу этого свидетельствует: а) состав современных нисходящих рудничных вод, тождественный водам из газово-жидких включений минералов; б) содержание CO_2 в водах, что свидетельствует, по мнению И.К.Баскова, о продолжающемся подтоке глубинного вещества. Аномальный повышенный температурный режим в период рудообразования, определенный изотопно-кислородным изучением кальцита, а также данными гомогенизации газово-жидких включений минералов, подтверждает эту точку зрения.

Некоторые типы гидротермальных метасоматитов Грузии сами являются весьма полезным неметаллическим сырьем. Не говоря об асканских бентонитах и калишпатитах, которые широко используются в народном хозяйстве как высококачественный адсорбент и сырье для производства фарфора, гидротермально измененные риолитовые агглютинаты Болнисского рудного района, подвергнутые альбитизации, гидрослюдизации, монтмориллонитизации и окварцеванию, оказались высококачественным сырьем для производства облицовочных плиток и технического фарфора. В этой связи, следует выделить риолитовые агглютинаты Маднеульского месторождения. В результате полужавовского технологического испытания они признаны высококачественным керамическим сырьем. Являясь вскрышными породами Маднеульского карьера, связанного железнодорожным и автомобильным сообщением с керамическими производственными предприятиями, они освобождают производство от ввоза дефицитного сырья из-за пределов республики. Кроме того, их применение снижает температуру обжига на 50°C , сравнительно с ранее употреблявшимся сырьем. Все это делает их экономически высокоэффективными материалами. Предложенное нами это новое неметаллическое сырье принято ко внедрению производственными предприятиями стройматериалов Грузии.

Л и т е р а т у р а

Атанасов Г., Горанов А. Бентонитови глини от района на гр. Кърджали, – Годишник на Софийски Университет, Биолого-Геолого-Географических факультет. Т.56, кн.2, геология, София, Наука и Изклетво, 1963, с.

Бачалдин В.И., Твалчрелидзе Г.А. Некоторые закономерности фор-

мирования и размещения рудных месторождений в вулканических породах (на примере Южной Грузии). Изд-во вузов. Геология и разведка, 1963, № 1, с.61-73.

Василев Л., Станишева-Василева Г. Среднегорская зона - общая структурно-геологическая, петрологическая и металлогеническая характеристика. - Тр. ИМА, София, 1983, с.1-20.

Гогитшвили В.Г. Метасоматическая зональность на колчеданно-полиметаллических месторождениях Малого Кавказа. - Советская геология, 1980, № 4, с.86-98.

Гогитшвили В.Г. Сольфатарные метасоматиты Болнисской рудной области (Южная Грузия) как поисковый критерий. - Тр. КИМС, вып.П (4), Тбилиси, 1960, с.11-24.

Гогитшвили В.Г. Особенности гидротермального минералообразования на примере северо-западной части Сомхитско-Карабахской зоны (Малый Кавказ) и формирование месторождений малых глубин. - Автореф. доктор. дис. Тбилиси: 1969, 47 с.

Гугушвили В.И. Поствулканический процесс и формирование месторождений полезных ископаемых в древних островных дугах и интрадуговых рифтах (на примере Аджаро-Триалетской зоны Кавказа). Тбилиси: Мецниереба, 1980, с.

Гугушвили В.И., Апхазова М.А., Багдасарян Г.П. Условия формирования колчеданно-барит-полиметаллических месторождений Юго-Восточной Грузии. Советская геология, №11, 1984, с.48-56.

Гугушвили В.И., Магулария Т.А., Швелидзе И.У., Багдасарян Г.П., Гвахария Г.В., Омиадзе К.И. Асканская группа бентонитовых месторождений (ГССР). Литология и полезные ископаемые №3, 1987, с.71-87.

Дзюценидзе Г.С. Роль эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых. - В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Госгеолтехиздат, 1960, с.274-288.

Жабин и др. Изотопы углерода и кислорода в карбонатах Квайсинского рудного поля (Центральный Кавказ). - ДАН СССР, 258, 1981, № 2, с.

Иваницкий Т.В. Гидротермальный метаморфизм пород вмещающих свинцово-цинковые и полиметаллические месторождения Грузии. - Геология рудных месторождений, 1959, №6, с.102-113.

Источники воды, серы и углерода в рудных месторождениях Кавказа В.И.Буадзе и др. - В кн.: Очерки металлогении. Тбилиси: Мецниереба, 1986, с.250-284.

Масиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М., Мир, 1976, с.535.

Мацукума Т., Хорикоси Е. Обзор месторождений Куроко в Японии. М.: Мир, 1973, с.129-151.

Русинов В.Л. Геологические и физикохимические закономерности

пропилитизации. М.: Наука, 1972, с.202.

Сидоренко А.В., Борщевский Ю.А. Участие поверхностных вод в формирование метаморфической оболочки Земли. - ДАН СССР, 1975, т.233, №2,

Твалчралидзе А.А. Глины бентонитовые. - В кн.: Минеральные ресурсы ССР Грузии. Тбилиси, Техника да шрома, 1933, с.123-141.

Тедиашвили Х.А. Метасоматические породы Квайсинского рудного поля. Тбилиси: 1982, с.

Тепловой поток в основных тектонических структурах северо-западной части Тихого океана. Смирнов Я.Б., Сугробов В.М., Меркумов В.Н., Нуджин И.М., Попова А.К. - ДАН СССР, 1979, т.244, №5, с.1202-1206.

Тейлор Х.П. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях. - В сб.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982,

Фон Герцен Р.П., Ли У.Х.К. Тепловой поток в океанических областях. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с.61-70.

Хатертон Т. Активные континентальные окраины и островные дуги. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с.61-70.

Colley H., Warden J. *Petrology of New Hebrides.*--*Bull.Geol.Soc. Amer.*, v. 85, 10, 1974, p. 1635-1646.

Howkins J.W. *Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin.* - *Earth and Planetary Sci. Letters*, v. 28, 1976, p.283-297.

Saunders A.D., Tarney J. *The geochemistry of basalts from a backarc spreading center in the East Scotia sea.*- *Geohim. et Cosmochim. Acta*, v. 43, 1979, № 4, p. 555-573.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЗОЗОЙСКОГО ИНТРУЗИВНОГО
МАГМАТИЗМА ГРУЗИИ

В геологической истории развития территории Грузии и Кавказа в целом мезозойская эра является важным этапом, в отношении происходящих в это время геологических событий.

В начале юрского периода заложением геосинклинали Южного склона Большого Кавказа был нарушен стабильный тектонический режим, существующий на территории Грузии с конца палеозойского времени. Эта важная перестройка структурного плана региона породила такие геологические процессы, которые сыграли главную роль в становлении второго структурного этажа земной коры. К этим процессам относятся и интрузивная магматическая активность, некоторые особенности эволюции которой являются темой настоящего сообщения.

Не вдаваясь в подробности истории геолого-петрографического изучения мезозойских интрузивных образований Грузии, следует отметить, что начало этой истории связано с именами выдающихся петрографов Ф.Ю.Левинсон-Лессинга и Д.С.Белянкина. Большая заслуга в изучении интрузивных образований принадлежит Н.Ф.Татришвили, Г.М.Заридзе, Г.С.Дзопенидзе, В.П.Петрову, Н.И.Схиртладзе, М.А.Фаворской, А.М.Борсуку и др.

На территории Грузии в мезозойское время интрузивный магматизм наиболее интенсивно проявился в средней юре и позднем мелу. Слабые проявления интрузивной деятельности в лейасе и поздней юре выразились в образовании малочисленных и маломощных субвулканических тел и жил основного и кислого состава.

Наиболее значительным является среднеюрский этап магматизма, с которым связана мощная эффузивная активность и образование многочисленных, довольно больших, сложного петрографического строения интрузивов. Эти интрузивы приурочены ко всем структурно-формационным зонам, выделенным на территории Грузии. Сравнительно многочисленна группа интрузивов, расположенных в зоне Главного надвига Большого Кавказа. В этой зоне с запада на восток обнажаются Кардывачский, Саячарский, Бзыбский и Ушба-Эзерский интрузивы.

Несколько магматических тел приурочено к Чхалта-Лайлинской зоне, сложенной палеозойской дизъюнктивной серией. Это Кирарский, Абакурский и другие небольшие интрузивные тела.

Интенсивное проявление интрузивной активности имеется в пределах Центрально-Абхазского поднятия Гагрско-Джавской зоны. Здесь обнажены Келасурский (самый крупный в Грузии), Горабский интрузивы и многочисленная группа однофазных, небольших интрузивных тел.

На Дзиркульском и Локском выступах Закавказского срединного массива обнажены Хевский, Чалванский и Поладаурский интрузивы.

Среднеюрские интрузивы представляют собой многофазные, сложного строения магматические тела. Некоторые из них, такие как Келасурский, Горабский, Хевский, Поладаурский, геологически четко датируются. Они секут лейкасовые и байосские вулканогенные и осадочные породы и трансгрессивно перекрываются нижним мелом. Отмечается присутствие материала интрузивов Центральной Абхазии в пестроцветной свите верхней юры. Учитывая интенсивность проявления батской орогенетической фазы в Грузии, исследователи давно увязали с ней формирование отмеченных интрузивов.

Помимо геологических данных существуют довольно многочисленные возрастные цифры, полученные разными исследователями, в том числе и нами по K-Ar методу, доказывающие среднеюрский возраст интрузивов (табл. I)^X. Среднеюрские цифры получены по биотитовым и роговообманково-биотитовым фракциям. Только биотит из диорита с. Дизи (обр. X-310) показал более молодой возраст (151 млн. лет). Значительно заниженные цифры получены по кварц-полевошпатовым фракциям из гранитов Ушба-Эзерского интрузива (132 и 126 млн. лет). В литературе имеются довольно многочисленные дискордантные цифры по указанным интрузивам, полученные по валовым пробам. Известно немало экспериментальных данных, которые доказывают уменьшение возраста по валовым пробам пород почти до 40 %. Поэтому имеющиеся в литературе и полученные нами дискордантные цифры не исключают среднеюрский возраст соответствующих пород.

K-Ar цифры по биотитам из геологически четко датированных интрузивов в свое время были использованы М.М.Рубинштейном для уточнения юрской части советской Геохронологической шкалы (1967).

Не останавливаясь на деталях минерального и химического состава среднеюрских интрузивов необходимо отметить, что общее направление развития среднеюрского магматизма этого времени носит гомодромный характер, т.е. начинается формированием ультраосновных дифференциатов - перидотитов и пироксенитов, за которыми следует внедрение основной магмы, давшей габбро разного состава, затем формировались диориты и кварцевые диориты. Непосредственно

^X Здесь и в следующих таблицах возрастные цифры рассчитаны по единым константам: $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹;
 $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $^{40}\text{K} = 0,1167$ (ат. %).

К-Аг возраст среднеюрских интрузивов Грузии

№ обр.	Порода, интрузив	Минерал, порода	К %	40 Аг нмм ³ /г	Возраст млн. лет	Литературный источник
X-29I	Пироксенит, Абакури	Биотит	6,5I	0,4797	I76+6	О.З.Дудаури, М.Г.Тогонидзе
a-4222	Диорит, Гораби	Биотит	7,09	0,050I0	I69+6	"
24/64	Гранодиорит, Гораби	"	5,56	0,03884	I7I+I0	"
б/н	Гранит, Келасури	"	6,22	0,04326	I7I+7	А.М.Борсук, I979
б/н	Келасури	"	5,47	0,03866	I73+7	"
9	"	"	6,18	0,04I0	I63+2	М.М.Рубинштейн, I967
7/60	"	"	5,90	0,0402	I67+5	"
б/н	Габбро, Келасури	"	6,32	0,04433	I72+7	А.М.Борсук, I979
Д-33	Гранодиорит, Хеви	"	6,64	0,04824	I74+3	О.З.Дудаури, М.Г.Тогонидзе
Д-I00	"	"	5,3I	0,03959	I78+4	"
A	"	Рог.обм.-биот. ф-ция	I,18	0,0079	I60+I0	М.М.Рубинштейн, I967
B	"	"	I,5I	0,0I14	I77+I2	"
C	"	"	I,50	0,0I02	I62+II	"
63/57	"	"	3,76	0,0248	I58+I0	"
63/57	"	Рог.обм.-плаг. ф-ция	I,77	0,0I29	I74+I0	"
4	Гранит, Ушба-Эпери	Кв.-пол.шпат ф-ция	3,78	0,0I905	I26+I0	О.З.Дудаури, О.Д.Хуцишвили, I966
866	"	"	3,58	0,0I8	I32+I0	"

Продолжение таблицы I

I	2	3	4	5	6	7
X-310	Диорит, Дизи	Биотит	4,60	0,02908	I5I+6	О.З.Дудаури, М.Г.Того- нидзе
а-1637	Гранит, Гумиста	"	6,33	0,04736	I83+7	"
б/н	"	"	5,83	0,0404	I70+8	М.М.Рубинштейн, 1967
б/н	Габбро, Кардывач	Валовая	0,96	0,00600	I54+I2	А.Г.Гурбанов, 1972
б/н	Гранодиорит, Кирар	Биотит	3,67	0,02723	I82+I0	А.М.Борсук, 1979

после диоритов следует мощная активность гранитной магмы, дифференциация которой дает граниты разного состава и структуры, а также многочисленные жилы и дайки аплитов и пегматитов. Широко развиты также гибридные породы.

Естественно, что перечисленные магматические фазы в полном виде представлены не во всех интрузивных телах. Наиболее полная картина наблюдается в Келасурском, Горабском и Кирарском интрузивах.

Однако наблюдаются отклонения от указанной обобщенной модели эволюции среднеюрского магматизма. Так, на Южном склоне Большого Кавказа в Кардывачском и Ушба-Эдерском интрузивах, приуроченных к зоне Главного надвига, первые магматические фазы представлены продуктами недифференцированной основной магмы — диабазами, диабазовыми порфиритами и габбро-диабазами.

Таким образом, в средней юре основной магматизм в разных структурных условиях развивается по разному: с одной стороны внедряется недифференцированная основная магма, дающая первые интрузивные фазы одних интрузивов, с другой — основная магма претерпевает дифференциацию с образованием пироксенитов, перидотитов, редко, анортозитов и габбро разного состава — оливиновое, безоливиновое и габбро-нориты. Соответствующий статистический подсчет произведенный нами по данным химических анализов пород показывает одинаковый, толеитовый состав родоначальной магмы как недифференцированной, так и дифференцированной серии.

По-видимому, в этом процессе решающее значение играют геологические условия кристаллизации — более быстрое внедрение магмы в активных тектонических условиях — в зоне Главного надвига и более спокойное, способствующее дифференциации — в других структурно-формационных зонах.

Интересно отметить, что такая же картина наблюдается и в отношении гранитной магмы. В Кардывачском и Ушба-Эдерском интрузивах гранитные породы не сопровождаются аплитами и пегматитами, тогда как в Центрально-Абхазских и других интрузивах граниты дифференцируясь дают многочисленные жилы аплитов и пегматитов.

Следующая важная петрологическая проблема, связанная со среднеюрским магматизмом, состоит в выяснении характера связи между основной и кислой магмами.

Анализ существующих данных приводит нас к выводу, что дифференциация основной магмы доходила до образования диоритового расплава и что гранитная магма имеет палингенный характер. Она образовалась путем частичного или, может быть, в некоторых участках полного плавления палеозойского кристаллического субстрата под влиянием тепла привнесенного предшествующей базальтовой магмой.

Если такое суждение имеет основание, то мы вправе допустить

различные источники вещества этих магм – мантийный – основной магмы и коровый – гранитной.

Поздне меловая магматическая активность наиболее интенсивно проявилась на Грузинской и Артвино-Болнисской глыбах.

На Грузинской глыбе продукты магматизма представлены гипабиссальными интрузиями тешенитов и других щелочных жильных пород. Они сосредоточены в районе Кутаиси и Курсеби (Курсеби, Цуцхвати, Жонети, Никоршминда, Хончиори и др.). Тешениты образуют пластовые интрузии, расположенные в отложениях различного возраста, начиная от верхнего бата до нижнего мела включительно. Мощность пластовых интрузий варьирует от нескольких до 100 м.

Детальное петрографическое изучение тешенитов Грузии в свое время было проведено Н.И.Схиртладзе (1943) и Г.М.Заридзе (1947). В последние годы мы занимались петрографическим и геохронологическим изучением тешенитов Западной Грузии. Были выделены две возрастные группы тешенитов: поздне меловая – 95–85 млн. лет и раннеплиоценовая (или позднемиоценовая) – II–7 млн. лет (табл. 2).

Таблица 2

К-А₂ возраст тешенитов Грузии

№ обр.	Место взятия образца	Минерал, порода	K %	40 А ₂ рад нмм ³ /г	Возраст, млн. лет	Литературный источник
P-215	Никоршминда	Валовая проба	0,72	0,0028	95±10	О.З. Дудаури, М.Г. Тонидзе
Д-552	Курсеби	Биотит	6,77	0,0231	84±4	"
б/н	Курсеби	Валовая проба	3,48	0,0104	77±5	А.М. Борсук, 1979
б/н	Опурчхети	"	1,16	0,0041	87±9	"
3	Окр. Кутаиси	"	1,24	0,0042	82±9	М.М. Рубинштейн, 1967
P-306	Чквиши	Биотит	6,46	0,0018	7±1	О.З. Дудаури, М.Г. Тонидзе
T-I	Сақунети	Валовая проба	3,68	0,0016	II±3	"
4	Ахалцихе	"	4,38	0,0011	7±3	М.М. Рубинштейн

Естественно, что пока датированы не все выходы тешенитов и не исключается возможность существования промежуточных возрастных групп. Тешениты мелового и палеогенового возрастов были установлены также на Южном склоне Большого Кавказа (Борсук, 1979; Гурбанов, 1972).

Г.М.Заридзе (1947) и Г.С.Дзоценидзе (1948) давно высказали предположение о возможной генетической связи тешенитов Кутаисского района со щелочно-базальтовой свитой "Мтавари". Полученные геохронологические данные подтвердили это предположение.

Таким образом, на Грузинской глыбе можно выделить верхнемеловую щелочно-базальтовую вулканоплутоническую формацию.

В позднемеловое время на Артвино-Болнисской глыбе изливалась известково-щелочная магма дацитового и липарит-дацитового состава. Здесь образовалась мощная вулканогенная серия с сопутствующей субвулканической и жильной фацией. Весь этот комплекс пород претерпел воздействие мощных вторичных процессов, вызвавших региональное окварцевание и альбитизацию плагиоклаза. С позднемеловыми вулканитами связаны субвулканические тела дацитов, альбитофиров и кварцевых альбитофиров. Наблюдаются также редкие дайки диабазов. Мощность этих тел варьирует от нескольких метров до нескольких десятков метров. Здесь не встречаются сложного строения многофазные интрузивные тела. Петрографическая идентичность субвулканических тел и даек с позднемеловыми вулканитами и их пространственная приуроченность позволили исследователям датировать магматические тела поздним мелом.

В этом районе расположены также многочисленные штокообразные тела дацитов, которые по сравнению с вмещающими верхнемеловыми вулканитами имеют достаточно свежий облик. Эти тела рассматривались как продукты позднемелового вулканизма. Проведенная нами датировка этих дацитов К-Аг методом (табл.3) подтвердила мнение высказанное Ш.А.Адамия и О.З.Дудаури (1960) об их нижнепалеогеновом возрасте, основанное на корреляции с нижнепалеогеновыми дацитовыми вулканитами рр.Храми и Алгети.

Таблица 3

К-Аг возраст дацитов Юго-Восточной Грузии

№ обр.	Порода, место взятия образца	К %	40 Аг нмм ³ /г	Возраст млн. лет
Б-3	Роговообманковый дацит, с.Квемо Болниси	1,45	0,00325	57 ₊₆
Б-6	Роговообманковый дацит, пос. Болниси	0,93	0,00201	56 ₊₆
Б-5	Роговообманково-биотитовый дацит, хр.Кара-Торпак	1,12	0,00246	56 ₊₆
Б-8	Дацитовая вулканическая брекчия (обломок), с.Тбиси	0,91	0,00212	57 ₊₆
Б-10	Дацитовая вулканическая брекчия (обломок), с.Тбиси	1,0	0,00225	56 ₊₆

Продуктами мезозойской магматической активности являются также и диабазы, широко распространенные на Большом Кавказе в виде пластовых жил, даек и небольших интрузивных тел. Их петрографические особенности и возрастное расчленение является темой отдельной работы и здесь мы на этом вопросе останавливаться не будем. Отметим лишь, что диабазы секут палеозойский кристаллический субстрат, лей-ассовые отложения, среднеюрские интрузивные тела и отложения верхней юры и среди них можно выделить позднелейассовые, байосские, послесреднеюрские, сеноманские и кайнозойские возрастные группы (Дудаури, Тогонидзе, 1972).

Л и т е р а т у р а

Адамия Ш.А., Дудаури О.З. О нижнепалеогеновом дацитовом вулканизме Юго-Восточной Грузии. - Сообщ. АН ГССР, т.24, №4, 1960, с.415-422.

Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. - М.: Наука, 1979, 300 с.

Гурбанов А.Г. Новые данные о геологическом строении и возрасте Кардывачской интрузии на Кавказе. - Изв. АН СССР, сер.геол., №9, 1972, с.24-39.

Дзюценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. - Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1948, 408 с.

Дудаури О.З., Тогонидзе М.Г. Послепалеозойский магматизм Абхазии и его связь с тектоникой. - В кн.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбилиси, Мецниереба, 1972, с.185-197.

Дудаури О.З., Хуцишвили О.Д. О форме залегания и возрасте Ушба-Эцерской интрузии. - Сообщ. АН ГССР, т.ХП, №3, 1966, с.635-641.

Заридзе Г.М. Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанные с ним рудопроявления. - Тбилиси: Техника да шрома, 1947, 399 с.

Рубинштейн М.М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. - Тр. ГИН АН ГССР, нов.сер., вып.11, 1967, 240 с.

Схиртладзе Н.М. Тешенитовая формация Западной Грузии. - Тр. ГИН АН ГССР, минер.-петр.серия, т.1, вып.1, 1943, 102 с.

Г.М.Заридзе, М.Б.Абесадзе, Г.Д.Думбадзе,
Д.Н.Кецховели, А.В.Окроецваридзе, Н.Ф.Татришвили,
Г.К.Цимакуридзе, К.С.Чихелидзе, Т.Г.Чхотуа,
Д.М.Шенгелиа

ПРОБЛЕМЫ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Метаморфиты в горст-антиклинории Большого Кавказа развиты в Чугушском, Софийском, Тебердино-Дигорском, Шхарском и Адайхохском поднятиях. Они известны также в зоне Передового хребта, где участвуют в составе пластин аллохтона (Ацгаринский покров) и в строении комплекса основания этой зоны – армовская и балканская свиты Блыбского поднятия.

В составе метаморфитов выделяют три крупные стратиграфические единицы (комплексы) сиалического, мафического и смешанного профилей. Соответственно – это макерская, буульгенская и лабинская серии^Х. О стратиграфической последовательности и возрасте этих комплексов единого мнения нет. Достаточно твердо по фауне криноидей и палиноморфам устанавливается постордовиковский возраст лабинской серии. Макерская и буульгенская серии фаунистический материал не содержат, и возраст их трактуется в широких пределах – от докембрия до среднего палеозоя. Цифры абсолютного возраста по этим комплексам, в основном, дают герцинские значения, однако единичные определения порядка 800 млн. лет могут служить указателем останцев докембрия в составе кристаллического субстрата Большого Кавказа.

За последнее десятилетие накоплен большой фактический материал, отраженный в многочисленных публикациях, позволяющий проверить надежность некоторых выводов относительно исходной природы, стратиграфической последовательности и тектонической позиции метаморфитов, характера и направленности метаморфических процессов и ряд других. В частности уточнен вещественный состав метаморфических комплексов. Установлены и детально исследованы породы почти всех фаций метаморфизма – от фации зеленых сланцев до эклогитов, которым посвящена специальная сводка (Татришвили, 1982). Прделана большая работа минералогического плана – дана исчерпывающая оптико-химическая характеристика главнейших породообразующих минералов:

^Х В работе принята номенклатура, разработанная для метаморфических пород Софийского поднятия, как наиболее укоренившаяся в литературе по Кавказу.

полевых шпатов, хлоритов, биотитов, гранатов, ставролитов, полиморфов Al_2O_3 , слюда, кордиеритов, амфиболов, пироксенов, оливинов и др. Изучена эволюция их химических составов в метаморфогенных процессах. Определены новые для региона Большого Кавказа минералы — жедрит, хлоритоид, стильпноеллан (Шенгелиа и др., 1976; Шенгелиа, Кецховели, 1982), омфацит (Татришвили, 1970), муассанит (Чихелидзе, 1971); впервые в мировой литературе описаны совершенно черные порфиробластические калиевые полевые шпаты, окраска которых обусловлена тонко-рассеянными механическими примесями низкотемпературной разности графита (Шенгелиа и др., 1975). Изучен ряд опорных реакций и равновесные пары минералов: гранат-биотит, гранат-хлорит, гранат-кордиерит, гранат-ставролит, гранат-амфибол и ряд других, что дало возможность восстановить P-T-условия формирования метаморфитов, выделить среди них фации, субфации, фациальные ряды и барические типы, и, таким образом, расшифровать метаморфическую эволюцию отдельных комплексов (см. далее). Следует отметить, что, наряду с известными геотермометрами, в отделе петрологии внедрен и используется также графитовый термометр, дающий хорошую цифровую сходимость с наиболее общепотребительным биотит-гранатовым геотермометром (Шенгелиа и др., 1978).

Широко развитая в пределах Тебердино-Дигорского и Софийского поднятий сиалическая макерская серия подразделяется на два комплекса: нижний — гнейсово-мигматитовый (гранит-мигматитовый) и верхний — собственно кристаллических сланцев. Считается, что гнейсово-мигматитовый комплекс слагает наиболее глубокие участки сиалического субстрата, залегающие в основании положительных структур I-го порядка — куполов, выступов и антиформ. Кристаллические сланцы образуют обрамление гнейсово-мигматитового комплекса и развиты в виде узких синклинорных (синформных?) зон вокруг последних (Г.Цимакуридзе, рукописные данные).

Наиболее характерные разности сланцев и гнейсов макерской серии (биотитовые, гранатовые, силлиманитовые, кордиеритовые и андалузитовые) представляют собой субстрат (палеосому) мигматитов. Среди последних различаются плагиомигматиты, анатектические, метасоматические и гетерогенные разности. Существует схема расчленения гранит-мигматитового комплекса, согласно которой здесь выделяется восемь генетических групп: 1 — мигматиты; 2 — кварцевые диориты и адамеллиты; 3 — хлорит-эпидотовые плагиогнейсы; 4 — двуслюдяные плагиограниты; 5 — микроклинизированные граниты; 6 — порфиробластические граниты; 7 — лейкократовые плагио(гранито)гнейсы; 8 — аляскиты и пегматиты (А.Окресцваридзе, в печати). Общепринято, что формирование комплекса отвечает условиям фации биотит-мусковитовых гней-

сов и роговиков. По минеральным парагенезисам и данным термобарометрии ($T = 455-770^{\circ}$; $P = 1,5-4$ кбар), кристаллические сланцы и гнейсы макерской серии отвечают андалузит-силлиманитовому барическому типу и в них проявлена серия фаций: эпидрот-амфиболитовая \rightarrow амфиболитовая \rightarrow гранулитовая (Миаширо, 1976). Породы макерской серии претерпели метаморфизм в условиях, близких к изохимическим; в них отмечается прогрессивная региональная зональность с выделением двух зон: силлиманитовой и силлиманит-калишпатовой (Кахадзе, 1982).

Петрологами внесены существенные коррективы в стратиграфические схемы расчленения кристалликума Большого Кавказа. Так, в составе буульгенской серии выделены три новые свиты — верхлибисская и сисинская на территории Горной Абхазии и ладевальская — в Верхней Сванети. Верхлибисская свита — наименее метаморфизованный верхний горизонт буульгенской серии, сложенный метапелитами с экзотическими полевыми шпатами (Шенгелиа и др., 1974). Выходы пород докарбоневой ладевальной свиты ранее принимались за диафориты. Установлено, что существенную часть этой свиты составляют метапелиты, переслаивающиеся с метагравякками и метабазитами, преобразованными в условиях низкой ступени зеленосланцевой фации (Шенгелиа и др., 1977). В качестве ее аналога на территории Горной Абхазии рассматривается сисинская свита, выделенная в ущелье одноименной речки (Чичинадзе, 1978), тонкой полосой маркирующая крупное тектоническое нарушение в истоках р. Кодори.

Концепция изохимического метаморфизма и метаморфической зональности развивается рядом исследователей в принципе для всех метаморфических комплексов Большого Кавказа. Так, в буульгенской серии в регионе Горной Абхазии закартирована прогрессивная региональная зональность низкого барического типа. Здесь установлены зоны: биотит-гранат-ставролит-силлиманит-мigmatит (Чичинадзе, 1978; Шенгелиа, Кецховели, 1982). В восточном окончании Софийского поднятия в пределах буульгенской серии установлены три зоны: биотита, граната и андалузит-кордиерита (Кахадзе, 1982). Зональность умеренного барического типа с двумя зонами — граната и ставролита, устанавливается в породах лабинской серии (Шенгелиа, Кецховели, 1982). Авторами дается сравнительная характеристика зональности разных барических типов, охарактеризованы термодинамические условия формирования метаморфических зон, изучен ряд опорных реакций ($\text{Кор} \rightarrow \text{Гр} + \text{Сил} + \text{Кв}$; $\text{Ст} + \text{Кв} + \text{Кв} \rightarrow \text{Корд} + \text{Гр} + \text{Анд} + \text{Шр} + \text{Н}_2\text{O}$; $\text{Му} + \text{Ст} + \text{Кв} \rightarrow \text{Сил} + \text{Би} + \text{Гр} + \text{Н}_2\text{O}$; $\text{Ст} + \text{Кв} \rightarrow \text{Гр} + \text{Жд} + \text{Ки} + \text{Н}_2\text{O}$ и др.), имеющих важное значение для метаморфической петрологии.

Оценка температур пород буульгенской серии ($475 - 720^{\circ}$), парагенетический и фациальный анализы указывают на максимум метаморфиз-

ма в высокотемпературной степени амфиболитовой фации. Качественный анализ величин давления фиксирует неоднородность барических условий метаморфизма — смену режима давления от кианит-силлиманитового типа на ранних этапах к андалузит-силлиманитовому — на более поздних. Характерно при этом, что на всем протяжении метаморфической эволюции; метаморфизм осуществлялся в высокотемпературных условиях, возможно, даже при повышении T^0 в условиях конечной фациальной серии (Думбадзе, 1977; Чхотуа, 1977). Сходные выводы получены при исследовании локального парагенезиса Гр — Жор — Би — Сил в булльгенской серии, ранний этап формирования которого был, как устанавливается, более высокobarическим (М.Шенгелиа, 1986).

Часть петрологов отрицает прогрессивную региональную зональность в лабинской и булльгенской сериях — комплексах со сложной многоэтапной историей метаморфизма (диафторез, интенсивная тектонизация, метасоматоз и др.), насыщенных магматическими плутонами и имеющих, по-видимому, покровно-чешуйчатое строение (Думбадзе, 1977; Думбадзе, 1980; Чхотуа, 1977). Согласно данным авторов, метаморфизм магматических комплексов носит четко выраженный аллохимический характер, что проявлено в особенностях химизма, интенсивном развитии надолженных процессов (окварцевание, биотизация, Са-метасоматоз), взаимоотношениях минеральных фаз, в образовании экзотических моно- и биминеральных пород типа ставролит-гранат-кианитовых амфиболитов, гранатитов, андалузит-турмалинитов и др., возникающих в условиях кварц-дистеновой и кварц-андалузитовой фаций кислотного выщелачивания (Чхотуа, Думбадзе, 1971; Думбадзе, Чхотуа, 1983; Думбадзе, Абесадзе, Чхотуа, рукописные данные).

Особо следует остановиться на положении о покровно-чешуйчатом строении кристаллического субстрата Большого Кавказа, развиваемого во многих современных работах. В зоне Передового хребта были установлены варисские шарьяжи, в составе которых участвуют и метаморфиты (Баранов, Греков, 1974; Баранов, Кропачев, 1976; Греков, 1974; Хаин, 1981 и др.). Соответственно делались попытки параллелизации Ацгарцинского покрова с метаморфитами зоны Главного хребта (Sh. Adamiya et al., 1981; Abesadze M. et al., 1982). Высказано мнение об аналогах каждой чешуи данного покрова в структурной зоне Главного хребта (Шенгелиа и др., 1984). Впервые в последней зоне в составе лабинской серии была выделена аллохтонная лаштракская пластина (Баранов, Греков, 1974); затем северокавказскими исследователями были выделены дамхурцевский покров и макерский сиалический аллохтон (Баранов, Кропачев, 1976). Аллохтонность макерской серии была подтверждена в западной части Софийского поднятия, где устанавливается поддвигание под нее лабинской серии (Адамия и др., 1978). В восточ-

ной части этой структурной зоны (в верховьях р.Кодори) был закартирован гвандринский покров, в котором мафический комплекс по пологому перекиальному нарушению пододвинут под гнейсы, мигматиты и сланцы макерской серии (Думбадзе, 1980). Наличие в лабинской серии аллохтонной лаштракской свиты подтвердилось и дальнейшими исследованиями (Сомин, Видяпин, 1980; Шенгелиа, 1981; Шенгелиа, Кецховели, 1982; Адамия, 1984).

Исследования последних лет показали, что лабинская серия состоит из тектонически совмещенных пластин (покровов), различающихся набором пород и направленностью метаморфических процессов. Границы между отдельными пластинами маркируются зонами катаклазитов, бластомилонитов, микститов, линзами серпентинитов и блоками экзотических пород (Думбадзе, Чхотуа, 1983; Адамия, 1984). Петрологическая характеристика пород, слагающих покровы (см.далее), дается по рукописной работе М.Абесадзе и Т.Чхотуа (1982).

Покров "дамхурц" слагает низы серии; состоит преимущественно из ортоамфиболитов, амфиболитовых и хлоритовых плагиогнейсов с подчиненным развитием слюдяных сланцев, мраморов и псевдоконгломератов-тектонитов. Наиболее характерные составляющие бегдазиевского покрова - амфиболиты (часто с гранатом, ставролитом и кианитом): гранат-ставролитовые плагиогнейсы и мрамора. По распространенности кианитсодержащих ассоциаций комплекс не имеет аналогов на Большом Кавказе. "Припореваальный" покров сложен альбит-слюдяно-хлоритовыми сланцами, а также слюдяно-гранатовыми сланцами со ставролитом, андалузитом и фибролитом; часто отмечаются небольшие тела плагиогранитов. Лаштракская пластина (покров) состоит из чередования тектонизированных гранатовых, ставролит-гранатовых (иногда с кианитом) и слюдяно-кварцевых сланцев, изобилующих вторичным хлоритом, серицитом и графитом. Изредка в сланцах фиксируются андалузит и кордиерит.

Ранее считалось, что лабинская серия, сформировавшаяся в интервале температур 455-675⁰ целиком может быть отнесена к кианит-силлиманитовому барическому типу (Чхотуа, 1971; Чхотуа, Думбадзе, 1971). находка в породах серии жедрит-кианитовых и двуслюдяно-хлоритоидных парагенезисов позволила, как считают авторы, предположить здесь наличие участков повышенных давлений (Шенгелиа, Кецховели, 1982; Шенгелиа и др., 1976), соответствующих промежуточному (IV) барическому подтипу (Миаширо, 1976). Установление покровно-чешуйчатого строения лабинской серии с автономной стратиграфией, показывает, что каждой пластине могут соответствовать определенные условия метаморфизма. Так кианит-силлиманитовый тип повышенного давления однозначно определяется для бегдазиевского и лаштракского покровов (величина давления в первом могла превышать 8 к.бар). Метаморфизм припореваального ком-

плекса отвечает андалузит-силлиманитовому типу низких давлений. Породы дамхурцевского комплекса, с точки зрения оценки давления мало информативны и условно отнесены к андалузитовому типу.

В составе буульгенской серии устанавливаются фрагменты нестратифицированной метаофиолитовой ассоциации, стратотипом которой может служить разрез гвандринского покрова по рр. Клыч и Гвандра (Думбадзе, 1980). Здесь пространственно ассоциируются амфиболиты (плагноклазовые, биотитовые, гранатовые и др.) и амфиболовые гнейсы, в которых фиксируются крупные тектонизированные тела, сложенные габбро и диоритами, а также протрузии альпинотипных гипербазитов (гарцбургиты, верлиты и их серпентизированные разновидности). Контакты габбро, диоритов и гипербазитов между собой и вмещающими амфиболитами, как правило, тектонические; вдоль контактов развиты катаклазиты, бластомилониты, серпентинитовые брекчии и родингитизированные ареалы (Думбадзе, 1980; Думбадзе и др., 1982; Думбадзе, Чхотуа, 1983). Сравнение безводных составов буульгенских гипербазитов с гипербазитами дна океана показывают их полную аналогию. Исследованные габброиды и амфиболиты по петрохимическим параметрам проявляют толеитовую тенденцию - они в большинстве своем отвечают абиссальным толеитам. Близость исследованных пород к породам III и II океанических слоев позволила рассматривать мафический комплекс в качестве комплекса основания древней островодужной системы Большого Кавказа, на котором заложились и развились структуры основной дуги с парным метаморфическим поясом: лабинская серия - кианит-силлиманитовый и макерская - андалузит-силлиманитовый типы (Думбадзе, 1977; Чхотуа, 1977). Не все петрологи разделяют это положение. Считается также, что на Большом Кавказе не выражен первый метаморфический пояс. Это, по мнению авторов, объясняется замедленной скоростью погружения литосферной плиты, хотя реликтовый парагенезис Би - Му - Хлд может свидетельствовать о замаскированности пояса повышенных давлений под воздействием судетской фазы сжатия (Заридзе, Шенгелиа, 1978; Zaridze, Shengelia, 1978).

Возвращаясь к офиолитовой тематике, можно добавить, что набор пород буульгенской серии в пределах гвандринского покрова может рассматриваться как полосчатый комплекс офиолитовой ассоциации^X. Находка и установленное последующими работами широко развитых Са-метасоматитов (тремолититов и родингитов) в контактах гипербазитовых протрузий, имеющих уникальный петрографический характер и являющихся неотъемлемой частью многих офиолитовых сообществ мира, подтверждает правомочность выделения метаофиолитовой ассоциации в мафическом ко-

^X Необходимо отметить, что впервые термин "офиолитовая ассоциация" для мафических пород Большого Кавказа был применен О.Надарейшвили, выделившим последнюю в составе магматической габбро-гипербазитовой формации (Надарейшвили, 1977).

млексе Большого Кавказа (Думбадзе и др., 1982).

Фрагменты метаофиолитовой ассоциации устанавливаются также в дамхурцевской пластине лабинской серии (Адамия, Абесадзе и др., 1978; М. Абесадзе, Т. Чхотуа, рукописные данные, Адамия, 1984). Согласно данным авторов, метаморфиты дамхурцевского покрова представляют собой сложную ассоциацию, состоящую из фрагментов офиолитов и вулканоплутонических серий, близких к сериям островных дуг.

Формационный анализ метаморфических образований Большого Кавказа, выполненный по классификации, разработанной Г. М. Заридзе (Заридзе, 1984), дает возможность выделения и картирования конкретных метаморфических формаций на основе обобщенных (абстрактных) эндогенных формаций, что было успешно осуществлено в регионе Большого Кавказа и Закавказского срединного массива (Крупномасштабное геологическое..., 1985).

Л и т е р а т у р а

Адамия Ш. А. Доальпийское основание Кавказа: состав, строение, становление. - В кн.: Тектоника и металлогения Кавказа. Тбилиси; Мецниереба, 1984, с. 3-104.

Адамия Ш. А., Абесадзе М. Б., Кекелия М. А., Чхотуа Т. Г., Шавишвили И. Д. Метаморфические офиолиты, островодужные комплексы и бластомилониты Главного Кавказского хребта. - ДАН АН СССР, 1978, т. 241, № 5, с. 1139-1142.

Баранов Г. И., Греков И. И. Тектоническое строение кристаллического ядра Большого Кавказа. - Тезисы докл. IV конф. по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа. Ессентуки, 1974, с. 83-84.

Баранов Г. И., Кропачев С. М. Геология Большого Кавказа. - М.; Недра, 1976, 363 с.

Греков И. И. Уточнение стратиграфии орденого палеозоя Передового хребта в связи с покровной тектоникой. - Тез. докл. IV конф. по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа, Ессентуки, 1974, 366 с.

Думбадзе Г. Д. Некоторые особенности химизма пород буульгенской серии. - Сообщ. АН ГССР, 1977, 87, № 2, с. 385-388.

Думбадзе Г. Д. Фрагменты офиолитов в зоне Главного хребта Большого Кавказа. - Тез. докл. Всесоюз. симпозиума: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск, 1980, с. 67-69.

Думбадзе Г. Д., Цимакуридзе Г. К., Чхотуа Т. Г. Са-метаматиты в офиолитовой ассоциации зоны Главного хребта Большого Кавказа (Бофийское поднятие). - Сообщ. АН ГССР, 1982, 106, № 1, с. 86-88.

Думбадзе Г.Д., Чхотуа Т.Г. К петрологии ультрабазитов зоны Главного хребта Большого Кавказа (Софийское поднятие). - Тез. докл. Всес. симпозиума: Ультраосновные магмы и их металлогения. Владивосток, 1983, с.62-63.

Заридзе Г.М. Глобальные эндогенные формации континентов и океанов. - М.; Наука, 1984, 76 с.

Заридзе Г.М., Менгелиа Д.М. Магматизм и метаморфизм в палеозое Большого Кавказа в свете тектоники литосферных плит. - Геотектоника, 1978, № 4, с.64-69.

Кахадзе Р.Г. Петрология палеозойских метаморфитов зоны Главного хребта Большого Кавказа в пределах Верхней Сванетии. - Автореф. канд. дисс., 1982, 27 с.

Крупномасштабное геологическое картирование метаморфических формаций на примере Кавказа. Гамкрелидзе И.П., Джавахишвили Ш.И., Думбадзе Г.Д. и др. Тбилиси; Мецниереба, 1985, 108 с.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. - М.; Мир, 1976, 535 с.

Надарейшвили О.Ш. Габбро-гипербазитовый (офиолитовый) формационный пояс в структуре Главного Кавказского хребта. - Изв. АН СССР, 1977, № 10, с. 116-126.

Окроецваридзе А.В. Генетические виды палеозойских гранитоидов и мигматитов Абхазии. - Сообщ. АН ГССР, 1986, 124, № 1, с.117-120.

Сомин М.Л., Видяпин Ю.П. О строении метаморфического комплекса Главного Кавказского хребта в верховьях р.Лашипсе (Абхазия). - Тез. докл. У Конф. по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа. Ессентуки, 1980, с.127-129.

Татришвили Н.Ф. Об открытии эколгитов на Большом Кавказе. - ДАН СССР, 1970, т.190, № 4, с.944-946.

Татришвили Н.Ф. Геохимические особенности и генезис эколгитов и эколгитоподобных пород Большого Кавказа. - Тбилиси; Мецниереба, 1982, 73 с.

Хаин Е.В. Офиолиты в герцинской покровной структуре Передового хребта Северного Кавказа. - Автореф. канд. дис., М.; 1981, 29 с.

Чихелидзе К.С. Первая находка муассанита в пределах Грузии (Дзирульский массив). - Сообщ. АН ГССР, 1971, т.64, № 2, с.315-368.

Чичинадзе Г.Л. Петрология кристаллических пород юго-восточной части Софийского поднятия (Большой Кавказ). - Автореф. канд. дис., 1978, 27 с.

Чхотуа Т.Г. Петрология метаморфических образований Большого Кавказа в пределах северо-западной части Абхазии. - Автореферат

канд.дис., Тбилиси; 1971, 32 с.

Чхотуа Т.Г. Некоторые особенности эволюции регионального метаморфизма в комплексах Большого Кавказа. - Сообщ. АН ГССР, 1977, 87, № 1, с.114-116.

Чхотуа Т.Г., Думбадзе Г.Д. К петрологии дистеновых кварцитов и даек ставролит-гранатовых амфиболитов лабинской серии. - Сообщ. АН ГССР, 1971, 64, № 3, с.613-616.

Шенгелиа Д.М. Прогрессивная региональная метаморфическая зональность в метаморфитах лаштракской свиты.-XXIII Республ. н.т. конфер. проф.-преп.ГПИ, 1981,

Шенгелиа М.Д. Гранат-кордиерит-биотит-силлиманитовое равновесие в метаморфитах буульгенской серии. - Сообщ. АН ГССР, 122, №2, 1968, с.341-344.

Шенгелиа Д.М., Ахведлиани Р.А., Кецохвели Д.Н. Графитовый термометр. - ДАН СССР, 1972, т.235, №6, с.1407-1409.

Шенгелиа Д.М., Кецохвели Д.Н. Региональный метаморфизм низких и умеренных давления в Абхазии. - Тр. ГИН АН ГССР, нов.сер.,1982, вып.78, с.207.

Шенгелиа Д.М., Кецохвели Д.Н., Чичинадзе Г.Л. О выделении в лабинской серии верххлостбисской свиты в Абхазии. - Сообщ. АН ГССР, 1974, 76, № 1, с.121-125.

Шенгелиа Д.М., Кецохвели Д.Н., Чичинадзе Г.Л. Черные калиевые полевые шпаты из кристаллических сланцев Абхазии. - ДАН СССР, 1975, 224, № 1, с.186-189.

Шенгелиа Д.М., Кецохвели Д.Н., Чичинадзе Г.Л., Мгалоблишвили И.З. - Обнаружение жедрита на Большом Кавказе. - Сообщ. АН ГССР, 1976, 84, №3, с.641-644.

Шенгелиа Д.М., Цимакуридзе Г.К., Ахведлиани Р.А. О выделении в метаморфитах Тебердинского поднятия ладевальской свиты в Верхней Сванети. - Сообщ. АН ГССР, 1977, 87, № 1, с.109-112.

Шенгелиа Д.М., Чичинадзе Г.Л., Кахадзе Р.Г. Новые данные о геологическом строении восточной периферийной части Софийского поднятия. - Сообщ. АН ГССР, 1981, 103, № 2, с.361-363.

Шенгелиа Д.М., Чичинадзе Г.Л., Кецохвели Д.Н., Мгалоблишвили И.З., Кахадзе Р.Г., Попорадзе Н.Г. Новые данные об Ацгарском покрове на Северном Кавказе. - ДАН СССР, 1984, 274, № 6, с.1450-1453.

Abesadze M., Adania Sh., Chkotua T., Kekelia M., Shavishvili I. Somin M., Tsimaruridze G. Pre-variscan and variscan metamorphic complexes of the Caucasus.- Newsletter, 1982, N 4, p.5-12.

Adamia Sh., Chkotua T., Kekelia M., Lordkipanidze M., Shavishvili I., Zakariadze G. Tectonic of the Caucasus and adjoining regions: implication for the evolution of the Tethysoreean.- Journ. of Structural Geology, 1981, v.3, N 4, p.437-447.

Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites.- Journ. of Geology, 1975, v.83.

Zaridze G., Shengelia D. Hercynian magmatism and metamorphism of the Great Caucasus in the light of plate tectonics.- Bull. Soc..Geol. France, 1978, t.20, N 3, p.355-359.

Т.В.Иваницкий, Ш.А.Бухникашвили, Г.С.Закарладзе,
М.И.Джанджгава, М.А.Кекелия, Т.Д.Мchedlishvili, И.Д.Шавишвили

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ ГРУЗИИ

В статье рассмотрены содержание и распределение ряда редких и рудных элементов в гидротермальных сульфидных месторождениях и магматических породах. В частности, рассматриваются минералы-концентраты и носители редких и рудных элементов, обсуждается проблема источника рудного вещества, типизации гидротермальных месторождений в свете изотопного состава серы и ряд других проблем.

Примеси кадмия, германия, галлия, таллия, селена, теллура, рения, висмута и некоторых других элементов в сульфидных месторождениях

В настоящее время на содержание отмеченных элементов исследованы все генетические типы сульфидных месторождений (плутоногенные, вулканогенные, амагматогенные и колчеданные) Грузии в пределах складчатой системы Большого Кавказа, Аджаро-Триалети и кристаллического фундамента (Иваницкий, 1963).

Амагматогенные месторождения характеризуются высокой кадмиеносностью, таллиеносностью, германиеносностью (не германиеносны лишь барито-свинцово-цинковые проявления вулканогенных толщ). В проявлениях отсутствуют примеси селена, теллура, висмута, кобальта и никеля.

Плутоногенные и вулканогенные низкотемпературные проявления по сравнению с другими генетическими типами в общей сложности значительно беднее примесями. Наиболее высокие концентрации в этих проявлениях обнаруживает кадмий — 0,032–0,06 %. Концентрация висмута варьирует от 0,001 до 0,0035%. В некоторых проявлениях присутствуют довольно существенные концентрации галлия. Примеси — германия, галлия, селена, теллура, рения для этого типа не характерны.

Низко-среднетемпературные плутоногенные и вулканогенные месторождения наиболее интересны по набору редких элементов. Для плутоногенных и субвулканических медно-полиметаллических золотоносных рудопроявлений характерны высокие концентрации кадмия — от 0,07 до 1,86 %, значительные концентрации висмута — от 0,0016 до 0,11%, селена — от 0,0003 до 0,04 % и теллура — от 0,0005 до 0,03 %. Обнаружены значительные содержания галлия и примеси рения.

В гидротермально-осадочных медно-пирротиновых колчеданного типа проявлениях в терригенных толщах установлены селен — от 0,001 до 0,09% и теллур — от 0,0003 до 0,046%, висмут — от 0,0004 до 1 % и выше, никель — от 0,0014 до 0,054 % и кобальт — от 0,0045 до 0,075 %. Содержания кадмия менее существенны — 0,0006–0,075 %, а галлия еще меньше — 0,00014–0,001%. Наконец, в рудах отмечается и примесь рения — около $5 \cdot 10^{-5}$ %. Собственные минералы образуют теллур, висмут, кобальт и никель.

Вулканогенно-гидротермальные субмаринные барито-свинцово-цинковые колчеданные месторождения в вулканогенных толщах содержат кадмий — от 0,0063 до 0,19 %, галлий — от 0,0018 до 0,013 %, в меньшей степени таллий — 0,0007–0,0019% и еще меньшей — никель и кобальт. Для медносulfидных месторождений колчеданного типа характерны селен — от 0,0022 до 0,022 %, теллур — от 0,0014 до 0,008%, висмут — от 0,0022 до 0,022%, таллий — порядка 0,0001–0,0013%, галлий — от 0,0006 до 0,007% и кадмий — от 0,0007 до 0,25%. Кроме того, присутствует и примесь рения — около 0,00005% (собственные минералы образуют теллур и висмут). К этому же генетическому подтипу относятся серноколчеданные проявления, связанные с вулканогенной толщей среднего эоцена Аджарии. В них встречаются селен в повышенных содержаниях — от 0,01 до 0,058% и теллур — от 0,00014 до 0,006%.

К высокотемпературным плутогенным месторождениям в ороговевших зонах относится Цанское арсенопиритовое, для которого характерны селен со средним содержанием 0,009% и теллур — 0,0016%. В руде присутствует и примесь висмута.

Накопление определенного комплекса редких элементов в месторождениях зависит не только от генетического типа, но и от ассоциации главных sulfидов. Последние являются концентраторами и носителями той части редких элементов, которая рассеяна в руде в виде атомов, ионов и молекул.

В sulfидах главным концентратором и носителем редких элементов считался сфалерит. В sulfидных месторождениях Грузии редкие элементы накапливаются и в других минералах — галените, халькопирите, пирите, марказите и арсенопирите. Обращает на себя также внимание, что степень концентрации отдельных редких элементов в различных sulfидах неодинаковая. Так, например, сфалерит и вуртцит являются концентраторами кадмия, таллия и германия; сфалерит — селена и кобальта; галенит-таллия, германия, висмута, селена и теллура; халькопирит-селена, кобальта, висмута; пирит-таллия, селена, никеля, кобальта; пирротин — селена, теллура, висмута и кобальта; марказит — пирит — таллия и молибденит — рения. Следовательно, для каждого sulfида характерен определенный комплекс редких элементов.

Распределение примесей и предпочтительная их концентрация в определенных сульфидных минералах в точности не отражает истинной картины, которая в некоторой степени нарушена наличием в рудах собственных минералов этих элементов. Значительный интерес представляет заметное обогащение примесями светлых скорлуповатых сфалерит-вуртцитовых агрегатов, колломорфных стяжений пирита и марказит-пирита и колломорфных образований галенита. На примере многих регионов мира обогащение примесями колломорфных сульфидов, отмечается и другими исследователями. Концентрация многих примесей в коллоидных агрегатах сульфидов, видимо, обусловлена повышенной сорбционной способностью гелей. Не исключена возможность и нахождения редких элементов в ионной форме, когда они при образовании мицелл главных сульфидов входили в адсорбционный слой. При старении геля возникал твердый золь с примесями редких элементов. В некоторых случаях могла происходить и очистка сульфидов от примесей в процессе раскристаллизации гелевого осадка, на что указывают низкие концентрации примесей в агрегатах сульфидов с реликтовой колломорфной текстурой (Иваницкий, 1963; Иваницкий, Джанджава, 1980).

Таким образом, даже беглое рассмотрение формы нахождения примесей в рудах Грузии, показало, насколько сложным является этот вопрос.

Рассматриваемые элементы по времени накопления в рудах можно разделить на три группы: 1) элементы, накопление которых чаще всего происходит в продолжении главных сульфидных стадий и редко в конечных, они представлены кадмием, германием и галлием; 2) элементы, обладающие ясной тенденцией накапливаться в поздних, сравнительно слабо проявленных стадиях рудообразования - таллий, теллур, висмут; 3) элементы, накопление которых происходит в продолжении всего рудного процесса, либо в различное время - в начальных (кварц-пиритовых), главных и поздних стадиях - кобальт, никель и селен и в некоторой мере теллур.

Во многих месторождениях, в рудах которых присутствуют собственные минералы теллура и висмута, последние выделяются именно к концу процесса рудообразования в связи с образованием висмут-теллурических минеральных парагенезисов. Наиболее четко время накопления редких элементов устанавливается в малостадийных месторождениях. Более сложные взаимоотношения имеют место в многостадийных плутоногенных медно-полиметаллических золотоносных рудопроявлениях и особенно - в гетерогенных гидротермально-осадочных вулканогенных медно-пирротиновых месторождениях типа колчеданных залежей (Иваницкий, Джанджава, 1980).

На примере содержания таллия и германия в сульфидных минералах намечается некоторая латеральная зональность в месторождениях, видимо, обу-

славленная особенностями геологического развития многократно активизированного региона (Иваницкий, 1963). Так, содержания элементов-примесей в месторождениях юрского, мелового и палеогенового возраста, образование которых охватывает промежуток 130–140 млн. лет, варьируют в незначительной степени, т.е. геохимической специализации не наблюдается.

Изотопный состав серы сульфидных месторождений Грузии непостоянен. Он изменяется как в различных типах, так и в пределах одного и того же типа и даже одного и того же месторождения с вариацией δS^{34} в пределах 5‰. Наибольшая дисперсия отношения S^{32}/S^{34} установлена в амгамогенных месторождениях. Здесь намечаются две тенденции: а) значительное облегчение серы (δS^{34} от -0,5 до -25‰), характерное для галенит-сфалеритовых и барит-галенит-сфалеритовых руд; б) существенное утяжеление серы (δS^{34} от +5 до +21‰) также наблюдаемое в галенит-сфалеритовых рудах более молодых месторождений.

Изотопные отношения серы медно-пирротиновых рудопроявлений южного склона Большого Кавказа характеризуются меньшим разбросом δS^{34} (от +5,3 до +9,1‰). По этому признаку эти оруденения стоят ближе к ювенильным образованиям, однако в источнике серы некоторую роль, видимо, играла и сингенетическая пиритовая минерализация в рудомещающей нижнерурской толще (Иваницкий, Кавиладзе, Рубинштейн, 1975).

Относительным постоянством состава серы обладают плутогенные и вулканогенные медно-полиметаллические золотосные рудопроявления сложного минерального состава Аджаро-Триалети (δS^{34} от +3,1 до -4,9‰) и Артвино-Болнисской зоны (δS^{34} от +3,2 до -5,6‰). Заметную дисперсию изотопных отношений с тенденцией облегчения серы (δS^{34} от +0,2 до -13,0‰) выявляют серноколчеданные руды в вулканогенно-осадочной толще палеогена западной части Аджаро-Триалети. Медноколчеданные месторождения, залегающие в меловом вулканогенно-осадочном чехле Артвино-Болнисской зоны характеризуются незначительным утяжелением серы при относительном постоянстве изотопных отношений (δS^{34} от +6,1 до -1,3‰), что указывает на большую роль ювенильной серы в сложении этих руд.

Таким образом, изотопный состав сульфидной серы различных гидротермальных месторождений Грузии гетерогенен. Можно считать, что наряду с глубинной серой в составе руд участвовала и сера других источников – осадочных сульфидов, гипсоносных толщ, морского сульфата и сульфатных подземных вод (Иваницкий, Кавиладзе, Рубинштейн, 1975).

Примеси свинца, цинка, меди, олова, молибдена, редких земель, лития и рубидия в интрузивных породах

Исследования в этом направлении осуществлены в целях поисков источника рудного вещества и уточнения генетической связи гидротер-

малых месторождений с магматизмом. Они были многообещающими и в установлении закономерностью распределения примеси в минеральных парагенезисах пород.

Для изучения были выбраны магматические образования рудных узлов, где геологическими данными доказывалась связь сульфидных образований с интрузивными образованиями. Исследованы интрузивы Мерисского, Локского, Храмского, Келасурского, Горабского, Арджеван-Гуджаретского и Зекарского рудных узлов, а также вмещающие их вулканогенно-осадочные толщи.

Мерисский интрузивный комплекс. Установлено, что в связи с аутометасоматическим изменением сиенит-диоритовых пород эоценового возраста (к/Аг возраст 44+4 млн. лет) происходит значительное перераспределение компонентов в породах и вынос некоторых из них. Интрузивы характеризуются 3-6-кратным обогащением медью, 1,5-2-кратным обогащением цинком, и 2-4-кратным обеднением свинцом по сравнению с кларком этих элементов в соответствующих породах земной коры (кларки по А.П. Виноградову). Следовательно, Мерисские интрузивы (Мерисси, Чалаты, Намонастревы и др.) выявляют некоторую положительную геохимическую специализацию, выраженную высокими содержаниями меди в породах. Обращает на себя внимание и высокое содержание меди в породах вулканогенной толщи эоцена (Иваницкий и др., 1968). На основании полученных данных эту часть Аджаро-Триалети можно рассматривать в качестве медной провинции, что согласуется с широким развитием здесь медных гидротермальных жильных месторождений.

Исследование редкоземельных элементов (РЗЭ) показало, что для пород щелочно-земельной серии Мерисского интрузива и расположенных восточнее тел характерен максимальный диапазон изменений концентрации РЗЭ при минимальных вариациях в составе ($\frac{\sum Ce}{\sum Y}$). Субщелочные породы отличаются увеличением изменения отношения $\frac{\sum Ce}{\sum Y}$ при меньших колебаниях суммы РЗЭ. Максимальным изменением состава РЗЭ характеризуются интрузивы более высокой кремнекислотности и щелочности.

Локский полициклический интрузивный комплекс. В герцинических гранодиоритах и аплитах содержание свинца в 1,5 раза ниже кларка свинца для кислых пород. Еще беднее свинцом юрские гранитоиды. В кларковых концентрациях свинец содержится в юрских и палеогеновых порфиритах и диабазо-порфиритах. Калий-свинцовое отношение указывает, что в гранитоидах отсутствуют как признаки абсолютного обогащения свинцом, так и относительное обогащение по сравнению с калием. Следовательно, гранитоидная магма рудного узла не является специализированной на свинец.

Все породы узла обогащены цинком, на что указывает низкие зна-

чения магний-цинкового отношения. В герцинских гранитоидах ясно видна тенденция к их обеднению цинком в последовательном ряду дифференциатов. В Локском узле устанавливаются признаки положительной геохимической специализации по циклу в породах от нижнего палеозоя до палеогена включительно.

Медь в вышекларковых концентрациях присутствует в юрских и палеогеновых основных породах. В герцинских гранитоидах она распределена неравномерно, средние ее концентрации в два раза более низких, чем в средних и кислых породах земной коры.

Характер металлогении рудного узла (цинковая минерализация юрского и медная третичного возраста) в какой-то степени коррелируется с геохимической специализацией разновозрастных комплексов пород. Так, высокие концентрации олова выявлены в некоторых альбитизированных калишпатизированных и грейзенизированных гранитоидах. В них содержание олова в 5-6 раз превышает кларк этого элемента для кислых пород (Иваницкий, Мгелиашвили, 1971).

Габбро, кварцевые диориты, граниты обладают более низкими содержаниями РЗЭ, чем их кларки. При становлении палеозойских гранитоидов происходило фракционирование РЗЭ и вариации в их содержаниях. Разделялись элементы цериевой и иттриевой групп. В первой особую роль играли церий и неодимий, а во второй - иттрий и отчасти диспрозий. В юрских интрузивах содержание РЗЭ намного ниже (Геохимия Грузии, 1977).

Х р а м с к и й полициклический интрузивный комплекс. В палеозойском гранитоидном комплексе свинцом наиболее богаты разнородные кварцевые диориты. Содержание цинка во всех разновидностях гранитоидов высокое. На цинковую специализацию этих пород указывают и высокие значения цинково-свинцового отношения, чем они сходны с локскими.

Медь присутствует в нижекларковых (в 1,5 раза) концентрациях. Как ее содержание, так и значение отношения железа к меди не выдержано и варьирует в широких пределах. Распределение меди, как и в локских гранитоидах, не соответствует дифференциационной специализации. На фоне некоторой аномальности в содержаниях всех трех рудных элементов для отдельных членов комплекса не наблюдается резкого увеличения или уменьшения их содержаний, что позволяет рассматривать их распределение в храмском массиве, как качественно новое явление.

В палеозойских гранитоидах происходило фракционирование состава РЗЭ на цериевую и иттриевую группы и вариации в их содержаниях. Юрские аплитовидные граниты характеризуются значительно более низкими содержаниями РЗЭ по сравнению с другими гранитоидами.

Таким образом, содержание и распределение РЗЭ в Храмском вы-

ступе древнего фундамента аналогичны картине наблюдаемой в Локском выступе (Иваницкий и др., 1987).

Келасурский гранитоидный интрузив среднеюрского возраста (по следу K/Ar возраст 155–170 млн. лет) считался материнским для пространственно связанных с ним полиметаллических руд. Слабые проявления оловорудной и молибденовой минерализации в гранитоидах вызвали интерес и к вопросу специализации гранитоидов на эти элементы.

Концентрация свинца, цинка, олова и молибдена в келасурских гранитоидах ниже их кларка для кислых пород. Распределение отмеченных элементов по породам всех интрузивных фаз в большинстве случаев согласуется с нормальным законом распределения. Выявлен аномальный характер поведения свинца и цинка в магматическом процессе – концентрация свинца уменьшается в конечных продуктах дифференциации, а концентрация цинка остается примерно на одном уровне. В связи с низкими содержаниями олова и молибдена, келасурские гранитоиды не могут быть отнесены к олово – и молибденоносным гранитоидам. Незначительные содержания свинца, цинка, олова и молибдена, видимо, не дают основания для рассмотрения келасурских гранитоидов в качестве рудогенерирующих для полиметаллических, оловорудных и молибденовых оруденений.

Горабский гранодиоритовый полициклический интрузив представляет собой сложно построенный массив, включающий реликты палеозойских пород. Возраст интрузива среднеюрский (K/Ar возраст по биотиту 175+10 млн. лет). Содержание свинца приближается к кларковым значениям для кислых пород, однако наблюдается значительный разброс концентраций этого элемента. Для цинка разброс менее характерен, чем для свинца. Среднее содержание цинка низкое. Концентрация олова в гранодиорите чуть выше его кларка для аналогичных пород (около 2 г/т), а в гранитах – в 1,5 раз ниже кларкового значения. Содержание молибдена в диоритовых породах имеет кларковое значение. Полученные данные не позволяют считать Горабский интрузив потенциально рудогенерирующим.

Ардчеван-Гуджаретский постсреднеэоценовый габбро-диорит-сиенитовый интрузив (K/Ar возраст 41+4 млн. лет). Установлена обогащенность всех фаз постсреднеэоценового магматизма медью, цинком и золотом, концентрация которых намного превышает кларки этих элементов для соответствующих пород земной коры. Эта особенность, видимо, характерна для магматизма данного региона. Нельзя утверждать, что содержание отмеченных металлов первична, поскольку аутометасоматические процессы вполне могли ими обогатить породу (Иваницкий и др., 1987).

В Арджеван-Гуджаретском интрузиве установлена широкая вариация как абсолютных содержаний РЗЭ (от 40 до 230 г/т), так и их со-

ставов ($\sum Ce/\sum Y$ колеблется от 0,7 до 7,0). Для известково-щелочных пород характерно значительное изменение содержания РЗЭ при незначительном изменении их составов. Для субщелочных пород отмечается сравнительно небольшое колебание содержания РЗЭ при широком изменении составов. Следовательно, степень фракционирования составов РЗЭ возрастает от пород наименьшей к породам высокой щелочности. Установлено, что в ряду пироксен – роговая обманка – биотит уменьшается роль кристаллохимического фактора в распределении РЗЭ и основное значение приобретает их концентрация в расплаве.

З е к а р с к и й постсреднеэоценовый интрузив. Распределение редкоземельных элементов полностью определяется парагенетическими ассоциациями пород. При относительном постоянстве суммы РЗЭ субщелочные породы обогащаются основными членами лантаноидов (лантаном, церием, празеодимом и неодимом). Вариации состава РЗЭ следует рассматривать как надежный геохимический критерий щелочности среды при формировании магматических пород. Для лития характерно относительное постоянство его содержания во всех разновидностях, независимо от кремнекислотности и щелочности. Для рубидия отмечается накопление в более кислых дифференциатах известково-щелочных и субщелочных ассоциаций (Кекелия, 1972).

Резюмируя данные по главным рудным узлам Грузии в отношении геохимической специализации магматических пород на свинец, цинк, медь, олово и молибден, нельзя прийти к однозначному выводу возможности ее использования в качестве критерия генетической связи оруденения с магматизмом. Специализация магматических пород может быть как положительной, так и отрицательной и не всегда четко выдержана. Это служит лишь косвенным свидетельством справедливости вывода, что поведение рудных элементов значительно в магматическом процессе обладает индивидуальностью (Иваницкий и др., 1987).

Л и т е р а т у р а

Геохимия Грузии (отдельные фрагменты). – Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., 1977, вып.55, 175 с.

Кекелия М.А. Геохимические особенности и петрология Зекарского массива. – Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., 1972, вып.28, 144 с.

Иваницкий Т.В. Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии. Монография, 1963, 369 с.

Иваницкий Т.В. и др. Геохимия и металлогенетическая специализация интрузивов Аджарии. Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., 1969, вып.20, 147 с.

Иваницкий Т.В., Мгеладзе Т.Н. Геохимия свинца, цинка и меди в магматических породах Локского массива в связи с вопросом металлогенической специализации пород. - Тр. ГИН АН СССР, нов.сер., 1971; вып.27, 135 с.

Иваницкий Т.В., Кавиладзе М.Ш., Рубинштейн М.М. Изотопный состав серы свинцово-цинковых и медных гидротермальных месторождений Грузии. - Геохимия, 1975, №7, с.990-998.

Иваницкий Т.В., Джанджгава М.И. Геохимия сульфидных месторождений Грузии (редкие элементы и изотопный состав серы). - Тр. ГИН АН СССР, нов.сер., вып.70, 1980, 144 с.

Иваницкий Т.В. и др. Геохимия редких элементов в магматических породах Грузии. - Тр. ГИН АН СССР, нов.сер., вып. 95, 1987, с.147.

ГЕРЦИНСКИЙ ПЛУТОНИЗМ КАВКАЗА

Герцинские плутонические породы встречаются в следующих с севера на юг геотектонических зонах Кавказа (рис.1): в эпипалеозойской Предкавказской (Скифской) платформе, где они вскрыты буровыми скважинами; в палеозойских зонах Большого Кавказа-Бечасьинской, Передового хребта и Главного хребта; в выступах фундамента Закавказского срединного массива. В частности они распространены к северу от Малокавказской офиолитовой зоны, которая делит Кавказ на две геологические провинции: активную окраину на севере и пассивную - на юге (Адамия, Шавишвили, 1979).

Некоторые вопросы, касающиеся герцинского гранитоидного магматизма Кавказа, освещены в работе Ш.А.Адамия и др. (Adamia et al., 1983). В таблице приводятся суммарные данные о петрографическом и химическом составах и геохронологии герцинских гранитоидов Кавказа.

В восточной и центральной частях Предкавказской молодой платформы гранитоиды вскрыты буровыми скважинами на глубинах от 1,5 до 5 км (Геол.СССР, т.9, 1968; Симон, Чапцкий, 1981). Площадь их распространения составляет около 10-15 %, но буровыми скважинами они вскрыты лишь в районах с неглубоким залеганием доальпийского фундамента. Гранитоиды интродуцированы в складчатые слабометаморфизованные отложения девона и карбона и трансгрессивно перекрыты платформенными отложениями триаса, юры и мела. Здесь развиты филлиты, глинистые сланцы, алевролиты и другие кластические породы, а также пермо-триасовые вулканиты. В редких случаях граниты размещены в кристаллических сланцах низких и средних ступеней метаморфизма. Местами отмечаются скарны, связанные с кварцевыми диоритами. К/Ar датировки (250-310 млн.лет) хорошо согласуются с геологическими данными о позднепалеозойском возрасте (главным образом карбоновом) гранитоидов. Преобладающую их часть в Предкавказье слагают диориты, кварцевые диориты и гранодиориты (см. табл.). Согласно классификации гранитов (Chappell, white, 1974; Whalen, Currie, Chappell, 1987) ведущий тип - s-граниты; s-граниты играют подчиненную роль. Глубина формирования гранитоидов, по-видимому, не превышала 5-6 км.

В пределах Бечасьинской зоны в глубокооврезанных ущельях обнажаются крайне северные выходы гранитоидов. На западе этой зоны об-

Петрографо-геохимические особенности и геохронологические данные для герцинских гранитоидов Кавказа

Приводится по Г.Д.Афанасьеву (1968), Д.М.Шенгелиа (1972), М.А.Кекелия и др. (1977), И.М. Горохов и др. (1978), А.К.Симон, В.П.Чапский (1981), Ш.А.Адамия и др. (1983), А.Г.Гурбанов и др. (1984), С.В.Чесноков, И.С.Красивская (1985).

Геотектоническая единица	Петрографические особенности	Химические особенности	Тип гранитоидов	Возраст млн. лет (К/Ar)
1	2	3	4	5
Предкавказская платформа	Диориты, кварцевые диориты	57-62 % SiO ₂ , Na ₂ O/K ₂ O > 1 A/CNK ≥ 1	S	250-310
	Гранодиориты	66-68 % SiO ₂ , Na ₂ O/K ₂ O ≥ 1 A/CNK ≈ 1	S	
Бечасынская зона	1. Даховский и Сахрайский массивы Гранодиориты	65 % SiO ₂ , A/CNK > 1	S	287 [±] 10 (645 [±] 10)
	Кварцевые диориты	59 % SiO ₂ , A/CNK ≈ 1	S	
	Лейкократовые граниты и аплиты	72-75% SiO ₂ , A/CNK > 1	S	
	2. Гранитоиды рек Малка и Мушт Плаггиограниты	68-73% SiO ₂ , A/CNK > 1	S	280-304
	Гранодиориты	68% SiO ₂ , A/CNK > 1	S	
Граниты	68-72% SiO ₂ , A/CNK ≈ 1	S		

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5
Бечасинская зона	3. Интрузии р.Кубани Габбро-диориты Аляскиты Гранит-порфиры	52-54% SiO ₂ 75% SiO ₂ , A/CNK > 1	I S	360-380 250-280 284 ± 10, 266 ± 10
Зона Передового хребта Большого Кавказа	Тоналиты Плагииграниты Аляскиты	64-68% SiO ₂ , A/CNK < 1 73-74% SiO ₂ , A/CNK < 1	I I	273 ± 10, 392 ± 10
Зона Главного хребта Большого Кавказа	Кварцевые диориты, гранодиориты, плагииграниты Биотитовые граниты, биотит-мусковитовые граниты, аляскиты	54-68% SiO ₂ , K ₂ O/Na ₂ O > 1 A/CNK > 1. Высокие содержания: Li, Rb, Sn, Pb, Zn, P33; низкие содержания: Sr, Zr, V SiO ₂ > 70%, A/CNK ≤ 1 Высокие содержания: P33, Li, Rb, F, Sn, V, Zn, Pb Низкие содержания: Sr, Zr	S S	360 240 - 280 250 - 360
Закавказский срединный массив	I. Дзиргульский выступ Догранитный фундамент (гнейсово-мигматитовый комплекс) Гранитоиды: кварцевые диориты, гранодиориты	60-68% SiO ₂ , K ₂ O/Na ₂ O I, A/CNK < 1 Низкие содержания: Y, P33, Rb, Li. Высокие со-	I	

1	2	3	4	5
Закавказский срединный массив	граниты	держания: F, Zn, V, Co, Ni, 70-75% SiO ₂ , K ₂ O/Na ₂ O > 1 A/CNK > 1. Низкие содержания: Ni, Cr, Co, Sn, Li. Высокие содержания: PЗЗ, Y, F, V, Rb, Pl	S S	255-355
	2. Храмский выступ Догранитный фундамент (гнейсово-мигматитовый комплекс) Гранитоиды: кварцевые диориты, гра- ноидиориты	62-70% SiO ₂ , K ₂ O/Na ₂ O ≥ 1 A/CNK ≤ 1. Низкие содержания, PЗЗ, Li, Rb, Zn, Ni, V Высокие содержания: F, Co, Cr, Sn	I	355
	граниты	70-76% SiO ₂ , K ₂ O/Na ₂ O ≥ 1, A/CNK ≥ 1. Низкие содержания: Li, V, Co, U, PЗЗ. Высокие содержания: Rb, Zn, F, Cr, Th. Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ - 0,7163, 0,7117 - 0,7177, 0,7104	S	
	3. Локский выступ Кварцевые диориты, граноидиориты	54-68% SiO ₂ , K ₂ O/Na ₂ O < 1 A/CNK < 1. Низкие содержа- ния: PЗЗ, Rb, Li, F, Sn, Zn, U, Th	I	

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5
	Граниты	70-76 % SiO ₂ , K ₂ O/Na ₂ O ≥ 1 A/CNK > 1. Низкие содержания: R33, Rb, Li, Cr, Zn, U, Th. Высокие содержания: Co, Ni, Pb, Sn, V	s	250-340

SiO₂, K₂O, Na₂O - вес.%; редкие элементы - г/т. A/CNK - Al₂O₃/CaO + Na₂O + K₂O (Мол.%)
Химические и геохимические особенности приводятся на основании средних данных. Под "высоким" содержанием редких элементов подразумевается относительно высокое содержание по сравнению с гранитоидами Локского выступа, характеризующегося наиболее примитивным составом. В общем же, содержание редких элементов - в пределах кларковых.

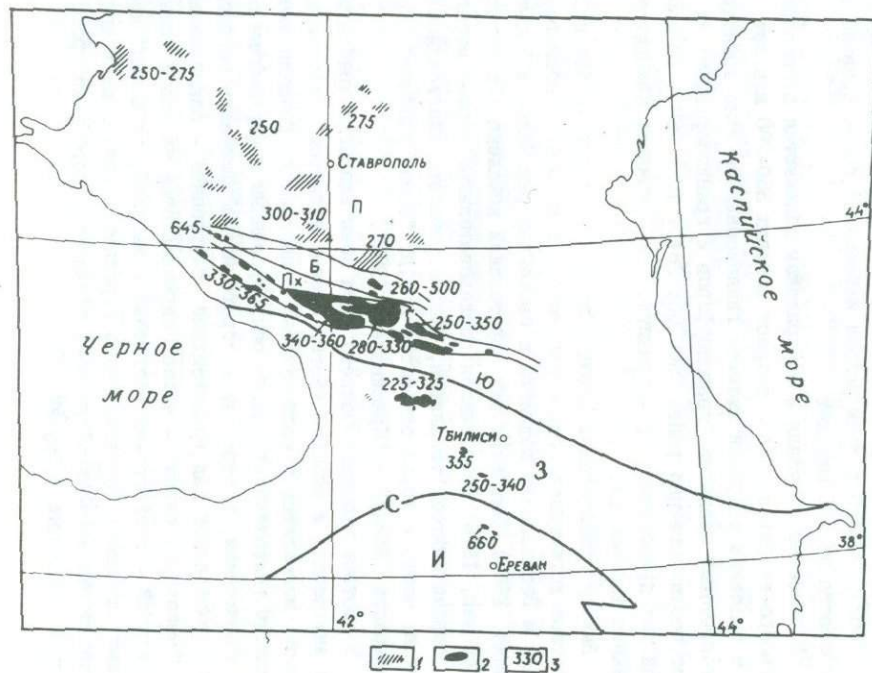


Рис. I. Схема распространения гранитоидов в геотектонических единицах Кавказа. 1 - гранитоиды в скважинах; 2 - обнаженные гранитоиды; 3 - радиогенный возраст гранитоидов. Геотектонические единицы: П - Предкавказья, Б - Бечасинская, ПХ - Передового хребта, Г - Главного хребта, Ю - Южного склона, З - Закавказская, С - Малокавказская офиолитовая, И - Малокавказская часть Иранской области.

нажены гранитоиды Даховского и Сахрайского массивов, большая часть которых представлена биотит-роговообманковыми гранодиоритами ($SiO_2 = 64-65$ вес %) с останцами кварцевых диоритов и отчасти плагиогранитов. Эти породы, относящиеся к гранитоидам S-типа, секутся многочисленными жилами лейкократовых гранитов и аплитов ($SiO_2 = 72-75$ вес %) S-типа, с подчиненным количеством гранитов I-типа (см. табл.). Отмечаются широкие колебания K/A г возраста метаморфитов и гранитоидов Даховского массива - от 287 ± 10 млн. лет (Аянов и др., 1974).

На востоке Бечасынской зоны, в ущельях рек Малки и Мушт отмечается крупный выход гранитоидов, среди которых преобладают биотитовые и биотит-мусковитовые граниты; подчиненную роль играют мусковитовые и аляскитовые разновидности, а также гранодиориты и плагиограниты. Все перечисленные разновидности относятся к S-гранитам. K/A г возраст плагиогранитов р. Малки 280-304 млн. лет (Афанасьев и др., 1968). Однако в этом районе известны и более древние гранитоиды возраста до 500 млн. лет.

В бассейне р. Кубани и ее притоков обнажаются штокообразные тела габбро-диоритов, K/A г возраст которых 360-380 млн. лет. Кроме них в бассейне р. Кубани имеются гипабиссальные тела гранодиоритов, лейкократовых гранитов, кварцпорфиров и гранитпорфиров; их K/A г возраст соответственно равен 250-280; 284 ± 10 и 266 ± 10 млн. лет. Среди них преобладают I-граниты, S-граниты находятся в подчиненном количестве.

Выходы гранитоидных пород в зоне Передового хребта наблюдаются в составе догерцинско-раннегерцинского комплекса Блыбского, Ацгаринского и Бескесского поднятий в бассейнах рек Малой и Большой Лабь (Плошко, 1965). Блыбский или Уруштенский комплекс (Геология Большого Кавказа, 1976) представлен последовательной серией метагабброидов, серпентинитов, тоналитов, плагиогранитов, плагиоаляскитов и аплитов, часть которых относится к т.н. "серым гнейсам" герцинского возраста (Чесноков, Красивская, 1985).

В составе кристаллического ядра зоны Главного хребта различаются внутренняя и внешняя части. Первая является областью развития гнейсов, мигматитов и калишпатовых гранитоидов. Внешняя часть представлена тектонически сильно редуцированным и нарушенным сланцевым обрамлением, в строении которого метаморфические образования резко преобладают над гранитоидами. Внутренняя - сиалическая часть, т.н. "макерская серия" - четко подразделяется на два комплекса пород: нижний - гнейсово-мигматитовый и верхний, сложенный кристаллическими сланцами. Основная часть герцинских гранитоидов приурочена к выходам гнейсово-мигматитового комплекса, породы которого служат подошвой гранитных интрузий.

Среди гранитоидов зоны Главного хребта, приуроченных в основном к двум субширотным тектоническим блокам — Софийскому на юге и Теберда-Дигорскому на севере, — выделяются два комплекса. В первый входят среднепалеозойские гнейсовидные и массивные кварцевые диориты, плагиограниты и гранодиориты (Афанасьев и др., 1968). Второй гранитный комплекс, состоит из гетерогенных и гомогенных образований. Группа гетерогенных гранитоидов, представленных в основном гранодиоритами и гранитами, обнаруживает тесную генетическую связь с интенсивно метаморфизованными сиалическими породами и представляет собой продукт гранитизации последних. В разновидностях этих гранитоидов нередко содержатся крупношестоватый силлиманит и агрегаты фибролита. Они относятся к S — гранитам (Adamia и др., 1983). Значения K/Ar возраста гранодиоритов и гранитов гетерогенных массивов колеблется от 250 до 360 млн. лет. Однако наличие галек микроклиновых гранитов в молассах среднего карбона указывает на то, что они в основном были сформированы в раннем карбоне, до начала позднегерцинского этапа развития Большого Кавказа (Чесноков, Красивская, 1985).

Гомогенные массивы биотит-мусковитовых гранитов составляют центральную часть зоны кристаллического ядра и образуют преимущественно конкордантные интрузии. Они характеризуются однородностью петрохимического состава с содержанием SiO_2 от 70 до 73 %, отношением K_2O/Na_2O равным единице и довольно выдержанными 14–15% Al_2O_3 . Среди них наиболее распространены S — граниты; I — тип находится в подчиненном количестве.

Большую часть Дзиркульского выступа Закавказского срединного массива (см. рис. I) составляют гранитоиды. Выделяются две самостоятельные группы — (1), кварцевые диориты и тоналиты и (2) равномернотермические биотитовые, биотит-мусковитовые и мусковитовые граниты, порфириобластические граниты и аляскиты.

Породы кварцево-диоритового состава содержат множество ксенолитов габбро-амфиболитов, а также кристаллических сланцев и гнейсов.

К группе гранитов относятся все микроклинсодержащие породы независимо от их происхождения. Выделяются магматические граниты, представленные рядом интрузивных тел и граниты, образовавшиеся в результате процессов гранитизации (Заридзе и др., 1964). Среди магматических гранитов встречаются милонитизированные и катаклазированные разновидности, пространственно приуроченные к флишам Чорчано-Уцлевской полосы. В виде отдельных штокообразных тел, даек и жил на Дзиркульском выступе выделяются мусковитовые граниты, пегматиты и аплиты, являющиеся конечными продуктами герцинского гранитного плутонизма.

Возраст кварцево-диоритовой группы принят как раннегерцинский, тогда как группа гранитов является более поздним герцинским образованием (Адамия, 1968).

Петрохимические данные показывают, что составы кварцевых диоритов отвечают нормальным составам: K_2O и Na_2O содержится приблизительно в равных количествах, тогда как в гранитах отношение K_2O/Na_2O больше единицы. Кварцевые диориты и граниты обладают более высокими содержаниями редких элементов, чем гранитоиды более южных выступов Локского и Храмского массивов. По содержанию F, Sn, V, Co и др. граниты проявляют близость к известково-щелочному типу палингенных гранитов (Таусон, 1977).

Храмский выступ фундамента Закавказского срединного массива сложен гнейсово-мигматитовым, базитовым и гранитным комплексами пород. Самыми древними являются гнейсы, большая часть которых отвечает парагнейсам, и мигматиты. Этот комплекс в сооружении Храмского выступа занимает гипсометрически низкие уровни. Предположительный возраст гнейсов – поздний протерозой (?) – ранний и средний палеозой. В группе гранитов выделяются биотитовые, биотит-мусковитовые и аляскитовые граниты. Среди них имеется небольшой интрузив штокообразной формы кордиеритосодержащих биотитовых гранитов, характерных лишь для Храмского выступа (Кекелия и др., 1975). В гранитах Храмского выступа встречаются многочисленные ксенолиты гнейсов, мигматитов, габбро и амфиболитов.

Пространственные взаимоотношения гранитов и пород гнейсово-мигматитового комплекса свидетельствуют о пластовом залегании гранитного тела (Хуцишвили, 1977). Наиболее вероятным временем формирования гранитов является ранний карбон (350–355 млн. лет, см. табл.).

Локский выступ (см. рис. I) слагают кварцевые диориты, гранодиориты, биотитовые, биотит-роговообманковые, биотит-мусковитовые, мусковитовые и аляскитовые граниты. Среди них выделяются две возрастные группы: более древняя, состоящая из кварцевых диоритов, тоналитов, гранодиоритов, и более молодая, содержащая биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные и аляскитовые граниты. Отмеченные группы соответствуют двум различным по времени магматическим циклам.

Пространственное расположение и взаимоотношения кварцевых диоритов, нормальных гранитов и кристаллических сланцев дают основание предполагать, что гранитоиды Локского выступа образовались в результате межформационного внедрения пластообразного гранитного интрузива вдоль контакта кварцевых диоритов с метаморфическим комплексом (Хуцишвили, 1978). Внедрение происходило, по-видимому, на глубине 5–10 км. Однако не исключена возможность тектонического контакта между ними.

Интрузия не сопровождается роговиками на контакте с вмещающи-

ми кристаллическими сланцами. Контакты резкие, иногда наблюдаются маломощные зоны катаклаза и милонитизации. Для кварцевых диоритов и микроклиновых гранитов характерны ксенолиты основных (габбро и амфиболитов) пород и кристаллических сланцев. Внутри тел кварцевых диоритов и гранитов наблюдаются фациальные разновидности и петрохимические вариации, отсутствует фазность.

Разновидности гранитов (биотитовые, биотит-мусковитовые, аляскистовые) характеризуются постепенными взаимопереходами, лишь мусковитовые граниты и аплиты обособлены в виде даек и штокообразных тел, с ними пространственно связаны и немногочисленные тела пегматитов. Наибольшим распространением среди герцинских гранитоидов пользуются биотитовые граниты (I-граниты). Самостоятельную группу пород образуют биотит-роговообманговые кварцевые диориты, тоналиты, гранитоиды (I-граниты), возраст которых условно принимается как доварисский-ранневарисский (Adamia и др., 1983). Гранитоиды Локского выступа характеризуются низкими содержаниями редких элементов, проявляя близость (Таусон, 1977) к мантийным гранитоидам толеитового типа и частично - к щелочному типу палингенных гранитов.

В гранитоидах Закавказского срединного массива (Локский, Храмский, Дзирульский выступы) устанавливается четкая северонаправленная латеральная полярность с увеличением содержания щелочей и ряда литофильных элементов с юга на север (Абесадзе и др., 1982).

Составы гранитоидов Большого Кавказа и Закавказского срединного массива лежат в полях гранитов и гранодиоритов на диаграмме (рис. 2А). А.Г.Гурбанов и др. (1984) указывают также на наличие кварцевых монзонитов. Граниты ложатся в область тройной эвтектики (рис. 2 Б, Г) и не наблюдаются признаков дифференциации, т.е. состав начальной расплава близок к составу эвтектоидного гранита, давшего единый комплекс биотитовых, биотит-мусковитовых и лейкократовых гранитов (рис. 2 В).

В пределах Закавказского срединного массива, наряду с другими образованиями, выделяются породы незрелой островной дуги, возраст которых предположительно раннегерцинский, хотя не исключено, что они могут быть докембрийскими образованиями. Они представлены набором пород, объединяемых в гнейсово-мигматитовый комплекс. В Храмском выступе в этом комплексе установлены небольшие выходы (тектонические чешуи?) серпентинитов, а также ассоциирующих с ними пироксенитов, габбро и амфиболитов (Кекелия и др., 1977).

В фундаменте Дзирульского выступа имеются выходы метагаббро, метадиабазов и амфиболитов, представляющих собой догранитные образования в составе гнейсово-мигматитового комплекса. В так называемой Чорчано-Удлевской тектонической полосе, наряду с филлитами, филлонитами и катаклазитами, развиты тектонические чешуи габбро,

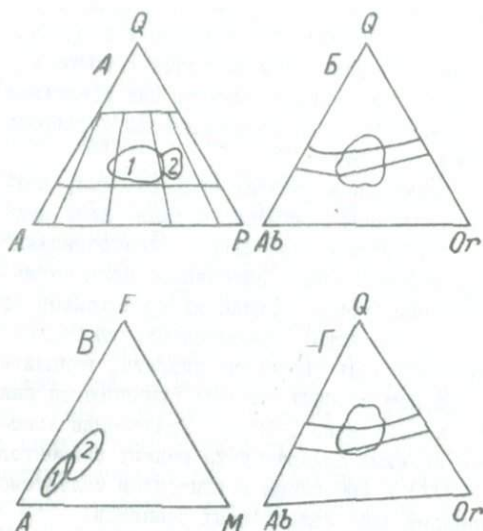


Рис. 2. Тройные диаграммы составов для Гранитоидов Большого Кавказа (А, Б, В) и Закавказского среднего массива (Г).

А - диаграмма АQP (1 - граниты, 2 - кварцевые диориты - гранодиориты^х; Б - диаграмма Аb-Q-Or для группы гранитов; В - диаграмма АFM (1 - граниты, 2 - кварцевые диориты - гранодиориты); Г - диаграмма Аb-Q-Or для группы гранитов.

^х
(приводится по А.Г. Гурбанову и др., (1984).

амфиболитов и серпентинитов. По петролого-геохимическим особенностям (Кекелия и др., 1977) серпентиниты Храмского и Дзирульского выступов проявляют сходство с гарпбургитами срединно-океанических хребтов и относятся к продуктам серпентинизации тугоплавкого остатка верхней мантии, крайне обедненного щелочами и редкими землями.

В метабазитах Дзирульского выступа содержание SiO_2 составляет 47-52 вес.% с максимумом 50-52 вес.%. По соотношению $Ti/Gr: Ni$ и V/Gr они отвечают островодужным толеитам. Лишь небольшая часть амфиболитов попадает в поле абиссальных толеитов, большинство же базитов лежит в поле известково-щелочных и толеитовых серий (Адамия и др., 1985).

Гранитоиды, в зависимости от тектонического положения, могут быть подразделены на четыре главные группы: 1) гранитоиды океанических хребтов; 2) гранитоиды вулканических дуг; 3) внутриплитовые и 4) коллизионные граниты (Pearce и др., 1984). По петролого-геохимическим характеристикам можно судить о принадлежности их к той или иной группе.

На диаграмме (рис.3) показано, что граниты зоны Главного хребта по содержаниям Ba, Th, Rb, Ce, Sm, Y, Yb соответствуют гранитам вулканических дуг. В частности, они близки к гранитам Чили и Ямайки, т.е. к высококальциевым известково-щелочным сериям, характерным для активных континентальных окраин. Более примитивными составами характеризуются граниты Закавказского срединного массива, при этом, как было показано ранее, они проявляют северо-

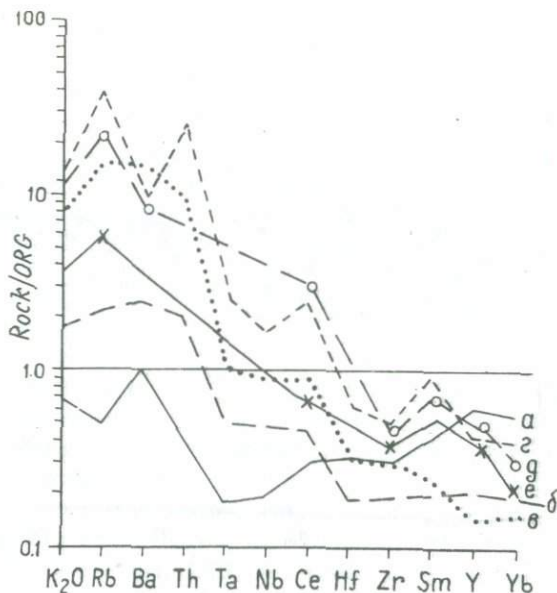


Рис. 3. Диаграмма соотношения содержания в породе к граниту СОХ (Сред. океанич. хребет) (по Pearce et al., 1984) для гранитов Закавказского срединного массива, Большого Кавказа и гранитов вулканических дуг: а - Оман, б - Ньюфаундленд, в - Ямайка, г - Чили, д - Большой Кавказ, е - Закавказский срединный массив.

направленную латеральную зональность. Сравнение показывает, что граниты Закавказской островной дуги занимают промежуточное положение между зрелой (Чили, Ямайка) и незрелой (Оман, Ньюфаундленд) вулканическими дугами.

По содержанию рубидия и иттрия исследованные породы соответствуют гранитоидам вулканических дуг (рис. 4, поле Б, Г). Лишь небольшая часть гранитоидов Большого Кавказа и Дзиркульского выступа Закавказского срединного массива лежит в поле внутриплитовых гранитов (см. рис. 4, поле А, В), что, наряду с нижеприведенными петрохимическими и геохимическими данными, свидетельствует о более зрелом характере этих пород.

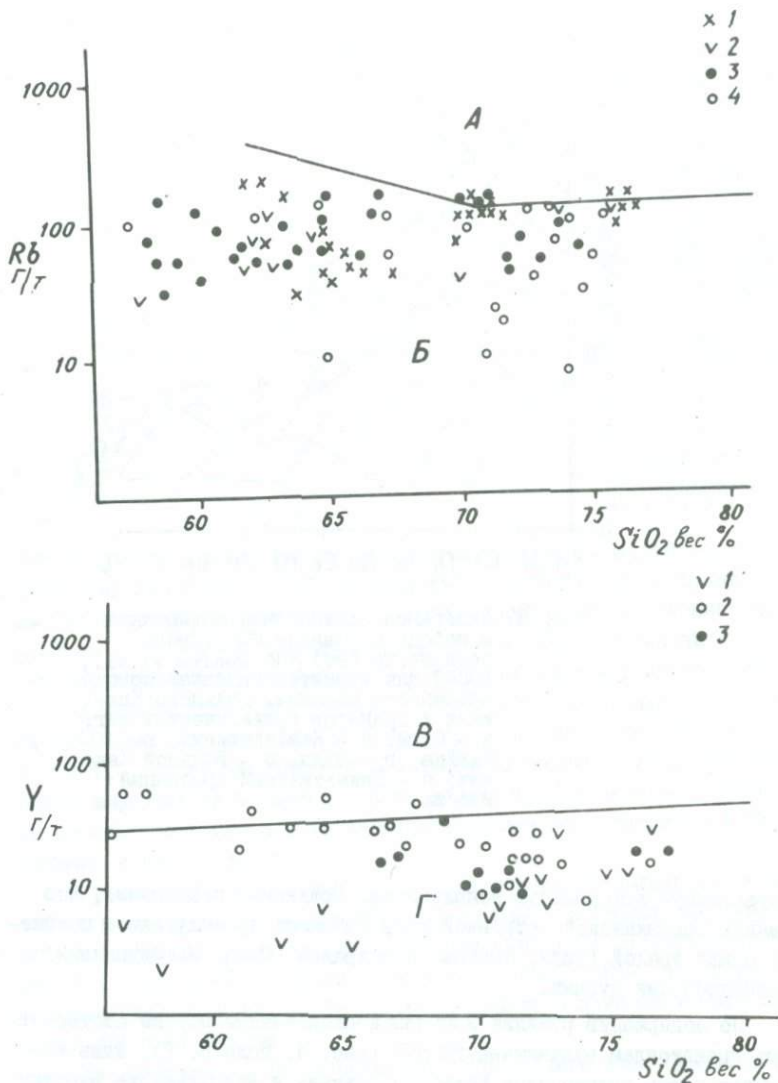


Рис. 4. Вариационные диаграммы SiO_2/Rb и SiO_2/Y для гранитоидов Главного хребта Большого Кавказа и Закавказского срединного массива.

1 - Локский выступ; 2 - Храмский выступ; 3 - Дзиркульский выступ; 4 - Главный хребет Большого Кавказа. А - поле синколлизионных гранитов, Б - поле гранитов вулканических дуг, В - поле внутриплитовых гранитов, Г - поле коллизионных гранитов и гранитов вулканических дуг (Pearce et al., 1984).

Л и т е р а т у р а

Абесадзе М.Б., Кекелия М.А., Мгелиашвили Т.Н., Цимакуридзе Г.К., Шавишвили И.Д. Домезозойское развитие Кавказской активной континентальной палеосокрайны (магматизм, метаморфизм). - В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. - М.: Наука, 1982, с.30-41.

Адамия Ш.А. Доюрские образования Кавказа. - Тр. ГИН АН СССР, нов. сер., 1968, вып.16, 194 с.

Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д. Модель тектонической эволюции земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап). - Геотектоника, 1979, № 1, с.77-84.

Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д., Кекелия М.А., Чхотуа Т.Г. Периокеанические и океанические комплексы Палеотетиса в структурах Кавказа. - В сб.: Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985, с.167-181.

Афанасьев Г.Д. Формации изверженных пород Северного Кавказа по данным абсолютного возраста. - В кн.: Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, ч. I. М.: Недра, 1968, с.473-485.

Аянов В.М., Бессонов О.А., Лебедко Г.И. Некоторые петрогенетические выводы в связи с новыми определениями абсолютного возраста пород Даховского кристаллического массива на Северо-Западном Кавказе. - Тез. докл. IV конференции по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа. Ессентуки: 1974, с.73-77.

Баранов Г.И. Поздний палеозой. Гранитоиды центральной и восточной части зоны Главного хребта. - В кн.: Геология СССР, т. IX, ч. I, М.: Недра, 1968, с.513-516.

Горохов И.М., Рубинштейн М.М. и др. Применение Rb/Sr метода для датирования некоторых домезозойских пород Грузии. - Сб.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказо-Карпатской системы. М.: Наука, 1978, с.26-33.

Гурбанов А., Цамбел Б., Мацек Ю. Сравнительный анализ варисцидских гранитоидов Большого Кавказа и Западных Карпат. - Geologicky Zbornik, Geologica Carpathica, Bratislava, 35, I, 1984, с. 61-90.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. Интрузивные формации. - В кн.:

Геология СССР, т.Х. М.: Недра, 1964, с.353-359.

Кекелия М.А., Хуцишвили О.Д., Кикнадзе И.И. Кордьеритсодержащие граниты Храмского выступа Закавказского срединного массива. - Вестник АН ГССР, 1975, вып.80, № 3, с.649-652.

Кекелия М.А., Кикнадзе И.И., Хуцишвили О.Д. Выход серпентинита в Храмском выступе кристаллического фундамента. - Вестник АН ГССР, 1977, вып.86, № 3, с.641-644.

Плошко В.В. Уруштенский комплекс Северного Кавказа.-М.: Наука, 1965, 182 с.

Сямон А.К., Чаицкий В.П. Магматические формации Предкавказья. - В кн.; Петрология и рудоносность индикаторных формаций. М.: Наука, 1981, с.227-257.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.-М.: Наука, 1977, с.280.

Хуцишвили О.Д. Тектоника и история формирования Храмского кристаллического выступа. - Тр. ГИН АН ГССР, нов.сер., 1977, вып.56, 109 с.

Хуцишвили О.Д. Тектоника и история формирования Локского массива. - Тр. ГИН АН ГССР, нов.сер., 1978, вып.60, 64 с.

Чесноков С.В., Красивская И.С. Варисийский геосинклинальный магматизм Большого Кавказа. М.: Наука, 1985, с.94.

Шенгелиа Д.М. Петрология палеозойских гранитоидов Северного Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1972, 263 с.

Adamia Sh.A., Kekelia M.A., Tsimakuridze G.K. Prevarisian and varisian granitoids of the Caucasus. - IGCP, N 5, Newsletter, v. 5, 1983, p. 5-12.

Chappell B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types. - Geol.(Tokyo), 27, 1974, p.173-174.

Pearce I.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. - J.of Petrology, v. 25, N 4, 1984, p.956-983.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis.- Contrib. Mineral Petrol., v. 95, N 4, 1987, p.407-419.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОХИМИЯ СРЕДНЕЮРСКОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ
ТОЛЩИ ЛОКСКОГО МАССИВА

Интенсивное проявление вулканизма в пределах Локского массива, как и в целом в Грузии, имело место в среднеюрское время, вследствие чего образовались вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи байоса и бата мощностью 2500–3000 м. Эти образования в виде широкой полосы окаймляют восточную периферию Локского массива и на юго-востоке переходят на территорию Армении.

Геологическим исследованием данного региона занимались многие авторы, в трудах которых освещены весьма важные вопросы стратиграфии, тектоники, магматизма, литологии, металлогении и др. Все эти данные имеют несомненно большую ценность.

В последние годы автором настоящей статьи проводились детальные палеовулканологические исследования юрских толщ Локского массива. Полученные данные позволили охарактеризовать литолого-петрографические особенности и строение среднеюрской вулканогенно-осадочной толщи рассматриваемого района, что имеет большое значение для расшифровки истории геологического развития территории Грузии в средней юре.

В геотектоническом отношении Локский массив и прилегающая к нему область распространения мезо-кайнозойских отложений входят в состав Локско-Карабахской слабоскладчатой зоны Малого Кавказа (Гамкрелидзе, 1966).

Локский выступ кристаллического фундамента характеризуется двухъярусным строением, т.е. состоит из древнего складчатого фундамента и сравнительно слабодислоцированного чехла мезо-кайнозойских отложений, расположенных на фундаменте с большим угловым несогласием.

Наиболее полный разрез юрских толщ Локского массива наблюдается от с. Лок-Джандари до сс. Чанахчи и Джализа, непосредственно на восток от массива, где байосская вулканогенная толща образует четко обособленную стратиграфическую единицу – порфиритовую свиту, за которой выше по разрезу без какого-либо несогласия следует вулканогенно-осадочная толща батского возраста.

Нижняя часть порфиритовой толщи представлена андезито-базальтами, андезитами, спилитами, их лавобрекчиями и агломератовыми ту-

фами с редкими пачками псефитовых и псаммитовых туфов того же состава, а верхняя часть — вулканомиктовыми гравелитами, брекчия-конгломератами, песчаниками, туфоалевролитами и туфоаргиллитами.

Нижняя часть порфиритовой толщи, хорошо наблюдаемая в ущелье р. Гюльмагомет, складывается макроскопически почти однообразными андезито-базальтами, в которых часто встречаются секущие тела диабазовых порфиритов близширотного простирания, которые секут также гранитоиды древнего кристаллического фундамента. Высказывается мнение (Заридзе, 1947), что большая часть этих жил должна быть связана с вулканическими извержениями байосского времени.

Восточнее, вдоль одного из правых притоков р. Гюльмагомет, диабазы отсутствуют. Здесь начинают преобладать крупнообломочные лавовые брекчии. Выше по разрезу они становятся более грубообломочными и слагают водораздел между рр. Гюльмагомет и Ахкерпи на месте которого, по-видимому, и располагался центр извержения раннебайосского времени. Далее на восток, в районе с. Ахкерпи, массивные вулканические брекчии сменяются в начале толстослойными туфобрекчиями и туфопесчаниками верхнего байоса (Кахадзе, 1947), а затем — тонкослойными туфами и туффитами андезитового состава. Эта толща падает на северо-восток 70° , под углом 30° . Юго-западнее с. Ахкерпи, в толще верхнего байоса появляются мраморовидные известняки темно-серого цвета, которые чередуются с туфопесчаниками, песчаниками, покровами и сиплами базальтоидов.

К концу верхнего байоса вулканическая деятельность затухает — излияние лав сменяются выбросами лапилливого-туфового материала, усиливается седиментация терригенного материала и происходит формирование сложной туфогенно-осадочной толщи позднебайос-батского возраста.

Восточнее по разрезу, в окрестностях с. Ульяновка имеется выход стратиграфически датированных батских отложений (Зесашвили и др., 1977), которые визуальнo мало отличаются от верхнебайосской толщи. Они представлены граувакковыми песчаниками, туфами, орто- и паратуффитами, туфоаргиллитами, рассланцованными глинами, содержащими прослой и линзы конгломератов. Батские отложения погружаются под трансгрессивно залегающие верхнеюрские осадки.

Общая направленность эволюции состава вулканических пород в вертикальном разрезе выдерживается на всей площади распространения порфиритовой серии. Преобладают андезито-базальтовые вулканы, с отклонениями состава до андезитового и базальтового. У сс. Ахкерпи, Ульяновка и в меньшей мере в ущелье р. Гюльмагомет, встречаются диабазы, которые, по нашему мнению, должны представлять силловые тела, на что указывает также дешифрирование аэрофотоматериала региона.

С породами порфиритовой серии средней юры и древнего доюрского

кристаллического фундамента Локского массива контактируют гранитоидные интрузии. С областью распространения порфириновой серии Закавказья связано размещение Поладаурской и Бардацзорской гранитоидных интрузий, внедрившихся в конце средней юры, которые некоторые авторы считали батско-верхнеюрскими (Джавахишвили, 1958; Макашвили, 1960; Заридзе и др., 1965; Лзоценидзе, 1962; Ломизе, Суханов, 1974), другие - меловыми, третьи - эоценовыми (Габуния, Гамкрелидзе, 1942; Гамкрелидзе, 1949 и др.). В настоящей статье мы не рассматриваем кислые интрузии, поскольку в работах ряда авторов (Иванишский, Мгелиашвили, 1971; Хуцишвили, 1978) указывалось на сложный (многофазовый) характер их образования. Они требуют специальных, более детальных исследований.

Имеющийся фактический материал по среднеюрским вулканическим образованиям описываемой области, позволяет высказать некоторые соображения о петрохимических особенностях и происхождении этих пород.

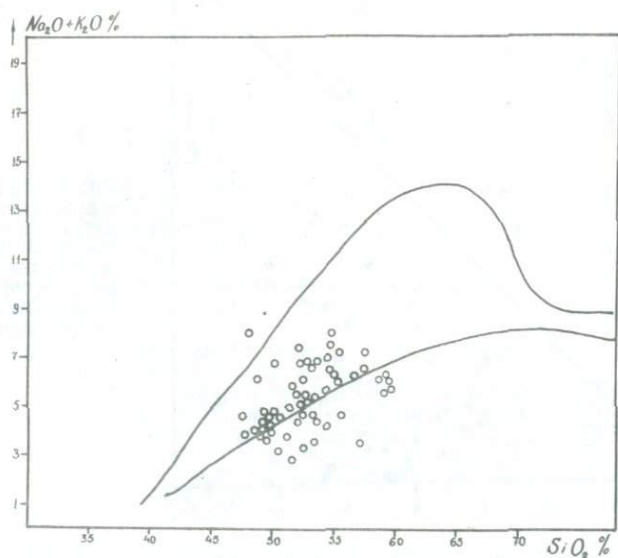


Рис. 1. Бинарная классификация; диаграмма SiO_2 - $(Na_2O + K_2O)$

Между породами различных фаций среднеосновной магмы наблюдается большое сходство. Наибольшим распространением среди производных магмы средней кислотности пользуются различные модификации андезитов с порфириной структурой, отличающиеся, главным образом, по

характеру микроструктуры, крупности зерна, по соотношениям между феррической и силикатической составными частями, но вместе с тем, чрезвычайно однообразные по своему минеральному составу.

Для суждения о петрохимических особенностях среднеперских вулканитов мы располагаем 60 химическими анализами указанных пород.

Содержание SiO_2 в породах среднеперской вулканогенной толщи всегда укладывается в пределы 47–60 %, что указывает на средне-основную природу распространенных пород.

Общая устойчивость содержания характерна и для щелочей, суммарное количество которых обычно варьирует в пределах 3–6 %, достигая в редких случаях 8 % (рис.1), при постоянном преобладании натрия над калием, за исключением единичных случаев с обратным соотношением (рис.2). К последним относятся три образца базальта, взя-

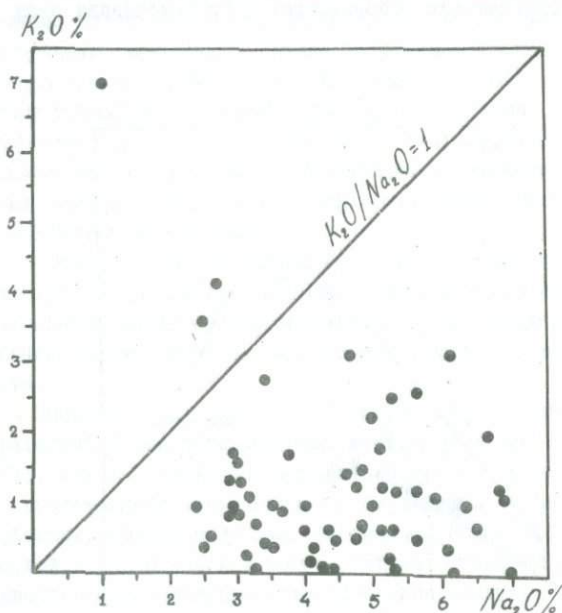


Рис.2. Соотношение калия и натрия в среднеперской вулканогенной толще восточной периферии Локского массива.

тых в верховьях р.Тильмагомет, где преобладание калия выражено резко, возможно, в связи с наложенными процессами. Эти небольшие отклонения, обусловленные, видимо, местными локальными колебаниями в соотношениях между щелочами в расплаве, не влияют на общий, в целом, натриевый характер всей серии.

Надо отметить, что наряду с количественно резко преобладающими низкотитанистыми базальтами и андезитами нами в среднеперской

толще были обнаружены высокотитанистые породы, характерные для внутриплитного вулканизма. Эти базальтоиды являются как низко-, так и высококальциевыми.

На диаграмме K_2O/SiO_2 (рис.3) фигуративные точки характеризуются большим разбросом, что, по-видимому, является следствием поствулканических процессов, хотя, основная часть точек попадает в поле толеитовых и известково-щелочных пород. В поле высококальциевых пород, в основном, попадают внутриплитные базальтоиды.

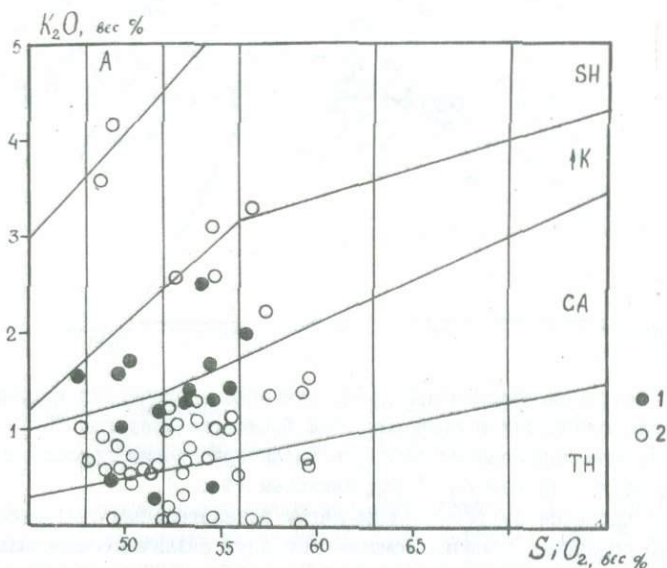


Рис. 3. Диаграмма K_2O-SiO_2 для среднеюрской вулканогенной толщи.

Кривые ограничивают поля низкокальциевых (TH), нормально-кальциевых (CA), высококальциевых, известково-щелочных (K), шопонитовых (SH) и щелочных (A) серий. 1 - базальтоиды внутриплитного типа; 2 - базальты и андезиты.

Важным петрохимическим признаком основных пород является степень их глиноземистости - $al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$ В породах среднеюрской вулканогенной толще al' варьирует в пределах от 0,56 до 1,51, что указывает на присутствие в данной серии в основном низкоглиноземистых и в меньшей мере средне- и высокоглиноземистых разновидностей.

Содержание CaO обычно составляет 5-6 %, в редких случаях возрастая до 12,20 %. Завышение содержания CaO в породах в некото-

рых случаях следует объяснить также присутствием кальцитовых минералов.

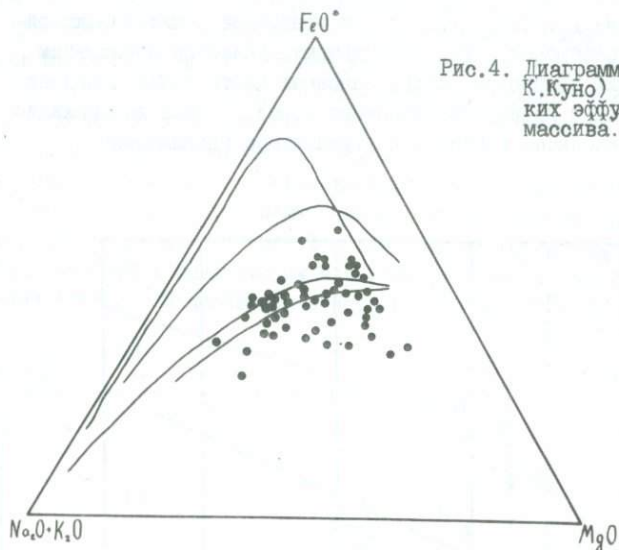


Рис.4. Диаграмма AFM (по К.Куно) для среднеюрских эффузивов Локского массива.

В породах описываемой толщи суммарное количество железа, как правило, колеблется в пределах 9–12 %, иногда достигая 15 %. Для всех проанализированных образцов характерно также преобладание окисного железа (Fe_2O_3) над закисным (FeO).

В процессе дифференциации магмы показательным считается характер поведения главных компонентов двух различных минеральных групп – фельзитической и мафической.

На диаграмме Х.Куно (рис.4) поле распределения фигуративных точек имеет выраженный, переходный характер от толеитов к известково-щелочному и хорошо ложится на слабодифференцированный тренд из региона Изу-Хаконе (Япония).

Абсолютный разброс фигуративных точек среднеюрской вулканогенной толщи показан на диаграмме $FeO^* - FeO^*/MgO$ (рис.5), на которой исследованные нами базальтоиды попадают как в поле известково-щелочных, так и толеитовых вулканиитов. Однако четко видно накопление железа во время дифференциации магмы. Большинство точек ложится вдоль толеитовых трендов, хотя не исключаются и переходные и собственно слабодифференцированные известково-щелочные серии.

Интересным остается вопрос характера среды излияния лав. Наиболее информативными для различия вулканических пород океани-

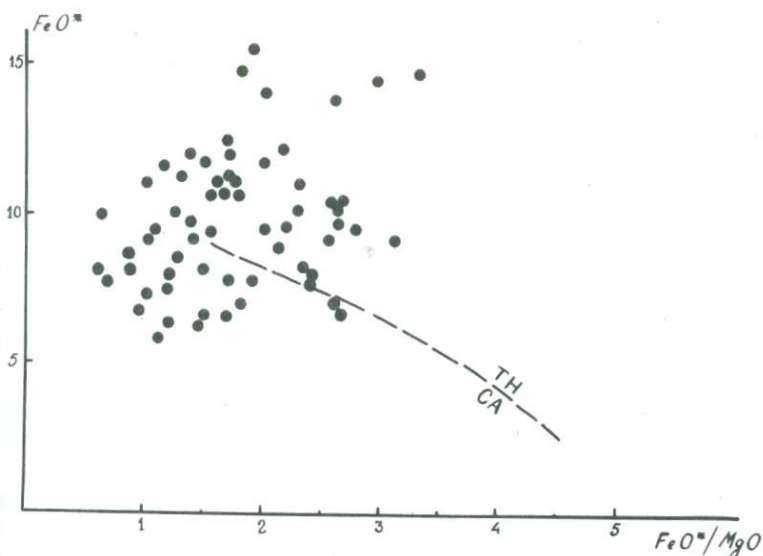


Рис. 5. Диаграмма FeO^* - FeO^*/MgO (по А.Миширо).
Кривая ограничивает поля толеитовых (ТН) и
известково-щелочных (СА) серии.

ческого дна и островных дуг являются малые элементы (Лутц, 1984). В частности на диаграммах титан-калий и калий-фосфор (рис. 6 а, б), где нанесены все данные, кроме внутриплитовых базальтоидов, отчетливо видно, что поле распределения среднеюрских вулканитов восточной периферии Локского поднятия, ложится вдоль толеитового и, в меньшей мере известково-щелочного и щелочного трендов островодужных базальтоидов.

На диаграмме отчетливо обособлены две группы пород. Первая характеризуется повышением содержания титана и фосфора по мере роста концентрации калия и отвечает нормальному дифференционному ряду. Второй - высококалиевая группа ($K > I$) сохраняет низкие концентрации титана и фосфора и, судя по всему, обогащена калием в результате вторичных процессов.

Таким образом, приведенные петрохимические данные показывают, что: 1) среднеюрские вулканические породы являются производными магмы толеит-базальтового состава; 2) близость химизма пород среднеюрских эффузивов указывает на их возникновение из сравнительно мало дифференцированной магмы; 3) среднеюрские породы следует отнести к продуктам островодужного, главным образом толеитового вулканизма.

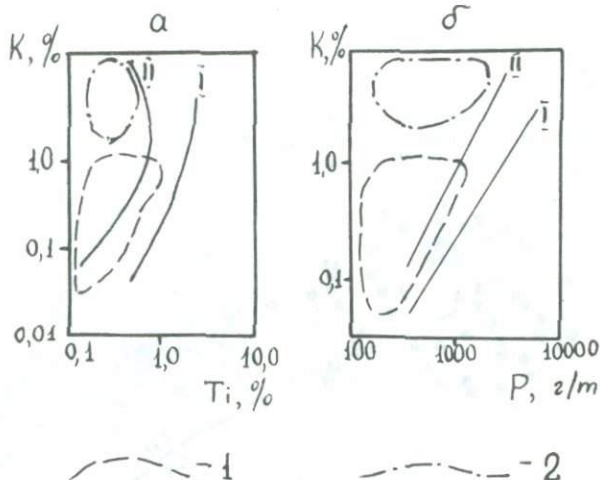


Рис. 6. Распределение калия и титана (а), калия и фосфора (б) в среднекрасной вулканогенной толще.

I, II - тренды океанических (I) и островодужных (II) базальтов:

1 - толеиты, известково-щелочные;
2 - щелочные базальтоиды островных дуг.

Л и т е р а т у р а

Габуниа К., Гамкрелидзе П.Д. Геология южной части Борчалинского района (на груз.яз.). - Тр. геол.ин-та ГССР, сер.геол., т. I (6), 1942, 72 с.

Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. АН ГССР, ин-т геол. и минер. - Монография, №2, Тбилиси: 1949, 508 с.

Гамкрелидзе П.Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. - Геотектоника, 1966, №3, с.3-13.

Дзоценидзе Г.С. Юрский вулканизм Закавказья. - В кн.: Вопросы вулканизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с.139-148.

Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1948, 407 с.

Джавахишвили Ш.И. Петрография и геологическое строение восточной части Локского массива (на груз.яз.). - Тр. Геол.ин-та АН ГССР, сер.минер. и петрограф., 1958, т. IV, с.201-359.

Заридзе Г.М. Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанные с ним рудопоявления. Тбилиси, Техника да Шрома, 1947, 400 с.

Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф., Хмаладзе И.Н., Дудаури О.З. Интрузии. - В кн.: Геологическое строение и металлогения юго-восточной Грузии. Тбилиси, Мецниереба, 1965, с.135-159.

Зесашвили В.И., Лалиев В., Папава Д.Ю., Пайчадзе Т.А., Цквитишвили Р.К. Батские отложения Локского массива (Юго-Восточная Грузия). - Сообщ. АН ГССР, 1977, т.88, №1, с.117-120.

Иваницкий Т.В., Мгелиашвили Т.Н. Геохимия свинца, цинка и меди в магматических породах Локского массива в связи с вопросом металлогенической специализации пород. - Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., 1971, вып.27, 135 с.

Кахадзе И.Р. Грузия в юрское время. - Тбилиси; Изд-во АН ГССР, 1947, 371 с.

Ломизе М.Г., Суханов М.К. Юрская порфиритовая серия Закавказья и концепция Закавказской плиты. - Вест. МГУ, сер. IV, 1974, №2, с.48-60.

Лутц Б.Г. Химические критерии различия океанических и островодужных базальтов. - В сб.: Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан-континент. Новосибирск; Наука, 1984, с.102-108.

Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Ч. I, М.: Наука, 1983, 367 с.

Макашвили Р. О возрасте Бардадзорского интрузива (на груз. яз.). - Сообщ. АН ГССР, 1960, т. XXV, №5, с.543-545.

Хуцишвили О.Д. Тектоника и история формирования Локского кристаллического выступа. - Тр. ГИН АН ГССР, нов. сер., 1978, вып.60, 64 с.

Kuno H. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs.- Bull. Volcanol., 1966, 29, p.195-222.

Miyashiro A. Volcanic rock series and tectonic setting. - Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v.3, 1975, p. 251-269.

Miyashiro A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. - Earth Planet. Sci. Lett., 1973, 19, p.218-224.

ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ И ВУЛКАНИЗМ ТЫЛОВЫХ БАССЕЙНОВ
КАВКАЗСКОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ ТЕТИСА

Фанерозойский вулканизм Кавказской активной окраины Тетиса характеризуется развитием контрастной пары вулканических серий – андезитовыми и шононитовыми мелководно–наземными сериями островодужного типа и глубоководными сериями преимущественно базальтового состава, которые ассоциируют с аспидно–сланцевыми и турбидитными толщами. В ряде мобилистических реконструкций эти серии рассматриваются как классическая пара: островная дуга – тыловой бассейн. Однако данная версия долгие годы остается предметом дискуссии.

Следует подчеркнуть, что характер вулканизма в этих базальтовых относительно глубоководных трогах различен. Для ниже–среднеюрских вулканитов Большого Кавказа установлены толеиты типа СОХ (домер–тоар и аален), биполярные щелочнобазальт–риолитовые серии внутриплитного типа (свита индук, аален), переслаивающиеся с гемипелагическими пелитолитами и дистальными турбидитами (аспидно–сланцевая серия Большого Кавказа, лейас–байос). Пики вулканической деятельности в этом бассейне совпадают с периодами покоя на сопряженной Закавказской островной дуге (Лордкипанидзе, 1980). Гетерохронность вулканических проявлений в Большекавказском бассейне и на Закавказском массиве дало основание М.Г.Ломизе (1983) отрицать задуговую природу большекавказского рифтогенеза и рассматривать Закавказский массив как лиминар.

В позднемеловых–палеогеновых базальтовых трогах Малого Кавказа (Аджаро–Триалети, Талыш) на мощных терригенно–карбонатных и вулканогенных турбидитах залегают низкотитанистые высокоглиноземистые преимущественно базальтовые серии, обнаруживающие четкое "островодужное клеймо". Островодужные геохимические характеристики палеогеновых базальтовых серий Аджаро–Триалети и Талыша породили сомнения в их рифтогенном происхождении (Карякин, 1985). Продолжается дискуссия вокруг генезиса и возраста базальтовой коры Черного и Каспийского морей. Е.Е.Милановский считает кору Черного моря реликтовой – мезозойской (Милановский, 1984). В.Е.Хаин (1984), основываясь на том, что в области Черного моря структуры Аджаро–Триалети не продолжают в глубоководную безграничную часть бассейна, а сворачивают на юго–запад, в припонтийский шельф, отрицает

связь черноморского спрединга с аджаро-триалетским рифтогенезом и считает спрединг более поздним – позднеэоценовым событием. Многостадийное формирование базальтовой коры Черного моря предполагает А.Е. Михайлов (Южночерноморский вулканический пояс ..., 1985).

Еще более проблематична геодинамическая обстановка формирования среднепалеозойских вулканитов Передового хребта Большого Кавказа, которые совместно с терригенными отложениями образуют следующую стратиграфическую последовательность (снизу вверх): 1 – аспидно-сланцевая серия (бахмуткинская свита, силур?–нижний девон), 2 – вулканическая серия (кизилкольская, даутская, эльмэзтюбинская и др. свиты, нижний–средний девон), 3 – флишодно-олистоостромовая серия (артыкчатская, картджуртская, полянская свиты, оредний–верхний девон), 4 – карбонатно-терригенная серия (верхний девон–нижний карбон), 5 – терригенно-флишодная (ранняя моласса, нижний карбон).

Вулканическая серия в зоне Передового хребта характеризуется сложным строением и значительной фациальной изменчивостью. Почти во всех разрезах она делится на две части: нижнюю эффузивную и верхнюю – эффузивно-эксплозивную. Геологическое положение вулканической серии (паравтохтон или аллохтон?), взаимоотношение вулканогенной части разреза с нижнепалеозойской аспидно-сланцевой толщей являются дискуссионными. Группа грузинских исследователей рассматривает среднепалеозойские турбидиты и эффузивную серию как образования междугорного рифта Передового хребта (Adamia et al., 1977; Shavishvili, 1983). Е.В. Хаин (1983) считает, что вулканиты сформированы на островной дуге.

На среднепалеозойские вулканогенно-осадочные образования тектонически налегает крупный офиолитовый покров, который перекрывает зоны Передового и Главного хребтов Большого Кавказа. Вулканиты офиолитовой ассоциации представлены эффузивами и комплексом параллельных даек, причем породы базальтового состава составляют около 90 % всей массы вулканитов. Вулканическая толща связана постепенным переходом с вышележащей вулканогенно-осадочной толщей предположительно силурийского возраста, а сам офиолитовый аллохтон перекрыт верхнепалеозойской молассой.

Офиолитовые вулканиты Передового хребта рассматриваются либо как останцы коры Палеотетиса (Белов, 1981; Хаин, 1983), либо как реликты одного из тыловых бассейнов палеозойского океана (Adamia et al., 1977; Shavishvili, 1983).

Решение вышеназванных спорных проблем требует сопоставления динамики раскрытия и особенностей вулканизма предполагаемых тыловых рифтов с таковыми современных окраинных и внутридуговых морей.

Нет согласия среди исследователей относительно состава и генезиса вулканических серий современных тыловых бассейнов. Широко

распространено мнение о полном их сходстве с толеитами COX (Mav-
kins, 1976; Dietrich et al., 1978; Закариадзе и др., 1974; Шара-
ськин, 1984). Ряд исследователей, к которым относятся и авторы дан-
ной работы, считают, что в зависимости от конкретных геологических
условий и стадии развития тылового бассейна, вулканические серии
последнего обнаруживают более или менее четко выраженное островоду-
жные характеристики (Gill, 1976; Tarney et al., 1977; Закариадзе
и др., 1978; Lordkipanidze et al., 1979; Лордкипанидзе, 1980).

Анализ совокупности данных о динамике развития и эволюции со-
става вулканитов тыловых бассейнов Тихого океана (впадины Филиппинс-
кого моря, бассейны Lau, Вудларк, зачаточный внутридуговой рифт но-
вых Гебрид), Южной Атлантики (пролив Бренсфилд и море Скотиа) и Сре-
диземного моря (Эгейский и Тирренский бассейны), позволили устано-
вить ряд закономерностей, общих для бассейнов рассматриваемого ге-
нетического типа.

Динамика раскрытия тыловых бассейнов

Современные внутридуговые и окраинные бассейны сопряжены как
с энсиматическими, так и с энсиалическими островными дугами, нахо-
дящимися на разных стадиях развития. Весь комплекс геологических и
геофизических данных, полученных за последние 10-15 лет подтверждает
гипотезу Д.Карига (Karig, 1971), согласно которой современные
тыловые бассейны образованы в результате наложившегося на активные
окраины рифтинга и спрединга.

Окраинные и внутридуговые моря современных островодужных сис-
тем находятся на разных ступенях эволюции. Первая ступень - блок-
фолтинг с интенсивным погружением отдельных блоков и формирование
флишевого трога. Последний характеризуется резкими перепадами глу-
бин, достигающих 3500-4000 м. В бассейне аккумулируются преимущест-
венно терригенные и вулканокластические турбидиты.

Зачаточной стадии эволюции тылового бассейна отвечает Эгейское
море, расположенное в тылу активной Эллинской дуги (Восточное Сре-
диземноморье). За 10-13 млн. лет, прошедших после зарождения Эллинс-
кой зоны субдукции бассейн испытал интенсивное погружение, сопро-
вождавшееся накоплением мощных турбидитов. Масштабы растяжения оце-
ниваются примерно в 350 км. Растяжение, интенсивность которого су-
щественно возросла за последние 5 млн лет, привело к почти полному
уничтожению сiala в центральной котловине. Высокий тепловой поток
свидетельствует о наличии мантийного диапира, однако вулканическая
активность все еще не началась (Ле Пижон, 1984).

Следующая стадия эволюции тыловых бассейнов - стадия инициа-
льного вулканизма - знаменует раскол коры и начало спрединга. Вулка-
ническая активность может происходить синхронно на дуге и в тыловом

бассейне. Эта стадия фиксируется для внутридугового рифта Новых Гебрид, в осевой части которого расположен активный вулкан острова Бенкс, извергающий низкотитанистые толеиты островодужного типа. На южном фланге рифта островной вулкан Аоба дает низкотитанистые слабощелочные пикриты и базальты (Gorton, 1977). На этой же стадии развития находится пролив Бренсфилд в Южной Атлантике, наложившийся на континентальную кору Антарктического мыса и отделивший от последнего Южношотландские острова (активная дуга). В осевой части этой узкой грабенообразной структуры (ширина 65 км, глубина 4 км), зародившейся 3-4 млн. лет назад, расположены действующие островные вулканы Лисселлен и Бриджмен, к северо-западу от оси - вулкан Пингвин, в недавнем геологическом прошлом изливавший щелочные базальты (Turney et al., 1977). Вулканическая активность на Южношотландской дуге и в пределах сопряженного окраинного рифта Бренсфилд - реальность сегодняшнего дня. По всей видимости, стадия инициального вулканизма отвечает серия коромбазанга хребта Лау в бассейне Лау, который сопряжен с дугой Тонга-Кермадек запада Тихого океана. Серия коромбазанга сформирована в условиях интенсивного погружения хребта Лау, расположенного в западной части одноименного бассейна и представляющего собой остаточную дугу. Она отличается от подстилающих островодужных серий преимущественно базальтовым составом и подводным происхождением и знаменует раскол островной дуги на активную (Тонга-Кермадек) и остаточную (погруженный хребет Лау-Колвилл) дуги (Gill, 1976).

Наконец, третья - спрединговая стадия совпадает во времени с резким ослаблением или полным прекращением вулканической деятельности на сопряженной островной дуге. В окраинных бассейнах формируются более или менее обширные участки океанической коры, нередко характеризующиеся полосовыми магнитными аномалиями (Филиппинские бассейны, Лау, море Скотия). Иногда можно установить стадийность спрединга. В море Скотия установлено два различно ориентированных разновозрастных хребта, каждый с собственной системой полосовых аномалий. Тыловые бассейны Филиппинского моря представляют собой систему прогрессивно омолаживающихся в сторону океана спрединговых бассейнов (Западнофилиппинский: палеоцен-эоцен, Паресе-Вела-Шикоку, поздний олигоцен-ранний миоцен, Марианский). Наиболее молодой - Марианский бассейн (плиоцен-квартер) сопряжен с активной Марианской дугой. Чередование во времени вулканической активности на дуге со стадиями спрединга в тыловом бассейне впервые установлено для Филиппинского региона (Sharaskin et al., 1981) и подтверждено на примере многих современных внутридуговых и окраинных морей (бассейн Лау, море Скотия, Тирренское море и др.).

Скорость раскрытия тыловых бассейнов варьирует в широких пределах. Филиппинское море, зародившееся почти одновременно с Японс-

ким (эоцен) по масштабам превосходит последнее более чем втрое. Площадь океанической коры, образованной в результате спрединга в бассейнах этого моря, существенно превосходит таковую коры, сформировавшейся на Восточнотихоокеанском спрединговом хребте за тот же период (Шараськин, 1984).

В Японском море больше половины площади приходится на блоки с континентальной корой. Этот бассейн, несмотря на длительную историю развития (эоцен-квартер) не претерпел существенного спрединга.

Сравнительный анализ динамики раскрытия современных внутридуговых и окраинных бассейнов и предполагаемых тыловых бассейнов кавказской активной окраины Тетиса показал, что их развитие подчиняется общим закономерностям. Для юрского Большекавказского бассейна установлены все три стадии раскрытия, наблюдаемые в современных тыловых рифтах. Первая - эгейская стадия - редуцирована в этом тыловом рифте, наложенном, очевидно, на относительно тонкую, субокеаническую и субконтинентальную кору. Она фиксируется базальными отложениями и вулканокластическими турбидитами синемора-карикса, которые в осевой части бассейна сменяются монотонными пелит-алеuritовыми кластитами (аспидные сланцы). Стадии инициального вулканизма отвечают биполярные риолит-базальтовые серии карикса - раннего домера, приуроченные к краевым частям бассейна, а стадии спрединга отвечают толеит-базальты и аспидные сланцы домера-тоара и аалена. Как и в современных бассейнах, стадия спрединга в Большекавказском тыловом рифте синхронна вулканической паузе на сопряженной Закавказской дуге. Наблюдается гетерохронное проявление спрединга в западной и восточной частях бассейна и его стадийность. На западе спрединг имел место в позднем домере-тоаре и, после перерыва фиксируемого турбидным осадконакоплением, в раннем аалене. В восточной части бассейна (Кахети, Горный Азербайджан, Дагестан) стадии спрединга датируются поздним тоаром и поздним ааленом (Беридзе, 1983).

В Аджаро-Триалетском и талышском рифтах эгейской стадии соответствуют мощные (до 2000 м) толщи терригенно-карбонатного и вулканогенного флиша (палеоцен-нижнеэоценовый боржомский флиш Аджаро-Триалети, верхнесенонские карбонатно-терригенные турбидиты Талыша). Турбидное осадконакопление имеет место в условиях интенсивного блок-фолтинга и больших перепадов глубин бассейна.

Среднеэоценовый преимущественно базальтовый вулканизм Аджаро-Триалети, палеоцен-нижнеолигоценовый вулканизм Талыша отвечают стадиям инициального вулканизма и синхронны вулканической деятельности на сопряженных дугах. Стадия спрединга в названных структурах не осуществилась. Однако есть веские основания предполагать, что спрединг имел место в Черноморской и Южнокаспийской частях этих трогов и привел к формированию базальтовой коры последних. В результате

спрединга турбидиты и инициальные вулканы, сформировавшиеся на ранних стадиях развития рифтов были отодвинуты к краевым частям бассейнов и, возможно, деформированы, чем и объясняется "обтекание" Восточночерноморской и Южнокаспийской впадин структурами Бургаса, Аджаро-Триалети и Талыша. Этот хорошо установленный факт нередко (но неправомерно) принимается как аргумент против связи черноморского и южнокаспийского спрединга с тыловым рифтогенезом (Хаин, 1984).

Исходя из гетерогенности пиков вулканизма на дуге и импульсов спрединга в сопряженном тыловом бассейне, можно предположить, что возраст базальтовой коры Восточночерноморской впадины верхнеэоцено-олигоценый, а в Южном Каспии – олигоценый. Такое допущение не противоречит наблюдаемому в названных впадинах величинам теплового потока (Хаин, 1984; Berberian, 1983).

Для тылового рифта Передового хребта эгейская стадия фиксируется турбидитами бахмутинской свиты, а стадии инициального вулканизма, возможно, соответствует нижняя, базальтовая толща кизилкольской свиты. По-видимому, рифтогенез в этом бассейне не получает дальнейшего развития и сменяется островодужной стадией, которой отвечает верхняя, андезитовая толща кизилкольской свиты.

Латеральная зональность и эволюция вулканизма тыловых бассейнов

Для большинства хорошо изученных современных тыловых бассейнов установлены значительные вариации состава вулкаников (как в вертикальном разрезе, так и латеральные – вкост и по простиранию оси рифта). Эти вариации минимальны для бассейнов, сопряженных с океаническими дугами (бонинит – толейтовый тип вулканизма), но весьма существенны для тыловых рифтов, наложенных на континентальную кору зрелых островных дуг и окраин андийского типа. Вместе с тем, установлена общая для всех бассейнов эволюционная тенденция – породы, сформированные в стадию инициального вулканизма, во всех бассейнах обнаруживают четкое островодужное "клеймо" и по геохимическим характеристикам близки базальтам вулканических серий сопряженной островной дуги. По мере развития спрединга базальты тыловых рифтов приближаются по составу к толейтам COX (Lordkipanidze et al., 1979).

Разнообразие вулканических серий стадии инициального вулканизма может быть охарактеризовано на примере бассейна Лау, внутридугового рифта Новых Гебрид и пролива Бренсфилд.

Серия коромбанганга, локализованная в западной части бассейна Лау, на подводном хребте Лау-Колвилл, представлена низкотитанистыми, слабодифференцированными толейтами (базальты, базальтовые андезиты), которая отличается от продуктов островодужного вулканизма

значительным распространением пикритовых разностей с высокой концентрацией Cr и Ni. Аналогичные по геохимическим характеристикам базальты и пикриты драгированы из глубоководной части бассейна, примыкающей к хребту Лау-Колвилл (Gill, 1976).

В Новогейбридском внутридуговом грабен-прогибе осевые вулканы (островной центр Бэнко) также представлены низкотитанистыми толеит-базальтами и базальтовыми андезитами островодужного типа, тогда как внеосевой центр Аоба извергает низкотитанистые слабощелочные пикрит-базальты и базальты также с хорошо выраженными островодужными характеристиками (табл. I, Gorton, 1977).

Более пестры по составу вулканические серии пролива Бренфорд, наложившегося на зрелую континентальную кору Антарктической активной окраины (Weaver et al., 1979). Вулканы острова Бриджмен в осевой части рифта представлены высокоглиноземистыми базальтами и базальтовыми андезитами известково-щелочной серии. Второй осевой вулкан (остров Дисепшен) дал дифференцированную толеитовую серию базальт-андезит-дацит-риолитового ряда с отчетливым феннеровским трендом и высоким для островодужных вулканистов содержанием титана (см. табл. I). Наконец, внеосевой вулкан острова Пингвин в недавнем геологическом прошлом изливал низкотитанистые слабощелочные базальты, для которых наряду с Ni, Ti-V и Zr-Hf аномалиями фиксируется отрицательная аномалия Y, сочетающаяся с резко дифференцированным трендом тяжелых REE (см. табл. I, рис. I).

Наибольшее разнообразие вулканических проявлений установлено в Японском море, наложившемся на длительно развивающуюся Восточно-азиатскую активную окраину (Фролова, Коновалов, 1984). На приподнятых блоках с континентальной корой и в глубоководных котловинах этого бассейна представлены низкотитанистые дифференцированные известково-щелочные и слабощелочные серии островодужного типа (см. табл. I). Для базальтов установлены широкие вариации содержания титана и различные тренды дифференциации (как феннеровский, так и известково-щелочной). Наблюдаются промежуточные разности между внутридуговым и островодужным типом, толеитовые серии отсутствуют. Достаточно широко распространены меланократовые базальты (Фролова, Коновалов, 1985).

В бассейнах, претерпевших существенный спрединг (Филиппинское море, Лау, Вудларк, море Скотия и др.), базальты, сформированные на спрединговом хребте в большинстве своем близки толеитам COX (Hawkins, 1976, 1977; Шараськин, 1984). Тем не менее, слабые но несомненно островодужные характеристики установлены для большинства базальтов по комплексу признаков. К этим признакам относятся в среднем более высокие, чем для толеитов COX содержания крупноионных литофилов и легких лантаноидов, более высокие изотопные отно-

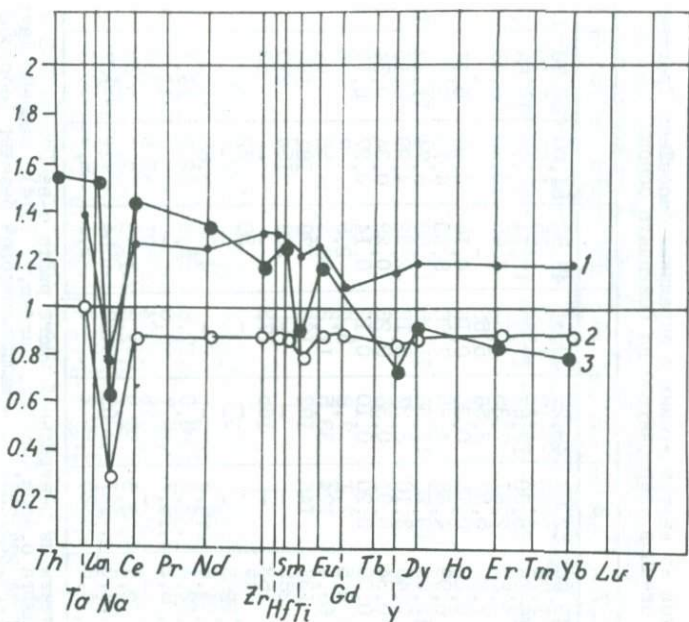


Рис.1. Расширенная редкоземельная диаграмма для базальтов тыловых бассейнов Южной Атлантики. 1 - осевой толеит моря Скотия (драга 22); 2 - осевой низкотитанистый толеит моря Скотия (драга 24); 3 - внеосевой слабощелочной базальт острова Пингвин (пролив Бренсфилд).

шения стронция (0,7031-0,7040), существенные колебания титанистости и появление отрицательных аномалий Nb и Ti-V на фоне смягченного феннеровского тренда. Эти явления наблюдаются для осевых толеитов Тирренского моря (Dietrich et al., 1977), моря Скотия (Saunders et al., 1979), Марианского трога (Wood et al., 1981) и проиллюстрированы на примере моря Скотия (см.рис.1).

Для базальтов моря Скотия и Марианского трога установлено существенно повышенное по сравнению с толеитами COX содержание воды и летучих. Среднее содержание воды (0,853) в базальтах Скотия четырехкратно превышает таковое в базальтах COX (0,210). Для базальтов драги 24 этого бассейна оно на порядок выше ($H_2O=2,042$). Базальты тыловых бассейнов отличаются от срединно-океанических и по составу флюидной фазы. Они примерно вдвое богаче CO_2 и Cl, но резко обеднены фтором и по всем параметрам занимают промежуточное положение между толеитами COX и островодужными толеитовыми сериями (Мягков et al., 1980).

Таблица I.

Средний состав главных типов базальтов из внутридуговых и окраинных бассейнов Средиземного моря, Атлантического и Тихого океанов (пересчитано на безводную основу)

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	50,3	47,4	49,3	48,94	48,84	49,64	49,64	52,83	49,29	49,31	47,80	51,00	50,70	53,84
TiO ₂	0,6	0,7	1,3	1,03	0,77	0,90	1,78	1,45	1,10	1,04	1,05	1,68	1,29	0,61
Al ₂ O ₃	14,3	10,5	16,2	16,65	14,49	19,28	16,16	18,30	17,87	17,07	19,14	17,00	16,58	14,53
Fe ₂ O ₃	3,4	4,5	5,0	2,07	10,14	10,22	2,87	2,81	7,35	4,32	8,65	10,20	8,43	9,24
FeO	5,8	5,8	5,7	6,70	-	-	7,92	5,57	3,56	5,55	-	-	-	-
MnO	-	-	-	0,16	0,18	0,18	0,20	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,17
NgO	10,0	16,4	5,8	9,64	11,57	5,49	6,99	4,48	4,85	7,78	8,60	6,75	7,67	7,71
CaO	12,1	10,9	11,2	12,26	11,20	11,11	12,09	10,20	11,96	11,25	11,88	8,74	11,12	10,80
Na ₂ O	2,0	2,0	3,0	2,32	1,97	2,31	2,48	3,10	3,37	3,10	2,92	4,29	3,15	1,79
K ₂ O	0,5	1,0	1,4	0,15	0,64	0,70	0,34	0,91	0,38	0,26	0,29	0,34	0,34	0,24
P ₂ O ₅	0,10	0,2	0,3	0,08	0,20	0,17	0,09	0,20	0,10	0,12	0,14	0,27	0,19	0,08
Rb	I	3	6	I	5	10,5	2,5	7,1	7,8	5,2	2,5	7	5	4
Ba	170	352	444	-	197	162	66,4	174	33,5	11,3	58,5	58	49	55
Sr	296	511	703	107	285	422	137	146	192	163	178	181	193	123
Cr	158	785	53	433	621	50	285	-	-	-	206	154	270	292
Ni	56	350	38	187	194	22	163	-	165	173	-	-	63	42
Co	-	-	-	85	66	34	67	-	-	-	30	32	-	-
V	256	254	333	244	250	234	285	-	-	-	-	-	-	-
La	-	-	-	-	-	-	4,6	16,8	-	-	4,88	8,68	-	-
Ce	-	-	-	-	-	-	12,3	3,2	8,0	7,8	5,9	12,7	16,1	6,45
Nd	-	-	-	-	-	-	8,2	16,7	6,7	6,6	-	-	11,1	4,55
Y	-	-	-	-	13	17	-	-	25	24	21	35,5	29	14
Yb	-	-	-	-	-	-	2,2	2,5	2,9	2,8	1,73	3,2	2,87	1,59
Zr	48	64	100	-	34	33	78,0	121	69	68	54	122	107	40
Nb	-	-	-	-	-	-	4,6	25	2	3	3,1	6,5	3	0,98

Новогвбридский интрадуговой бассейн: I - толеиты из центральной части рифта о-ва Бенкс, 2-3 - слабощелочной пикрит (4) и базальт (4) южного фланга рифта о.Аоба (Colley, Warden, 1974). Бассейн Лав: I-4 - толеит из центральной части рифта (точки 95,64, 61,74, 223, 225), 5 - меланократовой базальт (обр.382 серии Коромбазанга, хр.Лав и обр.101-2 - бассейн Лав) и 6 - лейкократовый базальт, 7-8 - высокотитанистые базальты северной периферии бассейна (Hawkins, 1976; Gill, 1976), 9-10 - бассейн Паресе-Вела Филиппинского моря (54-4 и 54-8 соответственно, Ridley et al., 1974); II-12 - базальты Тирренского моря (Dietrich et al., 1977); I3-I4 - базальты осевой части моря Скотта (Д-22, 2 и Д-24, I4 соответственно, Saunders, Tarney, 1979).

	I5	I6	I7	I8	I9	20	2I	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	51,89	54,60	68,02	49,02	52,88	49,4I	53,89	59,19	65,75	46,62	58,75	44,42	44,59
TiO ₂	I,49	2,46	0,55	I,08	0,64	I,14	0,99	0,57	0,53	0,60	0,40	2,0I	3,34
Al ₂ O ₃	I6,20	I4,27	I4,99	I5,8I	I7,68	I8,II	I8,32	I7,09	I4,28	I6,29	I7,45	I4,00	I7,27
Fe ₂ O ₃	9,46	II,8I	4,97	9,95	7,43	5,2I	3,82	2,69	3,78	4,69	4,17	3,78	4,98
FeO	-	-	-	-	-	3,78	4,09	3,19	3,II	2,70	I,38	7,44	6,05
MnO	0,18	0,2I	0,18	0,18	0,13	0,18	0,10	0,13	0,09	0,II	0,03	0,17	0,18
MgO	6,II	3,89	0,33	8,95	6,14	5,02	3,07	I,73	0,46	7,37	I,0I	II,09	5,27
CaO	10,07	6,92	I,69	10,08	10,30	9,62	7,98	5,35	2,55	6,94	I,30	10,49	9,6I
Na ₂ O	4,07	5,08	7,45	3,95	3,54	3,07	3,52	4,24	4,74	2,67	3,75	2,72	3,28
K ₂ O	0,28	0,60	I,69	0,48	0,47	0,98	I,64	2,7I	2,99	I,33	8,13	0,80	3,00
P ₂ O ₅	0,2I	0,30	0,10	0,28	0,06	0,37	0,38	0,20	0,12	0,25	0,33	0,19	0,29
Rb	3	9,2	32	52	II								
Ba	88	I38	242	I48	70								
Sr	340	380	I34	534	332								
Cr	I4I	28	7	494	I30								
Ni	35	10	2	I59	40								
Co	-	-	-	-	-								
V	-	-	-	-	-								
La	8	I2	28	10	2								
Ce	2I	33	64	20	10								
Nd	-	-	-	-	-								
Y	26	39	7I	I2	10								
Yb	-	-	-	-	-								
Zr	I44	252	665	80	58								
Nb	2	6	I7	2	I								

I5-I6 - осевая толеитовая серия пролива Бренсфилд (вулкан острова Дисешен) - базальт и базальтовый андезит, соответственно; I7 - риолит осевой толеитовой серии пролива Бренсфилд (остров Дисешен); I8 - слабощелочной базальт внеосевого вулканического центра (остров Пингвин) и осевой известково-щелочной базальт (остров Бриджмен) пролива Бренсфилд (Weager et al., 1974); 20-24 - вулканы Японского моря; 20-23 - известково-щелочная формация котловин, 25 - шоннитовая серия Окусири; 26-27 - щелочные базальты Цусимской котловины (Фролова, Коновалов, 1985).

Сопоставляя петрохимические характеристики вулканических серий современных и палеостыловых рифтов, следует подчеркнуть, что на стадии инициального вулканизма вулканы палеобассейнов в той или иной мере дифференцированы и проявляют сходство с вулканами сопряженной дуги. Инициальные вулканы Большекавказского бассейна сопряженного с ранней (преимущественно толеитовой) стадией развития Закавказской дуги представлены низкокальциевыми риолитами и базальтами, а спредингные базальты по составу максимально близки толеитам COX, хотя ааленские базальты и проявляют слабую Nb и Ti-V аномалию (табл.2, рис.2). По трендам дифференциации, уровни содержания крупноионных литофилов а также Zr, Nb, Hf, Y эти вулканические серии близки вулканикам бассейна Лау (рис.3).

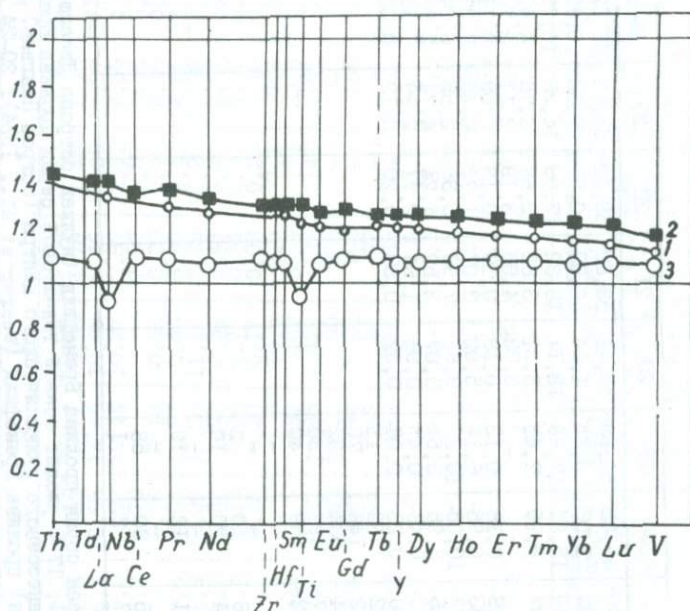


Рис. 2. Расширенная редкоземельная диаграмма для нижне-среднеюрских базальтов Большого Кавказа. 1-2 - домер-тоарские толеиты; 3 - ааленский толеит (табл.2).

Вулканы Талышского и Аджаро-Триалетского рифтов сопряжены со зрелыми островными дугами, на которых формируются известково-щелочные и шшонитовые серии. Аналогично вулканическим сериям Японского моря и пролива Бренсфилд, вулканические толщи этих бассейнов сложены известково-щелочными базальтами и шшонитами, с которыми локально ассоциируют ультракальциевые лейцитовые базальты. По щелочности,

Таблица 2

Состав главных типов ниже-среднеюрских вулканитов
Большекавказского бассейна

	I	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	49,14	72,05	47,52	49,76	51,07	48,09	68,29	73,84
TiO ₂	0,88	0,33	1,25	1,76	0,72	1,40	0,40	0,42
Al ₂ O ₃	15,82	15,25	15,53	16,00	17,31	21,79	15,19	14,07
Fe ₂ O ₃	2,40	0,25	2,30	0,90	2,80	7,78	0,53	0,49
FeO	6,92	1,68	7,90	8,68	5,01	1,56	3,50	0,38
MnO	0,10	0,06	0,12	0,11	0,20	0,14	0,09	0,02
MgO	8,76	1,51	9,48	6,54	7,81	5,95	1,36	0,08
CaO	7,55	0,67	7,91	9,83	8,93	5,42	0,88	0,21
Na ₂ O	4,18	3,99	3,90	4,00	3,55	2,92	4,22	5,33
K ₂ O	0,03	1,82	0,07	0,12	0,21	1,24	3,33	5,18
P ₂ O ₅	0,23	0,40	0,12	0,14	0,28	0,13	0,09	0,17
влага	0,80	0,44	0,51	1,14	1,13	4,09	0,44	0,13
п. п. п.	3,58	1,44	3,55	1,26	2,00	2,22	2,41	0,17
Сумма	100,40	100,28	99,07	100,27	100,30	100,02	99,79	100,33
		Rb	4,3	5,5	6,0			
		Ba	29	51	80			
		Sr	95	86	128			
		Cr	381	323	302			
		Ni	152	137	95			
		Co	50	32	30			
		Th	0,91	0,73	0,43			
		La	7,5	8,0	4,00			
		Nb	12,3	13,5	3,60			
		Ce	18,0	20,0	10,50			
		Pr	2,2	2,8	1,32			
		Nd	10,5	14,8	6,84			
		Zr	86	116	68			
		Hf	2,0	2,8	1,4			
		Sm	3,0	4,2	2,15			
		Eu	1,0	1,41	0,77			
		Gd	3,6	4,33	3,00			
		Tb	0,73	0,82	0,57			
		Y	34	40	24			
		Dy	4,8	5,76	3,77			
		Ho	0,95	1,22	0,83			
		Er	2,6	3,3	2,48			
		Tm	0,39	0,52	0,34			
		Yb	4,8	5,76	2,5			
		Lu	0,42	0,84	0,38			
	Sr	87/86	0,7032	0,7034	0,7032			

I-2 - нижнецилинбовахский базальт и риолит северного борта бассейна (Авадхарский р-он); 3-4 - домер-тоарские базальты М-I-B и М-I4-B соответственно (Военно-Грузинская дорога); 5 - ааленский афировый базальт г.Шакриани; 6-8 - нижеааленские вулканиты свиты Индож; 6 - щелочной базальт, водораздел р.Малый; 7 - гранатосодержащий риолит (г.Индож; Ломизе, 1983); 8 - щелочной гранит-порфир г.Два Брата (Борсук, 1979).

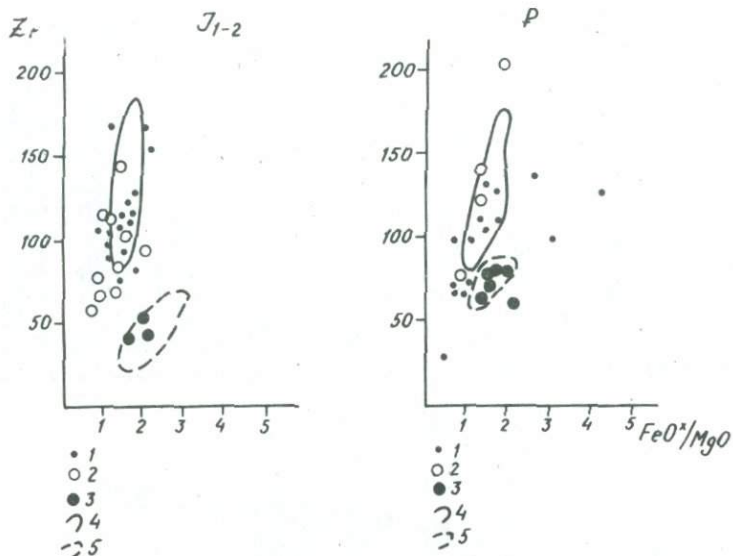


Рис.3. Диаграмма $Zr - FeO^x/Mg$ для некоторых палео- и современных тыловых бассейнов.

J1-2 - Большекавказский бассейн: 1-2 - домер-тоарский и ааленский спрединговые базальты, 3 - базальты стадии инициального вулканизма (карикский домер); 4-5 - Бассейн Лау - поле спрединговых вулканитов и инициальных вулканитов (серия коромбазанга) соответственно.

P - Аджаро-Триалети: 1 - осевые толеиты, 2 - калибазальты северного фланга, 3 - слабощелочные базальты южного фланга. Пролит Бренсфилд: 4-5 - поля осевых толеит-базальтов острова Бриджмен и внесевых щелочных базальтов острова Пингвин.

трендам дифференциации, содержанию крупноионных литофилов они сопоставимы с вулканитами пролива Бренсфилд, хотя аналоги ультракалийных щелочных пород в последнем отсутствуют (табл.3, рис.4).

Очень характерно, что начало спрединга в западной Аджаро-Триалети маркируется переходом от известково-щелочного вулканизма к толеитовому в осевой части рифта. И хотя "островодужное клеймо" в низкотитанистых толеитах Аджаро-Триалети выражено отчетливо, обеднение пород щелочами, Rb, Ba, Sr свидетельствует об относительно слабой переработке мантии флюидами в условиях интенсивной потери летучих в связи с возникновением открытых трещин (см. табл.3, рис.4).

Нижне-среднепалеозойские вулканиты офиолитовых покровов Передового хребта составляют низкокальциевую высокотитанистую толеитовую

Таблица 3

Состав главных типов среднеэоценовых вулканитов
Западной Аджаро-Триалети

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	47,66	50,99	49,02	54,22	48,08	51,48	59,51
TiO ₂	0,70	0,63	0,58	0,61	0,61	0,63	0,35
Al ₂ O ₃	17,01	16,93	16,53	18,54	11,80	17,68	17,90
Fe ₂ O ₃	5,14	6,23	4,76	4,02	6,31	5,30	3,44
FeO	4,25	3,29	4,29	3,51	3,87	2,13	1,16
MnO	0,18	0,14	0,15	0,14	0,16	0,14	0,10
MgO	6,30	4,99	8,11	4,38	9,97	3,68	1,54
CaO	10,05	9,32	9,29	5,73	11,75	8,21	2,25
Na ₂ O	2,83	3,63	2,96	4,30	1,78	3,56	5,66
K ₂ O	1,99	2,10	0,34	0,41	2,61	3,80	5,88
P ₂ O ₅	0,32	-	0,10	0,15	0,34	0,53	0,25
П.п.п.	1,97	2,11	2,09	2,25	1,14	1,95	1,63
Влага	0,56	0,75	0,95	1,15	1,63	0,57	0,52
Сумма	99,41	100,11	100,17	100,10	100,05	99,07	100,19
Li	10	5	46	35	12	12	14
Rb	93	35	4,7	7,0	73	112	143
Ba	245	494	221,5	272	328	1619	1333
Sr	800	735	258	344	827	848	683
Cr	176	59	258	73	432	15	8
Ni	65	27	44	27	159	12	5
Co	49	33	38	36	50	17	6
V	388	271	287	206	210	172	93
La	23	20	5,6	12	15	23	45
Ce	-	30	42	27	54	50	89
Nd	33	29	14	25	19	28	40
Y	25	18	20	21	17	22	20
Yb	2,7	2,5	3,93	3,4	2,3	2,9	2,6
Zr	82	85	57	75	135	107	-
Nb	5,3	6,0	4,0	2,4	8	-	-

Западный сегмент: 1-2 - меланократовый (14) и лейкократовый (6) слабощелочные базальты южной зоны; 3-4 - толеитовый базальт осевой зоны; 5-6-7 - калиевый анкарарит (22), базанит (6) и трахит (10) северной зоны.

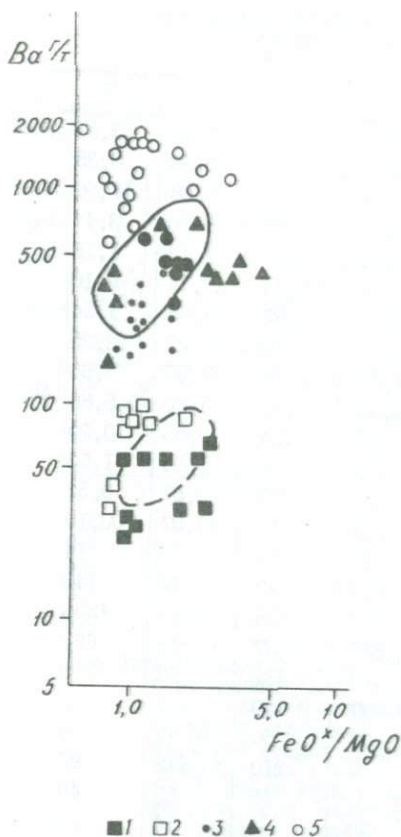


Рис. 4. Диаграмма Ba-FeO^x/Mg для некоторых палео- и современных тыловых рифтов.

1-2 - домер-тоарские и ааленские спрединговые базальты большекавказского моря; 3-5 - осевые толеиты, слабощелочные базальты южного фланга и калибазальты северного фланга Аджаро-Триалети. Шпильной линией оконтурено поле базальтов пролива Бренсфилд, пунктиром - поле спрединговых базальтов бассейна Лау.

крайне низкими содержаниями калия и титана и толеитовым трендом дифференциации (см. табл. 4, рис. 5). По названным параметрам они сопоставимы с вулканитами острова Бэнкс осевой части Новогейбридского рифта,

серии, которая по содержанию K, Mg, Ti и Ni по отношению Ni/Co, SiO₂/TiO₂ и Ni/V является промежуточной между срединно-океаническими и островодужными толеитами. По названным параметрам они близки спрединговым базальтам моря Скотия (задуговой бассейн Южносэндвичевой дуги). Сравнимые серии близки и по соотношению базальтов и андезитов (табл. 4, рис. 5).

Вулканические комплексы нижнего-среднего девона Передового хребта проявляют четкую латеральную и вертикальную зональность. В поперечном разрезе зональность проявлена в сокращении мощностей и увеличении роли кислых вулканитов на северном и южном флангах структуры (Барышев, 1972). Кроме того, высокотитанистые спрединговые базальты установлены лишь в центральных, наиболее погруженных участках зоны, а вулканиты бонинитовой серии фиксируются лишь в наиболее южной, Кенделярской ее подзоне. Вертикальная зональность вулканитов проявлена в смене контрастных серий нижней эффузивной толщи дифференцированными и островодужными сериями верхней эффузивно-эксплозивной толщи.

Базальты инициальной стадии рифтогенеза нижней эффузивной толщи характеризуются

Таблица 4

Состав ниже-среднепалеозойских вулканитов Передового хребта Большого Кавказа по данным И.Д.Шавишвили

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50,11	54,47	50,00	69,40	50,12	50,27	58,20	55,56	50,82	68,94
Al ₂ O ₃	15,47	15,15	16,60	11,05	14,79	16,35	14,90	12,85	14,81	14,96
Fe ₂ O ₃	3,99	3,57	5,33	2,82	10,51	4,05	6,61	3,78	2,37	2,77
FeO	5,67	5,89	6,62	2,01	3,24	4,50	4,24	6,89	6,17	1,62
MnO	0,15	0,14	-	0,14	0,20	0,12	0,14	0,14	0,25	0,03
CaO	8,20	5,62	3,35	5,03	6,79	4,72	3,88	0,67	3,74	0,67
MgO	6,69	5,38	7,36	3,15	4,29	3,97	3,28	8,38	10,16	0,88
Na ₂ O	3,79	4,75	5,80	4,00	4,79	6,42	6,44	4,00	5,00	6,48
K ₂ O	0,30	0,15	сл.	0,05	0,18	0,21	0,12	0,06	0,05	2,04
P ₂ O ₅	0,11	0,13	0,02	-	0,06	0,02	0,07	0,02	0,07	0,09
TiO ₂	1,35	0,88	0,40	0,13	1,40	0,39	0,42	0,17	0,18	0,21
Rb	7		5							
Ba			24	20	30			25	25	
Sr			50	60	70			150	50	
Zr	42		70	50	50			60	30	
Y			23	20	31			10	8	
Sc			50	30	55			44	51	
Ni	53		39		10	10	8	6		16
Co	26		37							
V	239		130	70	180			170	110	
Cr	57		20							

I-2 - средний базальт и средний андезит офиолитовой ассоциации;
 3-4 - базальт и риолит инициального рифтогенеза внутритугового бассейна;
 5 - базальт срединговой стадии рифтогенеза (нижняя эффузивная толща);
 6,7,10 вулканиты островодужной стадии развития зоны Передового хребта (верхняя эффузивно-эксплозивная толща); 8-9 - бониниты Кенделярской подзоны (нижняя эффузивная толща).

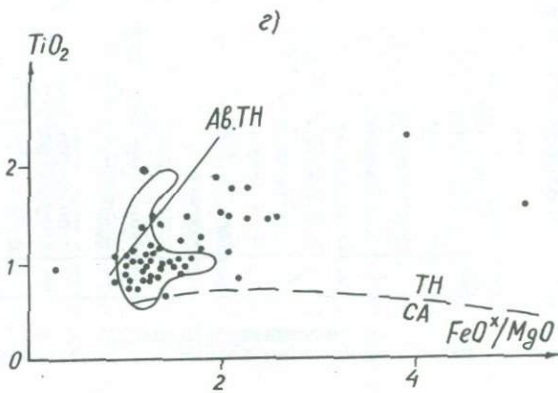
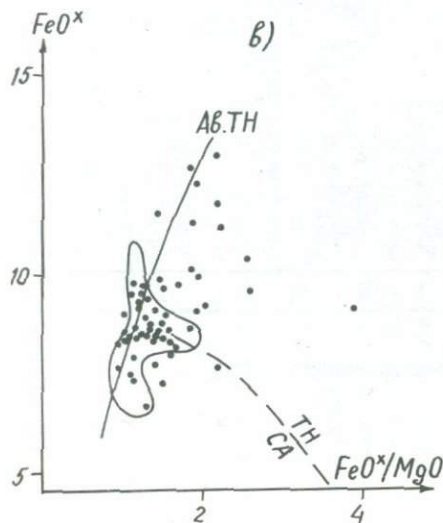
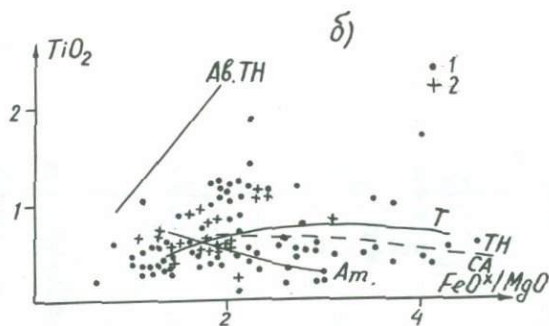
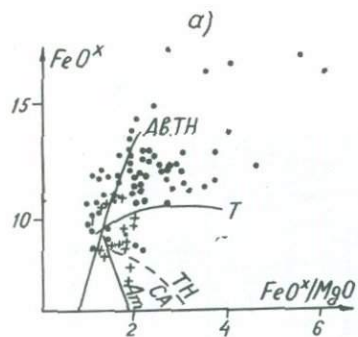


Рис. 5. Вариационные диаграммы базальтоидов среднепалеозойского рифта Передового хребта Большого Кавказа (а, б) и офиолитовых вулканитов (нижний -средний палеозой в, г) Передового хребта Большого Кавказа.
1-нижняя эффузивная толща, 2-верхняя эффузивно-эксплозивная толща. Тренды: АВ. ТН - абиссальных толеитов, Т- продуктов вулкана Тафуа (дуга Тонга), Ам- вулкана Амаги. Пунктирная кривая разделяет поля толеитовых и известково-щелочных серий. Оконтурено поле спрединговых базальтов моря Скоттия.

однако значительно беднее последних как литофильными, так и сидерофильными элементами. Спреди́нговые базальты нижней эффузивной толщи осевой части структуры, как и эффузивы офиолитовой ассоциации Передового хребта, по составу и трендам дифференциации близки толеитам СОХ, хотя и отличаются от последних более низкими содержаниями пиркония и элементов группы железа. Следует также отметить, что присутствие пород классически представленной бонинитовой серии в южной Кенделарской подзоне Передового хребта свидетельствует о том, что тыловой рифт Передового хребта был сопряжен с расположенной южнее океанической (энклиматической) островной дугой типа современных Бонинской и Марианской. (Судя по материалам В.И.Исаева, бониниты описанные как "пикриты" слагают основную часть кизилкольской свиты нижнего-среднего девона в Тырнаузском районе Передового хребта. - Исаев, устное сообщение).

З а к л ю ч е н и е

Фанерозойские тыловые бассейны кавказской активной окраины океана Тетис по динамике развития и закономерностям эволюции вулканизма обнаруживают полное сходство с современными окраинными и внутридуговыми морями. Для этих бассейнов установлена эгейская стадия развития (синемюр-карикс Большекавказского моря, поздний сенон-палеоцен Аджаро-Триалети и Талыша, возможно, поздний силур-ранний девон Передового хребта), за которой следует стадия инициального вулканизма, сопутствующая разрыву коры и началу спрединга (карикс-ранний домер Аджаро-Триалети Большекавказского бассейна, ранний-средний эоцен, ранний-средний девон Передового хребта). Домер-ааленские вулканы Большого Кавказа, ниже-среднепалеозойские вулканы офиолитовой ассоциации так же, как и толеит-базальты, близкие СОХ осевой части зоны Передового хребта (нижний-средний девон), фиксируют спрединговую стадию развития.

Как и вулканизм современных тыловых бассейнов, вулканизм палеобассейнов кавказской окраины обнаруживает геохимическое сходство с вулканизмом сопряженной дуги. Вулканы рифта Передового хребта подобно бонинитам сопряженной дуги, резко обеднены литофильными и сидерофильными элементами. Большое сходство спрединговых базальтов Большекавказского моря с толеитами СОХ по валовому составу, содержанию и распределению редких элементов и по изотопным характеристикам определяется незначительной переработкой мантийного вещества восходящими флюидами на ранних стадиях мезозойского этапа развития Закавказской дуги с бонинит-толеитовым типом вулканизма. Аджаро-Триалетский и Талышский внутридуговые рифты связаны со зрелой стадией эволюции Закавказской дуги. Формирование расплавов, исходных

для вулканических серий этих бассейнов происходило в сильно метасоматизированной мантии, подвергавшейся воздействию восходящих от зоны Бенюффа флюидов начиная с ранней юры. Естественно, островодужные характеристики выражены в них очень резко. Сходство изотопных и геохимических характеристик вулканических серий этих бассейнов с таковыми Японского моря и пролива Бренсфилд предопределено сходством геологической истории названных структур.

Наконец, необходимо отметить, что наличие метасоматизированной, обогащенной водой и крупноионными литофилами мантии под длительно развивавшимися активными окраинами создает предпосылку для образования низкотитанистых, обогащенных калием, рубидием, стронцием, барием и обедненных ниобием, цирконием, гафнием расплавов не только в результате задугового растяжения, но и в связи с любым типом рифтогенеза, наложенного на эти окраины.

Л и т е р а т у р а

- Барышев А.Н. О взаимосвязи девонского вулканизма и тектоники на Северном Кавказе. — ДАН АН СССР, т.207, №1, 1972, с.301-304.
- Белов А.А. Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое. М.; Наука, 1981, 210 с.
- Беридзе М.А. Вулканогенно-осадочный седименто- и литогенез (на примере раннеальпийских формаций Большого Кавказа). — Тбилиси, Мецниереба, 1983, 240 с.
- Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.; Наука, 1979, 299 с.
- Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б., Пополитов Э.И. Некоторые проблемы геохимической эволюции интрадуговых и окраинных бассейнов на примере Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта. — Геохимия, 1978, №6, с.821-831.
- Карякин Ю.В. Геодинамические обстановки проявления мезо-кайнозойского вулканизма Малого Кавказа. — Автореф. кандид. дис., М.; 1985, 21 с.
- Ле Пашон К. Впадины Средиземного моря. 27 сессия МК. Доклады, т.6, ч.2, М.; Наука, 1984, с.73-89.
- Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.; Недра, 1983, 194 с.
- Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980, 162 с.
- Милановский Е.Е. Закономерности распространения и развития орогенного кайнозойского вулканизма в Альпийском поясе Юго-Запад-

ной Евразии. М.; Наука, 1984.

Фролова Т.И., Коновалов Ю.И. Вулканизм Японского моря как индикатор его образования. - Вестник МГУ, 1985, №2, с.54-74.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. - М.:Недра, 1984, 334 с.

Хаин В.Е. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа.-М.; Наука, 1984, 94 с.

Шараськин А.Я. Строение и тектоно-магматическая эволюция дна Филиппинского моря. - Сб.: История и происхождение окраинных и внутридуговых морей. - 27 сессия МКК, Симпозиум 6, М.; Наука, 1984, с. 44-45.

Южночерноморский вулканический пояс и его металлогения. - Отв. редакторы Г.А.Твалчрелидзе и А.Е.Михайлов. М.; Наука, 1985, 96 с.

Adamia Sh., Buadze V., Shavishvili I. The Great Caucasus in the Phanerozoic: a geodynamic model. - In Metallog. and plate tectonics in the NE Mediterranean, Belgrade, 1977, p.215-229.

Berberian M. The South Caspian - a compressional depression floored by a trapped oceanic crustà - Canadian J. Earth Sci., 1983, v. 20, p.210-262.

Colley H., Warden A.J. Petrology of New Hebrides. - Geol.Soc. Am.Bull., 1974, v.85, N 10, p.1124-1142.

Dietrich V., Emmerman R., Oberhansly R., Puchelt N. Geochemistry of basaltic and gabbroic rocks from the West Mariana basin and the Mariana trench. - Earth Planet.Sci.Lett., 1978, v.39,p.123-131.

Gill J.B. Composition and origin of the Lau basin and ridge volcanics: implications for evolution of an interarc basin and remnant arc. - Geol.Soc. Am. Bull., 1986, v.87, p.1384-1395.

Gorton M.P. The geochemistry and origin of the Quaternary volcanism in the New Hebrides. - Geoch.Cosmochim.Acta, 1977, v.41, p.1259-1270.

Hawkins G.W. Petrologic and geochemical studies of the basaltic rocks of the Lau Basin.- Earth Planet.Sci.Lett., 1976, v.28, p.283-297.

Karig D.E. Origin and development of marginal basins in the Western Pacific.-J.Geophys. Res., 1971, v.74, N 11, p.2543-2549.

Lordkipanidze M., Zakariadze G., Popolitov E. Volcanic evolution of marginal and interarc basins.-Tectonophisics, 1979, v.57, N 1, p.71-83.

Muenov D.V., Liu N.U., Garcia M.C., Saunders A.D. Volatiles in submarine volcanic rocks from the spreading axes of the East Scotia sea back-arc basin.- Earth Planet.Sci.Lett., 1980, v.47,p.272-278.

Saunders A.D., Tarney J. The geochemistry of basaltic from a back-arc spreading centre in the East Scotia sea. -*Geoch. Cosmochim. Acta*, 1979, v.43, N 4, p.345-353.

Sharaskin A.Y., Bogdanov N.A., Zakariadze G.S. Geochemistry and timing of the marginal basin and arc magmatism in Philippine basins. -*PMC Trans. Roy. Soc.*, London, 1981, v.300, p.287-289.

Tarney J., Saunders A.D., Weaver S.D. Geochemistry of volcanic rocks in the island arcs and marginal basins of the Scotia arc region. -In M.Talwani and W.C.Pitman (eds), *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins*, Washington, 1977, p.367-395.

Weaver S.D., Saunders A.D., Pankhurst R.J., Tarney J.A. A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading. The Quaternary volcanics of Bransfield strait from South Shetland Islands. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, v.68, p.106-115.

Wood D.A., Mathey D.P., Joron D.L. A geochemical study of 17 selected samples from basement cores recovered at sites 447, 448, 449 and 551 of DSDP, leg 39. - In *Initial Reports of DSDP*, v.49, 1981.

МЕЗО-КАЙНОВОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ГРУЗИИ КАК ИНДИКАТОР
ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Территория Грузии так же, как и весь Кавказский сегмент Средиземноморского пояса, в мезо-кайновое являлась областью интенсивного вулканизма, проявившегося в пяти циклах вулканической деятельности - ранне-среднеюрском, позднеюрском, алт-поздне меловом, палеогеном и неоген-четвертичном. Накопившийся за последнее время большой фактический материал по геологии и вулканизму Грузии позволяет по-новому осветить ключевые вопросы истории развития вулканической деятельности поздней юры, алт-позднего мела и палеогена в свете современных представлений об альпийском этапе тектонического развития Кавказа. В предлагаемой статье позднеюрский и алт-поздне меловой вулканизм охарактеризован по материалам Г.Ш.Надарейшвили, а палеогеновый - по М.Б.Лордкипанидзе.

В мезозое территория Кавказа, по существующим на сегодняшний день представлениям, являлась активной континентальной окраиной палеоокеана Тетис тихоокеанского типа (Адамия и др., 1977). В северной ее части, включающей территорию Грузии, существовали: островная дуга - Закавказский срединный массив с мощной континентальной корой эпигерцинской консолидации, расположенное к северу от нее окраинное море - геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа, унаследованно развивающаяся с позднепалеозой-триасского времени и шельф Восточно-Европейского континента, который до среднего лейаса развивался как активная континентальная окраина андийского типа (Лордкипанидзе и др., 1984).

В конце ранне-среднеюрского вулканического цикла в позднем байосе-бате территория Грузии претерпела резкие палеотектонические и палеогеографические изменения, связанные с ранними орогенными движениями. В частности, процесс растяжения и деструкции коры сменился ее сжатием и внедрением раннеорогенных известково-щелочных гранитоидов. В пределах Закавказского срединного массива (Островная дуга) в конце байоса образовались участки суши, а в батское время он почти полностью освободился от водного покрытия. В северной его части, в районе Окрибы в процессе формирования батских толщ ³ угленосной и листоватых сланцев - в болотно-лимнических и лагунных условиях происходили спорадические извержения известково-щелочных базальтов и андезитов, близких по составу к байосским ву-

лканитам этого же района. В пределах же окраинного моря Большого Кавказа располагался остаточный мелководный морской трог.

Позднеюрский вулканизм на территории Грузии проявился только в пределах Закавказского срединного массива. Проведенные за последние годы исследования кернового материала глубоких скважин Колхидской низменности дали возможность по-новому оценить роль вулканизма этого времени в истории геологического развития Грузии.

В Колхиде глубокими скважинами под верхнеюрскими соленосными отложениями вскрыта мощная (более 2,5 км) вулканогенная толща, сложенная в основном лавовыми покровами оливиновых базальтов, оливиновых трахибазальтов, реже – лейцитовых базанитов и трахитов (рис. 1). По минералого-петрографической и петрохимической аналогии этих пород с верхнеюрскими вулканическими образованиями Окрибы, один из авторов (Надареишвили, 1985, 1986), относит их к поздней юре и считает, что рассматриваемая толща формировалась в наземных условиях в процессе интенсивного растяжения и деструкции коры в западной части Закавказской островной дуги в келловейское время. Интенсивность этих сопряженных друг с другом процессов – континентального рифтогенеза и субазальных мощных трещинных излияний возрастала с востока на запад, т.е. образование рифтовой структуры, по-видимому, с разрывами сплошности континентальной коры, имело место на западе, в пределах акватории Черного моря. К востоку, на Колхидской низменности эти процессы постепенно ослабевали и несколько севернее Дзиркульского выступа рифтогенез и сопутствующий ему вулканизм полностью прекращались. Не исключена возможность, что именно с этим рифтогенным процессом связано образование черноморских глубоководных впадин. Таким образом, надо полагать, что рифтогенез в пределах Черного моря и в западной части Закавказского срединного массива начался и завершился в поздней юре, и в последующие геологические эпохи его активизация не отмечается.

Продукты позднеюрского вулканизма западной части Закавказского массива представляют собой высокотитанистую щелочную оливин-базальтовую серию с нормальным и высоким содержанием калия, характерную для большинства молодых и современных континентальных рифтов (рис. 2,3).

В конце раннего мела на территории Грузии, как и во всем Закавказье, отмечаются интенсивные тектонические движения (австрийская фаза складчатости). Начало этого процесса во времени совпало с деформацией океанической коры Севано-Акеринского бассейна с раздавливанием и превращением в серпентинитовый меланж его офиолитового комплекса, который до верхнего коньяка был обдуцирован на южный край Закавказской дуги. Конец раннего и начало позднего мела знаменательны также зарождением и широким развитием поперечных глубин-

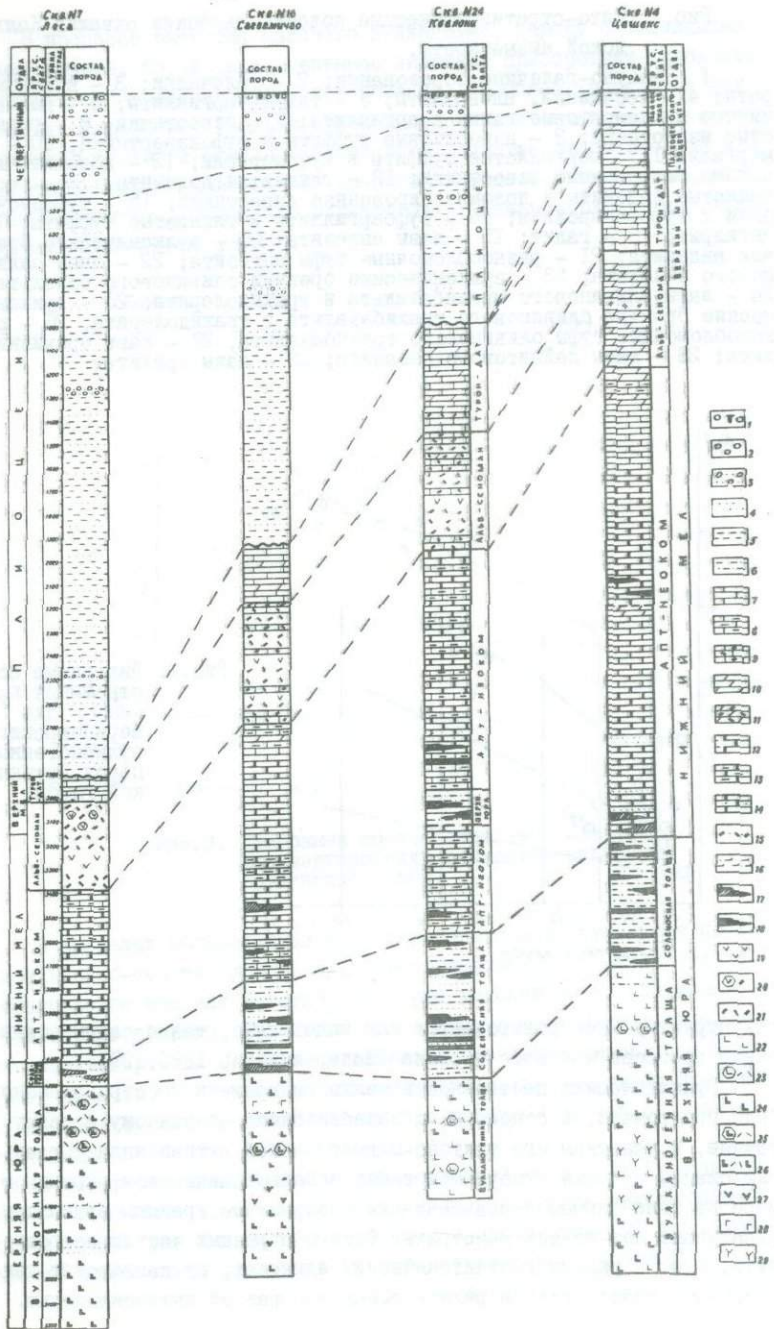


Рис.1. Лито-стратиграфические колонки глубоких скважин Колхидской изменности.

I - валуно-галечные образования; 2 - галечники; 3 - конгломераты; 4 - песчаники, алевролиты; 5 - глины, аргиллиты; 6 - песчанистые и алевроитовые глины и аргиллиты; 7 - известняки; 8 - глинистые известняки; 9 - известковые туффиты и туфоизвестняки; 10 - мергели; 11 - мергелистые туффиты и туфомергели; 12 - доломиты и доломитизированные известняки; 13 - глинистые доломиты; 14 - песчанистые доломиты и доломитизированные известняки; 15 - туфопесчаники и туфоалевролиты; 16 - туфоаргиллиты и глинистые туффиты; 17 - ангидрит; 18 - галит; 19 - лавы андезита; 20 - вулканические брекчии андезита; 21 - разнообломочные туфы андезита; 22 - лавы оливинового базальта; 23 - вулканические брекчии оливинового базальта; 24 - лавы оливинового трахизабальта и трахидолерита; 25 - вулканические брекчии оливинового трахизабальта и трахидолерита; 26 - разнообломочные туфы оливинового трахизабальта; 27 - лавы трахиандезита; 28 - лавы лейцитового базанита; 29 - лавы трахита.

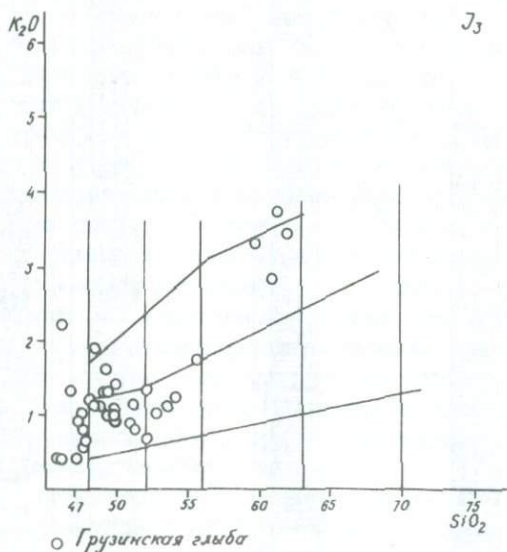


Рис.2. Диаграмма соотношения $K_2O - SiO_2$ для верхнекретaceous вулканогенных пород Грузинской глины.

ных структур, контролировавших как эндогенные, так и седиментационные процессы мелового периода (Надарейшвили, 1980, 1981).

Вулканическая деятельность мелового времени пространственно была приурочена, в основном, к Закавказскому срединному массиву, точнее, к участкам его тектоно-магматической активизации. Отдельные слабые вспышки отмечаются также в Большекавказском окраинном море на фоне флишевой седиментации. Возрастные границы вулканизма охватывают апт-ранний маастрихт. Однако в разных частях островной дуги, т.е. в разных геотектонических единицах, вулканическая деятельность проявлялась в разное время и с разной интенсивностью.

В процессе развития мелового вулканизма, наряду с общекавказскими, важное, порой первостепенное значение приобретали глубинные структуры субмеридионального простирания. Наиболее крупным из них являлось современное Транскавказское поперечное поднятие, которое в пределах Грузии в основном и являлось областью вулканической активности в мелу. Максимального развития и мощности вулканический процесс достигал в узлах его пересечения с Аджаро-Триалетской зоной и Артевино-Болнисской глыбой.

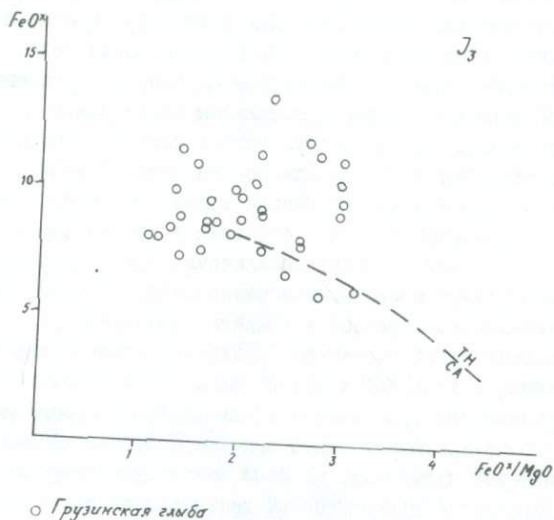


Рис. 3. Диаграмма соотношения $FeO^X - FeO^X/MgO$ для верхнеюрских вулканических пород Грузинской глыбы.

В пределах Большекавказского окраинного моря вулканизм проявлялся в альб-сеноманское время и пространственно тяготел к кордильерным поднятиям или участкам, которые унаследованно сохранили кордильерную природу. Вулканизм был слабым и проявился в виде спорадических извержений базальтов, андезито-базальтов, андезитов и андезито-дацитов, т.е. меловые вулканы здесь представлены последовательно дифференцированной известково-щелочной серией базальт-андезит-дацит.

В северной части Закавказской островной дуги - на Грузинской глыбе - в меловое время имели место два разных типа вулканической деятельности, разобщенных во времени и пространстве: 1) альб-сеноманский известково-щелочной и 2) турон-сантонский щелочной.

Вулканическая деятельность альб-сеномана в пределах Грузинско-

кой глыбы в основном была приурочена к Дзирульскому выступу докорого фундамента, входящего в зону Транскавказского поперечного поднятия. Продукты ее в виде 450–500-метровой вулканогенной толщи были вскрыты в зоне восточного погружения Грузинской глыбы; установлено, что эта толща узкой полосой тянется к югу и в пределах Аджаро-Триалетской зоны непосредственно увязывается с субмеридиональной троговой структурой, трассирующейся выходами жерловых и прижерловых фаций альб-раннетуронского возраста и субмеридиональными дайковыми комплексами этого же времени (Надарейшвили, 1980).

Многочисленными буровыми скважинами вскрыта альб-сеноманская вулканогенная толща мощностью 1000 м в зоне западного погружения Грузинской глыбы. Как и в предыдущем случае, она сравнительно узкой полосой тянется в субмеридиональном направлении и к югу непосредственно увязывается с одновозрастной толщей, приуроченной к западному поперечному поднятию Аджаро-Триалетской зоны.

Альб-сеноманская вулканогенная толща Грузинской глыбы характеризуется однообразием своего строения и представлена андезитобазальтами и андезитами, реже базальтами, среди которых преобладают роговообманковые и биотитовые разновидности. Редко встречаются также трахибазальты (Аркала) и трахиты (Далпара).

Турон-сантонский вулканизм Грузинской глыбы проявился в процессе деструкции западной части Закавказского срединного массива и пространственно был приурочен к зонам глубинных разломов субширотного или северо-восточного простирания. Протекал он так же, как и альб-сеноманский вулканизм, на фоне мелководной карбонатной седиментации. Продуктом вулканической деятельности является свита "Мтвари", сложенная щелочными породами: пикрит-базальтами, оливковыми базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, трахитами и фонолитами. Субвулканическая фация турон-сантонского вулканизма представлена тешенитами и камптонитами (Дзоценидзе, 1948; Гугушвили, 1968).

В Аджаро-Триалетской зоне меловой вулканизм пространственно был приурочен к двум поперечным поднятиям. Первый из них полностью охватывает область пересечения рассматриваемой зоны с Главным Транскавказским поперечным поднятием, Второе поднятие расположено в крайне западной части Аджаро-Триалети. За пределами поднятий в течение всего мелового периода происходило карбонатное осадконакопление (рис. 4).

В одних поднятиях вулканическая деятельность была локализована в сравнительно узких грабенообразных трогах субмеридионального простирания. Они были развиты в зонах растяжения, которые трассируются субмеридиональными дайковыми комплексами и поясами мелового возраста. Эти структуры, как уже отмечалось, не ограничивались сов-

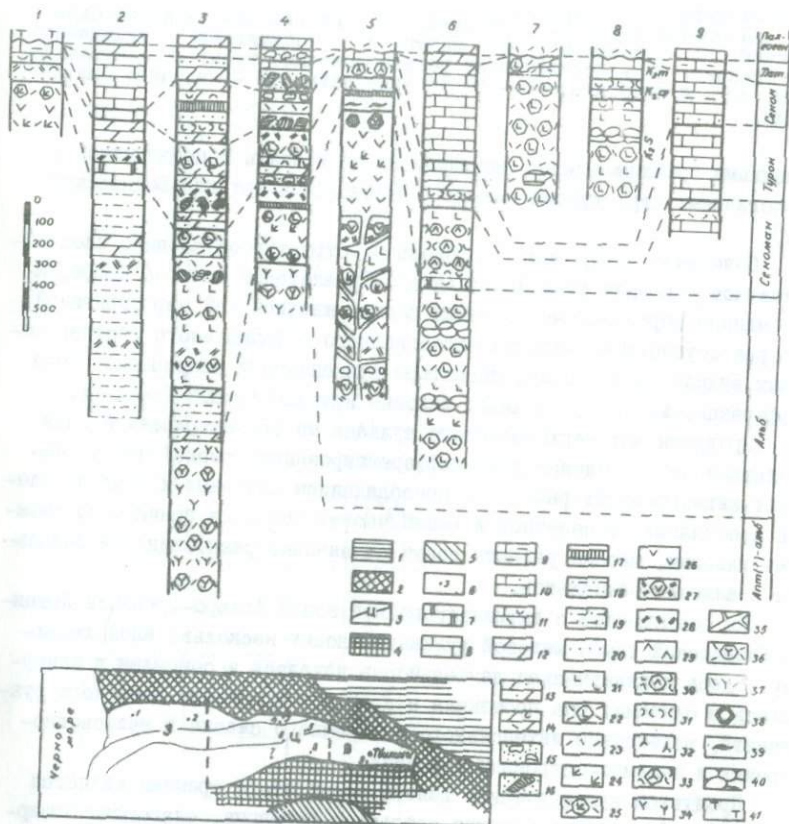


Рис. 4. Лито-стратиграфические колонки апт-верхнемеловой вулканогенно-осадочной толщи Аджаро-Триалетской складчатой зоны.

Скважины: 1 - Чохатаури-I; 2 - Гурта-I; 3 - сводная колонка по Хведуретской площади; 4 - северное крыло Сацхенинской антиклинали; 5 - южное крыло Тедзамской антиклинали; 6 - район с. Шилати; 7 - северное крыло Чобаретской антиклинали; 8 - северное крыло Гумбатской антиклинали; 9 - Телети-I9.

1 - Складчатая система Большого Кавказа; 2 - Грузинская глыба; 3 - Аджаро-Триалетская складчатая зона; 4 - Артвинско-Болнисская глыба; 5 - Сомхетско-Карабахская зона; 6 - места составления разрезов (на врезке); 7 - доломиты; 8 - известняки; 9 - глинистые известняки; 10 - песчанистые известняки; 11 - известковые туффиты и туфоизвестняки; 12 - мергели; 13 - песчанистые мергели; 14 - мергельные туффиты и туфомергели; 15 - конгломераты, брекчии-конгломераты; 16 - глыбовые брекчии олистостромового типа; 17 - опоки, мергели, спонголиты, кремни; 18 - аригилитоподобные алевритистые глины и аригилиты; 19 - алевритистые и песчанистые туфоаргилиты; 20 - песчаники, туфопесчаники; 21 - базальты; 22 - базальтовые вулканические брекчии; 23 - базальтовые разнородные туфы; 24 - андезитобазальты; 25 - андезитобазальтовые вулканические брекчии; 26 - андезиты; 27 - андезитовые вулканические брекчии; 28 - анде-

зитовые туфы; 29 - дациты; 30 - дацитовые вулканические брекчии; 31 - дацитовые туфы; 32 - риолиты; 33 - риолитовые вулканические брекчии; 34 - "спилиты"; 35 - дайки; 36 - "спилитовые" вулканические брекчии; 37 - "спилитовые" разнообломочные туфы; 38 - агглютинаты; 39 - игнимбриты; 40 - подушечные лавы; 41 - щелочные базальтоиды.

ременными границами зоны, выходили за ее пределы и соединялись с аналогичными структурами смежных Грузинской и Артво-Болнисской глыб.

Сочетание поперечных и продольных структур обусловило блоково-мозаичное строение фундамента Аджаро-Триалетской зоны. А дифференцированные вертикальные движения блоков явились той первопричиной, которая обусловила различия вещественного и фациального состава меловых вулканических толщ, характера вулканизма и направление хода дифференциации магм, питающих меловые вулканы Аджаро-Триалети.

Продукты апт-верхнемелового вулканизма рассматриваемой зоны представлены последовательно дифференцированной серией пород: базальт-андезит-дацит-риолит, с преобладанием основных и средних членов ассоциации. В северной и южной частях зоны, на границе со смежными глыбами, широко развиты также оливиновые разновидности базальтов и андезито-базальтов.

На сопряженной с активизированной зоной Аджаро-Триалети Артво-Болнисской глыбе меловый вулканизм носит несколько иной характер. Здесь вулканическая деятельность началась в сеномане и завершилась в сантоне. Она протекала в процессе дробления доюрского фундамента, вследствие интенсивного поперечного сжатия в мелководно-морских и наземно-островных условиях.

Продуктом вулканической деятельности этого времени является мощная (до 4 км) вулканогенно-осадочная формация, слагающая обширную синклиналичную депрессию, расположенную между Храмским и Локским выступами доюрского кристаллического фундамента. По фациальному и вещественному составу рассматриваемая формация имеет сложное строение и представляет собой многократное чередование толщ, сложенных основными, средними и кислыми вулканическими породами (рис. 5). Последние представлены последовательно дифференцированной серией пород базальт-андезит-дацит-риолит. Среди этих пород наибольшим развитием пользуются средние и кислые разновидности - андезитодациты и риолиты. В базальтоидах часто встречаются также оливиновые разновидности.

По петрохимическим особенностям меловые вулканы Закавказской островной дуги и бассейна окраинного моря характеризуются выдержанностью составов по латерали. Они в основном представлены нормально- и низкокальциевыми известково-щелочными сериями с низким содержанием титана и отсутствием накопления железа и титана на

Рис. 5. Сводная лито-стратиграфическая колонка верхнемеловой вулканогенно-осадочной толщи Артинско-Болнисской глыбы.

1 - нижнечетвертичные долериты; 2 - Среднеэоценовая вулканогенно-осадочная толща; 3 - Тетришкарройская свита: известняки, местами с вулканомиктовыми конгломерат-брекчиями, гравелитами, песчаниками и алевролитами; 4 - Шоршолетская свита: лавовые покровы, вулканические брекчия и туфы, преимущественно базальтового, реже андезитово-базальтового и андезитового состава, известняки, известковые туффиты и туфоизвестняки, вулканомиктовыми брекчия-конгломераты, гравелиты и песчаники; 5 - Гасандамская свита: вулканические брекчия, разнообломочные пемзовые и пелловые туфы, реже игнимбриды риолитового, рио-дацитового и дацитового состава, известняки, известковые туффиты и туфоизвестняки, силициты, местами вулканомиктовыми конгломерат-брекчия, гравелиты и песчаники; 6 - Тандзийская свита: лавовые покровы, иногда подушечного строения, вулканические брекчия и разнообломочные туфы базальтового, андезитово-базальтового и андезитового состава, реже известковые туффиты и туфоизвестняки, местами вулканомиктовыми конгломерат-брекчия и гравелиты; 7 - Машаверокая свита: игнимбриды и туфолавы, редко лавовые покровы, разнообломочные пемзовые и пелловые туфы риолитового, рио-дацитового и дацитового состава, местами туфоконгломераты, туфогравелиты и туфопесчаники, редко с прослоями известняков и известковых туффитов; 8 - Дидгвердская свита: слоистые пемзовые и пелловые туфы, реже лавовые покровы андезитового и андезитово-базальтового состава, в верхах туфы смешанного андезитового и риолито-дацитового состава, редко известковые туффиты и туфоизвестняки; 9 - Цераквская свита: массивные, грубослоистые пемзовые и пелловые туфы, реже игнимбриды и вулканические брекчия риолитового и риолито-дацитового состава, известняки, известняковые туффиты и туфоизвестняки, в низах туфоконгломераты; 10 - Опретская свита: известняки, часто песчанистые, глинистые алевролиты, известковые песчаники, гравелиты и конгломераты, в средней части редко известковые туффиты и туфоизвестняки, разнообломочные туфы базальтового состава; 11 - среднеюрские (ааленские) образования: слоистые кварц-аркозовые песчаники, глинистые сланцы, туфы, редко лавовые покровы спилитового и андезитового состава; 12 - нижнеюрские, плинсбах-гоарские образования: кварц-плагиоклазовые псаммито-алевритовые и алевритовые песчаники, глинистые сланцы, местами известняки; 13 - нижнеюрские гетанг-синемюрские отложения: конгломераты и кварцевые песчаники; 14 - верхнепалеозойские образования Храмского массива: "нижние туффиты"; 15 - нижнепалеозойские - докембрийские (?) образования: гранитоиды и кристаллические сланцы; 16-19 - секущие тела: риолиты (16), дациты (17), андезиты (18) и базальты (19); 20 - разломы.

ранних стадиях дифференциации, т.е. характеризуются известково-щелочным трендом. В некоторых случаях они выявляют шононитовую тенденцию, выразившуюся в возрастании содержания K_2O в средних и кислых разновидностях пород.

Исключение составляют породы турон-сантонской свиты "Мтавари" представляющие собой внутриплитовые щелочные высокотитанистые нормально-, а местами высококалиевые образования, характерные для молодых и современных континентальных рифтов (рис.6,7).

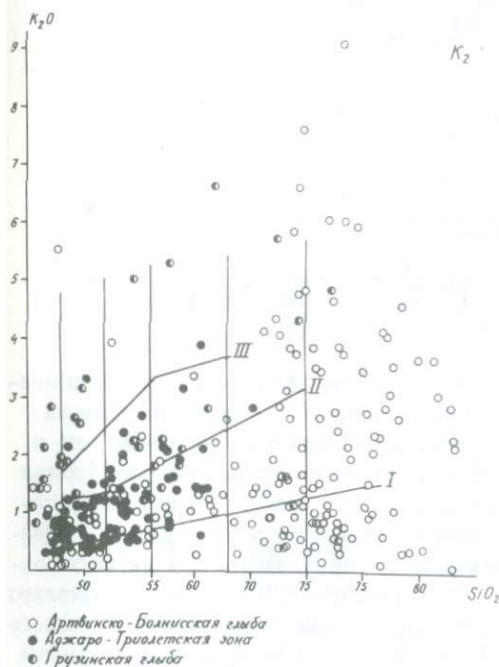


Рис.6. Диаграмма соотношения K_2O - SiO_2 для меловых вулканических пород Грузии.

Наиболее дискуссионен палеогеновый этап развития Грузии (как и Кавказ в целом). Позднемеловая обдукция офиолитов в Малокавказском поясе нередко рассматривается как результат замыкания океана Тетис и континентальной коллизии. Отсутствие миоценовых и более молодых офиолитов в регионе интерпретируется как отсутствие океанической коры этого периода. Свообразие геохимических характеристик, повышенная щелочность палеогеновых вулканитов обусловили вывод об отсутствии аналогов этих серий среди современных островодужных вулканитов (Карякин, 1985) и привели к концепции рифтового их происхождения (Короновский, 1979). Вместе с тем, ряд моделей допускает существование океанической коры, зон субдукции, островных

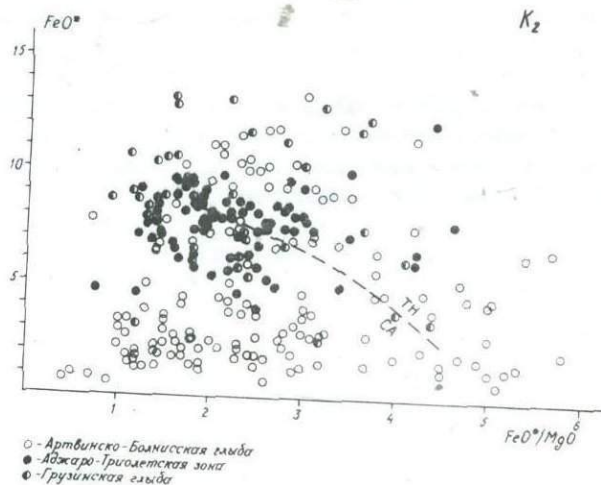


Рис. 7. Диаграмма соотношения $FeO^X - FeO^X/MgO$ для меловых вулканических пород Грузии.

дуг и активных окраин андийского типа на палеогеновом этапе развития Тетиса. Кинематические модели относительно смещения главных плит, реконструируемые по раскрытию Атлантики, показывают, что к началу палеогена Афро-Аравия была отделена от Евразии расстоянием порядка 1000 км (Patriat et al., 1982). Пример Восточного Средиземноморья, где обдукция офиолитов произошла в маастрихте, а океаническая кора мезозойского возраста субдуцируется под активную окраину и понине (Ле Писсон, 1984), доказывает, что обдукция офиолитов далеко не всегда определяется континентальной коллизией. В палеогеновом вулканическом поясе Тетиса распознаются мелководно-наземные андезитовые и шшонитовые серии и относительно глубоководные базальтовые толщи, ассоциирующие с турбидитами, которые, очевидно, маркируют пару: островная дуга-тыловой бассейн.

Совокупность вышеназванных фактов позволяет допустить, что палеогеновый Тетис представлял собой цепь интраконтинентальных бассейнов типа современного Средиземного моря, в которых осуществлялись спрединг, субдукция, островодужный вулканизм и задуговое растяжение.

На территории Грузии представлены мелководно-наземные андезитовые и шшонитовые вулканические серии и расположенные к северу от последних преимущественно базальтовые серии Аджаро-Триалетского внутридугового рифта.

В пределах андезитового пояса вулканическая деятельность началась в среднем эocene, после периода покоя, длившегося с поздне-

го кампана до раннего эоцена включительно. Началу вулканической деятельности предшествовала трансгрессия и расширение морского бассейна.

В среднем эоцене в результате вулканизма центрального типа сформировалась вулканическая толща мощностью в 800–1200 м, породы которой составляют нормально- и высококалийную известково-щелочную базальт-андезит-дацитовую серию (рис.8,9). В позднем эоцене площадь

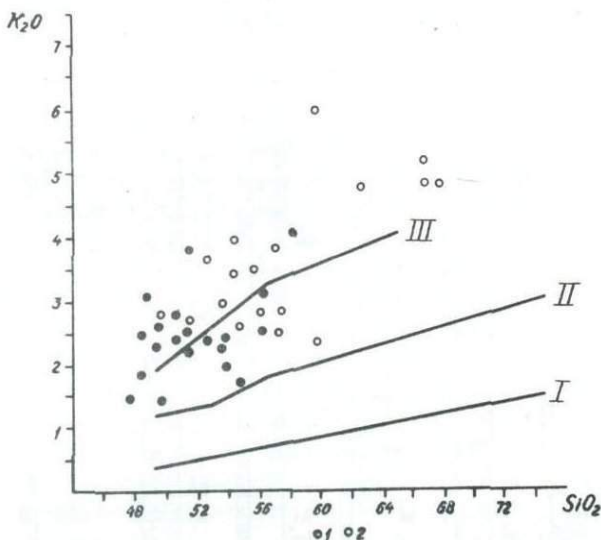


Рис.8. Диаграмма $K_2O - SiO_2$ для средне-верхне-эоценовых вулканитов палеогенового андезитового пояса. I-III граничные кривые между полями низко-, нормально-, высококалийных известково-щелочных и шшонитовых вулканических серий соответственно. I - среднеэоценовые вулканиты; 2 - верхнеэоценовые вулканиты адигенской и нададигенской свит.

активного вулканизма резко сокращается, однако локально (юго-восточная Аджария) позднеэоценовые вулканиты достигают мощности 2000м. Вулканическая деятельность происходит на фоне общего воздымания и расширения островной суши. Возрастает роль кислых андезитов и дацитов, локально проявляются риолиты, формирующие игнимбритовые поля. Как и в предыдущих циклах, установлено отчетливое возрастание содержаний Ti , Nb , Zr , I от начальных к конечным этапам палеогенового цикла, хотя максимальные содержания этих элементов не выходят за пределы поля островодужных пород. Позднеэоценовые вулка-

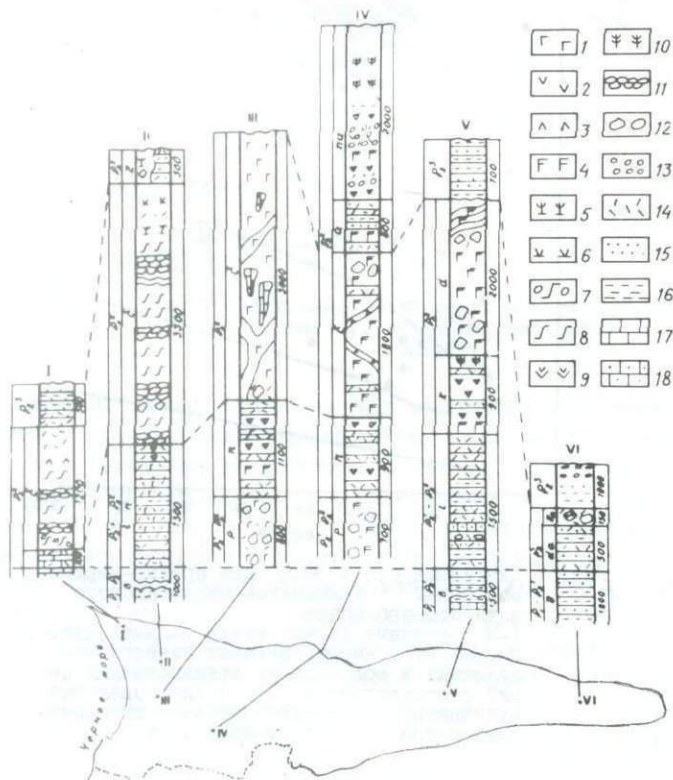


Рис. 9. Стратиграфические колонки эоценовой вулканогенно-осадочной формации Аджаро-Триалети.

I - Гური́йский хребет (крайний северо-западный отрог Месхетского хребта); II-IV - западный отрезок Аджаро-Триалети, северная (Кинтриши), осевая (Хино) и южная (Кеда) зоны соответственно; V - центральный отрезок (Боржоми); VI - восточная периферия (Тбилиси).
 I-3 - вулканы́ты толейтовой серии: 1 - базальты; 2 - андезиты; 3 - дациты; 4-7 - вулканы́ты слабощелочной серии: 4 - базальты, 5 - трахиандезиты, 6 - высококальциевые андезиты, 7 - деллениты; 8-10 - вулканы́ты щелочной серии; 8 - акарамиты, калибазальты, 9 - базаниты, 10 - трахиты; II - пиллоу-лавы; 12 - брекчии; 13 - конгломераты; 14 - туфы; 15 - песчаники; 16 - аргиллиты; 17 - известняки; 18 - мергели; В - Боржомский флиш, свиты: Р - перанга, 1 - ликанская, n - нагваревы, к - квабисхевы, с - чидильская, d - двирская, da - дабаханская, ко - конгломераты, а - адигенская, na - нададигенская, z - зенобанская.

ниты относятся к высококальциевой известково-щелочной и шшонитовой сериям. Характерна тесная ассоциация во времени и в пространстве высококальциевых роговообманковых андезитов с шшонитами, трахиандезитами, делленитами. По геохимическим особенностям, типу эволюции вулканизма во времени, составу минеральных фаз палеогеновые вулканы́ты Южной Грузии очень близки вулканическим сериям активной Калабрийской (Золовой) дуге Восточного Средиземноморья (Лордкипанидзе, 1985).

В отличие от островодужных серий Закавказского массива, палеогеновые вулканы́ты Аджаро-Триалетского трога сложены преимущественно лавами и гиадокластитами базальтового состава, которые ассоциируют с терригенными и вулканическими турбидитами. Как обособленная структура Аджаро-Триалетия сформировалась в палеоцене, когда на фоне интенсивного растяжения и блок-фолтинга здесь начали аккумуляроваться терригенные турбидиты Боржомского флиша (мощность до 2000 м). Вулканическая активность началась в нижнем эоцене в западной части трога, достигла апогея в среднем эоцене и локально продолжалась в позднем эоцене (см. рис. 9). Импульсы интенсивного растяжения, когда формировались мощные базальтовые толщи перангской (ранний эоцен) и чидила-двирской (конец среднего эоцена) свиты разделены периодом покоя, отмеченного излиянием дифференцированных лав нагваревы-квабисхевской свиты (начало среднего эоцена). В осевой зоне западной Аджаро-Триалети в конце среднего эоцена формируется дайковый комплекс, содержащий огромные глыбы поздне меловых известняков, сорванных с фундамента и вынесенных в зияющие трещины восходящим потоком базальтовой магмы (см. рис. 9). Предполагается, что дайковый комплекс фиксирует начало спрединга, дальнейшее развитие которого привело к формированию базальтовой коры Восточночерноморской впадины (Адамия и др., 1974).

Состав ниже-среднеэоценовых вулканы́тов Аджаро-Триалети испытывает закономерные вариации вдоль оси рифта и вкrest простирания

структуры. На фоне преобладающего распространения слабощелочных и щелочных низкотитанистых разновидей в осевой зоне западной Аджаро-Триалети представлены низкокальциевые базальты, характеризующиеся умеренным накоплением железа и титана в дифференциальном ряду (рис. 10, 11). По химическим особенностям палеогеновые вулканические серии Аджаро-Триалетского внутривулканического рифта наиболее близки вулканикам Японского моря и пролива Бренсфилд.

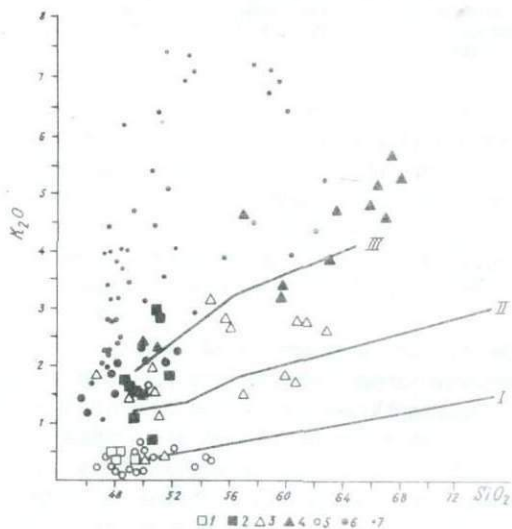


Рис. 10. Диаграмма $K_2O - SiO_2$ для нижне-средне-эоценовых вулкаников Аджаро-Триалети

1-2 - перангские вулканики осевой и южной зоны соответственно; 3-4 - нагваревские вулканики осевой и южной зоны соответственно; 5-7 - чидильские вулканики осевой южной и северной зон соответственно.

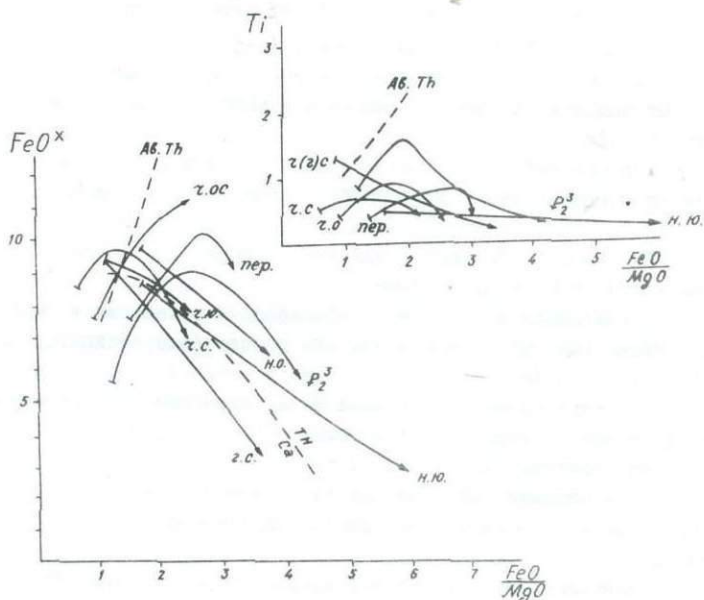


Рис. II. Диаграммы $TiO_2 - FeO^X/MgO$ и $FeO^X - FeO^X/MgO$ для эоценовых вулканических пород Алжаро-Триалети.

Кривые для свит: пер-перанга-ликани, н.о. - нагвареви-квабисхеви осевой зоны; н.ю. - нагвареви-квабисхеви южной зоны, ч.о., ч.ю. и ч.с. - чидильская свита осевой южной и северной зон соответственно, P_2^3 - адигенская и нададигенская свиты верхнего эоцена.

К концу эоцена малокавказская часть Тетиса замыкается и начинается коллизионный период развития региона.

Л и т е р а т у р а

Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Латеральная зональность базальтов Черноморско-Алжаро-Триалетского рифта. - ДАН СССР, 1974, т.216, №4, с.201-203.

Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. - Геотектоника, 1977, №4, с.88-103.

Гугушвили В.И. Меловой вулканизм Грузинской глыбы. - Тбилиси: Мешниереба, 1968.

Лзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Ин-т геол. и минер. АН ГССР, Монографии, 1948, №1.

Каракии Ю.В. Геодинамические обстановки формирования вулкано-генных комплексов Малого Кавказа в альпийское время. Автореф. канд. дис. М.: 1985, с.20.

Короновский Н.В. Палеогеновый вулканизм в геологической истории Ближнего и Среднего Востока. - Вестн. МГУ, геология, 1979, №2, с.3-16.

Ле Пйшон К. Впадины Средиземного моря. 27 сессия МКК, М.: Наука, 1984, т.6, ч.2, с.73-89.

Лордкипанидзе М.Б. Мезо-кайнозойский вулканизм и геодинамика Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Автореф. доктор. дис. Тбилиси: 1983, с.48.

Лордкипанидзе М.Б., Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З. Эволюция активных окраин океана Тетис (на примере Кавказа). 27 МКК, палеоокеанология. Доклады. М.: Наука, 1984, т.3, с.72-83.

Надарейшвили Г.Ш. Меловой вулканизм и Транскавказское поперечное поднятие. - Мат. У Всесоюзн. вулк. совещания, Тбилиси: Мешниереба, 1980.

Надарейшвили Г.Ш. Меловой вулканизм Аджаро-Триалети. - Тр. геол. ин-та АН ГССР, нов.сер., 1981, вып.75.

Надарейшвили Г.Ш. О позднеюрской истории Колхидского нефтегазоносного района. Тез. докл., Тбилиси: 1985.

Надарейшвили Г.Ш. Колхида в позднеюрское время. - Тезисы докладов III школы-семинара "Геодинамика Кавказа". Изд-во АН АрмССР, Ереван: 1986.

Г.И.Насидзе, Р.А.Ахведиани, Т.В.Батишвили,
Р.М.Манвелидзе, Ц.Ш.Каргаретели, И.У.Швелидзе

ТИПОМОРФИЗМ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ В ПРИМЕНЕНИИ К НЕКОТОРЫМ ВОПРОСАМ РЕГИОНАЛЬНОЙ МИНЕРАЛОГИИ ГРУЗИИ

Отдел минералогии со дня его основания в разные периоды занимался изучением юрских и среднеэоценовых поствулканических минеральных ассоциаций, минералогии халькопирит-пирротиновой полосы Южного склона Большого Кавказа и ряда рудных месторождений Грузии. Сотрудники отдела, по инициативе его основателя д-ра наук, проф. Г.В. Гвахария, продолжают изучение основных породообразующих минералов из пород разных тектонических единиц Грузии и смежных областей. Установлены возможности получения большой и весьма разнообразной информации о составе, строении, свойствах, условиях образования и изменения минералов, которые могут быть использованы как для расшифровки физико-химических условий минералообразования, так и в практических целях.

Объектом исследования являются: кристаллическое ядро Большого Кавказа (гранитоиды и метаморфиты), гранитоидные массивы Грузии и вулканогенные породы Аджаро-Триалетской складчатой зоны. В данной работе суммированы новые материалы, характеризующие особенности минералов и их сообществ, типичных для определенных генетических условий. Рассмотрены общие вопросы типоморфизма, структурного состояния, состава и свойств минералов, политипия и определяющие ее факторы, которые могут быть использованы в геотермобарометрии.

Ниже излагаются некоторые общие положения, полученные сотрудниками отдела при регионально-минералогических исследованиях.

В соответствии с задачами "нового этапа" регионального изучения полевых шпатов, с 1961 года в отделе минералогии велись планомерные и систематические исследования калишпатов гранитоидов Грузии. Результаты этих исследований изложены в ряде опубликованных и фондовых работ. Вопросы геолого-петрологического значения калишпатов в изучении гранитоидов Грузии изложены в монографии Р.М.Манвелидзе (1983). Основные выводы этих исследований в кратком виде заключаются в следующем.

Согласно традиционно существующим представлениям, в свое время сыгравшим прогрессивную роль, гранитоиды Грузии по разновидности калишпата подразделялись на "микроклиновые" и "анортоклазовые". Содержание микроклина считалось признаком древности, а "анортоклаза" — молодости

пород. Такое подразделение нередко, подтверждалось прямыми геологическими наблюдениями. Тем не менее, существующие представления не отражали истинного геологического значения калишпатов гранитоидов Грузии. Они характеризуются большим разнообразием структурно-оптических типов, в распределении которых наблюдаются совершенно определенные закономерности. Именно последнее обстоятельство имеет важное геолого-петрографическое значение. При этом надо подчеркнуть, что микроклин (в том числе и решетчатый) обнаружен в молодых гранитоидах, а калишпат, который раньше определялся как "анортотлаз", - в древних гранитоидах.

Современный облик калишпатов гранитоидов Грузии определяется влиянием множества факторов, связанных с условиями формирования гранитоидов и их последующей геологической историей. При этом для большинства гранитоидов Грузии определяющими являются условия формирования, включая превращения калишпатов в твердом состоянии под воздействием катализаторов. Превращения же калишпатов в твердом состоянии за длительное геологическое время, без воздействия катализаторов, могли иметь лишь подчиненное значение и они, видимо, существенно не повлияли на современный облик калишпатов большинства гранитоидов Грузии. Определенную аномалию в этом отношении могут представлять древние (палеозойские) калишпатовые гранитоиды Храмского и Локского массивов, которые претерпели вторичный региональный прогрев, что подтверждается омоложением "аргонового возраста" этих пород.

По закономерностям геологического распределения структурно-оптических типов калишпата довольно отчетливо различаются магматические и метасоматические гранитоиды Грузии. Это главным образом выражается в том, что для метасоматических гранитоидов (условия формирования которых соответствуют постмагматической стадии формирования магматических гранитоидов) не характерны те малоупорядоченные структурно-оптические типы калишпата, которые образуются в магматических гранитоидах в магматическую стадию их формирования.

В связи с этим, калишпаты приобретают значение одного из главных аргументов, доказывающих наличие в гранитоидном комплексе Грузии магматических гранитоидов, наряду с метасоматическими, а также - важнейшего критерия для генетического расчленения указанных пород.

Определенное различие наблюдается так же между структурно-оптическими типами калишпатов глубинных и гипабиссальных магматических гранитоидов - в первом случае порядок выше, чем во втором. Это объясняется тем, что в связи с различием глубины застывания гранитоидной магмы, различными были скорость кристаллизации, катализаторное влияние летучих компонентов, длительность постмагматическо-

го этапа и давление. В связи с этим следует отметить, что на основании анализа закономерностей геологического распределения структурно-оптических типов калишпата в различных гранитоидах, впервые было сделано заключение о глубинном абиссальном происхождении гранитов Рквийской интрузии. К такому же выводу, но уже на основании совершенно иных петрологических данных, пришли петрографы геологического института К.С. Чихелидзе и И.И. Хмаладзе (1977).

Возможность успешного применения калишпатов (по - 2V 0.0), в прошлом, для возрастного расчленения гранитоидов Грузии была обусловлена не тем, что - 2V этого минерала находится в прямой зависимости от геологического времени, а тем, что палеозойские гранитоиды Грузии представляют собой метасоматические или глубинные магматические образования, тогда как постпалеозойские гранитоиды являются гипабиссальными магматическими образованиями. Естественно, наблюдаемое распределение структурно-оптических типов калишпата в гранитоидах Грузии по-прежнему сохраняет и значение возрастного критерия.

Обширные группы пироксенов и амфиболов давно привлекают внимание сотрудников Института. Изучаются они в региональном масштабе из разных тектонических единиц Грузии с использованием современных методов минералогических исследований, результаты которых дают возможность сделать существенные выводы о химизме среды и термодинамических условий минералообразования.

Рентгеновские исследования пироксенов из вулканогенных пород Алчаро-Триалетской складчатой зоны позволили выявить структурный типоморфизм пироксенов, выраженный неоднородным строением изученного минерала, присутствием различных фаз, в частности для андезитов и андезито-дацитов известково-щелочной серии присутствие авгитов с примесью ромбического пироксена; для пород субщелочной серии, обогащенных магнием (базальтов и андезитобазальтов), - наличие эндиопсидов и эндиопсидов+ромбических пироксенов, а для андезитов и делленитов - диопсидов и диопсидов с примесью ромбической фазы. В вулканогенных щелочной серии верхнего эопена присутствует авгит.

Прослеживается зависимость парагенезиса пироксенов от скорости остывания: для пироксенов, остывание которых происходит относительно медленно, характерно образование чисто мономинеральных разновидностей, а для пироксенов, остывание которых происходит быстро - образованием индивидов со структурой закалки, когда одновременно присутствуют как моноклинный, так и ромбический пироксены.

Изученные пироксены в инфракрасном спектре выявляют определенную типоморфную зависимость относительной интенсивности полос 470 и 510 см⁻¹ от процентного содержания Ca и Mg в химическом анализе.

При сопоставлении данных коррелятивного анализа были получены

интересные результаты; в частности установлены резкие коррелятивные различия между совокупностями пироксенов, принадлежащих, с одной стороны, андезитам, а, с другой — базальтам. Данный факт свидетельствует о существенной роли в формировании пироксенов химического состава материнской породы.

На основании сопоставления химического состава с температурой минералообразования установлено, что при почти стандартной величине магнезиальности пироксенов, на изменение температуры реагирует железистость, кальциевость и алюминенность, остальные же элементы ведут себя инертно, что характерно для пироксенов океанических базальтов. Отчетливо прослеживается также прямая зависимость количества СаО и обратная MgO и FeO от величины давления. (На рис. I приводится один из вариантов зависимости состава пироксенов и амфиболов от температуры минералообразования).

Одним из типоморфных элементов является окисное железо, с помощью которого можно определить парциальное давление кислорода, т.е. степень окисленности и роль летучих при образовании вулканических пород. Было установлено, что наиболее "сухими" были расплавы, давшие пластовую жилу (Вашлованский силл), а обогащенными летучими — жилы, секущие пирокластиты среднего эопена Аджаро-Триалети.

Ход кристаллизации минералов был прослежен на основании распределения содержания кремнезема и магнезиальности, с помощью которых была определена степень раскристаллизованности пород, т.е. картина кристаллизационной дифференциации разных типов пород и выявлены определенные закономерности их размещения в зависимости от состава пород и времени затвердевания.

Интересные результаты были получены по амфиболом, образование которых происходило в тех же условиях, что и пироксенов. С помощью исследования, проведенного с целью выявления фазовых превращений связанных с составом и структурой минерала при его нагревании, было установлено, что максимальная величина эффекта дегидратации может быть принята как температура минералообразования, и использована в качестве геотермометра, что также хорошо согласуется с геологическими наблюдениями.

Установлено было также, что с падением температуры состав амфиболов изменяется от паргасита к роговой обманке, что выражается падением величин щелочности, суммарного алюминия и магния и увеличением количества двухвалентного железа.

Весьма важным условием стабильности амфиболов является наличие гидроксила — одной из структурных составляющих этого минерала, который в свою очередь указывает на насыщенность исходного расплава водой. Проведенные исследования показали, что прослеживается тен-

денция увеличения количества воды в минерале с падением температуры и обратная зависимость от давления, чем и подтверждается современное представление о формировании пород базальтоидов в водонасыщенных системах, тем более, что в изученных амфиболах вулканогенных пород количество воды колеблется от 0,7 до 2,25 %, что также указывает на насыщенность исходного расплава водой.

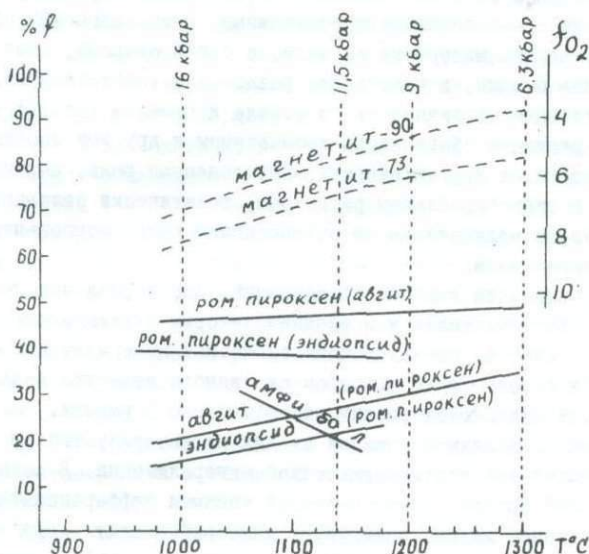


Рис. 1. Эволюция состава пироксенов и амфиболов Аджаро-Триалетского вулканогенного комплекса.

Все вышеперечисленные критерии, определяющие генезис пироксенов вулканогенных пород Аджаро-Триалети, позволили сделать следующий вывод: кристаллизация пироксенов происходила в различной степени водонасыщенной базальтовой магме в температурном интервале от 900 до 1240 °C при среднем значении давления от 7,5 до 16,5 кбар и фугитивности кислорода 10⁻⁶ - 10⁻⁹. Поле устойчивости пироксенов ограничивается моновариентными линиями ликвидуса базальтового расплава, амфибола и клинопироксена. На основании сравнения с литературными данными можно высказать предположение о том, что процесс кристаллизации минералов, по всей вероятности, должен отвечать относительно ранним этапам формирования пород Аджаро-Триалетской складчатой зоны в низах коры на глубине 35-50 км (Насидзе, Ахвеле-

диани, 1985).

Минералогическое исследование группы агатовых месторождений Ахалцихского района, крупнейших в СССР месторождений технического агата, показало, что они являются типичными низкотемпературными образованиями, возникшими на небольших глубинах. Это подтверждается как геологическими данными, так и спецификой минералогического комплекса, а также интенсивной пеолитизацией и оглинением (монтмориллонитизацией) вмещающих пород. Месторождения пространственно и генетически связаны с вмещающими их эффузивными породами, являющимися продуктами среднеэоценового вулканизма. Материалом для образования гидротермальных минералов служили, с одной стороны, сами вмещающие эффузивные породы, в результате разложения (пеолитизация, монтмориллонитизация) вулканического стекла и цемента которых гидротермальные растворы обогащались кремнеземом и другими необходимыми компонентами, с другой стороны, определенная роль, вероятно, принадлежала и гидротермальным растворам, генетически связанным с давшим эти эффузивы вулканизмам, и приносящим часть компонентов из вулканического очага.

На основании изучения ассоциаций гидротермальных пеолитов, связанных с юрским, меловым и среднеэоценовым вулканизмом, подтверждается генетическая связь поствулканической минерализации с составом вмещающих пород. Ярким примером сказанного является Ахалцихский район, где выделяются различные эффузивные формации, связанные с эоценовым вулканизмом. Каждая из них характеризуется своей спецификой проявления поствулканической минерализации. В северной, т.е. агатоносной полосе, представленной кислыми дифференциатами андезит-базальтовой магмы, доминируют калиевый пеолит — эрионит и калиевый α - апофиллит (Батишвили, Гвахария, 1968). В южной части Ахалцихского района преобладают излияния лав основного состава. Соответственно, пеолитовая ассоциация представлена кальциевыми пеолитами, гейландитом, морденитом, десмином, сколецитом, β -леонгардитом и томсонитом (Татишвили, Батишвили, 1982).

Выделение типоморфных рядов минералов разрешило градуировать процессы минералообразования и подразделить их на отдельные фазы.

Необходимо отметить, что в результате проведенных минералогических исследований, были открыты стратиформные месторождения пеолитов, которые приурочены к меловым и палеогеновым вулканогенно-осадочными формациями и образуют крупные промышленные месторождения, преимущественно клиноптиллолита, реже морденита и анальцима. В течение последних лет было открыто месторождение филиппсита, пока единственное в Советском Союзе. Совместные исследования с ТГУ и ИФох АН ГССР позволили дать всестороннюю характеристику этого нового минерального сырья и рекомендовать его к практическому использованию в различных отраслях народного хозяйства страны.

Регионально-минералогические исследования коснулись также отдельных минералов (граната, биотита, роговой обманки, графита) метаморфического комплекса, распространенного на территории Абхазии и Верхней Сванети в пределах Софийского и Тебердинского поднятий. Отмеченные минералы являются пороодообразующими для изученных метаморфитов на территории Абхазии, представленных буульгенской (гвандринская, клычская, сисинская и верххлибсисская свиты) серией, которые претерпели андалузитовый и кианитовый тип регионального метаморфизма (по Миширо, 1976), протекавший в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Что же касается Верхней Сванети, то здесь устанавливается лишь андалузит-силлиманитовый тип метаморфизма с минеральными ассоциациями, содержащими андалузит и кордиерит.

Выводы основаны на некоторых новых разработках по определению P-T условий минералообразования, с использованием как известных диаграмм Л.Л.Перчука (1976) и ионного потенциала В.И.Лебедева (1967), так и созданных в отделе минералогии геотермометров и геобарометров на основе комбинированного расчета термодинамических функций состава гранитов и их рентгеновских параметров (Ахвеледiani и др., 1981), а также экспериментальных данных зависимости параметра решетки графита от температуры (Ахвеледiani и др., 1978).

Это позволило установить для отмеченной группы минералов изученного региона как частные, так и общие типоморфные признаки, воссоздающие условия минералообразования и эволюцию отдельных минералов в процессе метаморфизма в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

Наиболее общая закономерность для магнезиально-железистых минералов изученной системы выявилась в распределении железистого минала, в отношении которого исследованные минералы ведут себя по-разному (рис.2). Так, с возрастанием температуры метаморфизма процент алмандиновой составляющей в пиральспитовых гранатах уменьшается, тогда как для роговых обманок зависимость обратная.

Особый интерес вызывает поведение биотита (Швелидзе, 1984), давшего в зависимости от исходного состава пород два различных минеральных ряда: истонит-сидерофиллитовый, характерный для насыщенных и недосыщенных K_2O метапелитов, в которых железосодержащий минал находится в прямой зависимости от температуры метаморфизма и аннит-флогопитовый, присущий богатым CaO породам, с обратной зависимостью состава от температуры.

Наконец, для уграндитовых гранитов, распространенных в богатых CaO породах, на температуру минералообразования нутко реагирует андрадитовый минал, что выражено на рис.2 резким наклоном прямой зависимости.

Расчеты общего давления для изученной системы по пиральспитам, утрацитам и биотитам в отдельности позволили нанести на диаграмму изобары (пунктирные линии на рис. 2), тем самым воссоздав в целом генетическую взаимосвязь состава изученных минеральных индивидов с P-T условиями минералообразования.

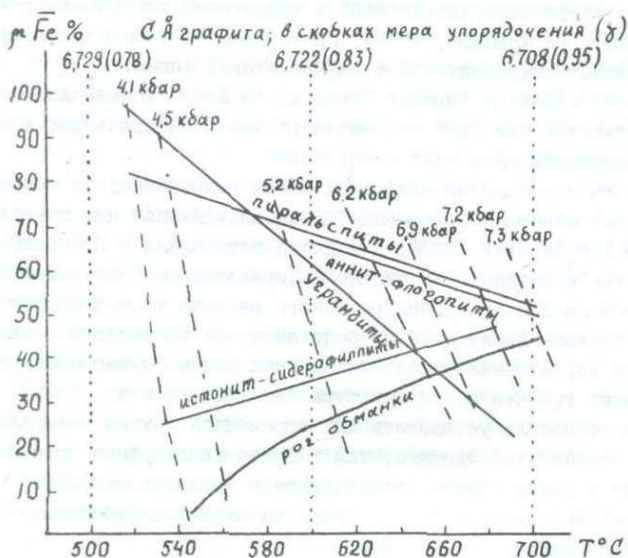


Рис. 2. Поведение минералов в условиях регионального метаморфизма

Из частных типоморфных свойств в первую очередь необходимо отметить установленное нами изменение параметра решетки, а вместе с ним степени упорядоченности графитов в процессе регионального метаморфизма, определенные величины которых служат реперными точками, в конкретном случае, при разграничении полей эпидот-амфиболитовой (параметр SA = 6,729-6,722) и амфиболитовой (параметр SA = 6,722-6,708) фаций.

Подтверждение сказанному находим при анализе рентгеноструктурных данных по политипным модификациям изученных биотитов. Так для истонит-сидерофиллитового ряда биотитов как насыщенных, так и недосыщенных K_2O метapelитов, характерна политипная модификация IM_d , которая сохраняется в интервале эпидот-амфиболитовой фаций, переходя с увеличением степени метаморфизма в модификацию IM , являющуюся

юся ведущей для низкотемпературной амфиболитовой фации. Наконец, в зоне мигматита (высокотемпературная амфиболитовая фация) истонит-сидерофиллиты перекристаллизуются в более упорядоченную структуру IM (3T).

Биотиты антит-флогопитового ряда метабазитов, в пределах низкотемпературной и высокотемпературной амфиболитовой фаций изменяют структуру по схеме IM-2M₁.

Таким образом, на основании всестороннего анализа типоморфных свойств полевых шпатов, пироксенов, амфиболов, слюд, гранатов, агатов и цеслитов были расшифрованы основные вопросы генезиса минералов, которые дополняют результаты геологических и петрологических исследований более точными количественными данными о составе, режиме и глубине кристаллизации магматического расплава и процессов регионального метаморфизма. Это позволяет использовать свойства минералов в качестве критерия условий образования горных пород и геологических формаций, а также для интерпретации теоретических представлений о динамике формирования исследуемых регионов Кавказа и дает возможность создать более совершенные основы поисков полезных ископаемых с использованием минералогических критериев.

Л и т е р а т у р а

Ахвледиани Р.А., Шенгелиа Д.М. Рентгеновское изучение углито-графитового вещества в условиях регионального метаморфизма. - Науч. тр. ИПИ, 1978, № 4 (205), с.64-70.

Ахвледиани Р.А., Кепховели Д.Н. P-T условия формирования пиральспитовых гранатов из метаморфитов горной Абхазии. - Сообщ. АН ГССР, 1981, 103, № 3, с.645-648.

Батишвили Т.В., Гвахария Г.В. О первой находке эрионита в Грузии. - ДАН СССР, 1968, т.179, № 2, с.179-180.

Лебедев В.И. Магматический процесс кристаллизации в свете кристаллохимии и геоэнергетики. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1967, № II, с.87-97.

Манвелидзе Р.М. Геолого-петрологическое значение калишпатов гранитоидов Грузии. - Тр. ГИН АН ГССР, нов.сер., 1983, вып.81, 124 с.

Мияширо А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976, 535 с.

Насидзе Г.И., Ахвледиани Р.А. Пироксены среднеэопеновых вулканогенных пород Центральной части Аджаро-Триалети. - Минер. сб. г.Львов, № 39, в.1, 1985, с.48-54.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных

системах. М.: Недра, 1976, 287 с.

Татишвили М.Г., Батиашвили Т.В. О некоторых особенностях генетической связи доэолитовой минерализации и вмещающих эоэолитовых пород Месхети. - Изв. Геол. общ. Грузии, 1982, т. IX, вып. I, 2, с. 99-108.

Чихелидзе К.С., Хмаладзе И.И. О термодинамических условиях формирования кристаллических пород Дзиркульского выступа Грузинской глыбы. - Сообщ. АН СССР, 1977, 86, № I, с. 137-140

Швелидзе И.У. Типоморфизм биотитов из метаморфических пород Абхазии и Верхней Сванети. - Тез. докл. Республ. научн.-практич. конференции молодых ученых, специалистов и работников производства под девизом "Наука-Практике", 1984, с. 201-202.

Я.Н.Белевцев, Ф.И.Ракович

МИНЕРАЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЭЛЬДОРАДО (КАНАДА) И МЭРИ КЕТЛИН (АВСТРАЛИЯ)

Находясь на международных геологических конгрессах в Канаде и Австралии, Я.Н.Белевцев имел возможность ознакомиться с месторождениями Эльдорадо и Мэри Кетлин, а также отобрать серию образцов на ряде рудников. Эти образцы были изучены с целью определения минеральных парагенезисов, генерации минералов и последовательности их образования.

Известно, что многие урановые месторождения приурочены к натриевым метасоматитам (Белевцев, Коваль, 1968; Белевцев, Ракович, 1979; Казанский и др., 1968; Омеляненко, 1978).

Крупные урановые месторождения Г у н н а р и Э л ь д о р а д о на Канадском щите в районе оз.Биверлодж (Саскачеван) связаны с натриевым метасоматозом и обычно контролируются глубинными долговечными разломами. В геологическом строении района принимают участие две группы пород — Тейзин и формация Мартин. Группа Тейзин сопоставляется с археем провинции Онтарио. Она представлена гранитами, магматитами, гнейсами, амфиболитами, карбонатными породами и кварцитами. Формация Мартин отнесена к нижнему протерозою и сопоставляется с гуроном провинции Онтарио. Она представлена метаморфизованными кластогенными породами — конгломератами, кварцитами, хлорит-серицитовыми сланцами, метааргиллитами, амфибол-кварц-полевошпатовыми сланцами, а также измененными ультрабазитами.

Урановые месторождения района Биверлодж приурочены преимущественно к породам формации Мартин и частично к породам группы Тейзин. Они расположены в пределах крупных разломов, в зоне несогласия между породами группы Тейзин и формации Мартин, тектонически нарушенным, катаклазированным, трещиноватым и милонитизированным.

Породы рудоносной группы месторождения Эльдорадо там, где они катаклазированы и милонитизированы, очень сильно изменены альбитизацией, эпидотизацией, хлоритизацией, гематитизацией и рибекитизацией. Хорошо изученная зона разлома Сан-Луи, имеющая северо-восточное простирание, прослеженная более чем на 50 км по поверхности и до 2000 км на глубину при мощности 200 м, представлена милонитами и катаклазитами, в значительной степени альбитизированными с прожилками и вкрапленностью окислов и титанатов урана. Однако

сама зона разлома не содержит промышленного оруденения, а руды в основном находятся в операцих или параллельных, менее протяженных зонах среди пород рудной группы. Породы, слагающие рудное поле, представлены метааргиллитами и в меньшей мере метавулканитами и конгломератами. Темные метааргиллиты состоят из кварца - 18-20, амфибола - 20-30 и полевых шпатов - 30-40%; присутствуют также карбонат, сфен, эпидот, хлорит, серпичит, мусковит. Полосчатость метааргиллита определяется послойным распределением амфибола: вдоль спайности и по периферии зерен амфибола наблюдается развитие хлорита, эпидота и рибекита. Метавулканиты состоят из антигорита и карбоната, изменены серпичитизацией и карбонатизацией. Конгломераты - полимиктовые. С приближением к рудной зоне вмещающие породы становятся сильно трещиноватыми, перематыми, катаклазированными, милонитизированными; отмечается широкое развитие альбита, карбоната, гематита, эпидота, рибекита.

Покраснение альбититов, вмещающих урановое оруденение, обусловлено тонким пропитыванием минералов альбитита гематитом. Основная масса рудного альбитита представлена плохо индивидуализированными кристаллами (0,1-0,01 мм) альбита, находящимися в сростании с карбонатом, хлоритом, рибекитом, урановыми минералами, сфеном, магнетитом и гематитом. На месторождении встречаются почти лейкократовые альбититы, хлоритово-гематитовые, рибекитовые, хлорито-рибекито-гематитовые альбититы. В рудных забоях альбитит представляет собой милонитизированную породу кирпично-красного цвета, в которой наблюдаются прожилки урановой смолки (настурана) толщиной от волосяных до 4 см. Наряду с прожилками отмечается тонкая вкрапленность окислов и титанатов урана. Мощность рудных зон от 1-2 до 5-6 м.

При детальном изучении рудных образцов под микроскопом можно отметить, что они в значительной степени катаклазированы, милонитизированы и состоят преимущественно из тонкозернистого, местами сдвойникового альбита, карбоната до 15-30, окислов урана - 3-7, уранотитанатов - 1-4, хлорита до 1-10, гематита до 3-8, рибекита - до 0,1-8, пирита - 1-3 %, а также халькопирита, сфена. На месторождении Эльдорадо преобладают брекчиевые и прожилково-вкрапленные текстуры.

Урановая смолка - настуран встречается в виде вкрапленности или серии прожилков в альбитите, или развивается между обломками породы с образованием брекчиевых текстур, местами замещает минералы альбитита. Натечные почковидные образования настурана характеризуются неоднородной структурой. В агрегатах настурана наблюдаются трещины "усыхания", внутреннее строение кристаллов мозаично-ячеистое, которое обусловлено наличием участков с различной отражательной способностью, отмечается преры-

вистость между отдельными звеньями индивидов различных зерен и агрегатов. Такая структура окислов урана обусловлена тем, что настуран состоит из смеси урановых минералов: окислов урана, коффинита и продуктов его распада (Дымков, Назаренко, 1962; Дымков и др., 1963). При изучении образцов под электронным микроскопом В.Т.Дубинчуком, по данным микродифракции были установлены: окислы урана, коффинит, браннерит, казолит, болтвудит, кларкеит, гидроксиды урана, слоистые аллюмосиликаты, парсонсит, металлический свинец. Настуран обычно содержит мелкие пылевидные включения гематита, иногда пирита и других сульфидных минералов. Параметр элементарной ячейки равен $a_0 = 0,5283 \text{ нм} + 0,001$, что соответствует окисленной разновидности окисла урана. Отражательная способность $R = 12-14\%$, микротвердость $H = 450-620 \text{ кг/мм}^2$. Сравнительно невысокие значения отражательной способности обусловлены неоднородным строением настурана и его окисленностью.

Б р а н н е р и т в рудах месторождения Эльдorado был установлен нами (Белевцев, Ракович, 1979). Он встречается в виде вкрапленности и прожилковых образований в альбититах. Обычно браннерит образует агрегаты лучистой или пластинчатой форм в альбититах и альбитизированных породах в парагенезисе с хлоритом, рибекитом, гематитом и карбонатом (рис.1,2). Браннерит под микроскопом проявляет неоднородное строение. Некоторые агрегаты полупрозрачны, другие непрозрачны и редко встречаются слабо лейкоксенизированные пластинчатые кристаллы браннерита. Среди вкрапленного браннерита отмечаются участки округлой почковидной формы, вокруг которых наблюдаются ореолы, представленные хлоритом. Такие ореолы иногда превышают выделения браннерита в 2-4 раза. На рис.3 показан браннерит волокнистой структуры, а промежутки между блоками выполнены аморфным веществом, т.е. браннерит в значительной степени изменен, отмечается регенерация браннерита. Микродифракционно здесь устанавливается браннерит, окислы урана, слоистые аллюмосиликаты и металлический свинец. Измененные разности браннерита - полупрозрачные, желто-бурые образования. Микротвердость браннерита колеблется в широких пределах в зависимости от степени изменения $H = 442-689 \text{ кг/мм}^2$. Отражательная способность $R = 13-18,8\%$. Показатели преломления $n_0 = 2,00-2,14$. По данным ИК-спектроскопии в браннерите наблюдается одна широкая полоса поглощения в области $400-700 \text{ см}^{-1}$ с максимумом поглощения при 600 см^{-1} , свидетельствующая о большом содержании титана в виде TiO_6 -октаэдров (Геворкьян, Ракович, 1985). Браннерит из месторождения Эльдorado по своим свойствам близок к браннериту из натриевых метасоматитов (Ракович, 1976).

А л ь б и т образует несколько генераций. Альбит-I псевдоморфно образуется за счет минералов исходных пород, он часто со-

держит включения серицита, глинистых минералов, карбоната, дисперсного гематита и хлорита. Альбит-II обычно характеризуется шахматной структурой или имеет полисинтетическое двойниковое строение, сравнительно мало содержит включений, показатель преломления отвечает чистому альбиту. Альбит-II является парагенным с минералами урана. Показатели преломления: $n_g = 1,536-1,539$, $n_r = 1,527-1,529$. Альбит-III отмечается в виде прожилков нередко в ассоциации с кварцем и карбонатами.

Р и б е к и т развивается в парагенезисе с альбитом по темновесным минералам исходных пород. Часто отмечаются хлориторибекитовые альбитизированные породы. Показатель преломления $n_g = 1,671$.

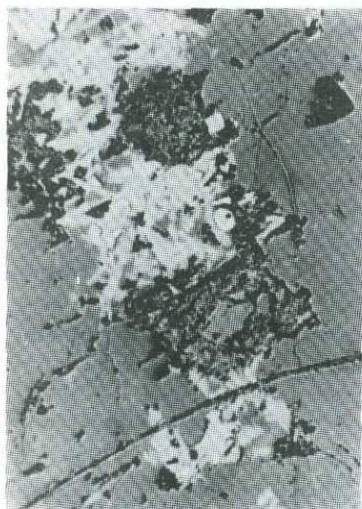


Рис.1. Браннерит (белый) в виде скоплений кристаллов в ассоциации с карбонатом. Микрофото пол. шл. Ув.100.



Рис.2. Браннерит (белый) в виде пластинчатых образований в альбите. Микрофото пол. шл. Ув.100.

Х л о р и т развит широко не только в рудных зонах, но и за ее пределами, образуя хлоритизированные зоны альбитовых и вмещающих пород. Отмечается несколько генераций хлорита. Хлориты парагенные с минералами урана имеют показатели преломления $n_g = 1,628-1,635$; $n_r = 1,626-1,631$. Хлоритовые каемки вокруг ураннерита обычно превышают размеры зерен браннерита в 2 - 4 раза.

К а р б о н а т ы на месторождении широко развиты в виде прожилков, неправильной формы выделений среди альбитита и нередко в тесных сростаниях с минералами урана (см. рис.1). Карбонат обра-

зует несколько генераций и местами цементирует дробленые обломки альбита-I. Местами карбонат окаймляет тонкие прожилки настурана и браннерита. Среди карбонатов устанавливается преимущественно кальцит и реже отмечается сидерит.



Рис. 3. Браннерит волокнистой структуры. Промежутки между блоками выполнены аморфным веществом. Электронно-микроскопический снимок угольной реплики со скола массивного образца. Ув. 10000.

Гематит наблюдается повсеместно, образуя тончайшую пыль в альбите и других минералах, а также пластинчатые образования в парагенезисе с минералами урана. Покраснение вмещающих пород представляет собой поисковый признак для обнаружения урановой минерализации. Гематит-мартит встречается на контакте: урановые минералы и магнетит, а также среди минералов урана.

Магнетит образует вкрашенность мелких зерен среди альбитита и отмечается в ассоциации с минералами урана, наблюдаются полные или частичные псевдоморфозы гематита по магнетиту - мартит, который обычно указывает на присутствие минералов урана.

Сульфиды представлены вкрашенностью и тонкими прожилками пирита, халькопирита и галенита.

Изучение взаимоотношений минералов показывает, что при рудообразовании наблюдается следующая последовательность формирования минералов (рис. 4) с образованием определенных парагенетических ассоциаций в рудах:

- I 1) альбит-I + пирит-I + карбонат-I + браннерит-I + рибекит-I + хлорит-I;
- 2) альбит-I + карбонат-I + настуран-I + хлорит-I + дисперсный гематит;
- II 1) альбит-II + карбонат-II + настуран-II + браннерит-II + хлорит-II;
- 2) альбит-II + настуран-II + хлорит-II + пирит-II;
- 3) альбит-II + браннерит-II + кроссит + пирит-II + гидрослюда + дисперсный гематит;
- III 1) альбит-III (прожилки) + настуран-III + кварц + пирит-III + халькопирит.

Браннерит из натриевых метасоматитов, охарактеризованный в ряде публикаций (Королев и др., 1979; Ракович, 1976), сходен с браннеритом из месторождений Эльдорадо. Браннерит образуется как

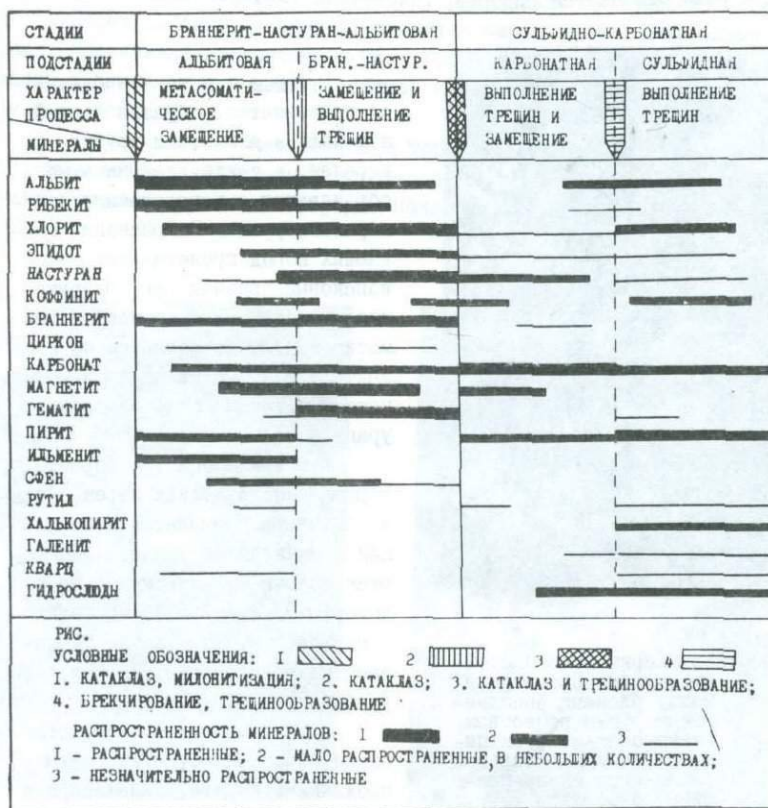


Рис. 4. Схема последовательности минералообразования на месторождении Эльдорадо.

в процессе метасоматоза - вкрапленное оруденение, так и в открытых трещинах. Основная масса титана заимствована из вмещающих пород В первичных породах (сланцах, песчаниках), по которым развиты альбититы, присутствует сфен, ильменит и рутил, которые послужили источником титана при образовании браннерита. Обильное развитие карбонатов в ассоциации с минералами урана, щелочными темноцветными и альбитом свидетельствует о карбонатно-щелочном составе растворов, которыми мог переноситься уран. Механизм образования браннерита, вероятно, происходил следующим образом: возникновение кар-

бонатов, с одной стороны, приводило к разрушению урансодержащих карбонатных комплексов, а с другой — связывание щелочей в минералах способствовало вступлению в реакцию урана и титана, т.е. формированию браннерита. Можно полагать, что месторождение Эльдorado относится к гидротермально-метасоматическому типу и связано с процессом щелочно-карбонатного метасоматоза. Парагенезис урановых минералов с карбонатом, хлоритом, щелочными амфиболами и альбитом, развитых по зонам милонитов и катаклазитов в альбититах, дает возможность судить о составе рудообразующих растворов. Последние, вероятно, содержали уран, натрий, уголекислоту, железо и ряд других элементов. Уран, по-видимому, переносится в форме устойчивых уранил-натриево-карбонатных и уранил-калиево-карбонатных комплексных ионов, которые распадались под влиянием минералов-осадителей породы — пирита, хлорита, амфиболов, магнетита — в благоприятной термодинамической обстановке.

Уран, вероятно, переносился в шестивалентном состоянии, а при взаимодействии с минералами, содержащими двухвалентное железо или органику восстанавливался до четырехвалентного состояния с образованием трудно растворимых окислов и титанатов урана, связываясь с титаном и, частично, при формировании силикатов урана — с кремнием. При этом в парагенезисе с настураном, браннеритом и коффицитом сформировались карбонаты, гематит и темноцветные минералы. Экспериментальные исследования (Белевцев, Ракович, 1979) показали, что формирование браннерита, а в случае отсутствия титана — окислов урана, на месторождениях Эльдorado происходило при температурах 180 — 250 °С и давлении $P = 1000 - 2000$ бар (соответственно). Источником урана многие исследователи района считают первичноосадочные породы формации Мартин, так как они в среднем содержат 0,004 — 0,005 % урана, а некоторые пласты и участки — значительно больше. Осаждение урановой минерализации и ее местонахождение определено расположением разломом Сан-Луи и оперяющих структур.

Исходя из всего изложенного, можно наметить такую последовательность рудообразования: а) накопление рассеянного урана в осадках, б) мобилизация урана при метаморфизме пород и перемещение его в зоны милонитов и катаклазитов под воздействием постметаморфических гидротермальных растворов, в) концентрация урана и его осаждение под влиянием активных осадителей. Этот процесс близок к образованию урановых месторождений, связанных с натриевым метасоматозом (Белевцев, 1978, 1979; Белевцев, Ракович, 1979).

Высокие концентрации урана в рудах Эльдorado в виде настурана и браннерита можно объяснить благоприятными тектоническими структурами, приуроченными к протяженной зоне разлома Сан-Луи, благоприятными условиями осаждения урана в рудоносных милонитах, катаклазированных породах, богатых восстановителями — сульфидными

минералами, углистым веществом, темноцветными минералами – а также соответствующими термодинамическими условиями – сравнительно быстрым снижением температуры и парциального давления в открытых полосах, что местами способствовало отложению преимущественно окислов урана и формированию контрастных богатых руд в альбититах.

Редкоземельно–урановое месторождение в скарнах Мери Кетлин находится в районе Маунт–Айза (Австралия). Складчатый пояс Маунт–Айза сложен ниже- и среднепротерозойскими метаморфическими породами субмеридионального простирания (Белевцев, 1977; Казанский и др., 1978). Мери Кетлин находится в восточной геосинклинали – восточном трого, состоящем из серии кварцитов Боллара и Митакуди и рудоносной формации Коралла. Нижележащая серия Боллара представлена аркозовыми конгломератами, метапесчаниками, кварцитами, метабазитами, скаполитовыми гранулитами и метабазитами.

Важное значение в строении восточного трого имеет формация Коралла. У основания последней залегают кварциты, на которых располагается толща джеспилитов мощностью около 400 м и протяженностью 120–130 км. Это обычно тонко- и среднеполосчатые у поверхности мартитизированные джеспилиты, похожие на Криворожские. Формация Коралла содержит многочисленные рудопроявления урана, известны ураносные пегматиты, а также карбонатные и полевошпатовые песчаники, содержащие давидит, браннерит. Главными тектоническими элементами рудного поля являются синклинальные складки Мери Кетлин и серия крупных разломов (Казанский и др., 1978). Продуктивная формация в районе месторождения подразделяется на три части: верхнюю, сложенную известково–кремнистыми породами, среднюю – известковыми и известково–силикатными породами, и нижнюю, представленную силикатными породами и лавами основного состава (Белевцев, 1977).

Все породы месторождения Мери Кетлин изменены региональным метаморфизмом амфиболито–гранулитовой фации с наложением метасоматических процессов, приведших местами к образованию граната, апатита, ортита (алланита) и других минералов скарнов (Белевцев, 1977; Казанский и др., 1978).

Залежь урановых руд расположена среди наиболее гранитизированных пород в виде стратиформного тела, приуроченного к конглобрекциям, содержащим первоначально значительное количество карбонатов. Переход от скарнов к рудам постепенный и фиксируется по появлению черных массивных ортит–апатитовых агрегатов. Строение рудной залежи очень сложное. Она состоит из множества рудных столбов, линз и гнезд мощностью от нескольких сантиметров до 1 м и лишь в отдельных случаях до 5 – 10 м. Общая мощность рудной залежи местами достигает 50 м. Внутри рудных столбов и линз урановые минералы распределены неравномерно, а поэтому содержание урана в руде колеблет-

ся от нескольких процентов до сотых долей процента. Промышленные концентрации уранинита заключены в ортите (алланите).

Руда в изученных образцах представлена мелкозернистым скарноидом, состоящим из пироксена - 20-40, ортита - 40-50, апатита - 20-25%, граната до 5%, тонкой вкрашенности уранинита от I до 4 % и сульфидов иногда до 2-3 % объем породы (Белевцев, 1977). Мери Кетлин является крупным месторождением редкоземельных элементов. Они встречаются в ортите и стиллвелдите в таких пропорциях: окислы лантана - 35, церия - 50, празеодима - 30, неодима - II и другие - I. Иттрий содержится в гранате.

У р а н и н и т встречается в виде скоплений мальчишних (0,01-0,1 мм) зерен и их агрегатов преимущественно в ортите, иногда переходя в апатит и пироксен, где имеются трещины и мелкие выделения ортита, или на контакте зерен (рис. 5,6). Местами отмечаются более крупные скопления, группирующиеся в прямоугольные или неправильные образования, вокруг которых наблюдаются травяно-



Рис.5. Уранинит в ортите - серый, светло-серый - апатит содержит включения уранинита в тех местах, где наблюдается ортит. Микрофото пол. шлифа. Ув. 200.



Рис.6. Скопление зерен и агрегатов уранинита (белый) в ортите (темно-серый) и апатите - светло-серый. Микрофото полир.шлифа. Ув.200.

зеленые ореолы хлорита. При тщательном просмотре аншлифов в иммерсии можно видеть неоднородность таких образований, структура их аг-

регатно-зернистая, тонкоячеистая. Параметр элементарной ячейки уранинита $a_0 = 0,547$ нм, микротвердость $H = 780 - 910$ кг/мм², $R = 20 - 21$ %.

Среди уранинита наблюдаются мельчайшие зерна сульфидных минералов или тонкие прожилки. Кроме уранинита, местами отмечаются мелкие зерна и неправильные выделения коффинита и браннерита, которые в значительной степени изменены.

Пироксен образует агрегаты зерен в ассоциации с апатитом, гранатом и ортитом. Его содержание колеблется от 5 до 80 %. В пироксене, в зависимости от количества других минералов скарнов, присутствуют: гранат, апатит, ортит в виде неправильных или ветвистых образований. В некоторых участках отмечается вкрапленность уранинита. Пироксен представлен диопсидом. Показатели преломления $n'_g = 1,696$, $n'_p = 1,665$.

Гранат встречается в сростании с диопсидом в виде неправильной формы агрегатов или отдельных зерен. Местами в гранате наблюдается развитие ортита, который чаще приурочен к периферии зерен или трещинкам в виде неправильных округлых выделений. Здесь же присутствует уранинит, который концентрируется в ортите. По своим свойствам гранат отвечает железистой разновидности - андрадиту. Показатель преломления $n' = 1,891$, постоянная элементарной ячейки $a_0 = 1,206$ нм.

Апатит образует агрегаты зерен, включения в пироксене, в промежутках зерен граната и диопсида. Содержание апатита колеблется в пределах от 3 до 70 % в зависимости от содержания ортита и диопсида в данном участке породы. Урановые минералы иногда переходят в апатит, но в те участки апатита, которые трещиноваты и содержат ортит. В апатите количество уранинита значительно уменьшается (рис. 5, 6). Ореолы в апатите вокруг урановых минералов в большинстве случаев отсутствуют или наблюдается слабое побурение, если зерна уранинита не находятся в диопсиде, гранате или ортите.

Ортит (алланит) встречается в виде сростков призматических кристаллов. В проходящем свете бурый с резким плеохроизмом от темно-бурого до светлого. Содержание в породе неравномерное. Некоторые участки руды характеризуются высоким содержанием - до 90%, а в других количество ортита снижается до нескольких процентов, при этом содержание пироксена, граната и апатита резко увеличивается. Лебаеграмма обычно нечеткая вследствие метамиктности: основные линии соответствуют эталону ортита. Отражательная способность ниже чем у апатита. Ортит является основным концентратором уранинита и содержит большое количество редких земель. Обычно в ортите уранинит присутствует в виде рассеянной вкрапленности, цепочек зерен, вокруг которых наблюдаются травяно-зеленые ореолы, представленные

хлоритом. В участках, где ортит концентрирует большое количество зерен уранинита, ореолы вокруг уранинита характеризуются изотропизацией. Там, где ортит присутствует в сростании с гранатом и апатитом, ореолы небольшие — светло-бурые, гидрослюдистые. В пироксене, апатите или гранате ортит присутствует в виде мелких, правильной формы призматических кристаллов или слегка округлых образований, к которым приурочен уранинит (см. рис. 5, 6).

На схеме последовательности образования минералов (рис. 7) выделяется несколько парагенетических ассоциаций, образованных в рудную и пострудную стадии.

По данным австралийских геологов, рудообразование связано с контактовым метаморфизмом, вызванным гранитной интрузией Барстелл. В процессе формирования месторождения установлено четыре этапа минералообразования. На первом этапе образовались волластонит, диопсид, альбит, скаполит, роговая обманка (температура 500–600 °C). На втором — ураново-рудном ($t = 450\text{--}500$ °C) происходит сначала образование граната, затем ортита (алланита), уранинита, апатита. На третьем — сульфидно-полиметаллическом ($t = 450\text{--}300$ °C) и четвертом послерудном ($t = 300$ °C) — образовались пирит, кальцит, флюорит. Согласно этой гипотезе, генезис месторождения считается плутоногенный-гидротермальный, связанный с гранитной интрузией.

Вторая гипотеза состоит в том, что уран был естественной составляющей осадочных пород в породах формации Корелла и благодаря региональному метаморфизму высоких фаций, вплоть до гранитизации, уран сконцентрировался в благоприятных местах в виде месторождений. С некоторыми добавлениями к этой гипотезе можно представить генезис следующим образом (Белевцев, 1977):

1. Формация Корелла, как и другие кластогенно-осадочные осадки протерозоя на многих шитах мира, содержит повышенные количества урана и в ней имеется ряд месторождений и несколько рудопроявлений.

2. В горизонте конглобрекций этой формации присутствуют давидит, браннерит и уранинит.

3. Горизонт гранитизированных пород занимает определенное место в структуре района Мери Кетлин и образование, так называемых, скарновых минералов связано с региональным метаморфизмом (Белевцев, 1977).

4. Урановые минералы запечатаны в виде мельчайших зерен в минералах, они естественно могут рассматриваться как сингенетические, образованные при кристаллизации первичных осадочных пород.

Согласно некоторым данным (Казанский и др., 1978), вслед за метаморфизмом происходило внедрение сложных диоритовых и гранитоидных тел массива Барстелл, которое сопровождалось постмагматичес-

кой деятельностью, что привело к скарнированию пород и образованию редкоземельной, урановой и сульфидной минерализации. Постмагматические гидротермальные растворы содержали бор, фтор и редкие земли. Допускается, что часть урана привносилась этими растворами, а другая заимствована из пород формации Корелла и скарнов (Казанский, 1978).

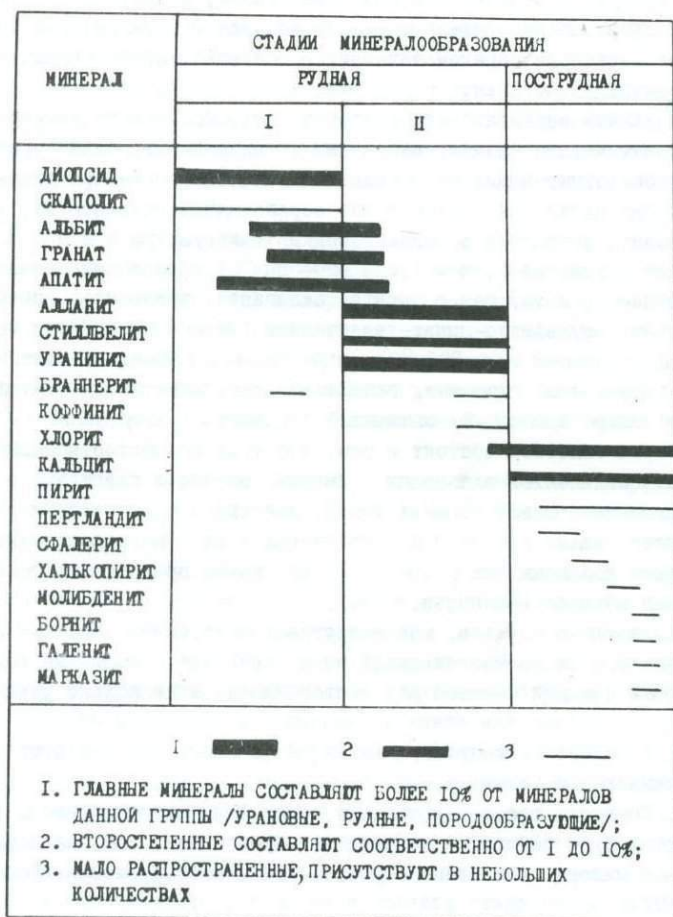


Рис. 7. Схема последовательности минералообразования на месторождении Мери Кетлин.

Л и т е р а т у р а

Белевцев Я.Н., Коваль В.Б. Генетическая схема урановых месторождений, связанных с натриевым метасоматозом в кристаллических породах щитов. - Геол. журн., 1968, т.28, в. 3, с.3-17.

Белевцев Я.Н. Источники рудного вещества при образовании метаморфогенных месторождений урана. - Геол.журн., 1978, т.38, в.6. с.22-31.

Белевцев Я.Н. Месторождение урана Мери Кетлин. - Геол. рудн. м-ний, 1977, №2, с.33-41.

Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование, М.: Недра, 1979, 275 с.

Белевцев Я.Н., Ракович Ф.И. Некоторые геолого-минералогические особенности уранового месторождения Эльдорадо (Канада). - Геол.журн., 1979, т.39, №1, с.32-38.

Геворкьян С.В., Ракович Ф.И. Изучение урановых и ураносодержащих минералов и руд методом ИК-спектроскопии. - В кн.: Методы изучения урановых месторождений в осадочных и метаморфических толщах. М.: Недра, 1985, с.203-208.

Дымков Ю.М., Назаренко Н.Г. Коффинит и природа псевдокристаллов настурана. - Геохимия, 1962, №4, с.304-312.

Дымков Ю.М., Соловьева Ф.И., Назаренко Н.Г. Псевдосферолиты уранинита. - Зап.Всес.минерал. об-ва. 1963, т.92, с. 242-247.

Казанский В.И. и др. О структурных и петрологических условиях образования ураноносных альбититов.- Геол. рудн. м-ний, 1968, т.10, №1, с.3-14.

Казанский В.И., Лаверов Н.П., Тугаринов А.И. Эволюция уранового рудообразования. М.: Атомиздат, 1978, 208 с.

Королев А.К. и др. Минералогия, геологические и физико-химические особенности образования уранотитанатов. М.: Недра, 1979, 144 с.

Омельненко Б.И. Окислительные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978, 216 с.

Ракович Ф.И. Браннерит из натриевых метасоматитов. - Докл.АН УССР, 1976, №11, с.976-980.

В.И.Гелешвили

ПОВЕДЕНИЕ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ГИПЕРГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ

Золото в Грузии известно с древнейших времен, но лишь в последние годы установлена широкая зараженность минерализацией золота гидротермальных метасоматитов, развитых по вулканогенным толщам Южной Грузии. Среди них наиболее обогащены благородными металлами кварц-адуляровые, кварц-серицитовые, кварц-альбитовые породы, развитые в верхнемеловой вулканической толще Болнисского рудного района, а также аргиллиты, галогенные вторичные кварциты и фельдшпацидиты контактовых зон интрузивных массивов Аджарского и Гурийского рудных районов. В отмеченных метасоматитах золото устанавливается в невысоких концентрациях, вследствие чего ставится задача обнаружения участков его промышленных скоплений.

Золотое оруденение представлено в основном электрумом, имеющим следующие характеристики: цвет - золотисто-желтый с беловатым оттенком; поверхность - неровная, занозистая; форма зерен - неправильная, часто они искривлены и скрючены, редко проволокообразные; размер чешуйчатых пластинок в основном мелкий и пылевидный - до 0,1-0,2 мм, реже до 2,4 мм (рис.1,2).

Золотоносными являются метасоматические породы, возникшие в результате резкого изменения внутреннего строения рудоносных разрывов. Это устанавливается сменой фаций в вертикальном и латеральном направлениях, в частности метасоматитов кислотного выщелачивания (гидротермальных аргиллитов, алунитов, низкотемпературных вторичных кварцитов и др.) - метасоматитами щелочными (кварц-адуляровыми, кварц-морденитовыми, кварц-монтмориллонитовыми и др.); высокотемпературных метасоматитов - низкотемпературными (т.е. выпадение среднетемпературных метасоматитов в результате вскипания гидротермальных растворов).

Гидротермалиты с мотивом "полярности" (сонахождение метасоматитов щелочного и кислотного рядов) могут возникнуть в результате резкого снижения давления, обусловленного приоткрыванием субвертикальных ортогональных структур (сбросо- и взбросо-сдвиги) в пределах Транскавказского пояса тектоно-магматической активизации. В экзогенных условиях вдоль этих структур до значительных глубин устанавливаются обогащенные золотом участки. Ниже обсуждается поведение золота в гипергенном процессе и механизм образования скоп-



Рис.1. Зерно золота в метасоматите.
Сканирующий электронный микроскоп.
Увел.90.

Рис.2. Проволкообразное золото.
Сканирующий электронный микроскоп.
Увел.90.



лений благородных металлов.

Золото в гипергенных процессах, даже на одном месторождении, ведет себя противоречиво. В одном случае в силу своей химической инертности оно образует россыпи механических и остаточных ореолов, в другом - растворяется, переносится

растворами и затем осаждается в определенных условиях зоны гипергенеза, обеспечивая формирование зон вторичного золотого обогащения, осадочных гомогенных концентраций, солевых ореолов и потоков рассеяния, которые могут представлять интерес как сами по себе, так и в качестве источника золота в других гипергенных процессах.

Общепринято, что геохимические особенности золота в экзогенных условиях определяются, главным образом, размерами его выделений в эндогенных рудах, физико-химическими свойствами среды, в которой происходит растворение и перенос металла, а также барьерами, возникающими на пути миграции поверхностных растворов, обуславливающих гипергенную концентрацию благородных металлов.

В эндогенных месторождениях золото находится преимущественно в самородном состоянии. В горных породах оно установлено во всех минералах, но обычными его концентраторами являются вкрапленники сульфидов, аксессуары магнетита, темнопетные минералы и слюды. В рудах золото находится в виде включений в сульфиды и жильных минералах: пирита, сфалерита, галенита, халькопирита, блеклых рудах, кварце, а также в серпите и хлорите.

При выветривании горных пород и окислении руд важное значение имеет процесс высвобождения золота из минералов-носителей. Возможность перехода его в раствор прежде всего определяется растворимостью этих минералов, их устойчивостью в процессах выветривания. Поскольку при выветривании химические реакции самопроизвольны, то изменение системы эндогенные образования - поверхностные воды - продукты выветривания, следует в направлении уменьшения ее свободной энергии. В этой же последовательности располагается и ряд устойчивости породообразующих минералов-носителей золота относительно процессов выветривания: чем меньшей энергией связи обладают кристаллические решетки минералов, тем охотнее они поддаются влиянию процессов выветривания.

Поведение золота, высвобожденного из минералов-носителей зависит от способности перехода его в растворенное состояние в определенных геохимических условиях. Растворению золота посвящена обширная литература, из которой можно сделать следующие выводы:

1. Большое значение имеют размеры частиц самородного золота. В раствор переходит, главным образом, микроскопическое золото, особенно зерна размером 0,1 микрон и меньше.

2. Растворение золота происходит поровыми растворами, содержащими галлоидные, азотнокислые, сернокислые соли щелочных металлов, органические кислоты и специфические бактерии. Наиболее быстро этот процесс осуществляется в сернокислой среде в присутствии сильных окислителей, таких как двуокись марганца, кислород, окисное железо и медь.

3. Растворению способствуют электрохимические процессы, развивающиеся на контактах золота с минералами, обладающими большим электродным потенциалом. Установлено, что при соприкосновении с пиритом, лимонитом или кварцем растворимость золота повышается соответственно в 9,7 и 4 раза. Перешедшее в раствор золото в окислительных условиях обладает различной подвижностью, контролируемой физико-химическими условиями среды. В природных водах и поровых растворах оно может мигрировать в форме галлоидных и других неорганических комплексов, соединений с органическим веществом, в виде коллоидальных частиц, суспензий и взвесей, коллоидов, защищенных гелями кремнезема и органических веществ, либо в сорбированном состоянии в составе глинистых минералов или коллоидов гидроокислов железа.

Таким образом, гипергенные концентрации образуются за счет выноса других компонентов, при инертном поведении золота, а также в результате перестроения его из раствора. Первый процесс характерен для случаев обнажения на поверхности, в составе которых существенную роль играет видимое золото. При окислении происходит

вынос из них меди, цинка, мышьяка и других компонентов сульфидных руд, подвижных в сернокислых окислительных условиях. В результате объемный вес окисленных руд по сравнению с первичными может уменьшиться вдвое, а весовое содержание остаточного золота соответственно увеличиться.

Гипергенные концентрации золота, обязанные переотложению его из растворов, имеют место как непосредственно на участках месторождений, так и за их пределами. Первый случай, выраженный образованием зон вторичного золотого обогащения, детально освещен в литературе. Возможность вторичного обогащения определяется наличием геохимических барьеров, на которых происходит садка растворенного золота. Выделяются следующие виды геохимических барьеров: кислородный, восстановительный сероводородный, сульфатный и карбонатный, щелочной, кислый, испарительный и сорбционный.

Кислородный барьер развивается на участках резкой смены восстановительных условий окислительными. В присутствии сильных окислителей, в том числе кислорода и в особенности гидроокислов марганца, золото обладает повышенной растворимостью. Поэтому увеличение окислительного потенциала, само по себе, не вызывает осаждения золота. Однако на окислительных барьерах часто наблюдаются повышенные концентрации металла, что связано с поглощением его из растворов гидроокислами железа и марганца.

Восстановительный барьер возникает, когда окислительные условия резко сменяются восстановительными. Золото легко восстанавливается до самородного состояния различными восстановителями. Поэтому восстановительный барьер можно отнести к одному из главных факторов, контролирующих вторичное обогащение золотом. В областях наиболее полного и продолжительного проявления восстановительного барьера условия для осаждения растворенного золота и образования зон его вторичного обогащения наиболее благоприятны. В случае наложения этих зон на первичные рудные столбы формируются богатые золотом участки месторождений.

Сульфатный и карбонатный барьеры возникают в местах смешивания металлоносных растворов с водами, несущими значительные количества растворенных кальция, стронция и бария. В результате происходит гипергенное огипсование и кальцитизация, а также отложение вторичных баритов. Часто устанавливается приуроченность повышенных концентраций золота к гипсу. В этой связи представляет интерес ревизия на золото гипсовых залежей, возникших в результате хлоридно-сульфатного окислительного процесса. Столь же существенное влияние на подвижность золота оказывает карбонатный барьер. Совместно с осаждением карбонатов меди (малахита и азурита) золото восстанавливается до самородного состояния.

Щелочной барьер образуется на участках резкой смены кислых вод нейтральными или слабощелочными. Его влияние на гипергенную концентрацию золота определяется величиной рН. Если она не превышает 8, то золото концентрируется совместно с опалом, гидроокислами железа и другими гипергенными минералами. При более высоких значениях рН оно не образует гипергенных концентраций. Кислый барьер, наоборот, характеризуется сменой нейтральных или щелочных условий кислотности. Он не свойственен зонам окисления золоторудных месторождений. В других обстановках золото на кислом барьере растворяется.

Испарительный барьер в аридных условиях возникает на участках сильного испарения подземных вод, с чем связана концентрация в верхних горизонтах зоны окисления и почвы совместно с труднорастворимыми солями и золота. Влияние сорбиционного барьера на подвижность золота хорошо известно, хотя механизм его сорбции пока неясен.

Как уже отмечалось, часть золота в зоне гипергенеза обладает химической инертностью и важное значение имеет его концентрация или рассеяние механическим способом. Механическая и геохимическая подвижность золота определяется прежде всего формой его нахождения. По этому признаку в некотором приближении можно выделить следующие разновидности золота: а) крупное самородное; б) тонкое (косовое); в) связанное в обломках и минералах; г) дисперсное.

Крупное самородное золото наименее подвижно. Вследствие слабой механической подвижности оно при водной эрозии выходов золотосодержащих руд легко образует остаточные механические накопления — пластовые (автохтонные) россыпи. Их характерной особенностью является пространственная близость к коренным источникам и приуроченность к низам грубообломочных аллювиальных отложений.

Тонкое (косовое) золото, образуемое как при разрушении золотосодержащих руд, так и при механическом истирании более крупного золота, способно переноситься водными потоками на весьма значительные расстояния. В благоприятных гидродинамических условиях (на отмелях, комах и т.п.) оно вместе с другими тяжелыми минералами песчаной размерности нередко образует заметные концентрации — косовые (аллохтонные) россыпи, которые в отличие от более богатых и крупных пластовых россыпей приурочены к средней и верхней песчаной частям разрезом и могут располагаться на удалении в десятки километров от источников питания.

Поведение золота, содержащегося в обломках пород и минералов, подчинено закономерностям гравитационного перемещения обломочного материала. Дисперсное золото обладает максимальной механической подвижностью. Водными потоками оно может выноситься в конечные водоемы стока и разноситься в них вместе со взвесями до осаждения, обогащая тонкие фракции (мельче 0,1 или 0,01 мм).

Изучение условий образования в Грузии современных россыпей приводит к выводу о сомнительности обнаружения промышленной золотоносности долин речных систем. Большие углы падения горных рек, узость горных ущелий (теснина) и значительная эродирующая деятельность создают весьма неблагоприятные условия для формирования современных речных россыпей. Коренное золото вследствие таких условий не задерживается вблизи коренных выходов рудных тел и быстро сносится на большие расстояния, по пути измельчается и рассеивается. В результате создаются лишь убогие золотоносные россыпи.

В Грузии практически интересны лишь остаточные ореолы золота — участки метасоматитов вдоль близповерхностных трещинных структур. Золото в таких местах имеет цвет золотисто-желтый, иногда наблюдаются тусклые зерна, покрытые гидроокисью железа, их поверхность мелкоямчатая или сглаженная, форма округлая, редко дендритообразная, размер до 0,8 мм (рис.3,4).

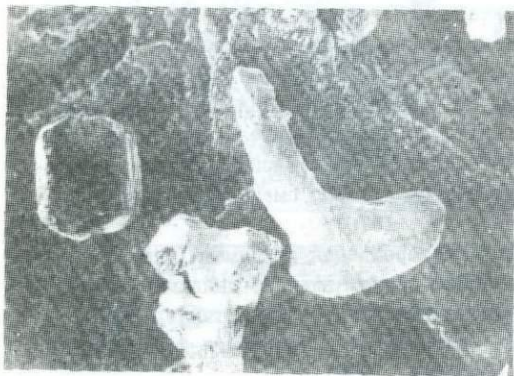
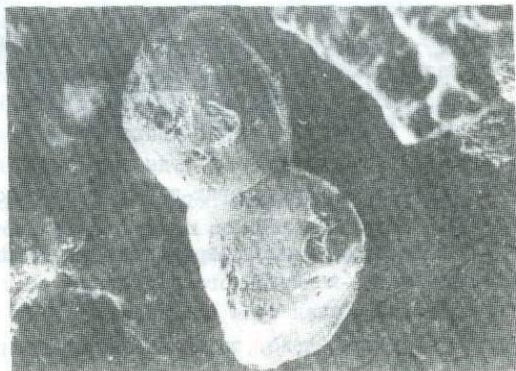


Рис.3. Зерно золота из зоны гипергенеза. Сканирующий электронный микроскоп. Увел. 90.

Рис.4. Зерно золота из зоны гипергенеза. Сканирующий электронный микроскоп. Увел. 90.



Н.Г.Иашвили, Г.Н.Твалчрелидзе

ЭНДОГЕННЫЕ ОРЕОЛЫ МАДНЕУЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Маднеульское медно-колчеданно-барит-полиметаллическое месторождение расположено в пределах Маднеульского рудного поля и является составной частью Маднеули-Поладаурской рудной зоны Сомхито-Кафанской металлогенической зоны Малого Кавказа (Твалчрелидзе, 1961).

Рудное поле представляет собой вулкано-тектоническую грабен-синклиналь субширотной ориентации (Гогшвили и др., 1976), которая расположена между выступами эопалеозойского фундамента - Храмского и Локского кристаллических массивов - и заполнена сеноман-датскими вулканогенно-осадочными и карбонатными образованиями пестрого фациального состава. Вулканогенные породы относятся к последовательно дифференцированной базальт-андезит-риолитовой формации гомодромного ряда, в которой ранняя натровая серия сменяется более поздней кали-натровой (Гогшвили и др., 1976).

В геологическом строении месторождения принимают участие породы дацит-диоритовой ассоциации, представленные дайками экстрезивных тел, лавовых и пирокластических потоков, а также мощных вулканогенно-осадочных толщ, относящихся к непрерывной базальт-андезит-риолитовой формации (Аревадзе, 1983).

Маднеульское месторождение представляет собой комбинированную структуру типа горст-антиклинали, приуроченной к более крупной брахиантиклинальной складке (Назаров, 1966). Последняя сопряжена с субширотным рудоконтролирующим разломом и осложнена вторичными разрывными нарушениями северо-восточного и субширотного простирания (рис. 1). Складки имеют вид "блокированной" структуры, где широко развиты мелкие межпластовые нарушения.

Морфология рудных тел обусловлена комбинацией межпластовых разрывных нарушений с крутопадающими разломами (см. рис.1). По восстанию серноколчеданные руды сменяются медноколчеданными, меднополиметаллическими, барит-полиметаллическими и кварц-баритовыми рудами.

Если учесть, что современный вскрытый разведочными работами диапазон медно-колчеданного оруденения составляет по вертикали около 500 м, рудная зона эродирована, а ее выклинивание на глубине еще не установлено, то мы вправе предполагать общий первичный

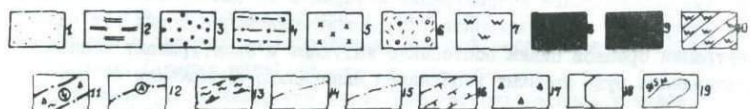
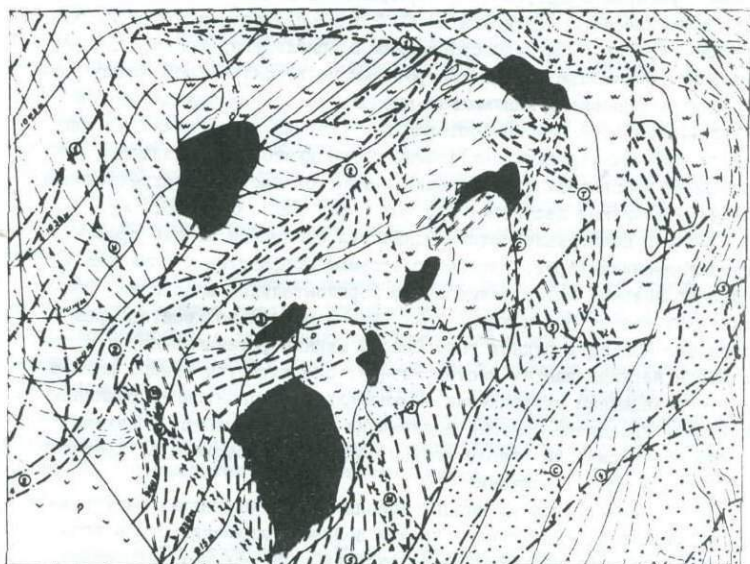


Рис. 1. Структурно-литологическая схема Маднеульского месторождения (составлена Л.Г. Лежнековым)

1 - серые до светло-серых, среднезернистые, грубослоистые песчаники с прослоями алевролитов; 2 - светло-серые до серых, тонкослоистые, тонкоплитчатые алевролиты и аргилиты; 3 - зеленовато-серые туфогенные песчаники; 4 - липарито-дациты и их производные; 5 - липаритовые порфириты и их производные; 6 - фельзиты с шаровидной текстурой; 7 - вторичные кварциты; рудные тела: 8 - медные, 9 - барит-полиметаллические, 10 - кварц-баритовые; тектонические нарушения: 11 - зоны дробления, 12 - рудоподводящие разломы, 13 - поперечные разрывы, 14 - пологие надвиги, 15 - прочие трещины, 16 - зоны расслаивания; 17 - тектонические брекчии; 18 - предельный контур карьера; 19 - контур уступа в современном положении с высотной отметкой.

размах оруденения порядка 800-1000 метров. Вскрытые участки месторождения характеризуются обилием крупных продуктивных рудных залежей, а также многочисленных рудных прожилков и минерализованных зон.

Геохимическое опробование вмещающих пород производилось в масштабе 1:2000 вкрате простирания рудных тел с шагом опробования 15-20 м. Пробы дробились согласно инструкции по геохимическим поискам (Григорян и др., 1983) и передавались в химическую лабораторию Геологического института АН СССР для определения элементного состава ореолов атомно-абсорбционным и приближенно-количественным методами. С помощью метода гистрограмм на вероятностной бумаге определялись фоновые и минимально-аномальные содержания элементов (табл. I). На этой основе составлялись разрезы в изолиниях концентрации наиболее характерных элементов-индикаторов, обладающих значительным диапазоном концентрации и высокой частотой встречаемости. Такими элементами являются Pb, Zn, Cu, Mo, Co, Ni, Ag.

Вокруг пологозалегающих рудных тел создаются мощные ореолы элементов-индикаторов, которые повторяют морфологию рудных тел и обладают значительными размерами в горизонтальной плоскости. Ореолы таких элементов, как Cu, Mo, Zn в несколько десятков раз превышают мощность рудных тел. Ореолы свинца устанавливаются в основном в верхних частях месторождения; они вытянуты узкими полосами в юго-западном направлении. Максимальные концентрации свинца во много раз превышают фоновые содержания этого элемента. К нижним частям месторождения ореолы свинца постепенно затухают и переходят в фоновые и ниже содержания.

Цинк также образует мощные ореолы в верхних частях месторождения. Окупируя, в основном, уровни полиметаллических руд в юго-восточной и северной части месторождения цинк создает эндогенные ореолы, максимальные концентрации которых в 50 раз превышают фоновые содержания этого элемента. На уровне медноколчеданных руд концентрации ореолов цинка постепенно затухают и оконтуривают медноколчеданные руды мощными изолиниями минимально-аномальных (I ано-

Таблица I

Фоновые, минимально-аномальные содержания элементов в ореолах Маднеульского месторождения (вес %).

Элементы	Фоновые содержания	Минимально-аномальные содержания	I аномалия	II аномалия
Cu	< 0,01	0,01-0,03	0,03-0,1	0,1
Pb	< 0,003	0,003-0,006	0,006-0,01	0,01
Zn	< 0,01	0,01-0,03	0,03-0,1	0,1
Mo	< 0,002	0,002-0,006	0,006-0,01	0,01

малия) содержания). Максимальные концентраты ореолов цинка и свинца занимают, в основном, надрудные уровни медно-колчеданных руд.

Медью заражен диапазон развития всех типов руд. Как уже отмечалось, в пределах месторождения развиты как рудные тела значительных размеров, так и большое количество пирит-халькопиритовых прожилков и минерализованных зон, представленных пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, ковелином и другими сульфидными минералами.

Ореолы меди достигают значительных размеров в центральной части месторождения. Их "аффективная" ширина в несколько десятков раз превышает мощность рудных тел, а максимальные концентрации этого элемента значительно превышают фоновые содержания. В нижних частях месторождения интенсивность концентрации меди значительно увеличивается.

Особый интерес вызывает поведение молибдена, который подобно меди, создает мощные ореолы, фиксирующие медноколчеданные рудные тела. Они вытянуты в юго-западном направлении и достигают своего максимума в центральных и нижних частях месторождения. Максимальные концентрации молибдена значительно превышают фоновые содержания. Высокие содержания молибдена и увеличение интенсивности концентрации с глубиной, безусловно, заслуживают особого внимания, поскольку открываются перспективы промышленных медно-молибденовых руд.

Анализ морфологических особенностей околорудных ореолов, а также изменения средних содержания элементов-спутников (рис. 2) с глубиной, позволяет реставрировать общий зональный ряд элементов-индикаторов в ореолах месторождения, который выражается в закономерной смене (сверху вниз): $Pb \rightarrow Zn \rightarrow Cu \rightarrow Mo \rightarrow Co$.

Подобный ряд зональности характеризует рудное поле в целом, но не всегда может быть выдержан в своем идеальном варианте, так как на месторождении присутствует несколько типов рудных тел - барит-полиметаллический, полиметаллический, медно-цинковый, медно-колчеданный и, возможно, медно-молибденовый (?). Каждый из этих типов обладает собственной зональностью. Поэтому при расчете мультипликативных отношений пар элементов мы выбрали на разных гипсометрических уровнях элементы наиболее стабильные по корреляционным связям (табл. 2). Такими оказались Pb и Zn, которые характеризуют надрудные уровни рудных тел, и Cu, Mo характеризующие подрудные уровни.

На этой основе был рассчитан мультипликативный коэффициент зональности $\frac{Pb \cdot Zn}{Cu \cdot Mo}$.

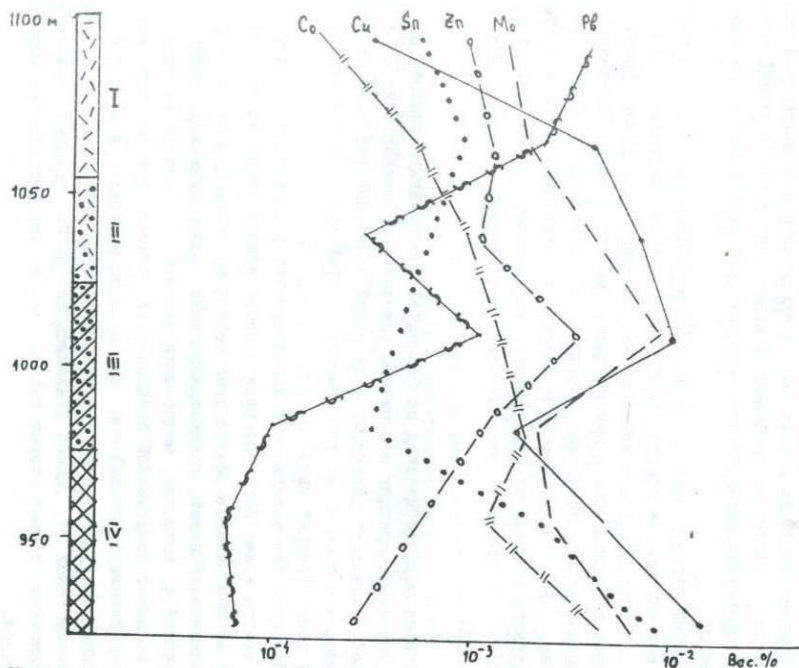


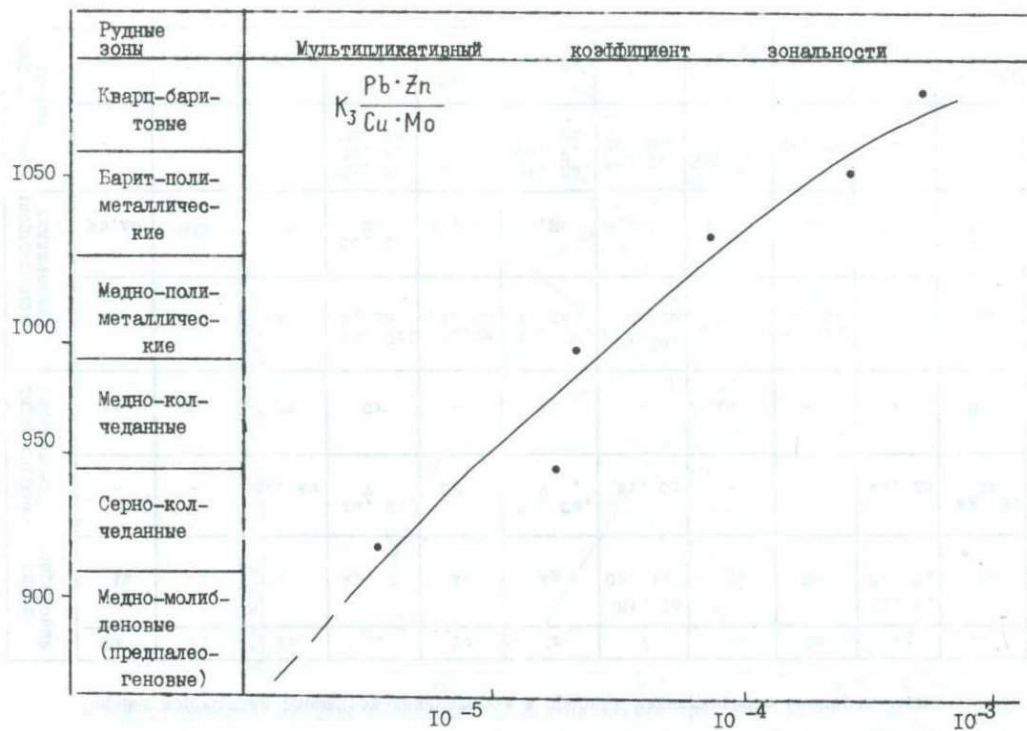
Рис. 2. Изучение средних содержаний элементов индикаторов Маднеульского месторождения с глубиной.
 Рудные зоны: I - баритовая; II - барит-полиметаллическая; III - медно-полиметаллическая;
 IV - медно-колчеданная.

Таблица 2

Парные корреляции элементов-индикаторов в ореолах Маднеульского месторождения

	Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	V	Mo	Sn	Ag	Au
кварц-баритовый	Au	-	-	Ag, V	Ag	Ag	Ni, Co Cr, Ag	Sn	Mo	Ni, V, Cr, Co	Cu
	-	-	Ag, Au	Au, Cr, V	Cr	Ni, Co, V	Ni, Cr	-	-	Au, Zn	Ag, Ni Zn
барит-полиметаллический	-	Zn	Pb	Cr	-	Ni	-	Au	-	-	Mo
	Mo	Zn	Pb	Co, Cr, V, Sn	Ni, Cr V, Sn	Ni, Co, V, Sn	Ni, Co, Cr, Sn	Cu	Ni, Cr, V, Co	Au	Ag
медно-полиметаллический	Pb, Au	Cu	V	Co, Cr, Mo	Ni, Ag	Ni, Mo	Zn	Ni, Cr	Mo	Co	Cu
	-	-	Ni, Cr	Zn, Co, Cr, V, Mo, Sn	Cr, V, Ni	Ni, Zn, Co, V, Mo, Sn	Ni, Co, Cr, Mo	Ni, Cr, V	Ni, Cr	-	-
медно-колчеданной	Ag, Au	Zn	Pb	Co	Ni, Cr, Mo	Co, Mo	-	Co, Cr	-	Cu, Au	Cu, Ag, Zn

Рис. 3. Изменение мультипликативного коэффициента зональности с глубиной



На рис.3 показано монотонное изменение коэффициента с глубиной до нескольких порядков. Такое устойчивое изменение коэффициента зональности по падению рудных тел, а также высокая контрастность, позволяет нам принять его в качестве поискового критерия для относительной оценки подсечения оруденения и оценки перспектив геохимических аномалий, что безусловно позволит правильно направить поиски "слепых" рудных тел на глубине.

Л и т е р а т у р а

Аревалдзе Д.В. Физико-химические условия формирования магнеульско-колчеданно-барит-полиметаллического месторождения. Автореф. кандид.дис., 1983, 21 с.

Гогипшвили В.Г., Гуниава В.Д., Ратман И.П., Гогипшвили Т.Ш. Послезоленовый рудогенез Закавказья. Изв. АН СССР, сер.геол.,1976, №11, с.99-116.

Григорян С.В., Соловьев А.П., Кузин М.Ф. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1983, 191 с.

Твалчрелидзе Г.А. Эндогенная металлогения Грузии. М.: Госгеолтехиздат, 1961, 344 с.

Назаров Ю.И. Особенности формирования месторождений медноколчеданной формации Южной Грузии. М.: Недра, 1966, 227 с.

Л. Г. Лежепков, Г. А. Лежепкова

ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ МЕДНОКОЛЧЕДАННЫХ РУД
МАДНЕУЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В последние годы в связи с ростом промышленного производства значение минеральных ресурсов и их потребление резко возрасли. Однако наращивать добычу сырья становится все труднее и дороже в связи с истощением наиболее легкодоступных и хорошо обогащаемых месторождений. Поэтому важное значение имеют поиски новых путей интенсификации использования минеральных ресурсов. Эффективной мерой, позволяющей повысить полноту извлечения полезных компонентов при переработке, является проведение геолого-технологического картирования месторождений на всех стадиях геологоразведочных работ.

На примере геолого-технологического картирования Маднеульского месторождения показаны пути совершенствования управления качеством добываемого сырья с целью его эффективного использования при переработке.

Маднеульское медно-барит-полиметаллическое месторождение расположено в Болнисском рудном районе Юго-Восточной Грузии в пределах Сомхето-Кафанской структурно-металлогенической зоны и относится к малокавказскому типу колчеданных месторождений, локализованных в вулканитах последовательно дифференцированной андезит-дацит-риолитовой формации. Рудное поле месторождения сложено вулканогенными и вулканогейно-осадочными отложениями верхней части турон-коньякской и нижней-нижнесантонской толщ.

В их основании залегает пирокластическая пачка дацитового состава, представленная разнообразными алевролитовыми и псаммитовыми туфами и туффитами. Вскрытая мощность пачки более 350 м. Выше следует средняя вулканогенно-осадочная пачка переслаивавшихся туфоалевролитов, туфопесчаников, туфогравелитов и туфоконгломератов мощностью до 100 м. Верхняя эффузивно-пирокластическая пачка сложена риолит-дацитами и их производными. Отдельные сегменты отмеченных пород располагаются на разных гипсометрических уровнях, соприкасаясь вдоль разломов. Вмещающие породы преобразованы в кварц-хлорит-серпичитовые, кварц-серпичит-гидрослюдастые и каолинит-алунит-серпичитовые метасоматиты и вторичные кварциты.

Главной рудовмещающей структурой на месторождении является вулканическая горст-антиклиналь. Крупные дорудные разломы имеют

северо-восточное и субширотное простирания. Они контролируют промышленное оруденение. Субмеридиональные разрывные нарушения представлены зонами брекчирования и трещиноватости.

Промышленные рудные тела залегают преимущественно в двух нижних пачках под риолит-дацитами. Всего на месторождении известно более 30 промышленных рудных тел размером от первых м до сотых м. Морфология рудных тел определяется комбинацией крутопадающих дорудных разломов с межпластовыми разрывными нарушениями. Форма рудных тел сложная, преимущественно изометричная, либо линзоподобная. Главные рудные минералы – пирит, сфалерит и галенит; второстепенные – халькозин, ковеллин, борнит. Жильные минералы представлены баритом и кварцем. Для руд месторождения характерны вкрапленные, прожилково-вкрапленные, массивные, коломорфно-полосчатые и брекчиевидные текстуры, на верхних горизонтах развиты пористые, сыпучие и землистые руды.

При проведении разведочных работ геолого-технологическое картирование Маднеульского месторождения не проводилось. Месторождение обрабатывается с 1975 года. Первоначально в добычу вовлекались наиболее богатые и хорошо изученные медные руды Центрального участка месторождения, по которым были достигнуты проектные показатели обогащения. Однако в связи с изменением направления горных работ в переработку стали вовлекаться руды других участков месторождения. При этом резко снизилось извлечение меди и наблюдалось значительное колебание медного концентрата, вплоть до получения некондиционного.

Для выявления причин различной обогатимости медных руд комбинатом с 1980 года осуществляются систематические работы по геолого-технологическому картированию, опережающему и сопровождающему технологическое опробование Маднеульского месторождения.

I стадия. Геолого-технологическое картирование проводится на стадии доразведки месторождения. Основные задачи картирования – выявление признаков руд (минеральный состав, текстурно-структурные, петрографические особенности и др.), определяющих их различную обогатимость; установление природных разновидностей и технологических типов руд; геометризация технологических типов руд.

Исходным материалом для геолого-технологического картирования является керн скважин колонкового бурения, расположенных по сети 50x75 м. Методика картирования предусматривает:

- детальное документирование рудного керна всех разведочных скважин;
- макроскопическую типизацию и выделение природных разновидностей медных руд;
- отбор образцов для микроскопического исследования минераль-

ного состава и текстурно-структурных особенностей руд и вмещающих пород;

- отбор малообъемных технологических проб по выделенным разновидностям руд. Длина пробы, как правило, 12-15 м, что соответствует высоте добычного уступа. Каждая проба отбирается преимущественно из одной разновидности руды из интервалов с выходом керна не менее 65-70% и при хорошей его сохранности. Масса пробы 20-30 кг (в зависимости от длины опробуемого интервала и диаметра бурения);

- изучение вещественного состава и текстурно-структурных особенностей руды отобранных проб с количественным определением фазового состава медных минералов;

- исследование в лабораторных условиях обогатимости всех проб по схеме Маднеульской фабрики;

- выявление и количественная оценка основных факторов, влияющих на показатели обогащения;

- корректировка макроскопически проведенной типизации с учетом микроскопических исследований, полученных технологических показателей обогащения, выделение и геометризация технологических типов руд.

В результате этих работ по каждому рудному горизонту составляются карты обогатимости для перспективного (на 5-10 лет) планирования показателей переработки руд.

II стадия. Опережающее геолого-технологическое опробование проводится на стадии опережающей эксплуатационной разведки (сеть 20х 20 м) с целью уточнения контуров технологических типов руд, особенностей их вещественного состава, а также изменчивости показателей обогащения и разработки оптимальной технологии предела выделенных типов руд либо их совокупности.

Исходный материал - шлам скважин шарошечного бурения. Скважины бурятся на глубину 24-30 м, что соответствует двум добычным уступам карьера. Из каждой скважины отбираются поуступно 2 пробы. Масса каждой пробы 15-20 кг. Признаки руд, определяющих их различную обогатимость, уточняются лабораторией геолого-технологического картирования комбината. При этом особое внимание на этой стадии работ уделяется картированию окисленных и смешанных руд, изучению их технологических свойств, установлению границ распределения руд и параметров их обогащения. Разрабатывается оптимальная технология обогащения выделенных типов руд.

Результаты технологических исследований по опережающему геолого-технологическому опробованию используются при составлении годовых и квартальных планов производства. С учетом плана горных работ рассчитывается ожидаемое извлечение меди при заданном качестве концентрата.

Опережающее геолого-технологическое опробование позволяет прогнозировать технологические показатели обогащения на I-I,5 года и является надежной основой для оперативного планирования.

III стадия. Сопровождающее геолого-технологическое опробование проводится на стадии сопровождающей эксплуатационной разведки при подготовке рудных блоков к отработке. Цель данного опробования - получение необходимых данных для подготовки соответствующего варианта шихты, корректировки режима работы обогатительной фабрики и оперативного управления качеством руд, поступающих на фабрику.

Каждая проба формируется из навесок шлама, которые отбираются из 25-30 взрывных скважин, пробуренных в пределах одного эксплуатационного блока. Масса пробы 30-40 кг. По каждой пробе определяют минеральный состав, содержание и фазовый состав меди, серы, железа, кремнезема и другие компоненты.

Проводятся исследования на обогатимость. За 7-10 дней до подачи руды на обогатительную фабрику результаты обогатимости этих проб выдаются геологической службе рудника, обогатительной фабрике и отделу технического контроля, что позволяет определять оптимальный состав шихты, расход реагентов и оперативно управлять процессом обогащения руд.

По результатам сопровождающего геолого-технологического опробования составляются суточные, декадные и месячные планы подготовки и добычи руд, ведется формирование склада усреднения.

В процессе проведения работ по геолого-технологическому картированию, опережающему и сопровождающему технологическому опробованию, были изучены взаимосвязи вещественного состава и обогатимости более 300 малообъемных проб. Установлено, что на технологические свойства руд из рассмотренных 25 параметров вещественного состава определяющее влияние оказывают: содержание меди в руде, количественные отношения халькопирита к вторичным сульфидам меди-халькозину и ковеллин (халькопиритовый модуль); шламообразующих нерудных минералов (серпичит, хлорит, каолинит) к сумме медных минералов (серпичитовый модуль); пирита к сумме медных минералов (пиритовый модуль). Наиболее изменчив на месторождении халькопиритовый модуль. Поэтому он был принят основным критерием для выделения природных типов руд. По этому признаку выделены три природных типа медных руд:

- 1) халькопирит-пиритовый (>1);
- 2) халькопирит-халькозин-ковеллин-пиритовый ($0,5 < I <$);
- 3) халькозин-ковеллин-пиритовый ($<0,5$).

Выделенные типы руд достаточно хорошо геометризуются на горизонтах месторождения. При этом, I-й тип локализован преимущественно в центральной и северо-западной частях месторождения;

3-й тип - в основном в северо-восточной части, а 2-й встречается среди руд 1-го и 3-го типов.

Выделенные природные типы руд неоднородны по составу вмещающих пород. Они локализованы во вторичных кварцитах и в измененных туфогенных породах. По этому признаку в каждом типе руд выделяются две разновидности:

1-1 халькопирит-пиритовые в кварцитах;

1-2 халькопирит-пиритовые в туфах;

2-1 халькопирит-халькозин-ковеллин-пиритовые в кварцитах;

2-2 халькопирит-халькозин-ковеллин-пиритовые в туфах;

3-1 халькозин-ковеллин-пиритовые в кварцитах;

3-2 халькозин-ковеллин-пиритовые в туфах.

Эти разновидности также, как и типы руд, достаточно хорошо геометризуются на горизонтах месторождения.

В целом по месторождению (гор. 990-900 м) 35 % промышленных медных руд представлены второй разновидностью (в туфах). В халькопирит-пиритовых рудах (тип 1) на долю туфов приходится 26%, а в рудах 2-го и 3-го типов по 42%. С глубиной количество руд в туфах возрастает от 3 до 25%.

По содержанию меди в каждой разновидности встречаются богатые (I тип), рядовые (II тип) и бедные (III тип) руды. Количество богатых руд убывает от 1-го к 3-му типу; в этом же направлении возрастает доля бедных руд. Руды в кварцитах (разновидность 1) более богаты по сравнению с рудами в туфах (разновидность 2) в каждом типе руд.

В результате расчета показателей качества и обогащения установлены существенные различия выделенных природных типов и разновидностей руд. Содержание меди в руде убывает от разновидности 1-1 и разновидности 3-2. В этом же направлении возрастает доля окисленной меди, отношение пирита и шламообразующих минералов (серпидит, каолинит, хлорит) к сумме минералов меди. Одновременно снижается качество концентрата и извлечение меди в концентрат. При этом руды разновидности 2 (в туфах) характеризуются в пределах каждого типа пониженным содержанием меди, большим количеством окисленной меди, повышенным отношением шламообразующих к сумме медных минералов, пониженным извлечением и содержанием меди в концентрате по сравнению с рудами разновидности 1 в пределах каждого типа руды.

Рассмотренные особенности пространственного положения, вещественного состава и технологических свойств природных типов и разновидностей явились информационной основой для технологической типизации руд. По результатам многочисленных лабораторных исследований и опыту работы фабрики, медные руды Маднеульского мес-

торожения по обогатимости подразделены на три технологических сорта: легко-, средне- и труднообогатимые. К легкообогатимым относятся руды, при обогащении которых извлечение свыше 85 %, к среднеобогатимым - соответственно 80-85 %, а к труднообогатимым - менее 80 %.

При геометризации медных руд по обогатимости установлено, что в контурах каждого природного типа встречаются все технологические сорта. При этом, в халькопирит-пиритовых рудах (1-ый тип) легкообогатимых руд 95 %. В халькопирит-халькозин-ковеллин-пиритовых (2-ой тип) преобладают (87 %) среднеобогатимые, а в халькозин-ковеллин-пиритовых (3 тип) 82% труднообогатимых руд. Таким образом, руды 1-го типа по технологическим свойствам относятся к технологическому сорту легкообогатимых; руды 2 типа к среднеобогатимым и руды 3-го типа - к труднообогатимым.

Однако в каждом природном типе, кроме соответствующего, присутствуют и другие технологические сорта руд. Это обусловлено неоднородностью природных типов руд по содержанию меди, различной степенью окисленности руд в разных участках, связанной с интенсивностью проявления тектоники и другими причинами.

Полученное соотношение технологических сортов в каждом природном типе руд предопределяет различие их технологических показателей. Количество легкообогатимых руд убывает с глубиной и одновременно увеличивается доля труднообогатимых руд. В результате изучения вещественного состава и технологических свойств предложена геолого-технологическая классификация медных руд Маднеульского месторождения (табл. I), в которой учтены основные факторы, определяющие обогатимость руд.

В соответствии с классификацией проведен анализ изменения технологических сортов руд, поступающих на переработку на обогатительную фабрику в XI пятилетке. Установлено, что с 1980 по 1987 год доля легкообогатимых руд снизилась с 70 до 30% с одновременным возрастанием среднеобогатимых с 24 до 33% и труднообогатимых руд с 4 до 37%. Резкое ухудшение качества добываемых руд произошло в 1985 году, что и обусловило существенное снижение извлечения меди и качества медного концентрата.

Предложенная классификация и геометризация технологических сортов руд являются надежной информационной основой для планирования показателей обогащения медных руд, а также для управления качеством руды с целью обеспечения оптимальных показателей их переработки. Работы по картированию месторождения позволили достичь плановых показателей обогащения, вовлечь в переработку бедные и забалансовые медные руды.

Геолого-технологическая типизация руд

Природный тип руды	Технологический сорт руды	Халькопиритовый модуль	Серпичитовый модуль	Пиритовый модуль	Извлечение меди
I. Халькопирит-пиритовая	Легкообогатимая	I	8	8	87,9
II. Халькопирит-халькозин-ковеллин-пиритовая	Среднеобогатимая	0,5	16	10	81,2
III. Халькозин-ковеллин-пиритовая	Труднообогатимая	0,5	22	12	75,6

Экономический эффект от проведения этих работ составил около 480 тыс. рублей.

З.В.Отхмезури, И.Д.Долидзе

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ХИМИЗМА РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ
БАРИТ-СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КВАЙСИНСКОГО
РУДНОГО ПОЛЯ В СВЕТЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГАЗОВО-ЖИДКИХ
ВКЛЮЧЕНИЙ

Реконструкция физико-химических условий формирования месторождений полезных ископаемых различных генетических типов на основании изучения главных параметров природных процессов минералообразования в их эволюционном развитии является одной из основных проблем современной теории эндогенного рудообразования. Накопление данных о химизме рудообразующих растворов способствует созданию обоснованных моделей формирования месторождений и имеет важное значение для разработки минералого-геохимических критериев поисков, оценки и прогнозирования минерального сырья.

Авторами в указанном аспекте были изучены свинцово-цинковые и баритовые месторождения и рудопоявления Квайсинского рудного поля, расположенного на Южном склоне Большого Кавказа в среднем течении р.Джеджора (Джавский административный район Грузинской ССР). Месторождения приурочены к среднеюрским вулканогенным образованиям (порфиритовая свита байоса) и верхнеюрским рифовым известнякам.

Геологическая позиция свинцово-цинковых и баритовых месторождений Квайсинского рудного поля определяется их приуроченностью к параллельным разрывным нарушениям общекавказского (субширотного) простирания. Ведущей здесь является жильная свинцово-цинковая формация колломорфных руд (квайсинский тип). К ней относятся Верхнеквайсинское, Надарбазское и Валхожское месторождения, Нижнеквайсинское и Варахомское рудопоявления. В пределах Квайсинского рудного поля расположены также ныне отработанные месторождения Квайса и Хардисар барит-кальцитовой формации.

С определенной долей условности к Квайсинскому рудному полю можно отнести несколько отличающихся по вещественному составу и структурно-текстурным особенностям от вышестоящих свинцово-цинковых месторождений, рудопоявления Скатыком и Раздаранком, объединенных В.Р.Надирадзе и др. (1961) в отдельную барит-полиметаллическую формацию (скатыком-раздаранкомский тип).

Промышленное орудуение квайсинского типа приурочено к вулканогенным и вулканогенно-осадочным образованиям порфиритовой свиты байоса и массивным рифовым известнякам верхней юры. Рудные тела

представлены простыми и разветвляющимися жилами, линзо- и гнездообразными залежами, гидротермально измененными зонами кварц-кальцитовыми жилами с обильным вкрапленным и вкрапленно-прожилковым оруденением. Руды кварцевого типа сложены светлокрасным, местами бесцветным сфалеритом клейофанового типа, галенитом, пиритом, кварцем и карбонатами. Характерной особенностью руд кварцевого типа является наличие колломорфных текстур и почти полное отсутствие халькопирита.

Оруденение скатыком-раздаранкомского типа приурочено к вулканитам байоса и представлено жилами выполнения, местами четковидного строения и минерализованными зонами - линейными участками смятия и дробления в породах порфиритовой свиты с вкрапленно-прожилковым оруденением. Руды сложены галенитом, образующим сплошные выделения или крупные вкрапления в кварцево-жильной массе, в малом количестве железистым сфалеритом, пиритом и халькопиритом. Из жильных минералов основным является кварц, очень редко присутствуют кальцит и барит. Колломорфные текстуры в рудах скатыком-раздаранкомского типа не наблюдаются.

Баритовые месторождения Квайса и Хардисар приурочены к среднеюрским вулканитам и представлены жилами и линзами изменчивой мощности. Они сложены мономинеральными агрегатами барита с малой примесью кварца и карбоната. В редких случаях в результате наложения поздней сфалерит-галенитовой минерализации в баритовых жилах появляются пирит, марказит, сфалерит и галенит в ассоциации с кварцем, халцедоном и кальцитом. Баритовые тела не занимают верхних горизонтов свинцово-цинкового оруденения, как это следовало ожидать по классической схеме зональности. Они обоснованы от последнего и расположены по латерали. По данным Т.В.Иванишко (1963), Квайсинская баритовая жила разорвана и смещена верхнеквайсинским разломом, который в свою очередь контролирует размещение свинцово-цинкового оруденения.

Для выяснения химизма рудообразующих растворов баритовых и свинцово-цинковых месторождений Квайсинского рудного поля нами были определены солевые компоненты газово-жидких включений в рудослагающих минералах методом тройных водных вытяжек (Хитаров, 1968; Otkhmezuri, Dolidze, 1981). В вытяжках были определены четыре катиона Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} и три аниона Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , поскольку практика показала, что в растворах газово-жидких включений именно эти элементы присутствуют в относительно значительных количествах и именно они определяют химизм среды минералообразования.

Полученные аналитические данные пересчитывались соответственно в мг/экв и в экв%. Последние наносились на треугольную диаграмму анионного и катионного составов для свинцово-цинковых месторож-

дений квайсинского (А), скатьком-раздаранкомского (Б) типа и баритовых (В) месторождений.

Свинцово-цинковые месторождения Квайсинского типа охарактеризованы на основании анализа химического состава включений в кальците, пирите, галените и барите.

На диаграмме анионного состава (рис. 1 А) видно, что все фигуративные точки занимают нижнюю и среднюю часть треугольника, лишь одна точка примыкает к вершине Cl^- на линии $Cl^- - SO_4^{2-}$. Количественное соотношение анионов в различных образцах меняется в широких пределах. Однако явно наблюдается тенденция к обогащению бикарбонат и сульфат-ионами водных вытяжек из рудослагающих минералов месторождений квайсинского типа.

На диаграммах катионного состава наблюдается размещение всех фигуративных точек почти по всей площади обоих треугольников (рис. 2 А и 3 А), хотя следует отметить, что большая часть точек примыкает либо к вершине $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ (рис. 2 А), либо к линии $Na + K^+ - Ca^{2+}$ (рис. 3 А).

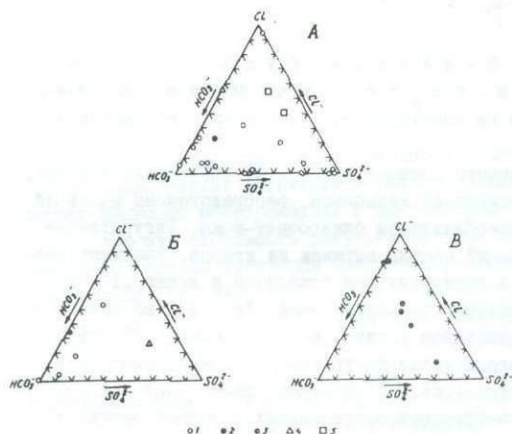


Рис. 1. Диаграмма соотношения анионов (с углами $Cl^- - HCO_3^- - SO_4^{2-}$) в составе водных вытяжек из минералов. А - свинцово-цинковые месторождения квайсинского типа, Б - свинцово-цинковые месторождения скатьком-раздаранкомского типа, В - баритовые месторождения. 1 - кальцит, 2 - барит, 3 - кварц, 4 - галенит, 5 - пирит.

В водных вытяжках наблюдается обогащение преимущественно кальций-ионом, далее по количеству следуют щелочные ионы, содержание которых варьирует в примерно одинаковых количествах. Несмотря на то, что магний-ион по количеству занимает последнее место, сумма щелочно-земельных элементов преобладает над суммой щелочных.

Таким образом, полученные результаты по химическому составу газожидких включений в минералах свин-

цово-цинковых месторождений Квайсинского типа и анализ этих данных показывают, что рудообразующие флюиды имели кальций-гидрокарбонатно-сульфатный характер. Среда минералообразования нейтральная, со значениями pH от 7,6 до 8,6.

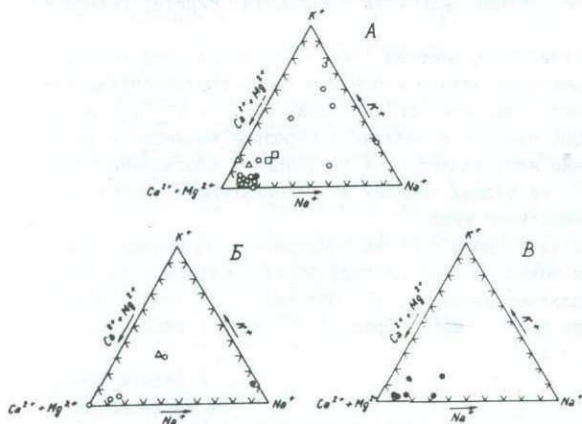


Рис. 2. Диаграмма соотношения катионов (с углами $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{K}^+ - \text{Ca}^{2+}$ Mg^{2+}) в составе водных вытяжек из минералов. Условные обозначения см. на рис. 1.

Свинцово-цинковые рудопроявления скатъком-раздаранкомского типа охарактеризованы на основании анализа вытяжек из кальцита, кварца и галенита.

На диаграмме анионного состава (рис. 1 Б) фигуративные точки, отображающие состав вытяжек из кальцитов, рассредоточены вдоль линии $\text{Cl}^- - \text{HCO}_3^-$ с преобладанием бикарбонат-иона. Фигуративные точки, отражающие анионный состав вытяжек из кварца, занимают аналогичные положения, а в галенитах они отклонены к линии $\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-}$ за счет обогащения растворов сульфат-ионами. Хлор-ион во всех случаях встречается в подчиненном количестве, не превышая 20 экв.%. На диаграммах катионного состава фигуративные точки размещены в нижней части треугольника (рис. 2 Б) и вдоль линии $\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Ca}^{2+}$ (рис. 3 Б). В количественных соотношениях в водных вытяжках из кальцитов сумма щелочно-земельных ионов преобладает над суммой щелочных.

Таким образом, анионный состав растворов включений кальцитов и кварцев хлоридно-бикарбонатный, где хлор-ион занимает подчиненное положение, а галенита - хлоридно-сульфатный с преобладанием сульфат-иона; катионный состав растворов кальцита кальций-натриевый с преобладанием ионов кальция, кварца - калий-натровый с большим преобладанием ионов натрия; в катионной части растворов вклю-

чений галенита все катионы присутствуют примерно в равных количествах. Следовательно, рудогенерирующие флюиды, образовавшие кальциты в свинцово-цинковых рудопоявлениях скатыком-раздаранкомского типа по составу бикарбонатно-кальциевые, кварц - натриево-бикарбонатные, галениты - кальциево-сульфатные. Среда минералообразования близка к нейтральной со значениями pH от 6,3 до 8,8.

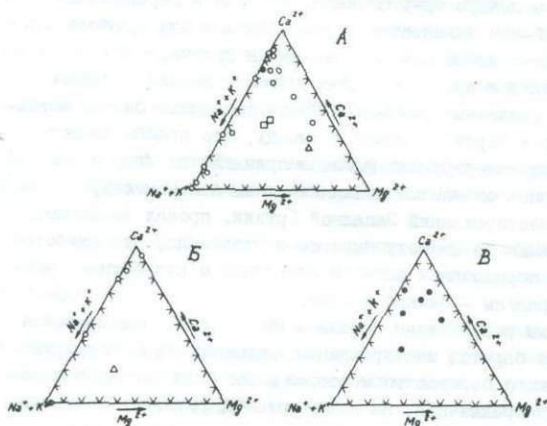


Рис.3. Диаграмма соотношения катионов (с углами $Na^+ + K^+ + Ca^{2+} - Mg^{2+}$) в составе водных вытяжек из минералов. Условные обозначения см. на рис. 1.

Сопоставление полученных результатов исследования химического состава газовой-жидких включений методом тройных водных вытяжек из свинцово-цинковых месторождений с данными ряда исследователей показывают хорошую сходимость результатов. При детальном изучении химического состава растворов низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений Три-Стейтс и Юго-Восточного Миссури (Hall, Friedman, 1963; Poedder, 1963) во включениях были обнаружены существенно натриево-хлоридные высококонцентрированные растворы солей. Резкое увеличение относительного содержания в растворах бикарбонат-иона авторами отмечается в заключительную стадию минерализации - во время отложения барита, витерита и кальцита.

И.Л.Ходаковский (1965) обобщая обширный материал ряда авторов пишет, что состав растворов газовой-жидких включений в минералах среднетемпературных полиметаллических месторождений хлоридно-бикарбонатный с преобладанием бикарбонат-иона. По данным анализа водных вытяжек из минералов продуктивных стадий полиметаллических месторождений Забайкалья, состав растворов гидрокарбонатно-кальциевый (Колдун, 1976). Все эти материалы хорошо согласуются с полученными нами результатами.

Баритовые месторождения охарактеризованы химическими анализами водных вытяжек из баритов месторождения Хардисар. На диаграмме анионного состава (рис. 1 В) фигуративные точки расположены вдоль линии $Cl^- - SO_4^{2-}$ с преобладанием хлоридов. Количество последнего достигает 81 экв.%. На диаграммах катионного состава фигуративные точки рассредоточены вдоль линии $Ca^{2+} + Mg^{2+} - Na^+$ тяготея к вершине $Ca^{2+} + Mg^{2+} - Na^+$ (рис. 2 В), либо расположены в центре треугольника, тяготея к вершине Ca^{2+} (рис. 3 В). Кальций-ион количественно преобладает над другими. Сумма щелочно-земельных ионов обычно выше суммы щелочных.

Н.Е.Учамайшвили и др. (1965, 1980, 1962), исследуя бариты из 15 месторождений различных районов СССР (в том числе бариты месторождений Хардисар и Чорди), пришли к выводу, что преобладающая роль в составе рудогенерирующих флюидов принадлежит хлор и кальций-ионам; роль щелочных элементов незначительна. А.И.Гомелаури (1978), исследуя бариты месторождений Западной Грузии, провел экспериментальные исследования по синтезу баритов и установил, что наиболее благоприятны для образования баритов хлоридные и сульфатные растворы, а неблагоприятны - бикарбонатные.

К аналогичным результатам пришли и мы на основании изучения водных вытяжек из баритов месторождения Хардисар. Рудогенерирующие флюиды Хардисарского баритового месторождения были хлоридно-кальциевыми. Среда минерализации, по нашим данным, близка к нейтральной со значениями pH от 6,45 до 8,30.

Таким образом, проведенные исследования химического состава газовой-жидких включений в минералах свинцово-цинковых (двух типов) и баритовых оруденений данного района показали резкое различие между собой. Рудогенерирующие растворы свинцово-цинковых оруденений имеют кальций-гидрокарбонатно-сульфатный состав, тогда как растворы баритовых месторождений в основном хлоридно-кальциевые.

В Юго-Осетинском рудном районе, в пределах полиметаллического пояса Южного склона Большого Кавказа, выделенного в свое время Г.А.Твалчрелидзе (1961), ряд исследователей выделяют барит-полиметаллическую сложную формацию (Надирадзе и др., 1976). Резкое различие в составе рудогенерирующих растворов, различный вещественный состав, обособление в пространстве и во времени баритового и свинцово-цинкового оруденения, отсутствие взаимных переходов между ними и редчайшие случаи нахождения смешанных барит-свинцово-цинковых руд не позволяет объединить эти рудные образования в единую барит-полиметаллическую формацию. Что же касается двух типов свинцово-цинковых оруденений, то несмотря на некоторые отличия в вещественном составе и структурно-текстурных особенностях руд, а также в характере зональности (Жабин, Тамазашвили, 1980), мы склонны отме-

ченные рудные образования отнести к единой свинцово-цинковой формации с двумя субформациями.

Л и т е р а т у р а

Гомелаури А.И. Температурные условия образования баритов в месторождениях Грузии и проверка в автоклавах. - В кн.: Термобарогеохимия земной коры и рудообразование. М.; Наука, 1978, с.88-97.

Жабин А.Г., Тамазашвили Н.А. О зональности свинцово-цинкового месторождения Квайса (Центральный Кавказ). - ДАН СССР, т.254, № 3, 1980, с.700-703.

Иваницкий Т.В. Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии. Тбилиси, 1963, с. 366.

Колтун Л.И. Сравнительная оценка условий образования полиметаллических месторождений Забайкалья. - У Всес. совещ. по термобарогеохимии (тезисы докладов), Уфа, 1976, с.39.

Надирадзе В.Р., Алибегашвили Б.А., Тедиашвили Х.А. Условия формирования и закономерности размещения рудных месторождений Юго-Осетии (Грузинская ССР). - В кн.: Эндогенные рудные формации Юго-Осетии и Абхазии. Тр.ИГиН АН ГССР, вып.51, Мецниереба, 1976, с.5-82.

Твалчрелидзе Г.А. Эндогенная металлогения Грузии. М.: Госгеолтехиздат, 1961, с.344.

Учамейшвили Н.Е. Геохимическая характеристика баритообразующих растворов. - В кн.: Геохимические исследования в области повышенных давлений и температур. М.: Наука, 1965, с.135-165.

Учамейшвили Н.Е., Малинин С.Д., Хитаров Н.И. Геохимические данные к процессам формирования баритовых месторождений. М.; Наука, 1980, с. 118.

Хитаров Д.Н. Некоторые методические вопросы определения химического состава газовой-жидких включений в минералах с помощью водных вытяжек. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия, т.П, М.; Наука, 1968, с.76-80.

Хитаров Н.И., Учамейшвили Н.Е. Экспериментальные данные к геохимии бария в гидротермальных условиях. - В сб.: Экспериментальные условия в области глубинных процессов. Изд-во АН СССР, 1962, с.145-150.

Ходаковский И.Л. Характеристика гидротермальных растворов по данным изучения газовой-жидких включений в минералах. - В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М.; Наука, 1965, с.174-203.

Hall W., Friedman J. Composition of fluid inclusions Cave in Rock fluorite district./Illinois and Upper Mississippi Valley Zing-Lead District. Econ. Geol., v.58, N 6, 1963, p. 886-911.

Otkhmezuri Z.V., Dolidze I.D. Chemical composition of fluid inclusions in the ore forming minerals of antimony- arsenic deposits. -Bulletin de Mineralogy, v.104, N 4, 1981, p.361-366.

Roedder E. Studies of fluid inclusion II. Freezing data and their interpretation. - Econ. Geol., v.58, N 2, 1963, p.167-211.

Г. А. Твалчредидзе

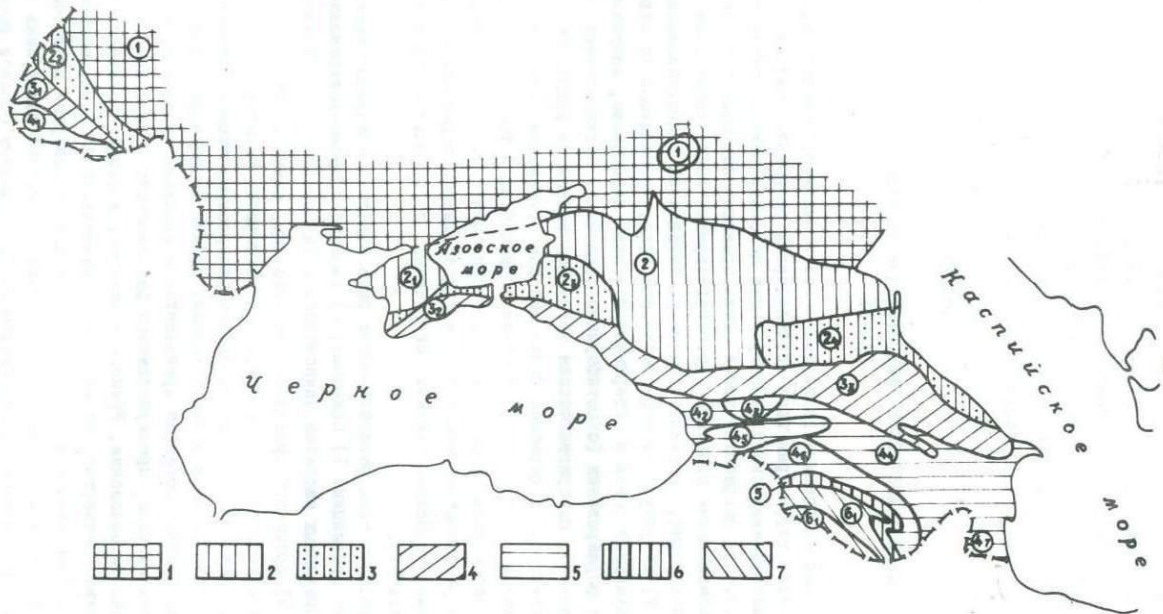
МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КAVKAZA, КРЫМА И КАРПАТ

Полезные ископаемые различных типов и видов встречаются практически на всей территории трех исследованных регионов. Поэтому в основу ее минерагенического районирования положено районирование тектоническое. При разработке такой схемы приняты следующие понятия: 1) минерагеническая провинция, соответствующая геотектоническим единицам - платформе, срединному массиву, складчатой (геосинклинальной) системе; 2) структурно-минерагеническая зона, совпадающая со структурно-фациальной зоной и содержащая полезные ископаемые, возникшие в период ее формирования (стратиформные осадочные, вулканогенные или магматогенные); минерагеническая зона, наложенная на ранние геологические структуры, содержащая более молодое оруденение. Отмеченные подразделения сложены геологическими формациями, в том числе рудоносными геологическими формациями (Прогноз. оценка..., 1978). Среди последних различаются материнские и рудовмещающие формации. С первыми полезные ископаемые связаны генетически, со вторыми - структурно и литологически.

В пределах трех регионов могут быть выделены следующие минерагенические провинции: 1) Скифская, 2) Карпато-Крымско-Большекавказская, 3) Срединных массивов Паннонского и Закавказского, 4) Малокавказская, 5) Иранского срединного массива (см. схему). Первая из них совпадает с эпипалеозойской Скифской платформой, охватывая Степной Крым и Предкавказье. Вторая провинция распространяется на Внешние Карпаты, Горный Крым и Большой Кавказ, причем ее северная граница полемична. Третья провинция принимается в границах восточной части Паннонского массива, преимущественно расположенного на сопредельных территориях Чехословакии, Румынии и Венгрии, и Закавказского срединного массива. Четвертая, наименьшая по занимаемой площади, соответствует т. н. "Закавказскому офиолитовому поясу" - северной ветви офиолитовой провинции Анатолии. Наконец, пятая провинция также лишь частично распространяется на территории СССР, а главным образом расположена в Иране. Имеется в виду северная периферия Иранского срединного массива, интенсивно активизированная в краевой части.

Вместе с тем издавно общепринято выделять Малокавказскую минерагеническую провинцию в ином масштабе (Твалчредидзе, 1961 и др.). В

25. Геология и полезные ископаемые Кавказа



ее состав обычно включается южная регенерированная часть Закавказского срединного массива (зоны Аджаро-Триалетская, Сомхето-Кафанская и Горного Талыша), Закавказский офиолитовый пояс и северная периферия Иранского срединного массива (зоны Мисхано-Зангезурская, Бревано-Ордубанская и Приараксинская). Эта гетерогенная территория, геологическая история отдельных частей которой совершенно различна, охвачена неотектоническим воздыманием. Крупное молодое сводово-глибовое воздымание, именуемое "мегантиклинорий Малого Кавказа" и выделялось в качестве единой провинции.

Скифская провинция представляет собой элипалезозойскую плиту, выполняющую роль герцинского складчатого обрамления древней Восточно-Европейской платформы. На западе за акваторией Черного моря ее продолжением служит Мизийская плита Болгарии, а на востоке, за Каспийским морем - Туранская плита Средней Азии. Скифская плита входит в состав Герцинской области Средиземноморского складчатого пояса. В отличие от Европейской части, она перекрыта мощным мезо-кайнозойским осадочным чехлом. В связи с этим все полезные ископаемые здесь залегают в осадочных породах и в подавляющем большинстве имеют седиментационное происхождение, а вероятные герцинские магматогенные месторождения скрыты на пока недоступной глубине в породах палеозойского фундамента.

Если северная граница Скифской плиты четко совпадает с южным краем Восточно-Европейской платформы, то южная остается полемичной. На западе она определяется контактом мегантиклинория Горного Крыма со Степным Крымом, а в Центральном Кавказе - выходит на поверхность герцинское кристаллическое основание Скифской плиты, представленное краевым массивом (зоны Передового хребта, Бечасинская, Хасаутская), охваченным мощным альпийским воздыманием, мегантиклинория Большого Кавказа.

На юге краевой массив граничит также с герцинской зоной Главного хребта. Данное обстоятельство служит северокавказским геологам основанием для отнесения к Скифской плите как краевого массива, так и зоны Главного хребта. Между тем на западном и восточном про-

Схема минерагенического районирования Кавказа, Крыма и Карпат

1 - Восточно-Европейская древняя платформа; 2 - Скифская плита (2 - Предкавказье, 2₁ - Степной Крым); 3 - краевые (предгорные) прогибы (2₂ - Предкарпатский, 2₃ - Индоло-Кубанский, 2₄ - Терско-Каспийский); 4 - складчатые системы (3₁ - Внешние Карпаты, 3₂ - Горный Крым, 3₃ - Большой Кавказ); 5 - срединные массивы (4₁ - Паннонский, 4₂ - Закавказский с зонами: 4₂ - Рионской впадины, 4₂ ± Дзирульского поднятия, 4₄ - Кубанской впадины, 4₅ - Аджаро-Триалетской, 4₆ - Сомхето-Кафанской, 4₇ - Горного Талыша); 6 - Закавказский офиолитовый пояс, 7 - Иранский срединный массив (6₁ - Зангезурская зона, 6₂ - Приараксинская зона).

должениях зоны Главного хребта развиты мощные геосинклинальные отложения юрского, отчасти мелового возраста, представленные аспидной и флишевой геосинклинальными формациями. Поэтому мы склонны границу между Скифской и Большекавказской провинциями проводить по Пшехетырнаузскому разлому, как это делалось и ранее (Милановский, Хайн, 1963). Тем самым краевой массив, испытавший молодое воздымание, условно рассматривается в составе Большого Кавказа.

В своей южной части Скифская плита перекрыта новейшими моласами трех крупных прогибов, к ним относятся Предкарпатский (условно, поскольку он покоится на фундаменте древней Восточно-Европейской платформы), Индоло-Кубанский (охватывающий и восточную часть Крымского п-ва) и Терско-Каспийский. Здесь палеозойский фундамент погружен под многокилометровые толщи молассовых осадков. Между двумя последними прогибами фиксируется Ставропольское поднятие – северная часть крупной Транскавказской поперечной активизационной структуры, где осадочный платформенный чехол имеет минимальные мощности, а в районе Кавказских минеральных вод на поверхности обнажаются лакнолиты изверженных пород щелочного состава – производные неогеновой тектоно-магматической активизации.

Таким образом, в Скифской провинции естественно выделить две крупные структурно-минерагенические зоны: 1) Скифской плиты, 2) краевых прогибов и одну минерагеническую зону – тектоно-магматической активизации. Каждая из них может быть расчленена на ряд подразделений меньшего масштаба – подзон, рудных районов, рудных поясов.

В осадочном чехле Степного Крыма развиты моласоидные серо- и красноцветные формации, продуктивные на месторождения каменной соли, минеральных пигментов, йодно-бромных подземных вод, а также карбонатных пород, нефти и газа. Восточнее, в Предкавказье, где мощности осадочного чехла резко возрастают к востоку и западу от Ставропольского поднятия, известен ряд проявлений циркониево-титановых россыпей (Ставропольское плато), бокситов и фосфоритов. Крупные месторождения каменной соли, развитые в серхиюрских эвапоритах северного обрамления Большого Кавказа, на территории Предкавказья погружены на глубину до 6 км. В данной зоне встречаются высококачественные месторождения известняков и доломитов, а также бентонитовых глин.

Краевые прогибы более богаты полезными ископаемыми. Предкарпатский прогиб на территории СССР прослеживается на 290 км при ширине до 90 км. В нем выделяются продуктивные нефте-газоносные, соленосные и серовосные бассейны.

Во внешней части прогиба расположены месторождения серы и йодно-бромных вод, а во внутренней – месторождения солей, нефти, озокерита и проявления стратиформных медно-полиметаллических руд. Здесь

разведены крупные месторождения калийной и каменной соли в глинках аквитана-тортона. Стратиформные оруденения цветных металлов наблюдаются в под- и надсолевых пестроцветных отложениях гельвета.

В Индоло-Кубанском краевом прогибе на территории Крыма развиты большой мощности орогенные молассы, вмещающие значительное число экзогенных полезных ископаемых. К ним относятся месторождения серы и гипса, залегающие в сероцветной эвапоритовой формации чокракского возраста. Они расположены в южном борту прогиба. Вдоль побережья Азовского моря распространены промышленные месторождения кварцевых песков позднеплиоценового возраста, содержащие россыпи циркона, ильменита и рутила. С широко распространенными карбонатными формациями меотиса и сармата связан ряд месторождений флюсовых известняков и доломитов.

В плиоценовой сероцветной формации залегает железорудный горизонт киммерийского возраста мощностью 140 м. Осолитовые осадочные железные руды сложены гидрогетитом и хлоритом, переслаивающимися с глинами и песками. Преимущественным развитием они пользуются в мульдах. Железорудный бассейн прослеживается до северо-западной части Северного Кавказа.

Проявления марганца олигоцен-раннемиоценового возраста, известные в междуручье Большая Лаба-Белая, относятся к никопольской марганцевой формации. Известны также месторождения ракушки, формовочных песков и др.

В районе Кавказских минеральных вод (КМВ) зарождается крупное внегеосинклинальное Транскавказское поперечное поднятие. В этой широкой полосе, косо секущей весь Кавказ, сосредоточены молодые субвулканические, экстрезивные и гипабиссальные изверженные породы. В КМВ они представлены лакколитами щелочно-кислых пород. С некоторыми из них (Золотой Курган) связаны скарновые месторождения датолита и убогие свинцово-цинковые проявления. Пояс тектоно-магматической активизации продолжается далеко на юго-восток, где он является значительно более продуктивным на редкометальное оруденение.

К а р п а т о - Б о л ь ш е к а в к а з с к а я минерагеническая провинция, вытянутая на две тысячи километров, представляет собой внешнее северное складчатое обрамление прерывистой полосы срединных массивов. Данная провинция подразделяется на ряд структурно-минерагенических зон. В Карпатах различаются Внешняя и Внутренняя зоны, а на Большом Кавказе - Лабино-Малкинская, Главного хребта, Южного склона и Гагро-Джавская.

Внешняя зона Карпат содержит мел-палеогеновое железо-марганцевое и отчасти медное оруденение. Первое представлено скоплениями конкреций карбонатов железа и марганца в флишевых породах, второе -

убогими проявлениями медистых песчаников в пестроцветных отложениях менилитовой свиты олигоцена.

На внутреннюю зону Складчатых Карпат надвинута северо-восточная часть Мармарошского массива, представляющего собой горстовое поднятие кристаллического фундамента Паннонского срединного массива и под-разделяемого на Раховский и Чигвинский выступы, перекрытые чехлом мезозойских осадочных пород. На юге Раховского района в породах чехла размещаются проявления осадочных карбонатных марганцевой и железорудной формаций. В вулканогенных породах нижнего палеозоя северной части района расположены проявления медно-цинковоколчеданной формации, на которых наложены верхнеюрские жильные и прожилковые полиметаллические рудопоявления. В низах флишевых отложений на тектоническом контакте с Раховским массивом в пестроцветных грубообломочных отложениях пермо-триаса развито оруденение типа медистых песчаников, в верхнеюрских туфах известны колчеданные проявления, а в нижнемеловых габбро-диабаз – прожилковые полиметаллические.

Сходным является Чигвинский район, где известны оруденения магнетита, родонит-родохрозитовых руд, а также медно-цинковоколчеданной и наложенной полиметаллической формаций. Все они относятся к каледоно-герцинской эпохе и в значительной степени метаморфизованы. На границе с Паннонским срединным массивом Внутренняя зона Складчатых Карпат отчасти затронута неогеновой активизацией, проявленной субаэральным вулканизмом и специфичным оруденением.

В альпийской складчатой зоне Горного Крыма с карбонатными и терригенными формациями мезозойско-палеогенового возраста связаны осадочные проявления бокситов, окисных руд марганца, фосфоритов, минеральных красок и месторождения флюсовых известняков и бентонитовых глин. В связи с вулканогенными и интрузивными породами обнаружены убогие полиметаллические и ртутные оруденения. Последние также зафиксированы в грязевых вулканах.

Большой Кавказ несравненно богаче полезными ископаемыми, чем его западные и северо-западные геотектонические аналоги. В докембрийских вулканитах залегают проявления кварц-золотополиметаллической, магнетитовой и серноколчеданной рудных формаций. В ультрабазитах встречается оруденение хромита. На древний кристаллический комплекс наложено жильное полиметаллическое и баритовое оруденение позднепалеозойского возраста. В среднедевонской контрастно-дифференцированной вулканогенной толще Передового хребта залегают вулканогенные медно-цинково-колчеданные месторождения уральского типа. В осадочном мезозойском чехле развито железорудное оруденение, связанное с выветриванием серпентизированных ультрабазитов. С неогеновой активизацией связано молибденит-шеелитовое месторождение.

В зоне Главного хребта докембрий-палеозойские кристаллические толщи вмещают верхнепалеозойские гранитоиды, с которыми генетически связаны пегматитовые и высокотемпературные кварцево-жильные гидротермальные проявления и месторождения шеелита, молибденита и арсенопирита. Эта палеозойская зона по пологой тектонической поверхности надвинута на молодые геосинклинальные отложения зоны Южного склона палеозойского и мезозойского возраста. Ряд современных исследователей по этому т.н. "Главному надвику" проводят границу между Скифской плитой и складчатой системой Большого Кавказа.

К востоку и западу гранитное ядро погружается, и зона Главного хребта нацело выполняется геосинклинальными нижнеюрскими толщами. Крупные кварцево-полиметаллические жильные месторождения Северного Кавказа садонского типа, по-видимому, связаны с нижнеюрским вулканизмом.

Зона Южного склона, сложенная интенсивно дислоцированными, мощными геосинклинальными толщами раннеюрского возраста, вмещает медно-пиритовые и колчеданно-полиметаллические месторождения, связанные с толеит-базальтовым вулканизмом.

На юго-западе Большого Кавказа к данной зоне примыкает Гагроджавская зона, сложенная мощной среднеюрской вулканогенной толщей, перекрываемой верхнеюрскими, меловыми и палеогеновыми эпиконтинентальными осадками. Эта зона в своей южной части наложена на Закавказский срединный массив (Гамкрелидзе, 1969). В северной ее части фиксируется ряд массивов среднеюрских гранитоидов. Главными рудными формациями здесь являются баритово-полиметаллическая, слабо представлены редкометалльно-мышьяковые проявления, связанные с гранитоидами.

Области тектоно-магматической активизации несогласно наложены на все структурно-минерогенические зоны Большого Кавказа и далеко распространяются к югу от него вдоль широкого Транскавказского поднятия. К нему приурочены Ставропольский свод и поднятие Центрального Кавказа, фиксируемое выходами на поверхности кристаллических пород фундамента. Здесь развиты неогеновые щелочные субвулканические и гипабиссальные гранитоиды, т.н. "неоинтрузии". С последними связано оруденение пестрого состава - скарновое шеелит-молибденитовое, кварцево-жильное арсенопиритовое, молибденитовое, а на периферии развиты антимонит-ферберитовая и реальгар-аурипигментовая рудные формации. Жильные галенит-сфалеритовые и киноварные месторождения не имеют видимой связи с магматизмом. Эта обширная область не имеет четких геологических границ.

Структурно-минерогенические зоны обладают металлогенической спецификой. Так, Хасаутская зона является золото-серноколчеданной,

Бечасынская - барито-полиметаллической, Передового хребта - медно-цинково-колчеданной, Главного хребта - редкометальной, Ардон-Даховская - полиметаллической, Южного склона - колчеданно-полиметаллической, Гагро-Джавская - полиметаллически-баритовой. В результате здесь четко выражена металлогеническая зональность, местами усложненная наложенным неогеновым магматизмом и оруденением.

Нерудные полезные ископаемые Большого Кавказа достаточно разнообразны и многочисленны. Здесь широко развиты месторождения облицовочных изверженных пород, огнеупорные материалы, гипс, целестин, строительные материалы (известняки, доломиты, цементное сырье) и другие, служащие сырьевой базой для ряда горных предприятий, в том числе крупных.

Минералогическая провинция Паннонского и Закавказского срединных массивов по размерам превосходит предыдущие. Две основные ее части - Паннонский и Закавказский массивы - разнородны по своему строению, истории развития, составу фундамента и осадочного чехла. Если металлогенические особенности первого в значительной степени определяются процессом палеоген-неогеновой тектоно-магматической активизации, то второго - регенерацией в мезозое эвгеосинклинального режима. Активизация здесь проявлена субаэральным вулканизмом и субвулканическим плутонизмом, а регенерация - островодужным известково-натриевым вулканизмом и позднегеосинклинальным габбро-гранодиоритовым магматизмом.

Паннонский срединный массив на территории СССР представлен лишь своей небольшой крайней северо-восточной частью. Здесь фундамент массива перекрыт неогеновыми отложениями, сформировавшими структуру так называемого Закарпатского внутреннего прогиба. Длина его в пределах СССР - 250, а ширина около 50 км. По Закарпатскому глубинному разлому он граничит со Складчатыми Карпатами. Фундамент массива продольными и поперечными разломами расчленен на ряд блоков. К ним приурочены внутренняя и внешняя цепи неогеновых вулканитов. Отдельные вулканические аппараты контролируются кольцевыми и радиальными структурами, придающими им характер кальдер обрушения.

Субаэральный вулканизм тектоно-магматической активизации проявился в течение ранней и поздней стадий, первая из которых представлена преимущественно вулканитами кислого-щелочного состава, а вторая - основного-щелочного. Вторая стадия частично во времени наложена на первую. С неовулканитами тесно ассоциируются рудопроявления и месторождения золото-полиметаллической, медно-молибденовой, теллур-висмутовой и более поздних сурьмяно-ртутно-мышьяковой и

ртутной рудных формаций. Блоки, соответствующие активизационным впадинам, содержат осадочные месторождения каменной соли и бурого угля, а также цеолитов, алуниита, гипса, барита.

Закавказский срединный массив занимает обширную площадь между складчатыми сооружениями Большого Кавказа и Малокавказской офиолитовой зоной. В северной части на массив наложена Гагро-Джавокская зона, которую мы, следуя традиции, относим к Большому Кавказу. Далее следует сложно геологически построенная межгорная депрессия, западная (Рионская) и восточная (Курильская) части которой разобщены Дзирульским выступом кристаллического основания. Южная периферия срединного массива расчленяется на ряд вторичных - регенерированных - эвгеосинклинальных зон - рифтогенную Аджаро-Триалетскую, Талышскую и островодужную Сомхито-Кафанскую. Они по серии глубинных разломов наложены на эпипалеозойский фундамент срединного массива, обнаженного в пределах Храмского, Локского, Асрикчайского, Казахского и Шамхорского выступов. Структурно-минерогеническая зона Риони-Курильского межгорного прогиба делится на три зоны - Рионскую, Дзирульскую и Курильскую. В первой и третьей развиты осадочные и горючие полезные ископаемые, во второй - как экзогенные, так и эндогенные.

Кристаллический фундамент Дзирульского выступа сложен метаморфическими сланцами, филлитами, габброидами и гранитоидами (?) - палеозойского возраста. Среди них залегают палеозойские месторождения керамических пегматитов, серпентинитов, талька. Осадочный чехол содержит многочисленные месторождения бентонитовых и огнеупорных глин, мраморизированных известняков, магнетитовых песчаников, облицовочных и строительных камней. Здесь же расположено известное Чиатурское месторождение марганца, некоторые другие сходные с ним, а также промышленные скопления халцедона и цеолитов.

В Аджаро-Триалетской структурно-минерогенической зоне в генетической связи с эоценовым вулканизмом обнаруживаются скопления сингенетичных серно-колчеданных руд, иногда с небольшой примесью халькопирита (Гудна), а с формацией позднегеосинклинальных изверженных пород диорит-сиенитового состава - кварцево-жильные медно-полиметаллические месторождения Аджарии.

Восточнее меловые и среднеэоценовые известняки и вулканы вмещают два интрузива габро-диоритового состава. С ними устанавливается связь скарново-магнетитового (Дзама) и меднопорфирового с вольфрамом и молибденом (Гарта) оруденений. К неметаллическим полезным ископаемым относятся месторождения бентонитовых глин, агата, бурого угля, диатомита, цементного сырья.

В зоне Талыша известны проявления магнетитовых песков, протя-

гивающихся по пляжам Каспийского моря в районе Ленкорани, и ряд месторождений некоторых нерудных ископаемых, преимущественно строительных материалов.

Сомхито-Кафанская структурно-минерагеническая зона представляет собой вторичную эвгеосинклиналь, заложившуюся в средней юре и поздне меду на южной периферии Закавказского срединного массива. Вулканогенно-осадочные породы юрского и поздне мелового возраста, относящиеся к последовательно- дифференцированной формации, слагают локальные прогибы, разделенные поднятиями, в ядрах которых выходят на поверхность древние породы фундамента Закавказского массива, вмещающие интрузивы габбро-гранодиоритовой формации.

Сомхито-Кафанская зона естественно делится на две части, которые можно назвать минерагеническими зонами - Сомхито-Карабахскую и Кафанскую. Они разобщены офиолитовой зоной, причем Кафанский блок сдвинут на значительное расстояние к югу (см. схему).

С вулканитами позднебайосского и поздне мелового (досенонского) возраста связаны месторождения медно-цинковоколчеданной, барито-золото-полиметаллической, серноколчеданной, гематитовой и пиролюзит-полиомелановой формаций. При этом имеются представители всех названных рудных формаций как байосского, так и мелового возраста. Многие из них в настоящее время успешно эксплуатируются.

В поднятиях в связи с интрузивным магматизмом проявлены скарново-магнетитовые и более позднее меднопорфировое оруденения. На мезозойские отложения наложена эоценовая вулканогенная впадина с сингенетичным полиметаллическим оруденением и минерализацией агата.

Широко распространены и многочисленные месторождения нерудных полезных ископаемых: бентонитовых глин, узорчатого туфа, декоративных и флюсовых известняков, фарфорового камня, базальта, вулканического пепла и других строительных материалов.

М а л о к а в к а з с к а я м и н е р а г е н и ч е с к а я п р о в и н ц и я, или Севано-Амасийская структурно-минерагеническая зона известна как "офиолитовый пояс Закавказья". История геологического развития зоны остается полемичной. Для целей минерагенического районирования важна специфичность ее строения - офиолитового комплекса (аллохтон) и перекрывающих вулканогенных отложений эоцена (паравтохтон) по Т.А. Гасанову (1979). Зона четко ограничена от окаймляющих ее консолидированных структур Закавказского и Иранского срединных массивов разломами глубинного заложения. Мощность отложений здесь несравненно большая, чем в сопредельной Сомхито-Кафанской зоне, а их дислоцированность интенсивнее. Вследствие протрузивного протыкания офиолитовым комплексом перекрывающих осадков, широкое распространение приобретает серпентинитовый меланж.

Минералогия Севано-Амасийской зоны соответствует особенностям ее геологического строения: здесь известны небольшие месторождения хромитов, серпентинита, магнезита, признаки платины и титан-магнетита. Более молодыми, наложенными являются проявления (порой мелкие месторождения) ртути и золота. С эоценовыми вулканитами неогавтохтона связаны ограниченного масштаба месторождения серноколчеданных руд.

Минералогическая провинция Иракского срединного массива территории Кавказа охватывает лишь своей крайней северной периферией. Здесь наличие древнего фундамента фиксируется его непосредственным выходом на поверхность в пределах Цахкунянского выступа. Характерно, что эти древние породы резко отличаются от выступов субстрата Дзирульского, Храмского и Локского массивов как по возрасту и составу, так и минералогически. Данное обстоятельство может служить подтверждением предположения о принадлежности Иранского массива к Гондване, а северных выходов — к обрамлению Восточно-Европейской платформы.

В провинции выделяются три структурно-минералогические зоны: Мисхано-Зангезурская, Еревано-Ордубадская и Приараксинская. Первая представляет собой северную кромку массива, испытавшую тектоно-магматическую активизацию. Вторая сложена палеозойскими отложениями платформенного чехла, спокойно лежащими на фундаменте массива. Третья зона представляет неогеновый соленосный бассейн.

Мисхано-Зангезурская структурно-минералогическая зона содержит массивы гранитоидов умеренно-кислого состава. С основной их фазой ассоциируют проявления и месторождения скарново-магнетитовых и кобальтовых руд, а с интрузивами монзонит-гранодиоритовой формации — известные медно-молибденовые месторождения Армении и Азербайджана, а также мелкие медно-полиметаллические месторождения, иногда с сурьмой и золотом. Нерудные полезные ископаемые представлены крупным месторождением высококачественного диатомита (Сисианский район), а также многочисленными месторождениями базальта.

В Еревано-Ордубадской структурно-минералогической зоне известны проявления фосфоритов, цементных известняков, а из рудных — амагматогенных, полиметаллических и ртутных руд.

Приараксинская структурно-формационная зона представляет собой крупную миоценовую наложенную депрессию, сложенную мощными отложениями соленосных континентальных моласс. Крупные месторождения каменной соли известны в окрестностях гг. Нахичевань и Ереван. С вулканитами связаны признаки руд молибдена, меди, свинца и цинка, марганца, а также ныне отработанное современного возраста месторождение реальгара и аурипигмента.

Предложенная схема мелкомасштабного минерагенического районирования Кавказа, Крыма и Карпат предусматривает их принадлежность к единому складчатому поясу. Данное обстоятельство подтверждается лишь отчасти особенностями минерагении трех описанных регионов. Если между Кавказом и Крымом мы находим единство структурных зон и сходство в полезных ископаемых, то Карпаты обладают рядом опецифических особенностей, обусловленных своеобразием металлогении активизированного Паннонского массива. Наличие сходства и различия в металлогении трех регионов может быть использовано в прогнозных целях.

Л и т е р а т у р а

Гамкрелидзе И.П. Строение и развитие западной части складчатой системы Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы. - Геотектоника, 1969, № 4, с.72-84.

Гасанов Т.А. О возрасте офиолитов и самостоятельности габродиабазового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. - Геотектоника, 1979, № 5, с.86-97.

Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: МГУ, 1963, с.357.

Прогнозная оценка территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1978.

Твалчрелидзе Г.А. Эндогенная металлогения Грузии. М.: Госгеолтехиздат, 1961, с.344.

Т.М. Адамия

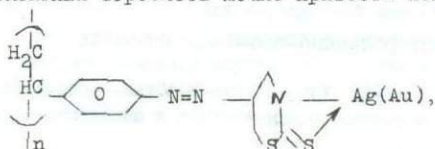
ИССЛЕДОВАНИЕ СОРБЦИИ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ ХЕЛАТНЫМИ
СОРЕБЕНТАМИ

Хелатообразующие сорбенты находят все большее применение в практике аналитической химии. Особенно большое значение приобрели методы сорбционного концентрирования микроэлементов при определении их в природных водах, чистых веществах, сложных геологических объектах и промышленных продуктах (Басаргин и др., 1980; Мясоедова, Саввин, 1984). Хелатообразующие сорбенты обеспечивают возможность быстрого и эффективного извлечения микроэлементов из больших объемов растворов сложного солевого состава (Мясоедова, Саввин, 1984). Перспективно применение хелатообразующих сорбентов при определении редких и благородных металлов в рудах, породах, метеоритах и т.п. (Басаргин и др., 1980; Мясоедова, Саввин, 1984). Многие сорбенты рекомендуются как для концентрирования в аналитических целях, так и для извлечения ценных компонентов из растворов, для очистки сточных вод, для разделения близких по свойствам элементов.

Хелатообразующие сорбенты, или как их еще называют, хелатные смолы представляют собой нерастворимые полимерные органические матрицы с введенными в них химически активными группами, которые взаимодействуют с элементами с образованием хелатных циклов.

Для прогнозирования аналитических свойств и целенаправленного синтеза ведутся работы теоретического характера по исследованию механизма, кинетики и особенностей комплекса образования при сорбции хелатообразующими сорбентами (Басаргин, Исаев, 1986).

Основное преимущество анализа с использованием хелатных сорбентов состоит в его селективности, нетрудоемкости, надежности и отсутствии необходимости применения токсичных веществ. В качестве примера эффективных хелатных сорбентов можно привести полистирол-азогазандитион 2,4;



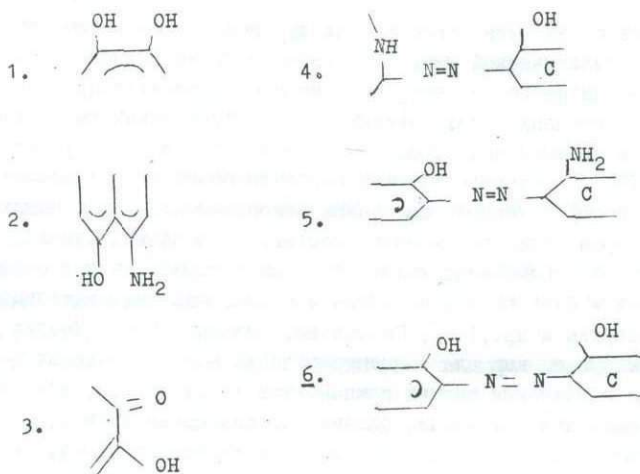
применение которого позволяет из одной навески весом 1-2 г определять одновременно золото и серебро 10^{-5} - $10^{-6}\%$.

В настоящей работе приводятся результаты исследования сорбции ниобия и свинца на хелатных сорбентах с различными хелатообразующи-

ми группами.

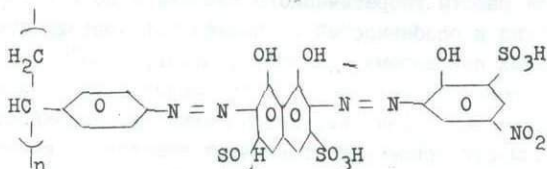
Изучались основные физико-химические свойства хелатообразующих сорбентов, определяющие их аналитическое применение: кислотно-основные и кинетические свойства, селективность и сорбционно-обменная емкость (СОЕ).

Анализ литературы показал, что способностью взаимодействовать с ниобием обладают те соединения, которые имеют в своем составе следующие группировки:

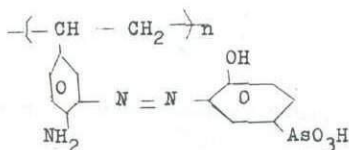


Исследовались 12 сорбентов по сорбции ниобия. Ниже приведены наиболее эффективные сорбенты:

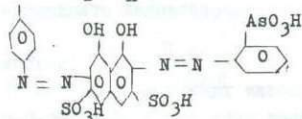
1. Полистирол-азо-хромотроповая кислота-азо-4-нитро-6-сульфофенол



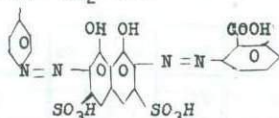
2. Полистироламино-азо-4-арсенофенол



3. Полистирол-азо-хромотроповая кислота-азо-арсенобензол
 $-(-CH - CH_2 -)_n$



4. Полистирол-азо-хромотроповая кислота-азо-карбоксибензол
 $-(-CH - CH_2 -)_n$



В таблице I приведены экспериментальные результаты, в частности оптимальные условия сорбции ниобия.

Таблица I

Оптимальные условия сорбции ниобия

Сорбент	pH сорбц.	Сорбц., °C	T сорбц. мин.	СОЕ, мг/г
№1	2 HCl	18	15	4,0
№2	2 HCl	18	15	4,0
№3	1-3 HCl	18	120	10,0
№4	1 HCl	60	60	25,0

Как видим, все сорбенты сорбируют ниобий в сильнокислой среде, что является положительным моментом, так как проведение аналитических реакций при низких pH или в средах минеральных кислот обеспечивает частичное или полное подавление комплексообразующей способности анионов органических и неорганических слабых кислот. В другом случае низкий pH способствует растворению (диссоциации) малорастворимых (слабодиссоциируемых) при высоких pH соединений определяемого катиона с маскирующими анионами.

Скорость достижения равновесия при сорбции ионов металлов из раствора - очень важная характеристика хелатообразующих сорбентов. Если сорбция протекает медленно, то увеличивается время, необходимое для концентрирования, ухудшается селективность сорбента и эффективность разделения элементов.

Несмотря на то, что более высокой сорбционной емкостью отличается сорбент №4 - полистирол-азо-хромотроповая кислота-азо-карбоксибензол, более рабочим оказался сорбент №1 - полистирол-азо-хромотроповая кислота-азо-4-нитро-6-сульфофенол, проявляющий лучшую селективность по отношению к сопутствующим элементам.

В табл. 2 приведены данные избирательности сорбции ниобия сорбентом №1. Результаты удовлетворительные и этот сорбент был в дальнейшем использован при анализе геологических стандартных образцов.

Таблица 2
Избирательность сорбции ниобия хелатным сорбентом №1 - полистирол-азо-хромотроповая кислота-азо-4-нитро-6-сульфо-фенол
(Nb) = 10,0 мкг, 50 мг сорбент

Me	(Me) : (Nb)	Сорбция, %	Me	(Me) : (Nb)	Сорбция, %
Fe	10 ³	90	Ni	10 ³	90
Mg	10 ³	90	Cd	10 ³	90
Ca	10 ³	95	Mn	10 ³	100
Na	10 ³	100	Al	10 ³	90
Zn	10 ³	95	Ti	10 ³	90

В таблице 3 приводятся данные анализа геологических стандартных образцов.

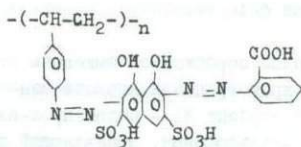
Таблица 3

Образцы	Содержание ниобия (Nb), %	
	по паспорту	получено
Ст №5	0,0011	0,0008
Ст №7	0,0033	0,0024

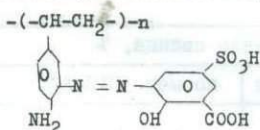
Наблюдаемые расхождения можно объяснить точностью эмиссионно-спектрального метода. Видно, что измерения необходимо проводить методами с лучшей воспроизводимостью.

По отношению к свинцу наиболее эффективным оказались сорбенты:

I. Полистирол-азо-хромотроповая кислота-азо-карбоксибензол



2. Полистироламино-азо-4-сульфо-6-карбоксифенол



В таблице 4 приведены результаты исследования этих сорбентов.

Таблица 4
Оптимальные условия сорбции свинца

Сорбент	pH сорбц.	Сорбц., °C	T сорбц. мин	СОЕ, мг/г
№1	2,0	18	25	40,0
№2	4,0	18	30	3,0

Более совершенным, как видно из табл.4, оказался сорбент №1 с более высокой кислотностью сорбции и сорбционной емкостью.

В табл. 5 приведены данные избирательности сорбции свинца сорбентом №1 - полистирол-азо-хромотроповая кислота-азо-карбоксибензол.

Таблица 5
Избирательность сорбции свинца хелатным сорбентом полистирол-азо-хромотроповая кислота-азо-карбоксибензол

$$[\text{Pb}] = 40,0 \text{ мкг, } 50 \text{ мг сорбент}$$

Me		Сорбция %	Me	$\frac{[\text{Me}]}{[\text{Pb}]}$	Сорбция %
Ca	10^2	85	K	10^2	87,5
Mg	10^2	85	Na	10^2	85,0
Fe	10^3	95			

Исходя из полученных результатов, сорбент №1 может быть применен при анализе маломинерализованных объектов. В частности он использован при анализе свинца в контрольных образцах сточных вод, контроль содержания свинца в которых осуществляли методом дитизона.

В табл. 6 приведены данные анализа вод.

Полученные результаты дают право рекомендовать сорбент полистирол-азо-хромотроповая кислота-азо-4-нитро-6-сульфофенол при анализе микроколичеств ниобия в сложных природных материалах, а сорбент полистирол-азо-хромотроповая кислота-азо-карбоксибензол при анализе свинца в маломинерализованных водах.

Таблица 6

Образцы	Содержание свинца, %	
	по мет.дитизон	по мет. ОХС-ААС
ПР-1	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$
ПР-2	$2,5 \cdot 10^{-6}$	$1,9 \cdot 10^{-6}$

Л и т е р а т у р а

Басаргин Н.Н., Исаев Э.И. Корреляции и прогнозирование аналитических свойств органических реагентов и хелатных сорбентов. М., Наука, 1986, 200 с.

Мясоедова Г.В., Саввин С.Б. Хелатообразующие сорбенты. М.: Наука, 1984, 174 с.

Органические реагенты и хелатные сорбенты в анализе минеральных объектов. Басаргин Н.Н., Розовский Ю.Т. и др. М.; Наука, 1980, 192 с.

Г.Т.Бродзели, П.В.Магалашвили, М.И.Намталишвили,
Ш.В.Давиташвили

РОСТ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОНОКРИСТАЛЛОВ ГАЛОГЕНИДОВ СЕРЕБРА

Повышенный интерес к инфракрасным оптическим материалам в последние годы был вызван интенсификацией работ в области создания технологических лазеров, работающих в ИК диапазоне, а также разработкой новых лазерных технологий. Специфика этих работ, условия эксплуатации инфракрасной оптики предъявляют к материалам для создания оптических элементов весьма жесткие требования: а) прозрачность в широкой области спектра; б) высокая коррозионная стойкость; в) устойчивость к мощному тепловому излучению; г) механическая прочность и др.

В настоящее время не существует универсальных материалов, удовлетворяющих всем этим требованиям одновременно. Например, такие классические инфракрасные материалы, как щелочно-галогенные кристаллы, не выдерживают длительной эксплуатации, что очень важно для надежной работы технологических линий. Монокристаллы лейкосапфира обладают высокой механической и коррозионной стойкостью, однако имеют недостаточно широкий спектр пропускания в инфракрасной области, что делает их непригодными для создания на их основе проходной оптики CO_2 лазеров с длиной волны излучения 10,6 мкм.

Интерес к монокристаллам хлористого и бромистого серебра вызван тем, что наряду с их прозрачностью в области длин волн от 0,5 до 23 мкм, перекрывающей весь спектр частот основных технологических инфракрасных лазеров, они обладают высокой коррозионной стойкостью и устойчивы к воздействию таких агрессивных компонентов рабочих сред, как озон, закись азота, фториды, закись углерода. В то же время галогениды серебра практически не растворяются в воде, а следовательно и не гигроскопичны.

Кристаллическая решетка бромида и хлорида серебра относится к простейшим кубическим типа хлорида натрия. Постоянная решетка хлористого серебра 2,77 А, а бромистого серебра 2,88 А. В твердом состоянии галогениды серебра представляют собой ионные кристаллы.

Кристаллы галогенидов серебра химически весьма устойчивы, однако при контакте с некоторыми веществами (в основном с металлами) возможно протекание различных реакций, но чаще всего реакции полностью ограничены поверхностью галогенида серебра и, более того,

отдельными точками или малыми участками на этой поверхности, а кристалл в целом сохраняет свою химическую индивидуальность. Разложение кристаллов также протекает трудно и требует значительной затраты энергии извне. Одним из источников этой энергии может стать свет, поглощаемый в галогениде серебра. При этом протекает реакция $2Ag^+ NaI^- \xrightarrow{h\nu} 2Ag^0 + NaI_2^0$ (Шаскольская, Добрянский, 1966), причем серебро остается в кристалле, а галоген в виде двухатомной молекулы выходит в окружающую среду. На начальных стадиях разложения серебро собирается в малые частицы в отдельных точках кристалла, преимущественно у его поверхности, и лишь при достаточно сильном экстронировании или другом воздействии (скажем тепловом) можно обнаружить сплошной переход галогенида серебра в металл.

Факт высокой светочувствительности галогенидов серебра затрудняет их применение в качестве оптических материалов в виде чистых, нестабилизированных кристаллов.

В результате реакции фотолитиза (Шаскольская, Добрянский, 1966) происходит образование нейтральных атомов галогена и серебра, т.е. происходит передача электрона от иона NaI^- к иону Ag^+ . Однако это не означает, что электрон передается от иона галогена непосредственно иону серебра, расположенному по соседству. Более того, многие факты показывают, что такая передача идет по более сложному пути. Наибольший интерес, на наш взгляд, представляет то, что: во-первых, светочувствительность кристалла тем меньше, чем он более совершенен; во-вторых, отложение продуктов фотолитиза (особенно серебра) никогда не происходит равномерно по всему объекту кристалла, а сосредоточено в отдельных его местах, причем они довольно точно совпадают с нарушениями структуры кристалла (дислокациями, твердыми и газовыми включениями и т.д.). Это означает, что коль скоро отложение серебра произошло не в непосредственной близости от аниона NaI^- , на котором произошло поглощение света с отрывом электрона, то в отложении серебра участвовали перемещения электронов и катионов Ag^+ по всему кристаллу.

Следовательно, для понимания механизма светочувствительности необходимо изучение процессов электропроводности кристаллов галогенидов серебра.

Галогениды серебра обладают высокой диэлектрической проницаемостью, равной для хлорида серебра 12,2, а для бромида 13,0. По этому признаку их следовало бы отнести к диэлектрикам, но подобное определение не согласуется с другими свойствами галогенидов серебра. В частности, даже в темноте они обладают некоторой электропроводимостью, которая на свету резко возрастает. Исследования показали, что в темноте носителями тока в них служат ионы, а на свету — преимущественно электроны, что типично для, так называемых, фо-

топроводников. Структурные исследования показали, что при комнатной температуре в кристаллах AgCl имеется заметное число межузельных ионов Ag^+ способных перемещаться внутри кристалла, тогда как среди ионов NaI^- межузельных практически нет. Если поместить кристалл AgNaI между электродами, в нем течет ионный ток, причем на катоде происходит отложение восстановленного до металла серебра. На аноде при этом выделение галогена не наблюдается.

Таким образом, в электропроводности галогенидов серебра участвует лишь катионная часть решетки, причем двигаются в кристалле не только положительные заряды в виде межузельных ионов Ag^+ подвижность имеют и вакансии, оставшиеся от этих ионов.

Электропроводность галогенидов серебра в темноте сильно зависит от условий изготовления кристаллов, что особенно заметно при температурах выше комнатных. Различия между отдельными образцами может доходить до одного, двух порядков.

Оказывают влияние на темновую проводимость также примеси солей с валентностью иной, чем у Ag^+ или NaI^- . Кроме того, темновая проводимость галогенидов серебра в большой степени зависит от температуры, поскольку определяется именно тепловыми точечными дефектами.

При освещении электропроводность галогенидов серебра резко возрастает, причем носителями тока становится преимущественно электроны. Это значит, что в кристаллах галогенидов серебра свет вызывает внутренний фотоэффект.

Фотоэффект в любом веществе характеризуется, так называемой, красной границей. Для хлорида серебра красная граница лежит вблизи 380 нм (ближний ультрафиолет); для бромида серебра - 430 нм, т.е. в видимой области. Это относится лишь к беспримесным галогенидам серебра. Наличие примесей может в значительной степени влиять на положение красной границы. Имеются также заметные различия в положении красной границы у монокристаллов, не имеющих внутренних протяженных дефектов и поликристаллов, богатых межзольными границами, у крупных кристаллов и мелких кристаллов, а также у кристаллов, подвергавшихся и не подвергавшихся деформации. Во всех случаях более совершенные кристаллы имеют более коротковолновую красную границу.

Из всего вышесказанного следует, что уменьшение светочувствительности галогенидов серебра возможно двумя способами: первый - улучшение качества кристаллов, их совершенства; второй - введение специальных примесей, способных замедлить реакцию фотолиза.

На рисунке приведены спектры пропускания кристаллов AgCl чистого и с примесью ртути в виде Hg_2Cl_2 засвеченных и не засвеченных (Шаскольская, Добржанский, 1966). Засвечивание производилось

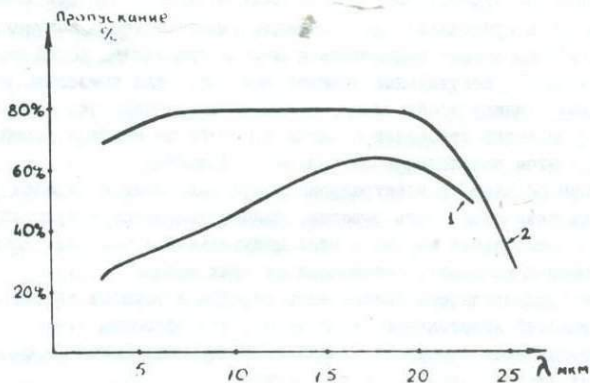


Рис. Спектры пропускания засвеченных кристаллов хлористого серебра
1 — чистого; 2 — с примесью ртути

лампой СВД — I20 А в течение 30 мин. с расстояния 100 мм. Как видно из рисунка, пропускание легированного ртутью и облученного AgCl не изменилось, а пропускание чистого кристалла резко снизилось.

Введение двухвалентной катионной примеси, служащей в AgCl донором, оказывает влияние как на концентрацию электронов, так и на концентрацию межузельных ионов серебра Ag^+ , тем самым влияя на кинетику фотолиза AgCl . Для выяснения влияния примеси Hg^{2+} изучалась электропроводность кристаллов при различных ее концентрациях. Содержание ртути в кристаллах определялось атомно-адсорбционным методом и изменялось от 10^{-5} вес % до $6 \cdot 10^{-2}$ вес %. Изучение спектров люминесценции образцов показало, что до концентраций $4 \cdot 10^{-4}$ вес % Hg^{2+} входит в структуру в виде замещающей примеси, а при высших концентрациях происходит выпадение самостоятельной фазы Hg_2Cl_2 , о чем свидетельствует пик люминесценции на $\lambda = 0,64$ мкм, характерный для Hg_2Cl_2 .

Таким образом, до концентраций Hg^{2+} $4 \cdot 10^{-4}$ вес % повышается концентрация электронов, но в то же время в соответствии с правилом электронейтральности в твердом растворе, снижается концентрация межузельных ионов серебра. Повышение концентрации электронов ускоряет фотолиз, однако, уменьшение концентрации ионов Ag^+ замедляет его в большей степени, что согласуется с данными эксперимента, причем рост стабилизирующего влияния ртути наблюдается лишь до концентраций предела растворимости т.е. до $4 \cdot 10^{-4}$ вес % (Блистанов и др.,

1979). Аналогичное стабилизирующее влияние на кристаллы хлористого серебра оказывают ионы таких двухвалентных металлов, как Pb^{2+} и Ca^{2+} ; эффективность этих примесей значительно слабее.

Кристаллизация галогенидов серебра производится в вертикальных печах из хорошо очищенного реактива в ампулах из стекла "Пирекс" с коническим дном. Амплитуда с расплавом галогенида серебра проходит через зону максимального обогрева печи и по мере выхода из нее при опускании, содержимое ампулы постепенно кристаллизуется. Полученные таким способом кристаллы достигают 60 мм в диаметре и до 250 мм в длину. Вес кристаллов при этом достигал двух килограммов. Скорость опускания ампулы зависит от условий теплоотвода и диаметра кристалла и при температурном градиенте в зоне кристаллизации 10 град/см изменяется в пределах от 10 до 1 мм/час. Регулирование температуры в печах осуществляется при помощи терморегуляторов ПИТ-3. Колебания температуры в зоне максимального обогрева не превышает 0,5 °С (т.е. 0,1 %).

После окончания кристаллизации для снятия внутренних напряжений кристаллы подвергались изотермическому отжигу при температуре 350-400 °С.

Кристаллы, выращенные по описанной технологии с добавками ртути в виде ее хлорида обладают высокой стабильностью к ультрафиолетовому и видимому свету. Из этих кристаллов были изготовлены оптические элементы, способные длительное время работать в инфракрасных оптических системах.

Л и т е р а т у р а

Блистанов А.А., Гераськин В.В., Козлова Н.С. О механизме давления примесей Hg^{2+} на светочувствительность хлорида серебра. Журнал научной и прикладной фотографии и кинематографии, 1979, №2, II2.

Шаскольская М.П., Добржанский Г.Ф. Авторское свидетельство № 786371/23-4.

Шаскольская М.П., Добржанский Г.Ф. Стабилизация кристаллов хлористого серебра по отношению к воздействию солнечной радиации. - ДАН СССР, 1966, 168, №4, 804.

В. Ю. Миндин

СИСТЕМА ПРОГРАММ ДЛЯ МИНИКОМПЬЮТЕРОВ, ВКЛЮЧАЮЩАЯ БАЗУ
ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ДАННЫХ - ОПЫТ РАЗРАБОТКИ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ
ДЛЯ РАСЧЕТА МНОГОКОМПОНЕНТНЫХ РАВНОВЕСИЙ В ХИМИИ, МЕТАЛЛУР-
ГИИ, ГЕОЛОГИИ

Система программ (СП) на ФОРТРАН = IV ориентирована на работу в диалоговом режиме на миникомпьютерах типа СМ-4 и предназначена для исследования многокомпонентных гомогенных и гетерогенных химических систем в широком диапазоне условий.

СП включает: модуль расчета многокомпонентных равновесий (МРМР), модуль генерации термодинамических данных (МГТД), модуль сервисных программ (МСП).

В МРМР входят программы: "быстрого" анализа химических систем в координатах $P - T - X$, расчета равновесных составов для заданных P, T, X ; определения равновесных минеральных ассоциаций для заданной макроассоциации и брутто-элементного состава, определения координат моновариантных точек при расчете фазовых диаграмм гетерогенных систем.

МГТД состоит из двух баз термодинамических данных, программы их обслуживания и комплекса программ расчета термодинамических свойств кристаллических неорганических веществ по методу Ландя.

МСП включает программы обработки и представления результатов расчетов.

С помощью СП проведено исследование ряда многокомпонентных систем, представляющих интерес для геологии, химии, металлургии.

Для решения многих актуальных задач химии, геологии, металлургии требуется определение поведения многокомпонентных систем в широком диапазоне температур, давлений, соотношений компонентов и ряда других параметров. Число компонентов в системах может меняться в пределах от единиц до десятков и сотен; системы могут быть образованы одним или многими химическими элементами (группами элементов). Для различных сочетаний параметров системы могут быть гетерогенными и гомогенными. Список возможных вариантов легко продолжить, однако во всех случаях исследователь заинтересован в получении возможно более быстрого и точного ответа.

Чтобы ответ был быстрым необходимо организовать исследование поведения систем в поле параметров оптимальным образом, что, в свою

очередь, возможно только при использовании соответствующих алгоритмов и их качественной программной реализации.

Чтобы ответ был возможно более точным необходима адекватность модели в системе и проведение расчетов на основе точных термодинамических данных для всех компонентов системы.

Разрабатываемая система программ (СП) служит двум целям: во-первых, она позволяет исследовать поведение многокомпонентных гетерогенных химических систем в рамках определенных допущений; во-вторых, она служит полигоном для апробации новых подходов.

Далее излагаются некоторые вопросы, связанные с разработкой СП и представляющие, по нашему мнению, достаточно общий интерес, а именно: форма хранения и способы поиска данных в памяти ЭВМ, влияние точности данных на результаты расчета, структура СП и алгоритм "быстрого" исследования химических систем. Часть этих вопросов возникла на самом раннем этапе создания СП (Миндин, 1974).

Форма хранения и кодирования информации в банке термодинамических данных

В настоящее время не существует единой формы представления термодинамической информации в различных источниках этой информации, поэтому пользователю приходится довольствоваться тем, что есть и часто, как это пришлось сделать нам, иметь базы данных в различных форматах. Так, в СП имеются две базы данных, одна в формате ИВТАНТЕРМО (Гурвич, 1978), вторая содержит термодинамические данные, заимствованные из (Наумов, 1971) справочника термодинамических величин. Банк данных, соответственно, имеет две группы программ ввода, редактирования, поиска и генерации данных, а также одну программу коррекции.

Форма хранения термодинамической информации

Стандартная табличная форма неудобна для микро и миниЭВМ, так как требует большого объема памяти и программ для нелинейной интерполяции. Более приемлемо использование уравнений свертки специального вида.

В справочнике (Гурвич, 1978) уравнения свертки приведены только для потенциала $\Phi(T)$, однако при расчете сложных химических равновесий методом минимизации энергии Гиббса системы практичнее употребление в расчетах проведенной энергии Гиббса (G/RT), так как в этом случае уменьшается диапазон изменения чисел в процессе расчета и упрощаются расчетные формулы. Соответствующее преобразование уравнений свертки дает 12% экономию объема памяти.

Для очень большого числа веществ, представляющих значительный интерес для геологов и металлургов, термодинамические данные в литературе представлены в виде таблиц, содержащих, наряду с другими данными, коэффициенты уравнений теплоемкости (Наумов,

$$1971): C_p = a + b \cdot T + c T^2,$$

где a, b, c — коэффициенты, T — температура, (I)

Кроме того, при расчете термодинамических свойств неорганических веществ по методу Ландия (Ландия, 1962) результатом расчета также являются коэффициенты уравнения теплоемкости. Поэтому для каждого вещества, указываются коэффициенты уравнения теплоемкости для каждого температурного интервала, именно эти коэффициенты и вся необходимая дополнительная информация вводятся в базу данных.

Форма кодирования в банке данных

На данном этапе развития СИ нами принята двойная система кодирования информации — по формулам и брутто-формулам веществ. Подобная система совершенно неприемлема для банков данных по органическим соединениям, но вполне работоспособна для БД, содержащих данные преимущественно по неорганическим веществам и ограниченному числу органических веществ. В качестве дополнительного существенного элемента кодирования нами принят комментарий, заключаемый между двумя // после формулы вещества. Так, для ионов кислорода запись выглядит следующим образом: $O_2/+I/$, для конденсированного бария: $Ba/c/$; наличие комментария позволяет исключить ошибки.

Двойная система кодирования — по формулам и брутто-формулам, требуя дополнительной памяти для хранения брутто-формул, позволяет значительно ускорить процесс поиска в базе данных всех веществ, отвечающих заданному набору элементов. Программа-редактор информации работает непосредственно с формулами веществ. В ранних вариантах мы применяли более простые схемы кодирования и исследовали возможность кодирования по какому-либо одному признаку, в частности по величинам молекулярных масс веществ (Миндин, 1979). Этот подход не потерял смысла и сегодня, в частности при работе с большими и сверхбольшими БД, упорядоченными по величинам молекулярных масс. В работе (Миндин, 1981) было показано, что распределение достаточно больших выборок веществ удовлетворительно описывается гамма-распределением, имеющим для $n \rightarrow \infty$ вид:

$$f(x) = \frac{0.0063^{2.16}}{\Gamma(2.16)} \cdot x^{1.16} \cdot e^{-0.0063 \cdot x}, \quad (2)$$

где x — молекулярная масса соединения.

Удовлетворительность использования (2) для аппроксимации эмпирического распределения следует из рис. 1.

При переходе от одной базы данных к другой вид распределения будет меняться, но в любом случае поиск информации осуществляется в два этапа — выбор района в базе данных по величине молекулярной

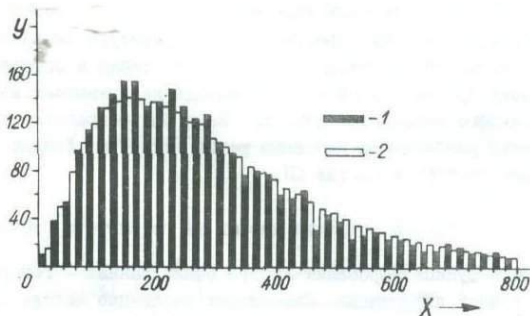


Рис. I. Распределение химических соединений по молекулярным массам:

I - по (2), 2 - аппроксимация гамма-распределением
 \bar{X} - молекулярная масса, а.е.м., Y - число соединений

массы соединения и затем поиск вещества в районе.

Необходимо учесть возможную полимодальность эмпирического распределения (см. рис. I) и использовать либо кусочную аппроксимацию, либо аппроксимацию "сверху".

Генерация термодинамических данных

Конечная цель создания любого банка термодинамических данных - генерация данных непосредственно используемых в расчетах термодинамических параметров химических систем. Очевидно, что в этом плане наиболее предпочтительны данные типа ИВТАНТЕРМО, прошедшие тщательную отработку в коллективе высококвалифицированных специалистов, однако также очевидно, что реальные потребности науки и техники сегодняшнего дня не могут быть удовлетворены при ориентации только на базы данных типа ИВТАНТЕРМО. В настоящее время существует много методов приближенных расчетов, использующих различные подходы (Киреев, 1970). Анализ этих методов показывает, что подавляющее их большинство ориентировано на исследователя, имеющего достаточно высокую химическую квалификацию и, главное, эти методы часто требуют привлечения дополнительной информации, не связанной непосредственно с тем веществом, свойства которого нужно определить. В этом плане выгодно отличается метод Ландия (Ландия, 1962), позволяющий определять высокотемпературную теплоемкость неорганических веществ по величинам стандартной энтропии и

некоторой дополнительной информации по самому веществу (наличие и параметры полиморфных превращений, температура плавления и т.д.). В свое время автор метода показал, что ошибка в определении теплоемкости при использовании его метода не превышает нескольких % для большого количества веществ. Нами был разработан комплекс программ, реализующих основные ветви алгоритма Ландия. Комплекс программ включен в состав СП.

Влияние точности данных на результаты расчета

Цель функционирования любого банка данных – генерация достаточно точной информации. Существуют различные методы оценки термодинамической информации (Алемасов, 1971), однако наиболее наглядный, по нашему мнению, состоит в проведении исследования конкретных химических систем. Мы остановили свой выбор на системе "кремнезем-углерод" по ряду причин: во-первых, ее поведение хорошо описывается моделью "идеальная газовая фаза – взаимно нерастворимые конденсированные компоненты"; во-вторых, для нее имелись достаточно подробные сводки термодинамических данных (Гурвич, 1978, 1962) для всех возможных компонентов процесса; в-третьих, на момент проведения исследования в литературе не имелось сведений по фазовой диаграмме этой системы; в-четвертых, эта система представляет значительный интерес для металлургии и, в частности, для ферросплавной промышленности. Проведенными исследованиями с использованием различных вариантов СП (для компьютеров: "Найри-К", М222, ЕС-1020, СМ-4) установлена фазовая диаграмма системы для различных давлений газовой фазы (Миндин, 1983). Здесь приводим фазовую диаграмму для случая нормального атмосферного давления (рис.2) и результаты исследования влияния разброса величин термодинамических параметров на равновесную диаграмму для одного температурного разреза (рис.3).

Разница в диаграммах вызвана следующими изменениями энергий Гиббса компонентов (в скобках приведен % изменения, отнесенный к данным (Гурвич, 1962): SiO (0.07), CO (0.64), CO_2 (0.77), O_2 (1.15), O_1 (1.34), SiO_2 (13.8), Si_1 (11.1), Si_2C (7.8), Si_2 (22.6), SiC^C (4.78), SiC^C (1.97), SiO_2^C (1.37), C^C (0.01).

Варьирование энергии Гиббса кремнезема показало, что в точке $X = 0,6367$, соответствующей исчезновению конденсированного кремния, относительное смещение этой координаты в 23 раза превышает относительное изменение энергии Гиббса. Изменение энергии Гиббса конденсированного кремния на 1% меняет ширину области его существования в среднем в 2,5 раза.

Влияние разброса энергии Гиббса газообразных компонентов на равновесный состав существенно меньше.

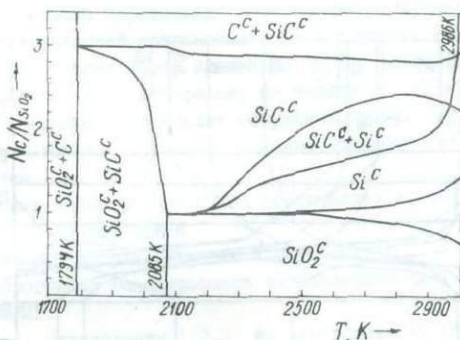


Рис. 2. Фазовая диаграмма системы "кремнезем-углерод" при 101 кПа в зависимости от исходного соотношения углерод/кремнезем (N_c/N_{SiO_2}) и температуры.

Еще один показатель влияния точности термодинамических параметров веществ на параметры системы – температура, так называемого, начала взаимодействия, т.е. температура, при которой давление газообразных продуктов реакции равно внешнему давлению. Для набора данных по Гурвичу (1962) температура начала взаимодействия при $P = 101$ кПа в системе "кремнезем-углерод" 1754 К, для набора данных (Гурвич, 1978) 1794 К.

Состав, структура и теоретический "фундамент" СП Состав СП

СП – непрерывно совершенствуемая система программ, поэтому можно говорить о составе СП только на конкретную дату. На 1.01.86 г. СП включала следующие интерактивные модули:

1. Модуль расчета многокомпонентных равновесий (МРМР).
2. Модуль генерации термодинамических данных (МГТД).
3. Модуль сервисных программ (МСП).

В модули входят следующие основные программы и комплексы программ:

МРМР: 1. Программа "быстрого" исследования химических систем.

Для заданных температур программа устанавливает взаимосвязь между давлением газовой фазы и ее составом.

2. Программа расчета равновесного состава гетерогенных и гомогенных систем по алгоритму Уайта, Джонсона, Данцига (White, 1958), модифицированному для расчета равновесий в гетерогенных системах. В конкретной версии программы

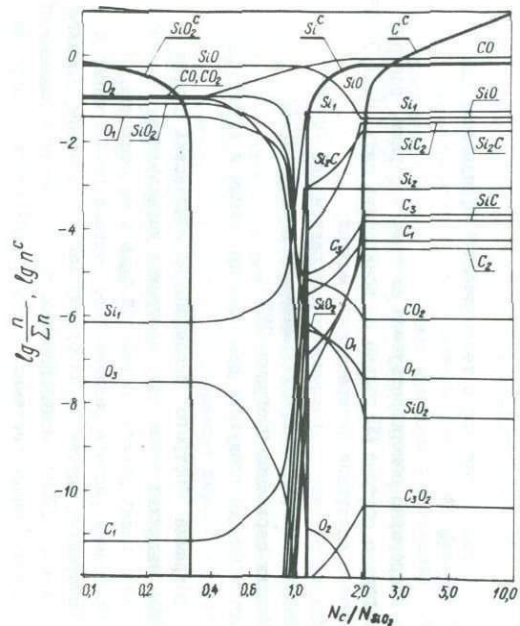


Рис. 3 а. Равновесная диаграмма системы "кремнезем-углерод" при 3000К и 101 кПа. Расчет по данным Ландия (1962).

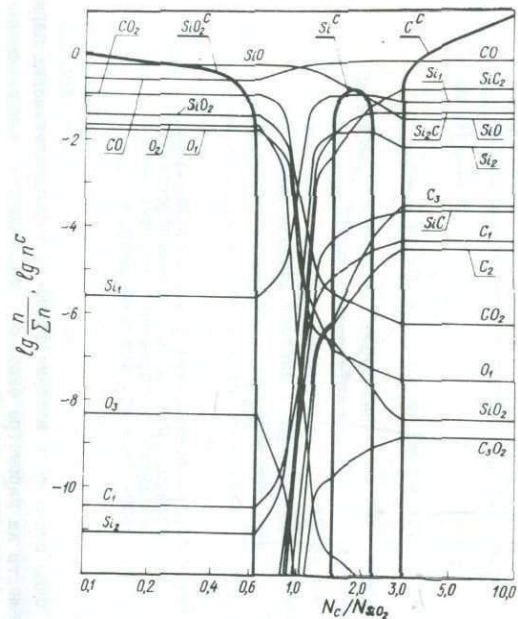


Рис. 3 б. Равновесная диаграмма системы "кремнезем-углерод" при 3000К и 101 кПа. Расчет по данным Гурвича (1978).

- могут быть учтены 150 газообразных компонентов, более 10 конденсируемых компонентов, система может быть образована 10 элементами.
3. Программа определения равновесных минеральных ассоциаций для заданной макроассоциации и брутто-состава. В рабочей версии число элементов (групп элементов), умноженное на число минералов, не должно превосходить 2000.
 4. Программа определения координат траекторий моновариантных точек при расчете фазовых диаграмм гетерогенных систем.
- МГТД: 1. База данных, полученная исключением из ИВТАНТЕРМО табличного материала.
2. Программа редактирования базы данных.
 3. Программа генерирования термодинамической информации для МРМР.
 - 4.5,6. Эквиваленты 1,2,3, но для данных из (Наумов, 1971).
 7. Программа коррекции информации, передаваемой в МРМР.
 8. Комплекс программ приближенного расчета термодинамических свойств неорганических веществ на основе алгоритма Ландия.
- МСП: 1. Программы свертки информации, полученной в процессе работы МРМР.
2. Программы распечатки результатов расчетов в различных форматах.
 3. Программы графики.

Структура СП

Структура СП нефиксирована — пользователь выбирает ту последовательность вызовов программ из различных модулей, которая необходима для решения конкретной задачи. Связь между различными программами осуществляется через файлы, которые для этого имеют стандартную в рамках СП форму. Для пользователя, не имеющего опыта работы с СП, введена система детальных подсказок. Как показал опыт работы, подобная система удобнее, чем специально запрашиваемая информация.

Теоретический "фундамент" СП

Так как большинство расчетов равновесий в химии, геологии, металлургии ведется для случая постоянного давления, то создание и развитие СП шло по пути разработки программного обеспечения именно для этого варианта, тем более, что анализ равновесий при постоянстве других термодинамических параметров сравнительно

просто осуществляется с использованием программного обеспечения для $P, T = \text{const}$.

Центральный принцип в построении СП – представление о химических потенциалах элементов. Представление о химических потенциалах веществ и, в частности, элементов восходит к Гиббсу (Гиббс, 1982) и никоим образом не является новым, однако в пионерской работе Уайта, Джонсона, Данцига (White, 1958) по расчету равновесных составов акценты были смещены в сторону определения содержаний макрокомпонентов и только для определения следовых количеств привлекалось представление о величинах, представляющих вклад в общую энергию Гиббса системы отдельных сортов атомов, то есть химических потенциалах элементов. В работе Уайта (White, 1967) опять "конь стоял позади телеги" – химические потенциалы элементов (ХПЭ) определялись для точки заданной в пространстве $P - T - X$, хотя и отмечалось, что табулирование ХПЭ позволяет в случае необходимости быстро определить равновесный состав.

Так как в настоящее время исследователей очень часто интересует общая информация по многокомпонентным, часто гетерогенным и часто открытым системам, то исследование этих случаев на основе алгоритмов анализа "в точке" превращается в достаточно длительную и трудоемкую процедуру, так как все пространство $P - T - X$ приходится покрывать сетью точек распределенных в начале поиска равномерно, затем, для уточнения, например, фазовых границ, приходится увеличивать число точек.

Существенно проще проводить анализ, в частности поиск границ фаз, исходя из концепции ХПЭ, как первичной (Миндин, 1985). Приводим здесь простой алгоритм подобного поиска.

1. Задаем набором конденсированных и газообразных компонентов. При проведении расчетов на ЭЕМ учитываем все вещества, для которых известны термодинамические параметры.

2. Задаем набором температур. Если внутри выбранного температурного интервала ни одно из конденсированных веществ, входящих в конденсированную фазу, не претерпевает превращений и интервал невелик, то можно ограничиться двумя крайними точками и одной (проверочной) в середине, так как траектория моновариантной точки в координатах $\ln P - 1/T$ практически линейна для интервала температур в 50–100 К.

3. Рассчитываем приведенную энергию Гиббса ($C_j = G/RT$) всех веществ для всех исследуемых температур.

4. Записываем систему линейных уравнений для m конденсированных компонентов (в моновариантной точке число конденсированных компонентов равно числу элементов), так для "трехэлементной" системы:

$$\begin{aligned}
 \alpha_{1,1} P_1 + \alpha_{2,1} P_2 + \alpha_{3,1} P_3 &= C_1^c \\
 \alpha_{1,2} P_1 + \alpha_{2,2} P_2 + \alpha_{3,2} P_3 &= C_2^c \\
 \alpha_{1,3} P_1 + \alpha_{2,3} P_2 + \alpha_{3,3} P_3 &= C_3^c
 \end{aligned}
 \quad (3)$$

5. Решаем систему любым способом и по найденным значениям ХПЭ рассчитываем парциальные давления всех газообразных компонентов

$$p_j = \frac{x_j}{\sum_{j=1}^n x_j} \quad P = \exp\left(\sum_i a_{ij} \bar{\mu}_i - c_j\right), \quad (4)$$

6. Определяем общее давление газовой фазы

$$P = \sum_{j=1}^n p_j \quad (5)$$

7. По полученным парам чисел $P - T$ определяем методом наименьших квадратов коэффициенты уравнений свертки P по T или T по P и в случае необходимости рассчитываем интересующие нас значения в промежуточных точках.

В записанных выше уравнениях: a_{ij} - число атомов элемента " i " в веществе " j "; $\bar{\mu}_i$ - химический потенциал элемента " i " в данной системе (это обозначение, так же как и следующие и (4) заимствованы из (Уайт, 1967), $c = G/RT$ - приведенная энергия Гиббса, p_j - парциальное давление " j "-го компонента, n - число газообразных компонентов в системе, x_j - число моль " j "-го компонента в системе.

Необходимо подчеркнуть, что аналогичный подход может быть применен для любой системы "идеальный раствор - взаимонерастворимые конденсированные компоненты".

В общем случае алгоритм "быстрого" анализа заключается в последовательном изменении химических потенциалов элементов в некоторых пределах и расчете парциальных давлений газообразных компонентов по (4). Так как весь расчет сводится, по существу, к определению парциальных давлений газообразных компонентов и суммарного давления газовой фазы, то скорость счета даже при самой примитивной организации программы велика. Наличие конденсированных компонентов накладывает ограничения на диапазоны изменения ХПЭ, а именно:

$$a_{ij} \bar{\mu}_i \leq \mu_j^c \equiv \frac{G_j^c}{RT} \quad (6)$$

где μ_j^c - химический потенциал конденсированного вещества.

Указанный подход непосредственно реализован нами в анализе взаимодействий в системах "углерод-фтор" и "углерод-хлор" (Миндин, 1987₁, 1987₂).

Использование представлений о ХПЭ плодотворно в нескольких

аспектах. Кроме уже упомянутого "быстрого" алгоритма исследования химических систем использование ХПЭ позволяет определять равновесный состав системы по значениям ХПЭ и набору термодинамических параметров (химических потенциалов) веществ; кроме того концепция ХПЭ или групп элементов представляет интерес и в геологической тематике, так как позволяет быстро оценить равновесность газовой фазы данного состава, находящейся в контакте с породами заданного состава. Рассматривая алгоритм Уайта, Джонсона, Данцига не как алгоритм расчета равновесных составов, а как алгоритм определения ХПЭ, с последующим определением равновесного состава газовой фазы по ХПЭ удастся резко повысить точность определения концентраций компонентов, содержание которых невелико и, что самое главное, удастся точно (с точностью до машинных нулей) соблюсти закон сохранения масс.

В заключение для демонстрации некоторых возможностей СП приводим результаты расчетов для некоторых систем.

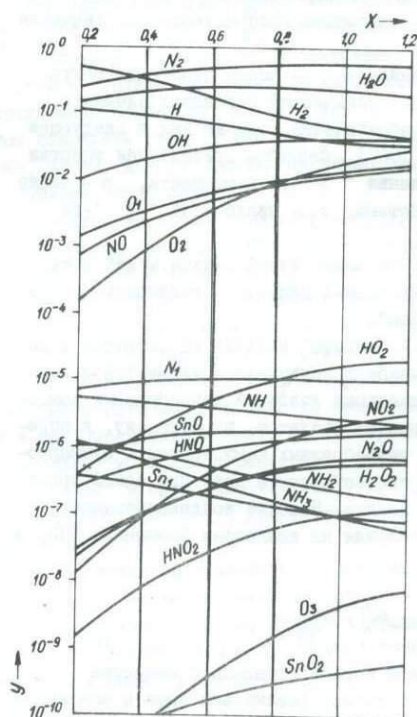


Рис. 4. Зависимость концентрации компонентов системы "азот-кислород-водород-олово" от коэффициента избытка окислителя при 3000K и 101 kPa, Брутто-состав (моль элементов): азот-52, 27, кислород 15.75, олово-0.0001, H=3,33 +28.17/X
Y - мольные доли,
X - коэффициент избытка окислителя.

Система "олово-водород-кислород-азот" (Гвахария, 1984)

Анализ проведен с целью установить возможность определения степени атомизации олова в компьютерном эксперименте. Исследовалась зависимость содержания одноатомных молекул олова от коэффициента избытка окислителя (рис.4).

Морская вода - влияние CO_3^{--} на pH.

Результаты исследования этой системы изложены у Гаррелса (Гаррелс, 1968) и более полно у Карпова (Карпов, 1976) - для единичного состава.

Нами проведен расчет для случая изменения содержания CO_3^{--} . По рис.5 хорошо прослеживается характер изменения pH и концентраций ряда компонентов в зависимости от содержания CO_3^{--} .

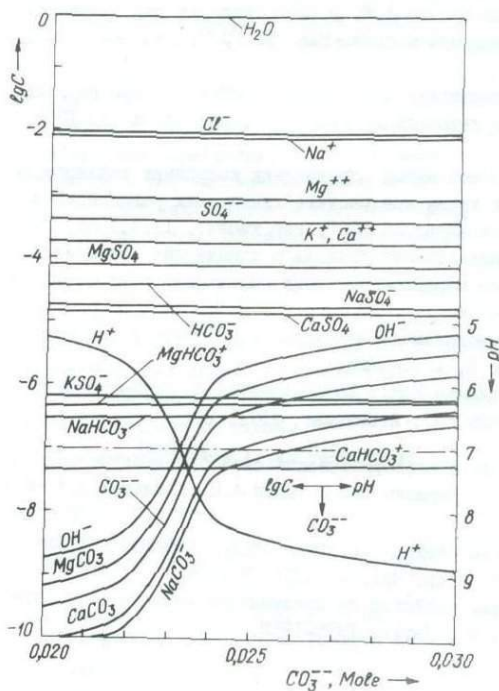


Рис.5.

Морская вода.
Зависимость
pH и концен-
трации компо-
нентов от со-
держания CO_3^{--}
Брутто-сос-
тав: Na^+ - 0,475,
 K^+ - 0,01,
 Mg^{++} - 0,054,
 Ca^{++} - 0,0104,
 Cl^- - 0,56,
 SO_4^{--} - 0,0284,
 H^+ - 111,02231,
 O^{--} - 55,51.

Л и т е р а т у р а

Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия.-М.; Мир, 1968.

Гвахария В.Г., Иванов В.К., Миндин В.Ю., Эристави В.Д. Определение степени атомизации прямым расчетом.-Изв. АН ГССР, сер.Химич., I,1, 1984,52.

Гиббс Д. Термодинамика. Статистическая механика.-М.; Наука, 1982.

Карпов И.К., Киселев А.И., Летников Ф.А. Моделирование природного минералообразования на ЭМ. М.; Наука, 1976.

Киреев В.А. Методы практических расчетов в термодинамике химических реакций. - М.: Химия, 1970.

Ландия Н.А. Расчет высокотемпературных теплоемкостей твердых неорганических веществ по стандартной энтропии.-Тбилиси, 1962.

Миндин В.Ю. Расчет термодинамических параметров химических р-ций на ЭМ типа "Наири".-Сообщ. АН ГССР, 74,2, 1974, 353 с.

Миндин В.Ю., Морозов А.М. Кодирование неорганических веществ для расчета термодинамических параметров на ЭМ с малым объемом ОЗУ. Изв. АН ГССР, сер.химич., 5,3, 1979, 284.

Миндин В.Ю., Майстренко А.Е. О распределении неорганических соединений по молекулярным массам.-Изв. АН ГССР, сер.химич., 7,2, 1981, №6.

Миндин В.Ю., Мазмишвили С.М. Термодинамический анализ взаимодействий в системе двуокись кремния углерода.-Сообщ. АН ГССР, III, 3, 1983, 529.

Миндин В.Ю. Простой метод определения координат конвариантных и моновариантных точек при расчете химических равновесий в гетерогенных системах.-Изв. АН ГССР, сер.химич., II,4,1985, 271.

Миндин В.Ю. Использование понятия о химических потенциалах элементов при расчете многокомпонентных химических равновесий на ЭМ, ЖПХ, 1987, 750-754.

Миндин В.Ю. Термодинамика взаимодействия фтора и хлора с графитом, ЖПХ, 1987, 8, 1716-1720.

Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин.-М.; Атомиздат, 1971, с.

Термодинамические и теплофизические свойства продуктов сгорания. Алемасов В.Е., Дрегалин Д.Ф., Тишин А.П., Худяков В.А.-М.; Изд. АН СССР, 1971.

Термодинамические свойства индивидуальных веществ. Гурвич Л.В., Качурузов Г.А. и др. Изд. АН СССР, М., 1962.

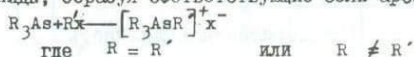
Термодинамические свойства индивидуальных веществ. Л.В.Гурвич, Вейц И.В. и др. М.; Наука, 1978-1982.

З.И. Мгалоблишвили

СИНТЕЗ И КОМПЛЕКСООБРАЗУЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ БРОМИСТЫХ
ТЕТРААРИЛАРСНИЕВ

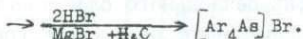
Из-за большой реакционной способности и повышенной физиологической активности соли арсониев широко применяются в качестве лигандов при получении комплексных соединений (Чачава и др., 1985), экстрагентов цветных (Партнов, 1948), редких (Гигаури и др., 1979) и особенно благородных металлов (Паддеферт, 1982; Определение..., 1986), а также в сельском хозяйстве как инсектициды и фунгициды (Чернокальский, Гаврилов, 1978). Сфера применения галогенидов тетраалкил(арил)арсониев с каждым годом расширяется.

Известно несколько способов получения галогенидов тетраалкил(арил)арсония (Фрейдлина, 1945). Из этих способов наиболее часто обращаются к так называемой кватернизации соответствующих арсинов, суть которого заключается в том, что мышьяк присоединяет алкил- или арилгалогениды, образуя соответствующие соли арсония:



В настоящей работе мы задались целью разработать способ получения бромистых тетраариларсониев и использовать их для получения комплексных соединений с золотом типа $[Ar_4As] [AuCl_4]$.

Как оказалось, бромиды тетраариларсониев получают с помощью реактива Грицьяра по схеме:



Исходные эфиры мышьяковистой кислоты получали взаимодействием мышьяковистого ангидрида со спиртами



симметричные третичные арсины по методике Камай и др. (1979), а соответствующие оксиды по Гигаури и др. (1977).

Реакцию получения бромистых тетраариларсониев проводили в среде дистиллового эфира. Загрузка исходных соединений и выход целевых продуктов приведены в табл. I.

Из этой таблицы выясняется, что выход бромистых тетраариларсониев довольно высокий и колеблется в пределах 56-71 %.

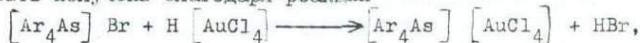
Синтезированные соли арсония представляют собой кристалличе-

ские вещества со слегка желтоватым оттенком. Они не растворяются в бензоле, эфире, гексане и в других апротонных органических растворителях, сравнительно хорошо растворяются в спирте и ацетоне, в воде малорастворимы.

Как известно (Тигаури и др., 1977, 1980), путем обмена анионных солей арсониев в последнее время получают весьма разнообразные комплексные соединения: $[R_4As]^+ + [A]^- \longrightarrow [R_4As]A$,

где $[R_4As]^+$ - ион арсония, а A^- - анион неорганических солей.

Нами показано, что комплексы типа $[Ar_4As] [AuCl_4]$ могут быть получены благодаря реакции



где $Ar = C_6H_5$, $n-C_8H_3C_6H_4$ или $n-C_{10}H_7$.

Тетрахлорауриаты тетраариларсониев выпадают в осадок в водно-ацетоновом растворе с почти количественным выходом независимо от величины и природы арильного радикала у атома мышьяка. Они представляют собой кристаллические вещества желто-красного цвета, нерастворимые в воде, диэтиловом эфире, бензоле и в других органических растворителях. Выходы и некоторые физико-химические свойства синтезированных тетрахлоауриатов приведены в табл. 2.

В настоящее время различными физико-химическими методами устанавливаются термодинамические и структурные свойства синтезированных комплексов.

(Экспериментальная часть)

Синтез бромистого тетрафениларсония

32,2 г оксида трифенилмышьяка растворяют в 700 см³ горячего сухого бензола и постепенно добавляют к интенсивно перемешиваемому реактиву Гриньяра, приготовленному из 4,0 г магния, 29 г бромбензола и 150 см³ абс.эфира. Полученный раствор перемешивается и кипятится еще 4 часа. После декантации эфир-бензольного слоя твердый остаток разлагают в 100 см³ воды и перемешивают со 150 см³ постоянно кипящей HBr. Через некоторое время выкристаллизовывается бромистый тетрафениларсоний. Осадок отделяют, промывают бензолом и перекристаллизовывают из воды. Получают 31,0 г целевого продукта с т. пл. 274-275 C°. Выход 67 % от теоретического. Найдено, % As 15,8 C₂₄H₂₀As Br вычислено %: As 16,2.

Этим же путем получены и другие бромиды тетраариларсониев (см. табл. I).

Таблица I

Загрузка исходных соединений и выход целевых продуктов

Загрузка исходных соединений								Выход Ag_4AsBr	
Mg		Эфир мл	AgBr			Ag ₃ AsO		г	%
г	моль		Ag	г	моль	г	моль		
4,0	0,17	150	C_6H_5	29	0,18	32,2	0,10	31,0	67
8,0	0,34	300	- $CH_3C_6H_4$	62	0,36	72,8	0,20	73,7	71
8,0	0,34	300	- $C_{10}H_7$	77	0,37	94,4	0,20	74,2	56

Таблица 2

Синтезированные тетрахлороарриаты тетраариларсониев

Ar	Выход, %	Т.пл., °C	Найдено, %		Брутто формула	Вычислено, %	
			As	Au		As	Au
C_6H_5	97	235-237	10,52	27,01	$C_{24}H_{20}$ As Au Cl ₄	10,43	27,40
$n-CH_3C_6H_4$	80	185-186	9,41	24,93	$C_{28}H_{28}$ As Au Cl ₄	9,64	25,32
$C_{10}H_7$	91	237-238	8,21	21,57	$C_{40}H_{28}$ As Au Cl ₄	8,13	21,36

Синтез тетрахлорауриата тетрафениларсония

1,55 г бромистого тетрафениларсония растворяют в смеси 50 см³ дистиллированной воды и 50 см³ ацетона и постепенно добавляют раствор треххлористого золота, приготовленного из 1 г AuCl₃ 10 см³ HCl и 100 см³ дистиллированной воды (рН = 1).

Раствор мгновенно мутнеет, становится светло-желтым. Через 1-2 часа осадок полностью выпадает.

Осадок фильтруется в заранее взвешенном, сухом стеклянном фильтрующем тигеле.

Стеклянный тигель с осадком помещается в эксикатор и в вакууме обезвоживается фосфорным ангидридом, после чего взвешивается на аналитических весах.

Получают 2,35 г целевого продукта с т.пл. 235-237 °С. Выход 97 % от теоретического. Найдено %: As 10,52, Au 27,01. C₂₄H₂₀ AsAuCl₄ вычислено % As 10,43 Au 27,40.

Этим же путем получены и другие тетрахлорауриаты тетраариларсония (см. табл.2).

Выводы

1. Показано, что бромистые тетраариларсония с общей формулой (Ar₄As)Br, где Ar=C₆H₅, п - CH₃C₆H₄ и α - C₁₀H₇ получают с хорошими выходами взаимодействием реактива Гриньяра с соответствующими триариларсиноксидами и последующим разложением бромистоводородной кислотой.

2. Взаимодействием бромистых тетраариларсониев с водно-кислым раствором тетрахлораурической кислоты с хорошим выходом получаются соответствующие тетрахлорауриаты арсониев.

Литература

Гигаури Р.Д., Годердзашвили Л.И., Чернокальский Б.Д., Инджия М.А., Сабин-Гусс И.А., Шатакшвили Т.Н. Синтез и комплексобразование йодидов этилди/м-толил/алкиларсония с йодидом ртути/П/. - Сообщ. АН ГССР, 1980, т.99, №3, с.605-608.

Гигаури Р.Д., Инджия М.А., Чернокальский Б.Д., Чавава Г.Н. Синтез и обмен йодистых анионов йодистых металлы/α/нафти/алкиларсониев.-ЖОХ, 1978, т.43, № 4, с.809-811.

Гигаури Р.Д., Инджия М.А., Чернокальский Б.Д., Пирцхалава Н.И., Цхакия Н.Г. Комплексы роданида кобальта /П/ с солями арсония. - Сообщ. АН ГССР, 1979, т.95, №3, с.605-609.

Гигаури Р.Д., Чернокальский Б.Д., Годердзшвили Л.И., Шатакшвили Т.Н. Синтез и взаимодействие с галлогеноводородными кислотами окисей ди-н-толилалкиларсинов.-Сообщ. АН ГССР, 1977, т.88, № 3, с.601-604.

Инджия М.А., Гигаури Н.Ш., Гигаури Р.Д., Гургенишвили Л.В., Варадшвили А.Ш. Взаимодействие высших спиртов с мышьяковистым ангидридом.-Сообщ. АН ГССР, 1982, т.105, №2, с.301-304.

Камай Г.Х., Гигаури Р.Д., Чернокальский Б.Д., Угулава М.И. Новый метод синтеза триалкил/арил/арсониев.-ЖОХ, 1971, т.41, №1, с.1506-1508.

Определение малых концентраций элементов. М.: Наука, 1986, 259 с.

Паддеферт Р. Химия золота. М.; Мир, 258 с.

Портнов А.И. Применение ароматических соединений мышьяка в химическом анализе.-ЖОХ, 1948, т.18, №4, с.594-600.

Фрейндлина Р.Х. Взаимодействие мышьякоорганических соединений с органическими галлоидпроизводными.-В кн.: Синтетические методы в области металлургических соединений мышьяка. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1945, с.77-86.

Чачава Г.Н., Гигаури Р.Д., Угулава М.М., Гургенидзе Н.И. Синтез йодистых метилди-н-толилалкил/арил/арсониев. - Сообщ. АН ГССР, 1982, т.105, №1, с.73-76.

Т.Э.Тодрия, Н.Г.Цорикишвили, Г.Т.Бродзели,
А.А.Микаберидзе, М.И.Намталшвили, Б.Т.Жоржидани

МОДЕЛИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛООБРАЗОВАНИЯ ЭРБИЕВЫХ
ГРАНАТОВ И ГЕКСААЛМИНАТА ЛАНТАНА (РОСТ - СТРУКТУРА -
СВОЙСТВА)

За последние годы заметно возросло научное и прикладное значение работ по синтезу, выращиванию, исследованию и применению различных монокристаллов. Обладая целым рядом ценных физических свойств - механической прочностью, высокой термической и химической стойкостью, оптической прозрачностью в определенных спектрах частот, люминисценцией - монокристаллы играют большую роль в развитии таких важнейших направлений науки и техники, как квантовая и полупроводниковая электроника, микроэлектроника, приборостроение, вычислительная техника, ракетная и космическая техника.

Особый интерес представляют такие тугоплавкие кристаллы, как сапфир, рубин, гранаты и другие, нашедшие широкое применение в оптическом приборостроении и электронике.

Настоящая работа посвящена изучению влияния условий выращивания монокристаллов эрбиевых гранатов и гексаалюмината лантана на их физико-химические свойства. В частности, исследованы условия образования эрбийзамещенных кристаллов системы $Y_{3-x}Er_xAl_5O_{12}$ и кристаллов системы $La_{1-x}R_xMgAl_2O_{12}$, где $R = Nd, Gr$.

Выращивание кристаллов осуществлялось двумя методами: вертикальной и горизонтальной направленной кристаллизации - метод Бриджмена-Стокбаргера. (Соединения редкоземельных элементов, 1983). К преимуществу метода направленной кристаллизации следует отнести его техническую простоту, возможность вариации температурных условий и получение кристаллов, соответствующих по форме геометрической форме контейнера. Однако, этому методу присущи и недостатки связанные с наличием контакта между выращенным кристаллом и стенками сосуда-контейнера, а именно - загрязнение растущего кристалла материалом контейнера и возникновение в нем остаточных напряжений.

К методам вертикальной направленной кристаллизации относится метод Бриджмена-Стокбаргера, заключающийся в вертикальном перемещении молибденового контейнера с расплавом вдоль кристаллизационной печи. Скорость кристаллизации в атмосфере инертного газа составляет 10 мм/ч. Источником нагрева служит печь сопротивления. К

достоинствам этого метода, помимо указанных выше, следует отнести также возможность обеспечения герметически плотной системы кристалл-расплав, что важно для поддержания стехиометрического состава при выращивании кристалла.

Сущность другого метода вертикальной кристаллизации заключается в охлаждении расплава в условиях заданного температурного градиента. Выращивание кристаллов производится в молибденовом тигле. Тигель с расплавом устанавливается в вакуумной печи сопротивления, температура которой несколько выше температуры кристаллизации. В центральную часть тигля направляется газовый поток, благодаря которому в ограниченной области создается необходимое для зарождения центров кристаллизации переохлаждение расплава. Путем увеличения потока газа, охлаждающего дно тигля, происходит постепенное закристаллизование всего объема расплава. В данном случае отсутствует механическое перемещение кристаллов, что упрощает конструкцию установки и является важным моментом при выращивании кристаллов.

Необходимость поиска методов получения монокристаллов большого поперечного сечения привела к созданию метода горизонтальной направленной кристаллизации. Сущность метода состоит в том, что контейнер с веществом с заданной скоростью продвигается в горизонтальном направлении через нагреватель. При этом вещество, вначале расплавившись, кристаллизуется; в этом методе считаются элементы направленной кристаллизации и зонной плавки, что делает его перспективным. Кристаллизация проводится в условиях достаточно развитого зеркала расплава, способствующего испарению посторонних примесей. В результате, химическая чистота кристаллов повышается.

Методами горизонтальной и вертикальной кристаллизации возможно выращивание кристаллов путем спонтанного зарождения и на затравку. При этом кристаллизация обеспечивает плавное изменение высоты кристалла. Интенсивность и направление переноса массы соответствуют степени и знаку изменения плотности и определяются формулой:

$$h = h_0 (1 - q)^{\alpha - 1}, \text{ где}$$

h_0 - высота к началу направленной кристаллизации;

q - для затвердевшего расплава;

α - отношение плотностей кристалла и расплава.

Если $\alpha < 1$ (случай сжатия при расплавлении), высота кристалла убывает. В случае $\alpha > 1$ она возрастает. Перенос массы кристалла предотвращается наклоном контейнера к горизонтальному уровню. Величина кристаллического угла наклона θ - крит, определяется из соотношения:

$$\theta_{\text{крит}} = \arctg \frac{2h_0(1-\alpha)}{e}.$$

Проблема получения крупных кристаллов сопряжена с процессами, связанными с возникновением блочной структуры и высоких остаточных напряжений, способствующих разрушению кристалла. При решении этой проблемы конструкторы идут по пути увеличения ширины контейнера, так как скорость выращивания кристаллом малой и большой ширины практически одна и та же.

Температурные поля и стабильность условий роста кристаллов

Известно, что температурное поле в растущем кристалле определяется формой и размером кристалла, скоростью выращивания, характером и величиной теплообмена между кристаллом и окружающей средой, теплофизическими свойствами кристалла, а также теми тепловыми процессами, которые имеют место на границе раздела фаз при выделении теплоты кристаллизации. Необходимо также учитывать перенос тепла излучением. Температурные поля и тепловые потоки, возникающие в полупрозрачной среде, существенно зависят от оптических свойств ограничивающих поверхностей. Характер этих зависимостей можно показать на примере плоского слоя толщины L , заполненного средой с коэффициентом поглощения α , показателем преломления n и теплопроводностью λ_m , ограниченного стенками с отражательными способностями R_1, R_2 , находящимися при температурах $T_{x=0} = T_1, T_{x=L} = T_2$.

Для практических расчетов в случае слабого поглощения распределение температуры в слое может быть вычислено по формуле:

$$T = T_1 + \Delta T \xi + \frac{nL}{3\lambda} \Delta T \int_0^\xi \frac{\partial \varepsilon \nu}{\partial T} n_\nu^2 \alpha_\nu L \xi (\xi - 1) (2\xi - 1 + 3D) d\nu, \quad \text{где}$$

$$D = (R_2 - R_1) / (1 - R_1 R_2), \quad \xi = \frac{x}{L}.$$

Используя приведенную формулу для T , можно получить выражение для теплового потока в слое

$$Q_x = -\frac{\Delta T}{\lambda} \left(\lambda_m + \pi \lambda \int_0^\xi \frac{\partial \varepsilon \nu}{\partial T} \cdot n_\nu^2 \frac{1 + R_1 R_2 - R_1 - R_2}{1 - R_1 R_2} d\nu - \right. \\ \left. - \frac{2}{3} \pi \int_0^\infty \frac{\partial \varepsilon \nu}{\partial T} n_\nu^2 \alpha_\nu L \frac{(R_1 R_2)^2 + 10 R_1 R_2 - 3 R_1 - 3 R_2 - 3 R_2^2 R_1 - 3 R_1^2 R_2 + 1}{(1 - R_1 R_2)^2} d\nu \right),$$

где первый интервал описывает изменение теплового потока за счет теплообмена между стенками, а второй — за счет наличия поглощающей и переизлучающей среды.

Исследование дефектов структуры кристаллов ИАГ

Среди различных дефектов, наблюдаемых в кристаллах ИАГ, чаще всего встречаются: газовые и твердые включения, блоки, неоднородное распределение активатора, особенно на вертикальных булях.

Газовые и твердые включения являются наиболее распространенным

видом дефектов в кристалле ИАГ. В зависимости от среднего размера частицы эти включения могут быть разделены на крупные (около 0,5 мμ) и мелкие (1 - 20 мкм). Обычно они расположены по зонам роста, мелкие частицы чаще всего распределены равномерно по кристаллу.

Природа возникновения включений различная. Главные включения, вероятно, связаны с наличием растворенных газов в расплаве. При кристаллизации растворимость этих газов в кристалле значительно выше, они выделяются в виде пузырей у фронта кристаллизации и при определенных условиях могут быть захвачены растущим кристаллом. Другим источником газовых включений могут быть продукты разложения граната, например, в результате испарения окиси алюминия.

Представляет интерес изучение механизма захвата этих частиц с целью определения оптимальных условий роста.

Эксперименты подтверждают, что захват включений в сильной степени зависит от скорости выращивания, при этом имеет место критическая скорость, ниже которой захват не происходит.

$$V_{\text{крит}} = \frac{1}{2} (h+1) (L d_0 v_0 D / kTR^2),$$

где $n = 4 \div 5$

L - скрытая теплота кристаллизации в единице объема;

d_0 - размер молекулы;

D - коэффициент диффузии;

R - радиус частицы.

Видно, что чем меньше размер частицы, тем выше критическая скорость захвата. Для крупных частиц она равна 20 - 30 мм/ч., для мелких - примерно 1 - 3 мм/ч. Кажущееся несоответствие между теорией и экспериментом можно объяснить исходя из учета реальных условий кристаллизации. При наличии температурных колебаний прежде всего будут захватываться более мелкие частицы и только при больших колебаниях начнут захватываться крупные.

Модельные эксперименты на кристаллах граната, выраженных при различных колебаниях температуры, показали, что уже колебания больше 1° ведут к интенсивному захвату частиц. Захват частиц растущим кристаллом сильно зависит также от градиента температуры и вязкости на фронте кристаллизации.

Захват частиц растущим кристаллом в зависимости от градиента можно объяснить следующим образом. Как уже было показано, увеличение градиента температуры ведет к увеличению скорости конвективных потоков вдоль фронта кристаллизации. Более полное объяснение этому эффекту можно дать исходя из учета шумов. На рис. 1 схематично представлены условия кристаллизации с разными градиентами температур. Из геометрических построений видно, что при колебании температуры, равном ΔT в случае большого градиента (кривая 1) перемещение фронта Δe_1 меньше, чем для случая малого градиента Δe_2 (кривая 2).

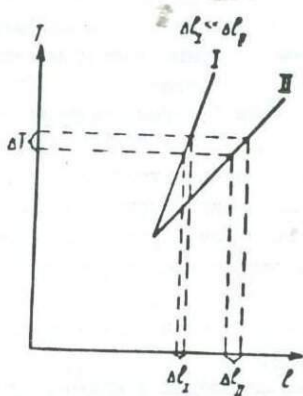


Рис. I. Схематическое изображение кристаллизации с разными градиентами температур.

Следовательно, в первом случае будут захватываться только малые частицы, а во втором — и малые, и большие. Таким образом, если в системе имеются температурные колебания, то максимальные размеры частиц, захватываемых растущим кристаллом, определяются величиной температурного градиента: чем он больше, тем меньше критический радиус захватываемой частицы.

Тепловые особенности процесса выращивания монокристаллов ИАГ методом вертикальной направленной кристаллизации

Решающее влияние тепловых условий на процесс выращивания монокристаллов методом вертикальной направленной кристаллизации расплава стимулировало большое число работ, посвященных теоретическому и экспериментальному исследованию распределения температуры и тепловых потоков в системе кристалл-расплав (Багдасаров и др., 1979; Кузнецов и др., 1986; Антихов и др., 1987; *Riquet et al* 1976). В этих работах установлена связь тепловых условий кристаллизации с некоторыми характеристиками получаемых монокристаллов, и показана роль теплообмена в формировании и движения фронта кристаллизации.

В случае выращивания монокристаллов иттрий-алюминиевого граната (ИАГ) экспериментальное и теоретическое исследования тепловой картины процесса осложняются высокой температурой плавления вещества и его прозрачностью в ближней инфракрасной области спектра при высоких температурах (Приходько и др., 1971). Эти же факторы определяют и тепловые особенности процесса выращивания, так как следствием их является существенная роль процессов радиационного теплопереноса.

В работе исследовалось распределение температуры по вертикально-

му столбу расплава ИАГ, находящегося в контакте с монокристаллом. Рост монокристалла из расплава осуществлялся в цилиндрическом контейнере при перемещении последнего вниз относительно трубчатого нагревателя сопротивления. Нижний конец контейнера с кристаллом был присоединен к водоохлаждаемому штоку. Через верхний открытый конец контейнера в расплав погружалась термопара, которую можно было перемещать в вертикальном направлении вдоль оси нагревателя и контейнера. Контейнер длиной 140 мм изготовлялся из молибденовой трубки диаметром 20 мм с толщиной стенки 1 мм. Электропитание нагревателя осуществлялось постоянным током. Температура нагревателя стабилизировалась в пределах $\pm 0,1^\circ$. Для измерения температуры расплава использовалась $W-Mo$ термопара. Одним из электродов термопары служила тонкостенная молибденовая трубка диаметром 6 мм, нижний конец которой был герметично закрыт тонкой молибденовой заглушкой. Другой электрод — коаксиально расположенный внутри трубки тонкий вольфрамовый стержень, единственный контакт которого с молибденовой заглушкой рабочий спай термопары. Выбор материалов электродов был сделан с точки зрения стойкости к воздействию высокой температуры и расплава ИАГ.

Эксперименты по кристаллизации и измерению температуры проводились в атмосфере гелия. Исходное мелкокристаллическое вещество, засыпанное в контейнер, полностью расплавлялось, образуя столб расплава высотой до 100 мм. Затем расплав кристаллизовался при движении контейнера вниз с постоянной скоростью 4 мм/час.

Настоящие эксперименты дают основание полагать, что наблюдаемые тепловые особенности процесса выращивания кристаллов ИАГ характерны для метода вертикальной направленной кристаллизации и их учет необходим при анализе тепловых условий кристаллизации, особенно при высоких температурах.

Выращивание и физико-химические свойства кристаллов

В последние годы монокристаллы иттрий-эрбий-алюминиевого граната $Y_{3-x}Er_xAl_5O_{12}$ условия выращивания которых изложены в работах Китаева, 1980; Ахметова, 1977, нашли широкое применение в лазерной технике. Их общим недостатком является нестойкость к ультрафиолетовому (УФ) излучению ламп накачки, проявляющаяся в образовании ориентированных в радиальном направлении лазерного элемента пор и трещин. Одной из вероятных причин такой нестойкости может быть индуцированное УФ излучением выделение включений газообразующих (H, C, N), примесей, характер распределения которых в кристалле определяется условиями кристаллизации.

Монокристаллы длиной 150 мм и диаметром 12 или 14 мм выращивали из расплава в направлении (100) методом Бриджмена-Стокбаргера

со скоростями перемещения молибденового контейнера (f) 1,8 и 4,8 мм/ч (табл.1). После выращивания из кристаллов изготавливали полированные прямоугольные параллелепипеды, которые использовали для спектрофотометрического анализа и определения кажущейся плотности (ρ_c). Структурные характеристики кристаллов (пр. гр. $Ia\bar{3}d$, $Z = 8$) и состав примесных фаз определяли с помощью прецизионной порошковой дифрактометрии тонко измельченных проб, взятых из разных частей кристаллов (В - верх, С - середина, Н - низ). ИК спектры поглощения снимали в интервале $400-2000 \text{ см}^{-1}$ по таблеткам, содержащим KBr. Содержание газообразующих примесей (табл.2) определяли с помощью лазерной времяпролетной масс-спектрометрии сколов.

Нижние и верхние части всех кристаллов содержат примеси фаз $\lambda\text{-Al}_2\text{O}_3$ и $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$. В середине кристаллов инородные фазы отсутствуют.

Увеличение f приводит к появлению в кристаллах значительного количества центров рассеяния и уменьшению прозрачности в УФ и видимой области. При этом частоты линий поглощения, соответствующие возбуждению термов $^4F_{9/2}$, $^4S_{3/2}$, $^2H_{9/2}$ иона Er^{3+} сохраняются. Описанный эффект сопровождается существенным сжатием и уплотнением кристаллической решетки (см. табл.1), а также резким увеличением содержания и неоднородностью распределения водорода в кристаллах (табл.2). По данным оптической микроскопии центрами рассеяния являются статистически распределенные в кристалле пузыри с размерами менее 1 мкм.

В ряде случаев были получены кристаллы с полосчатым распределением зон, характеризующихся существенно различными концентрациями центров рассеяния. В зонах с повышенной концентрацией центров рассеяния обнаружено увеличение содержания Н (рис.2). Концентрации С и N в различных зонах почти не изменяются. Появление такой полосчатости можно объяснить колебаниями скорости кристаллизации.

Перечисленные факты объясняются тем, что при высоких скоростях кристаллизации растворенный в расплаве водород захватывается кристаллом в виде микропузырей, высокое давление газа внутри которых приводит к сжатию кристаллической решетки. При малых скоростях кристаллизации пересыщение граничного слоя газообразующими примесями невелико. Поэтому захват примесей осуществляется в молекулярной или атомарной форме и центры рассеяния не образуются.

Заметные различия в параметрах решетки частей кристалла обусловлены также неоднородным распределением Er. Например, измеренное методом изотопного разбавления на статическом масс-спектрометре содержание Er в пробах I6, I7 составило $38,6 \pm 0,4$ и $29,1 \pm 0,3$ масс.%, что должно приводить к различиям параметра ячейки $0,002-0,003 \text{ \AA}$. На самом деле эта величина составляет $0,007 \text{ \AA}$ (см.

Таблица I
Условия кристаллизации, пропускание ($\lambda = 217$ нм, $\lambda = 600$ нм),
плотность и параметры решетки кристаллов

X	Среда	f	J/J ₁₀₀ , %		ρ , г/см ³	П*	a , Å
			217 нм	600 нм			
0		1,8	17	80	4,551	В	11,969
0		1,8	2	84	4,554		
0,3	0,2H ₂ /A	1,8	17	82	4,726	В	11,967
	"					С	11,949
	"					Н	11,968
0,6	"	1,8	23	83	4,896	В	11,967
	"					Н	11,957
0,9	"	1,8	5	81	5,071	В	11,964
	"					Н	11,959
0,9	"	4,8	3	40	5,112	В	11,958
	"					С	11,965
	"					Н	11,954
1,2	"	1,8	12	78	5,283	В	11,958
	"					Н	11,961
1,5	"	4,8	9	80	5,426	В	11,962
	"					Н	11,969
2,1	"	4,8	3	7	5,821	С	11,948
3,0	"	4,8	3	61	6,327	С	11,940
	"					Н	11,944

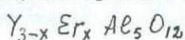
П* - Положение пробы в кристалле: В - верх, С - середина, Н - низ кристалла

табл. I), что можно объяснить дополнительным расширением кристаллической решетки, происходящим при увеличении концентраций растворенных в ней газообразующих примесей (см. табл. 2). Сравнение данных, приведенных в таблицах, свидетельствует о наличии такой корреляции. При этом в одной элементарной ячейке граната может раствориться до 4 атомов Н, до 2 атомов С и 1-2 атома N.

Уменьшение содержания азота в кристаллах приводит к повышению их прозрачности в УФ области и к перераспределению интенсивностей полос поглощения иона Er^{3+} . Эти эффекты, вероятно, связаны с частичным встраиванием ионов азота в кислородную подрешетку граната, перераспределением отрицательного заряда и некоторым укорочением связей.

Таблица 2

Содержание газообразующих примесей в кристаллах



x	I/I ₁₀₀ , % λ = 600 нм	П	C _j , 10 ² ат.			
			H	C	N	Σ C _j
0	80	C	3,0	1,5	0	4,5
0,3	82	B	2,1	1,0	1,1	4,2
		H	1,5	1,1	0,5	3,1
0,9	40	B	5,9	0,7	1,8	8,4
		H	5,3	2,2	1,6	9,1
1,5	80	B	1,9	1,3	0,5	3,7
		H	3,2	2,6	0,2	6,0

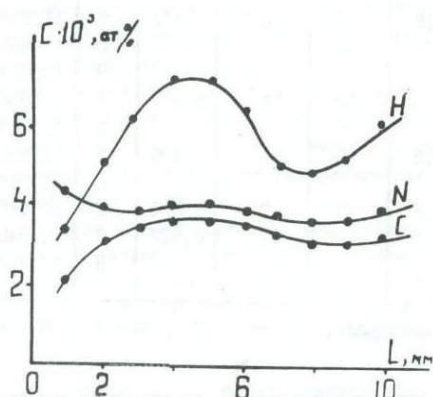


Рис. 2. Распределение газообразующих (с = 10², ат.%) по длине (мм) полосчатого кристалла (x = 1, 2).

Выращивание монокристаллов гексаалюмината лантана и исследование их физических свойств

Алюминаты редкоземельных элементов (РЗЭ) представляют определенный интерес для новой техники, в частности, для квантовой электроники. Все используемые на практике лазерные кристаллы (ИАГ, алюминат иттрия, рубин) относятся к классу алюминатов. К их достоинствам следует отнести сочетание удовлетворительных механических, теплофизических, оптических и спектрально-люминесцентных свойств.

Недостатком этих лазерных материалов является сильно выраженный эффект концентрационного тушения люминесценции Nd^{3+} - основного генерирующего иона РЗЭ, ограничивающий рабочую концентрацию активатора величиной $2 \cdot 10^{20} \text{ см}^{-3}$. Поэтому поиски лазерных материалов на основе аллюминатов с ослабленным тушением люминесценции неодима продолжается.

Интерес к магнетоплумбитному типу аллюминатов лантана $Ln^{3+}M^{2+}Al_{11}O_{19}$ ($M = Mg, Mn$ Ln - лантаноиды) обусловлен их оптическими свойствами и возможностями использования в качестве лазерных и люминесцентных материалов.

Соединение $LaMgAl_{11}O_{19}$ образуется в тройной системе $La_2O_3 - MgO - Al_2O_3$ в области, богатой корундом (Brici, 1980) (рис.3).

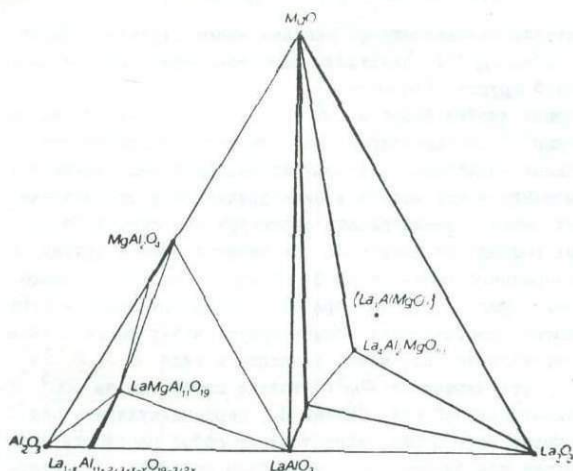


Рис.3. Фазовая диаграмма равновесного состояния твердого раствора $La_2O_3 - Al_2O_3 - MgO$ при температуре $1400^\circ C$.

Оно плавится конгруэнтно при $T=1870^\circ C$. Структура этого соединения изотипна магнетоплумбиту $PbFe_{12}O_{19}$ (Kahn, 1981).

Монокристаллы ГЛНМ выращивались из расплава с использованием метода Вернейля, оптической зонной плавки, метода Чохральского и направленной кристаллизации. Наиболее совершенные монокристаллы получались при выращивании методом Чохральского и направленной

кристаллизации.

В таблице 3 приведены некоторые физико-химические свойства гексаалюмината в сравнении со свойствами других лазерных кристаллов. Следует отметить высокую теплопроводность гексаалюмината и относительно небольшую анизотропию свойств по различным кристаллографическим направлениям.

Кристаллографические исследования (Steve's, 1976; ASTM 1970) показали, что $LaMgAl_6O_{19}$ кристаллизуется в гексагональной сингонии и имеет структуру слегка искаженного магнетоплумбита. Особенность структуры - слоистость подрешетки больших катионов. Эти слои разделены блоками со структурой шпинели.

Структура кристалла $LaMgAl_6O_{19}$

Монокристаллы гексаалюмината лантана имеют структуру магнетоплумбита $BaFe_{12}O_{19}$ (M). Кристаллы магнетоплумбита относятся к пространственной группе $R\bar{6}_3/mmc$

Элементарная ячейка феррита $BaFe_{12}O_{19}$ (M) содержит две формульные единицы. Перпендикулярно оси C имеется десять плотно упакованных слоев кислорода. Учитывая их взаимное расположение и характер размещения ионов железа в октаэдрических и тетраэдрических положениях, можно рассматривать структуру как совокупность четырехслойных шпинельных блоков S_4 соединенных один с другим посредством кислородного слоя-связки V_I по закону плотной гексагональной упаковки (рис. 4). Таким образом, последовательность структурных элементов, составляющих элементарную ячейку феррита типа M, вдоль гексагональной оси, можно записать в виде B, S_4, B', S_4' , где блоки B', S_4' отличаются от B, S_4 только поворотом на 180° относительно гексагональной оси. Связки V_I , перпендикулярные оси C и проходящие через ионы бария, представляют собой плоскости зеркальной симметрии для блоков S_4, B в дальнейшем половину элементарной ячейки, состоящую из S_4 и B , мы будем обозначать буквой R. Чередование вдоль оси C кубической и гексагональной упаковок определяет существование в структуре геометрически различных тетраэдрических и октаэдрических положений. Кроме того, в слоях, содержащих ионы бария имеются узлы (пятерная координация), в которых металл окружен пятью ионами кислорода. Таким образом, характер размещения различных катионов в структуре магнетоплумбита будет более разнообразным, чем в ферритах с кубической структурой.

Структура гексаалюмината лантана составляет смесь алюмината β -типа и магнетоплумбита, соотношение которых зависит от состава. Подробно эта структура рассмотрена в работе (Lui 1984).

Ниже приведены некоторые кристаллографические характеристики гексаалюмината лантана.

Таблица 3

Некоторые физико-химические свойства гексаалюмината лантана по сравнению со свойствами других лазерных материалов

Состав кристалла	$Y_3Al_5O_{12}$	$YAlO_3$	Al_2O_3	$LaMgAl_{11}O_{19}$
Структурный тип	$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	$GdFeO_3$	$\alpha-Al_2O_3$	$PbFe_{12}O_{19}$
Пространственная группа	$Ia\bar{3}d$	$R\bar{6}nm$	$R\bar{3}C$	$P6_3/mmc$
Параметры элементарной ячейки a b c A	12,008	$a=5,176$ $b=5,307$ $c=7,355$	$a=4,473$ $c=13,003$	$a=5,581$ $c=21,98$
$T_{пл}, C^{\circ}$	1930	1870	2030	1870 ± 20
Плотность, г/см ³	4,55	5,35	3,98	4,04
Твердость по Моосу	8,5	8,5	9	7,5
Скорость звука (продольная), мм/с	8,56 (001)	-	6,69 (1120)	$9,2 \pm 0,2$ (001)
Теплопроводность, Вт/мК	I4	II	28	$I4_5$ (I c) IO_5 (II c)
Удельная теплоемкость, кал/гК	0,14	0,10	0,18	$0,16 \pm 0,04$
Коэффициент термического расширения, $10^{-6} K^{-1}$	8,2	9,5 (a) 4,3 (b) 10,8 (c)	6,66 (Пс) 5,0 (Ic)	$6,1 \pm 0,2$ (a) $10,1 \pm 0,4$ (c)
$\frac{\partial n}{\partial T} 10^{-6} K^{-1}$	9,86	9,7 (a) 14,5 (c)	1,4	\leq (c) \leq (c)
Область оптической прозрачности, мкм	0,24-6	0,22-6,5	0,14-6,5	0,18-6,5
Коэффициент распределения неодима	0,18	0,8	-	I
Концентрация редкоземельных ионов $10^{-22} cm^{-3}$	1,34	1,96	-	0,34

$$M = BaFe_{12}O_{19}$$

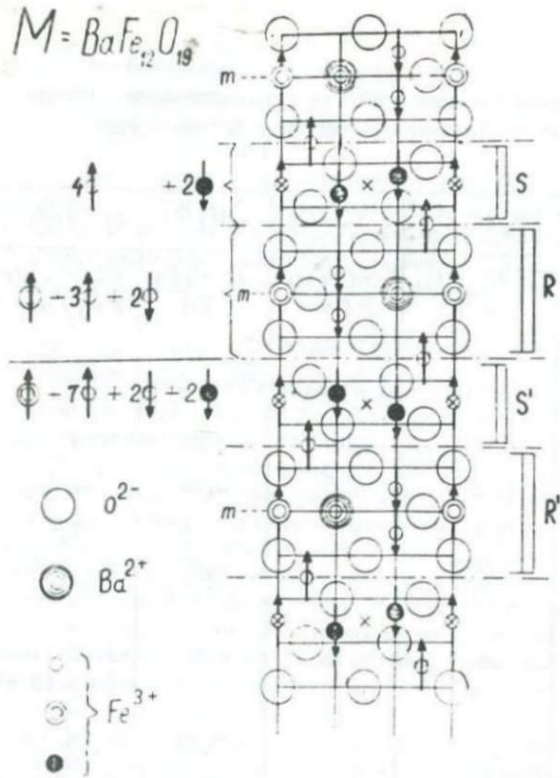


Рис. 4. Структура магнетоплумбита. Проекция на плоскость 110. Октаэдрические положения отмечены малыми кружками, тетраэдрические — черными. Положения с пятерной координацией показаны двойными кружками. Стрелки показывают ориентацию спинов по схеме Гюгера

Характеристики монокристалла $LaMgAl_{11}O_{19}$

$$a = b = 5,588 \text{ \AA}$$

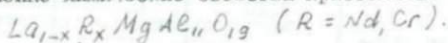
$$c = 22,00 \text{ \AA}$$

$$Z = 2$$

размеры: $0,5 \times 0,3 \times 0,07 \text{ мм}^3$

M коэффициент поглощения = 43 см^{-1}

Физико-химические свойства кристаллов



Параметры решетки $LaMgAl_{11}O_{19}$ практически совпадающие с литературными данными ($a=5,582$, $c=21,942 \text{ \AA}$), закономерно уменьшаются с увеличением содержания Nd или Cr (табл. 4). Это связано с частичной заменой в слоях катионной подрешетки ионов La^{3+} более мелкими ионами. С увеличением содержания водорода в газовой среде

Таблица 4

Условия получения и физико-химические свойства кристаллов

№	R	X	Спо- соб	α , Å	C, Å	ρ_c кг/м ³	ρ_x кг/м ³	$\Delta \rho_c / \rho_x$ %	M кг/мм ²
1	-	0	ГНК	5,582	21,963	4210	4270	1,4	2440
2	-	0	ВНК	5,579	21,947	4210	4280	1,6	1930
3	Nd	0,02	ГНК	5,579	21,924	4220	4290	1,6	1490
4	Nd	0,1	ВНК	5,568	21,897	4220	4310	2,1	-
5	Nd	0,2	ВНК	5,560	21,866	4220	4320	2,3	2290
6	Nd	0,2	ВНК	5,578	21,920	4220	4310	2,1	1930
7	Nd	0,2	ВНК	5,568	21,944	4220	4300	1,9	1770
8	Cr	0,01	ВНК	5,575	21,934	4200	4280	1,9	1770

растут потери Al и Nd в расплаве. Поэтому заметное увеличение параметров решетки кристаллов 6,7 можно объяснить частичным растворением Nd в подрешетке Al и потерями Nd за счет диссоциации расплава.

Полученные кристаллы содержат непрозрачные включения, имеющие форму куба со стороной 8-10 мкм, сегрегированные частицы твердых фаз и пузыри размером 3-5 мкм. Кубические включения, встречающиеся во многих кристаллах тугоплавких оксидов, выращенных в молибденовых контейнерах, представляют собой, по-видимому, ограниченные частицы молибдена. В кристаллах 1,2 включения не обнаружены. Наименьшей концентрацией микровключений всех видов характеризуются кристаллы 3,7, наибольшей концентрацией - кристаллы 6,8.

Содержание объемных дефектов в кристаллах ($\Delta \rho_c / \rho_x$), определяемое разностью рентгеновской (ρ_x) и кажущейся (ρ) плотностей, растет с увеличением содержания R и уменьшается с увеличением концентрации водорода в газовой среде и в кристалле. При этом микротвердость кристаллов снижается (см. табл.4).

В кристаллах $La_{1-x}Nd_xMgAl_{11}O_{19}$, выращенных методом ВНК, концентрации H и C при X 0,1 находятся на уровнях $5-6 \cdot 10^{-3}$ и $12-14 \cdot 10^{-3}$ ат.% соответственно. С увеличением содержания Nd до X=0,2 эти величины возрастают в 2-2,5 раза. Этот эффект можно объяснить усилением химического взаимодействия между неодимом и газами в расплаве и, как следствие, увеличением содержания водорода и углерода в кристалле.

ИК спектры кристаллов (см. табл.2) носят довольно сложный характер. Это объясняется сложной координацией алюминия по кислороду. В структуре $LaMgAl_{11}O_{19}$ имеется пять сортов кислородных

полиэдров алюминия (неправильный октаэдр, искаженный тетраэдр, антипризма, правильный октаэдр и тригональная бипирамида), часть которых занята ионами магния. В интервале $810-590 \text{ см}^{-1}$ проявляются колебания мостиковых $Al-O-Al$ и одинарных $Al-O$ связей, а на участке $525-400 \text{ см}^{-1}$ наиболее вероятно проявление колебаний связью $Mg-O$. Полоса 413 см^{-1} , замеченная только у кристалла, содержащего хром, может быть отнесена к связям $Cr-O$. Вид ИК спектров поглощения зависит от условий получения кристаллов, так как они определяют возможности и типы замещений в твердых растворах.

Введение в структуру $LaMgAl_{11}O_{19}$ небольшого количества Cr^{3+} приводит к заметному уплотнению решетки (см. табл. 4), снижению концентраций Н и С в кристалле и к резкому сужению областей прозрачности 340-390, 450-550, 640-730 нм кристаллов, приобретающих темно-коричневую окраску. При этом не происходит заметного повышения прочности кристаллов, а концентрация микропузырей в их объеме существенно возрастает.

Таким образом, в результате изучения физико-химических свойств кристаллов $La_{1-x}Nd_xMgAl_{11}O_{19}$ ($x=0-0,2$) можно сделать вывод, что оптимальное содержание активатора находится в интервале 0,01-0,1.

Л и т е р а т у р а

Багдасаров Х.С., Приходько Л.В., Смирнов С.Н. Тепловые особенности процесса выращивания монокристаллов иттрий-алюминиевого граната методом вертикальной направленной кристаллизации. - Кристаллография, 1979, т. 24, вып. 2, с. 359-362.

Исследование условий выращивания на структурное совершенство монокристаллов корунда. Х.С. Багдасаров, Е.Р. Добровинская и др. // Тр. IV Всес. совещ. по росту кристаллов, ч. II, Изд-во АН Арм. ССР, 1972, с. 26.

Исследование некоторых редкоземельно-алюминиевых гранатов / С.Ф. Ахметов, Г.Л. Ахметова и др. - Ж. неорганической химии, 1977, т. 22, вып. II, с. 2966-2969.

Коэффициенты теплового расширения кристаллов некоторых гранатов в интервале 6-310 К / А.М. Антюхов, А.А. Сидоров и др. - Изв. АН СССР, неорганич. мат., 1987, т. 23, № 4, с. 702-704.

Кузнецов О.А., Повещенко Ю.А., Чернышенко О.В. Расчет температурных полей при кристаллизации слитков вертикальным методом Бриджмена. - В кн.: Мат. модел. получ. монокристаллов и полупровод. структур. М.: 1986, с. 186-192.

Молекулярное рассеяние света в гранатах, легированных эрбием / Китаева В.Ф., Соболев Н.Н. и др. - ФТТ, 1980, т.22, вып.5, с. 1379-1383.

Приходько Л.В., Багдасаров Х.С. Имфракрасное поглощение в кристаллах иттрий-алюминиевого граната при высоких температурах. - Кристаллография, 1971, 16, с.826.

Соединения редкоземельных элементов системы с оксидами элементов I-II групп. М.: Наука, 1983, с.194.

Brici C., Abbattista F., Vallino M. Equilibres á l'etat solide dans le systéme $La_2O_3 - Al_2O_3 - MgO$. / Rev. Int. Haut. Temp. Kefract. 1980, 17, pp. 331-337.

Inorganic index to the powder diff. file. 1970 (ASTM), 26 - 872, 26 - 873.

Iyi N., Inoue Z., Takekawa S., Kimura S. The Crystall Structure of Santhanum Hexaaluminate. // Jour. of Sol. State Chem. 1984, 54, pp.70-77.

Kahn A., Lejus A., Magsac M., Thery J., Vivien D. Preparation, structure, optical and magnetic properties of lauthanide aluminate single crystals ($LnMAl_{11}O_{19}$). // Appl. Phys., 1981, 52, pp.6864-6869.

Riquet T., Duraud F. Etude thermoque de la vitesse de l'interface solide-liquide au cours d'une solidificatuin Bridgman. // J. Cryst. Growth, 1976, v.33, pp. 303-310.

Stevens A., Sharma de Pauw A. Eu^{2+} Luminescence in Hexagonal Aluminates Containing Large Divalent or Trivalent Cations. // J. Electrochem. Soc., 1976, v. 123., pp.691-697.

Н.В.Цопкалишвили, Г.С.Церетели, М.И.Намталишвили,
А.А.Микаберидзе, Д.С.Паверман

ОБРАЗОВАНИЕ ГИДРОСОДАЛИТА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ; РОСТ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Гидросодалит нередко развивается на границе нефелина и полевого шпата, корродируя оба эти минерала. Вопрос о генезисе гидросодалита долгое время был спорным. Одни авторы (А.И.Поляков) считают, что гидросодалит возникает в породах в результате аутометасоматических процессов, развиваясь за счет нефелина и калиевого полевого шпата, что сопровождается частичной перекристаллизацией пород. По мнению других (В.И.Герасимовский) гидросодалит в нефелин-гидросодалитовых пойкилитовых сиенитах является первичным магматическим материалом, а в других породах – вторичным минералом по нефелину.

В литературе имеются обширные сведения по минералогии содалита или хлорсодалита $Na_8[Al_6Si_6O_{24}]Cl_2$ и гидросодалита (Белов, 1961; Barrer, Falkoner, 1956). Причем разные авторы для гидросодалита предлагают различные химические формулы. Р.Баррер и И.Фальконе (Barrer, Falkoner, 1970) предлагают следующий состав для гидросодалита: $Na_2O, Al_2O_3 \cdot 2.05 SiO_2 \cdot 0.34 NaOH \cdot 4.5 H_2O$. С.Н. Ждановым и др. получен цеолит "Ж", очень близкий по составу к основному цеолиту Р.Баррера, но без избыточных щелочей ($Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 21 SiO_2 \cdot n H_2O$).

Проведенные за последние годы экспериментальные исследования по синтезу и выращиванию монокристаллов в гидротермальных условиях (Bye, Falkoner, 1970; Мельников и др., 1977; Цопкалишвили и др., 1980) показали, что гидросодалит может рассматриваться как разновидность содалита, в котором хлор изоморфно замещен гидроксильной группой, или как самостоятельный минеральный вид.

Минералы группы содалита относятся к группе соединений с кубической вязаной структурой внедрения. Федоровская группа – $P\bar{4}3m$. Кристаллическая структура природного содалита $Na_8[Al_6Si_6O_{24}]$.

Cl_2 представляет собой алюмокремнекислородный каркас, полости которого заняты ионами натрия и хлора. Каркас (рис.1) состоит из присутствующих в равных количествах и связанных друг с другом тетраэдров AlO_4 и SiO_4 . Связь между ними осуществляется через атомы кислорода, расположенные в вершинах тетраэдров. Эти ячейки упакованы в восьмерной координации друг с другом так, что каждые

Возможность такой частичной локализации OH^- - групп связана с наличием полостей, содержащих только один ион OH^- . При этом количество локализованных гидроксильных групп определяется числом полостей содержащих только OH^- , который находится в центре полости содалитовой ячейки в виде $[(\text{Na})_4^+ \text{OH}^-]$ и смещается из этой позиции после внедрения в полость первой же молекулы воды.

Выращивание кристаллов гидросодалита методом гидротермального синтеза

В гидротермальных условиях кристаллы содалита можно растить либо путем синтеза, либо путем перекристаллизации. И в первом и во втором случае кристаллы можно получить в результате спонтанной кристаллизации, рекристаллизации, кристаллизации на затравку. Синтез кристаллов обычно используют для изучения фазовых диаграмм кристаллизации в многокомпонентных системах. При исследовании таких диаграмм не ставится задача получения крупных монокристаллов определенного состава, размер синтезированных кристаллов обычно колеблется в пределах $10^{-3} - 10^{-1}$ см. Основная задача такого исследования - определение областей кристаллизации твердых фаз и состава стабильно кристаллизующихся соединений. Построение таких диаграмм наряду с данными по растворимости служит предварительным этапом при постановке работ по выращиванию крупных монокристаллов, поскольку оно позволяет выявить область кристаллизации, состав сопутствующих фаз, оценить влияние переменных параметров на кристаллизацию данного соединения.

В работе Б.Н.Литвина и О.К.Мельникова (1965) проводилось исследование системы $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Показано, что в этой системе содалит синтезируется при концентрациях водного раствора NaOH выше 27 мас%. В интервале 23-27% наблюдалась совместная кристаллизация гидросодалита и гидроканкринита. Ниже 23% устойчивой фазой является канкринит. В 25%-ном растворе NaOH количество кристаллов содалита и канкринита одинаково. Эти закономерности справедливы лишь в случае большого избытка раствора NaOH по отношению к объему исходных окислов SiO_2 и Al_2O_3 . Если же взять сравнимые по объему количества 30%-ного раствора NaOH и исходной шихты и вести эксперимент в течение нескольких недель, то вначале образуются кристаллы содалита, а при падении концентрации NaOH до 27% начнется синтез и канкринита. В конечной стадии эксперимента растут только кристаллы канкринита. Причем, положение границы областей существования содалита и канкринита незначительно изменяется в ту или иную сторону в зависимости от примесей, вводимых в систему, например: Cl^- , S^{2-} , CO_3^{2-} , Ca^{2+} и т.д.

Концентрационная граница содалит-канкринит строго выдерживается только в случае использования большого избытка раствора по отношению к объему шихты и при проведении синтеза в отсутствии затравочных кристаллов содалита или канкринита.

Кристаллам гидросодалита и гидроканкринита можно приписать одну и ту же идеализированную химическую формулу $Na_8[Al_6Si_6O_{24}] \cdot (OH)_2 \cdot nH_2O$, где $n = 0 - 6$, так как их химические анализы очень близки. В действительности же составы гидроканкринита и гидросодалита существенно колеблются в зависимости от условий роста и состава исходной шихты.

К тому же структуры содалита и канкринита легко выводятся из структур α -кристобалита и α -тридимита. Поэтому можно предположить, что гидросодалит и гидроканкринит являются полиморфными модификациями одного соединения.

Для получения крупных монокристаллов нужной ориентации использовался ориентированный рост на затравку. Затравки помещались в верхней зоне автоклава, отделенной от "горячей зоны" специальными диафрагмами, регулирующими направление и скорость движения раствора.

В условиях непрерывного равномерного поступления питательного раствора $H_2O-NaOH$ в зону роста кристалл рос на затравку с определенной скоростью, постоянной для данных условий кристаллизации. Основные параметры, влияющие на скорость роста кристалла, следующие. кристаллографическая ориентация затравки, величина пересыщения, температура, давление, концентрация минерализатора, значение температурного коэффициента растворимости, химическая природа растворителя, отношение площади поверхности шихты S к площади поверхности затравки S_1 , величина и расположение отверстий во внутренней перегородке автоклава. Суммарная площадь отверстий в перегородке влияет на скорость конвекции раствора и тем самым на перенос вещества в зону роста. Для всех кристаллов, скорости роста которых в гидротермальных условиях изучены к настоящему времени, было найдено, что скорости роста граней линейно возрастают с пересыщением:

$$V = \beta \cdot \Delta C_A, \quad \text{где}$$

β - кинетический коэффициент, или скорость перемещения фазовой границы; ΔC_A - пересыщение.

При постоянном пересыщении скорости роста граней возрастают с температурой. Это проявляется в зависимости коэффициента β от температуры. Во многих случаях зависимость $\beta(T)$ такова, что соблюдается уравнение Аррениуса

$$\frac{\partial \ln \beta}{\partial T} = \frac{E}{RT^2}$$

(E — энергия активации роста; R — газовая постоянная) и температурная зависимость скорости роста в координатах $\ln V - 1/T$ выражается прямой линией. В ряде случаев, как правило, для медленно растущих граней наблюдается отклонение от прямолинейности.

В случае гидротермального синтеза давление непосредственно не оказывает влияния на скорость роста, но влияет через такие параметры как массообмен, растворимость и т.д.

Выращивание кристаллов содалита проводилось в автоклавах объемом 250, 500 и 1000 см³ изготовленных из стали 45ХНМФА (рис.2) футерованных фторопластовыми, серебряными или платиновыми вкладышами. Массоперенос из зоны растворения шихты в зону кристаллизации обеспечивался подбором геометрии нагревателей и помещаемой в автоклав перегородкой со свободной площадью ΔS , варьируемой от 4 до 20%. Температура регулировалась с помощью разработанного в Геологическом институте АН СССР дистанционного пульта управления, выполненного на основе регуляторов температуры ВРГ-3. При выращивании крупных монокристаллов гидросодалита в качестве шихты использовался гидротермально синтезированный содалит или кристаллы природного натролита. Пересыщение в зоне роста регулировалось с помощью температурного перепада $\Delta T = 5-20$ °С. Так как давление существенно не влияет на скорость роста кристаллов, выращивание обычно проводится при давлениях, обусловленных выбором концентрации растворителя, коэффициентом заполнения раствора и температурным режимом эксперимента.

Затравоочные кристаллы имели ориентировку (110), (100) и (111). При скоростях роста граней более 0,1 мм/сут. кристаллы содалита растут механически напряженными, что существенно ухудшает оптические характеристики кристалла. Применяемый обычно метод отжига для снятия механических напряжений в нашем случае неприемлем, так как в интервале температур 580-700 °С происходит дегидратация кристаллов содалита, в результате чего они становятся непрозрачными. Поэтому для выращивания оптически совершенных монокристаллов гидросодалита методом гидротермальной кристаллизации необходимо поддерживать скорость роста граней менее 0,1 мм/сут.

Выращенные монокристаллы проверялись на однофазность рентгенографически, параметры элементарных ячеек определялись на рентгеновском дифрактометре ДРОН - 2,0.

Поскольку гидротермальная кристаллизация осуществляется при относительно низких температурах, значительно ниже температуры плавления, в выращенных кристаллах отсутствуют сильные термические напряжения, пластические деформации и целый ряд структурных микродефектов, если они не вызваны дефектами затравоочного материала.

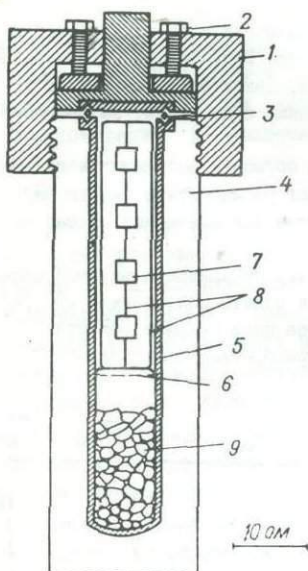


Рис. 2. Схема автоклава для выращивания кристаллов.
 1- крышка с резьбой;
 2- болты для закрывания автоклава;
 3- уплотнение (дальта - кольцо); 4 - автоклав; 5- внутренний вкладыш автоклава; 6- диафрагма;
 7- заправки; 8- кристаллодержатель;
 9- шихта.

В кристаллах гидросодалита максимальная разориентация блоков не превышала 4° . Дефекты в кристаллах гидросодалита, в основном, обусловлены качеством заправки и условиями роста. Одной из основных причин возникновения таких дефектов, как напряженность, блочность, трещиноватость, являются дефекты заправки. Несоответствие кристаллохимических характеристик заправочного и вновь образовавшегося кристалла (большое различие в значениях параметров решетки, различие химического состава) также приводит к возникновению дефектов в растущем кристалле.

Оптические свойства фотохромных монокристаллов гидросодалита

За последние годы кристаллы фотохромного содалита вызывают особый интерес среди специалистов, занимающихся изучением природы центров окраски кристаллов. Современные достижения в области физики твердого тела и теории люминесценции кристаллов позволяют считать, что такие центры окраски связаны с дефектами в

кристаллической структуре минералов.

Большое прикладное значение содалитов обусловлено их фотохромными и катодохромными свойствами. Нелегированные содалиты являются наилучшими катодохромными материалами (В.П.Денкс, 1984). При фотохромизме легированных содалитов индуцированный прирост поглощения в видимой области спектра достигает 200 см^{-1} .

В работе (Почкайшвили и др., 1980) в качестве регистрирующего материала в голографии были использованы монокристаллы фотохромного гидросодалита. Голографическая запись в монокристаллах гид-

росодалита обусловлена изменением показателя поглощения кристаллов под воздействием светового излучения. Установлено, что обратная окраска содалитов как легированных, так и беспримесных, обусловлена F-центрами окраски - анионными вакансиями, захватившими электроны.

Центры окраски в выращенных нами образцах создавались их облучением в индий-галлиевом контуре реактора Института физики АН СССР при комнатной температуре. Интервал доз облучения составлял от 10^6 до 10^9 рад.

Необлученный кристалл гидросодалита прозрачен в видимой области спектра (рис.3, кривая 1). Начиная с дозы облучения - 10^7 рад в спектре поглощения наблюдается полоса поглощения в области 500-700 нм (рис.3, кривая 2), и кристалл приобретает синюю окраску. По

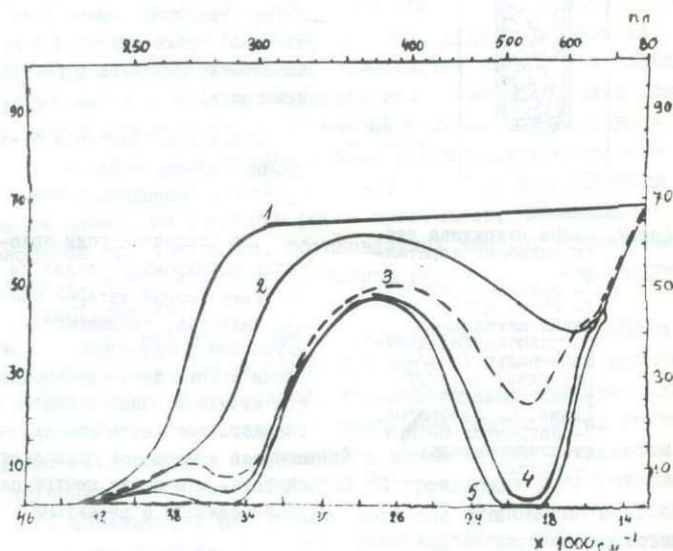


Рис.3. Спектр поглощения монокристалла гидросодалита: 1 - необлученный кристалл; 2 - облученный дозой 10^7 рад; 3 - облученный дозой $3 \cdot 10^8$ рад; 4 - облученный дозой $5 \cdot 10^8$ рад; 5 - облученный дозой $9 \cdot 10^8$ рад.

мере увеличения дозы облучения, начиная с дозы $\sim 10^8$ рад, в спектре поглощения выделяется полоса с максимумом 520 нм (F-полоса), интенсивность которой растет с увеличением дозы облучения и кри-

галь приобретает малиновую окраску. Одновременно с F-полосой поглощения прослеживается появление и с увеличением дозы облучения рост интенсивности полосы поглощения в УФ части спектра с максимумом поглощения при 285 нм (рис.3, кривая 3).

Обеспечивание F-полосы дневным или монохроматическим светом лазерного излучения не влияет на полосу поглощения 285 нм. Окраска γ -облученных кристаллов восстанавливается либо УФ излучением ртутной лампы, либо нагревом кристалла до 120 – 130 °С. Спектр создания F-центров имеет максимум в области 280–300 нм, совпадающей с областью УФ поглощения, наводимого в кристаллах гидросодалита γ -облучением (рис.3). Повторное УФ облучение или нагрев кристалла уменьшает его способность к окрашиванию. После каждого цикла обесцвечивания-окраски наблюдается уменьшение интенсивности наводимой УФ радиацией F-полосы. Одновременно при окраске кристалла наблюдается необратимое изменение полосы 285 нм – она уменьшается, не восстанавливаясь при обесцвечивании F-полосы. Кристалл теряет способность к окрашиванию, когда полностью разрушается полоса поглощения 285 нм. Фотохромные свойства кристалла восстанавливаются только при повторном γ -облучении.

Анализ проведенного экспериментального материала дает возможность предположить, что происходит преобразование центра, ответственного за полосу поглощения в УФ области, в F-центр. Что касается природы этого центра, в гидросодалите в процессе облучения кристаллов γ -радиацией могут образовываться U-центры (ион H⁺, замещающий ион радикала OH⁻, находящийся в центре полости содалитовой ячейки). Подтверждением может служить факт выделения водорода и других продуктов радиолитического разложения в процессе γ -облучения, наблюдаемый в работе Ш.Вахидова и др. (1975). В работе же К.Алига (1975) указывается на возможность существования U-центров (ион H⁺, замещающий ион галоида) в порошках бромсодалита, синтезированного в гидротермальных условиях и выдержанного в атмосфере водорода при 300 °С. Таким образом, можно предположить, что при УФ облучении кристаллов гидросодалита идет процесс преобразования U-центра в F-центр (U → F).

Л и т е р а т у р а

Белов Н.В. Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. М.; Изд-во АН СССР, 1961, 38–41.

Выращивание и свойства кристаллов содалита. О.К.Мельников, А.Н.Лобачев, Б.Н.Гречушников и др. В сб.: Рост кристаллов из высокотемпературных водных растворов. М.; Наука, 1977, 5–18.

Денкс В.П. Электронные и ионные процессы в содалитовых запоминающих материалах. -Тр.Института физики АН СССР, 1984, 55, с.14-71.

Исследование радиационно-наведенных локальных центров в монокристаллах содалита, Ш.Вахидов и др. Известия АН Узбекской ССР, 1975, №5, с.48-50.

Литвин Б.Н., Мельников О.К. Гидротермальный синтез монокристаллов содалита. - Кристаллография, 1965, 10, с.266-267.

Оптические свойства фотохромных монокристаллов структурного типа "содалит", выращенных методом гидротермального синтеза, Н.В. Цопхалишвили, А.А.Микаберидзе и др. - В сб.: Оптоэлектроника, квантовая электроника и прикладная оптика, Тбилиси, Мецниереба, 1980, с.58-67.

Эмирралиев А., Ямзин И.И. Нейтронографическое изучение структуры гидросодалита. -Кристаллография, 1978, 23, с.57-60.

Alig R.C.- A paraelectric defect in Sodalite.-T.Phys.Chem. Solids, 1975, 36, 695-698.

Barrer R.M., Falkoner I.D.-Ion exchange in feldspathoids as a solid-state reaction.-Proc.Ray.Soc., 1956, A236, 227-249.

Bye K.L., White E.A.D.-Hydrothermal Growth of Sodalite single crystals.-Cryst.Growth, 1970, 6, 355-356.

В.Г.Гвахария, Л.Т.Сухиашвили, Т.М.Адамия, З.И.Мгалоб-
лишвили, Ц.В.Хухуня, Н.О.Мачитадзе, Р.Д.Гигаури,
М.М.Угулава

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОКСИДОВ МЫШЬЯКА (III) И СУРЬМЫ (III) ПРИ ИХ СОВМЕСТНОМ ПРИСУТСТВИИ

Мышьяк и сурьма как элементы-аналоги, в природных и промышленных объектах сопутствуют друг другу (Durkovic, Nic, 1979). Например, оксиды мышьяка (III) и сурьмы (III) являются изоструктурными соединениями, в результате чего не так уж редко они кристаллизуются совместно, образуя минералы одного типа (Тогонидзе, Харашвили, 1958). Количественное определение мышьяка (III) и сурьмы (III) из-за сходных химических свойств связано со многими трудностями, вследствие чего в большинстве случаев они определяются одновременно (Немодрук, 1976, 1978). Это обстоятельство заставляет химиков обратить особое внимание на разработку метода раздельного количественного определения этих элементов.

Известно несколько способов количественного определения мышьяка и сурьмы (Немодрук, 1976, 1978). Например, все методы титриметрического анализа основаны на взаимодействии этих элементов с различными окислителями: иодом (Захаров и др., 1962), перманганатом (Ахмедов, Жданов, 1971), броматом (Kobrowa, 1973), бихроматом (Rao G., Sorala, Sarojini, 1972) и т.д. Во всех этих случаях определяемыми ионами являются As^{3+} и Sb^{3+} . Наиболее эффективны иодометрический и броматометрический методы раздельного определения мышьяка (III) и сурьмы (III), которые позволяют определять эти элементы в широких пределах концентрации, обладают высокой чувствительностью (Рихиладзе, 1969). Однако следует заметить, что при анализах во всех случаях необходимо предварительное отделение мышьяка (III) отгонкой, осаждением или экстракцией (Немодрук, 1976).

Недавно (Чокина, 1981) была изучена возможность раздельного определения мышьяка (III) и сурьмы (III) с помощью окислителей: бихромата, феррицианида, иодата (в присутствии иодида калия) и бромат-иона в серно-кислой среде. Все разработанные варианты основаны на раздельном определении мышьяка (III) и сурьмы (III) в двух аликвотах одного и того же раствора. Так, например, бихроматом калия амперометрически титруют сумму мышьяка (III) и сурьмы (III) на фоне 3,0 моль/л серной кислоты, где окисление элементов идет очень быстро и

количественно, тогда как в другой аликвоте сурьму определяют на фоне 0,2-0,5 моль/л серной кислоты, в которой мышьяк (III), по-видимому, "окисляется очень медленно" (Чокина, 1981).

Основными недостатками этих методов являются: сравнительная продолжительность времени анализа, проводимого в два этапа, а также сложность точного фиксирования границы перехода при определении каждого из элементов. Вследствие этого отсутствует высокая точность определения каждого из элементов без предварительного их разделения.

Нами предлагается одноэтапный иодометрический метод количественного раздельного определения мышьяка (III) и сурьмы (III) в пробедвухкомпонентной системе $As_2O_3 - Sb_2O_3$, общая масса которой должна быть задана.

Ниже приводится ход предлагаемого анализа, теоретические расчеты и полученные результаты.

Для исследования были взяты оксид мышьяка (III) марки "Фармакопейный" и оксид сурьмы (III) марки "Ч" из которых были приготовлены смеси навесок для анализа. В таб. I приведены содержания оксидов в навесках (весовые и процентные).

Расчет. Допустим, что g г навески, состоящей из As_2O_3 и Sb_2O_3 , содержит x г оксида мышьяка (III), тогда, очевидно, оксид сурьмы (III) будет $(g - x)$ г.

Окисление As_2O_3 раствором иода протекает согласно реакции



Аналогично протекает и окисление оксида сурьмы (III):



Из (1) уравнения следует, что:

197,84 г As_2O_3 требует 2.253,80 г I_2 , тогда

x г As_2O_3 требует Y_1 г I_2 .

$$\frac{x}{197,84} = \frac{Y_1}{2 \cdot 253,80}, \quad \text{отсюда}$$

$$197,84 = 2 \cdot 253,80$$

$$Y_1 = (2,5657 \cdot x) \text{ г } I_2.$$

Из (2) уравнения следует также, что

291,50 г Sb_2O_3 требует 2.253,80 г I_2

$(g - x)$ г Sb_2O_3 требует Y_2 г I_2 .

$$\text{Отсюда } Y_2 = 1,7413 (g - X) \text{ г } I_2$$

Допустим, что на титрацию g г навески расходовалось v мл 0,05N иода, что составит $(0,006345 \cdot v)$ г.

Тогда мы можем записать уравнение

$$Y_1 + Y_2 = 0,006345 \cdot v.$$

Отсюда $X = (76,96 \cdot 10^{-4} v - 2,1123g) \text{ г } As_2O_3$.

Таким образом,

g г навески содержит $(76,96 \cdot 10^{-4} v - 2,1123 g) \text{ г } As_2O_3$

Результаты количественного анализа As_2O_3 и Sb_2O_3

Навеска, г	As_2O_3 г	Sb_2O_3 г	Количество расходуемого иода, г	Содержание, %				Отклонение, %
				Определение		Фактическое		
				As_2O_3	Sb_2O_3	As_2O_3	Sb_2O_3	
0,775	0,0445	0,0330	27,0	56,92	43,08	57,42	42,58	0,50
0,1130	0,0344	0,0786	35,4	29,90	70,10	30,44	69,56	0,54
0,1159	0,0916	0,0243	43,3	76,33	23,67	79,03	20,97	3,70
0,1055	0,0740	0,0315	38,3	68,20	31,80	70,14	29,86	1,94
0,1182	0,0629	0,0553	40,2	50,55	49,45	53,31	49,79	2,76
0,1218	0,0466	0,0752	39,2	36,49	63,51	38,26	61,74	1,77
0,1116	0,0318	0,0798	34,6	27,41	72,59	28,49	71,51	1,08
0,0904	0,0220	0,0684	27,4	22,06	77,94	24,34	75,66	2,28
0,1025	0,0515	0,0515	34,7	49,34	50,66	50,24	49,76	0,90
0,1183	0,0279	0,0904	35,9	22,35	77,65	23,58	76,42	1,23
0,0742	0,0235	0,0507	23,1	28,39	71,61	31,67	68,32	3,28
0,1134	0,0446	0,0688	36,7	37,87	62,13	39,33	60,67	1,46

$$100 \text{ навески содержит } X_I \text{ As}_2\text{O}_3$$

$$X_I = (0,7697 \frac{V}{g} - 211,23) \% \text{As}_2\text{O}_3 = A \quad (3)$$

Очевидно содержание Sb_2O_3 будет:

$$X_2 = (100 - A) \% \quad (4)$$

Выведенные формулы (3) и (4) показывают, что определение процентных содержаний As_2O_3 и Sb_2O_3 в их смесях не является сложным, если известно количество иода (мл), расходуемого на титрации g г навески.

Пример: 0,0775 г навески, содержащей As_2O_3 (0,0445г) и Sb_2O_3 (0,0330) растворяют в 20 мл 10 N раствора едкого натрия, разбавляют бидистиллятом до 120 мл и нейтрализуют 8 N раствором серной кислоты до слабокислой среды. Затем раствор нейтрализуют бикарбонатом натрия до полного прекращения выделения газа, дополнительно добавляют 2-3 г бикарбоната натрия и титруют 0,05 N раствором иода. На титрацию расходовалось 27,0 мл рабочего раствора. Внесением числовых значений навески и расходуемого иода по формулам (3) и (4) определены в процентах: $\text{As}_2\text{O}_3 = 56,92$; $\text{Sb}_2\text{O}_3 = 43,08$.

Фактическое значение составляет в процентах: $\text{As}_2\text{O}_3 = 57,42$; $\text{Sb}_2\text{O}_3 = 42,58$.

Данным методом были исследованы 12 проб с различным содержанием компонентов. Полученные данные сведены в таблицу, из которой видно, что отклонение найденных процентных содержаний от теоретических колеблется в пределах 0,50 - 2,68, что можно считать удовлетворительным для способа иодометрического титрования.

В заключении следует отметить, что предлагаемым методом можно установить состав любых смесей, а также сплавов, содержащих мышьяк (III) и сурьму (III) в виде соответствующих неорганических соединений или простых веществ (сплавов). Естественно, в этих случаях приведенные формулы изменятся. Формулы будут иные и при титрации проб иодом другой нормальности.

Таковыми же расчетами может быть определено процентное содержание соединений мышьяка (III) и сурьмы (III) в любых двухкомпонентных системах и другими методами титрации. Метод может быть применен в любых смесях, в которых суммарная масса мышьяка = A и сурьмасодержащих соединений будут известны.

В ы в о д ы

Показана возможность количественного определения мышьяка (III) и сурьмы (III) при их совместном присутствии. Методом иодометрической титрации показано, что в смесях As_2O_3 и Sb_2O_3 отклонение найденных их процентных содержаний от теоретического колеблется в пределах 0,50 - 2,68.

Л и т е р а т у р а

Ахмедов Г.А., Жданов А.К. Амперметрическое титрование арсенида натрия растворами некоторых окислителей. - Узб. хим. журнал., 1971, №2, с.9-11

Захаров В.А., Войлошникова А.П., Сангина С.А. Амперметрическое определение трех- и пятивалентного мышьяка в рудах. - Заводская лаборатория, 1962, т.28, №1, с.27-28.

Немордук А.А. Аналитическая химия мышьяка. М.; Наука, 1976, 241 с.

Немордук А.А. Аналитическая химия сурьмы. М.; Наука, 1978, 221 с.

Природные ресурсы Грузинской ССР. Т.1. Металлические полезные ископаемые. - Изд-во АН СССР, 1958.

Рцхиладзе В.Г. Мышьяк. М.; Metallургия, 1969, 189 с.

Чокина Н.А. Исследование условий и разработка методов раздельного определения мышьяка(III) и сурьмы амперметрическим методом. - Автореф. канд. дис., Алма-Ата, 1981, 166 с.

Durcovic B., Nic J. Ispitivanje mogućnosti selectivnog isparavajućeg przenia polimetalinih Sb-konzentrata sa povećanim sadržanjem arsena. - Tehnika, 1979, t. 34, N 6, s.285-890.

Kobrova M. Prispevek ke stanoveniu arsenu Ve vodâch. - Chem. Lists, 1973, t. 67, N 7, s. 762-776.

Rao G., Gopala, Sarojni B., Gandikota Maralikrichna. - Titrimetric determination of arsenic (III) with potassium dichromate, using redox indicators. "Talanta", 1972, t. 19, N 1, p.74-76.

СОДЕРЖАНИЕ

Ш.А.Адамия, Г.А.Твалчрелидзе. 60-летие Геологического института им.А.И.Джанелидзе АН ГССР	3
Л.К.Габуния, В.И.Зесашвили. 50-летие Геологического общества Грузии	15
I. Региональная геология, тектоника	
Ш.А.Адамия. Палеотетис, Мезотетис, Неотетис - разные океаны или этапы развития Тетиса?	18
А.А.Белов, А.Л.Книппер. Не лучше ли без геосинклиналей?	50
А.С.Букия. Скорости накопления и палеотемпературы меловых осадков Абхазии	65
Д.А.Булейшвили, Т.П.Эбралидзе, Г.И.Санадзе, М.И.Шенгелия. Новые данные о тектоническом строении Гаре Кахети	72
И.П.ГамкRELИДЗЕ, Т.В.ГIОРГOБИАНИ, А.И.КAВЕЛАШВИЛИ, З.А.КOКРАШВИЛИ, Г.П.ЛОБЖАНИДЗЕ, О.Д.ХУЦИШВИЛИ, Л.Б.БАШЕЛЕИШВИЛИ, Д.П.ЗАКАРАЯ. Тектонические исследования в Геологическом институте им.А.И.Джанелидзе АН ГССР	79
В.Г.Казьмин, И.М.Сборщиков. Реконструкции развития Тетиса - итоги работы советско-французского проекта	90
А.О.Чабукиани. Элементы разломной тектоники Болнисского района	103
М.С.Эристави. Геология нижнемеловых отложений Жинвали-Гомборской зоны	109
II. Биостратиграфия, палеобиология, палеобиогеография, литология	
Л.К.Габуния, А.К.Векуа. Успехи палеобиологических исследований в Грузии	124
З.А.Кутелия. Новые данные по стратиграфии палеозоя Большого Кавказа (по конодонтам)	129
В.И.Зесашвили, Н.С.Бендукидзе, Т.А.Пайчадзе, В.А.Толрия, М.В.Топчшвили, З.М.Лебанидзе. Проблемы зональной стратиграфии юрских отложений Кавказа	137
Э.В.Котетишвили. Палеобиогеографические исследования в Грузии.	144
Г.Г.Гугунишвили. К палеогеографии сеноманского бассейна Артвинско-Болнисской глыбы	160
М.В.Какабадзе, Э.В.Котетишвили, И.В.Кванталиани, Л.Р.Цирекидзе, Т.К.Двали, Г.Я.Сихарулидзе. Состояние и перспективы биостратиграфических исследований нижнемеловых отложений Грузии	167
Р.А.Гамбашидзе. О стратиграфических и палеонтологических исследованиях по верхнему мелу Грузии	178

Н.Ш.Садуквадзе. Стратиграфическая схема палеогена Закавказского межгорного прогиба (Грузия)	186
Н.Ш.Садуквадзе, В.Д.Эпиташвили, В.А.Цагарели, Т.Т.Гавтадзе, М.Ш.Чубинидзе. Материалы по стратиграфии палеоцена и эоцена Грузинской глыбы	189
М.И.Церетели. К вопросу стратиграфии мезозоя Юго-Восточной Грузии	199
Г.А.Чихрадзе. Литология в Геологическом институте	202

III. Петрология, минералогия, палеовулканология, геохимия

М.А.Беридзе. Фациальные обстановки раннеальпийского вулканизма Грузии	212
Г.Т.Вашакидзе. О метаморфитах Локского массива	221
Д.П.Гоголадзе. Условия залегания и возраст экстрезивных тел района Абульмулькского месторождения	227
В.И.Гугушвили, Х.А.Тедиашвили. Региональные и локальные гидротермальные метасоматиты Грузии	231
О.З.Дудаури, М.Г.Тогонидзе. Некоторые особенности мезозойского интрузивного магматизма Грузии	241
Г.М.Заридзе, М.Б.Абесадзе, Г.Д.Думбадзе, Д.Н.Кецховели, А.В.Окросцваридзе, Н.Ф.Татришвили, Г.К.Цимакуридзе, К.С.Чхелидзе, Т.Г.Чхотуга, Д.М.Шенгелиа. Проблемы метаморфической петрологии Большого Кавказа	249
Т.В.Иваницкий, Ш.А.Бухникашвили, Г.С.Закариадзе, М.И.Лжанджава, М.А.Кекелия, Т.Д.Мchedlishvili, И.Д.Шавишвили. Некоторые вопросы геохимии Грузии	259
М.А.Кекелия, Г.К.Цимакуридзе. Герцинский плутонизм Кавказа	268
Д.М.Купарадзе. Геология и петрохимия среднеюрской вулканоэной толщи Локского массива	283
М.Б.Лордкипанидзе, И.Д.Шавишвили. Динамика развития и вулканизм тыловых бассейнов Кавказской активной окраины Тетиса	292
Г.Ш.Надареишвили, М.Б.Лордкипанидзе. Мезо-кайнозойский вулканизм Грузии как индикатор геодинамических обстановок	313
Г.И.Насидзе, Р.А.Ахвеледиани, Т.В.Батиашвили, Р.М.Манвелидзе, Ц.Ш.Каргаретели, И.У.Швелидзе. Типоморфизм породобразующих минералов в применении к некоторым вопросам региональной минералогии Грузии	331

IV. Полезные ископаемые

Я.Н.Белевцев, Ф.И.Ракович. Минералого-генетические особенности урановых месторождений Эльдорадо (Канада) и Мери Кетлин (Австралия)	341
--	-----

В.И.Гелешвили. Поведение благородных металлов в гипергенных процессах	354
Н.Г.Иашвили, Г.Н.Твалчредидзе. Эндогенные ореолы Маднеульского месторождения и их поисковое значение	360
Л.Т.Лежелеков, Г.А.Лежелекова. Геолого-технологическая типизация медноколчеданных руд Маднеульского месторождения	368
З.В.Отхмезури, И.Д.Долидзе. Некоторые вопросы химизма рудообразующих растворов барит-свинцово-цинковых месторождений Квайсинского рудного поля в свете исследования газовой-жидких включений	375
Г.А.Твалчредидзе. Минерагеническое районирование Кавказа, Крыма и Карпат	383
У. Физическая химия	
Т.М.Адамия. Исследование сорбции микроэлементов хелатными сорбентами	395
Г.Т.Бродзели, П.В.Магалашвили, М.И.Намталишвили, Ш.В.Давиташвили. Рост и физико-химические свойства монокристаллов галогенидов серебра	401
В.Ю.Мицдин. Система программ для миникомпьютеров, включающая базу термодинамических данных - опыт разработки и использования для расчета многокомпонентных равновесий в химии, металлургии, геологии	406
З.И.Мгалоблишвили. Синтез и комплексообразующая способность бромистых тетраариларсониев	419
Т.Э.Тодрия, Н.Г.Цорикишвили, Г.Т.Бродзели, А.А.Микаберидзе, М.И.Намталишвили, Б.Т.Жоржолани. Моделирование условий кристаллообразования эрбиевых гранатов и гексаалюмината лантана (рост - структура - свойства)	424
Н.В.Цоцхалишвили, Г.С.Церетели, М.И.Намталишвили, А.А.Микаберидзе, Д.С.Паверман. Образование гидросодалита в гидротермальных растворах; рост и физические свойства	44
В.Г.Гвахария, Л.Т.Суухиашвили, Т.М.Адамия, З.И.Мгалоблишвили, Ц.В.Хухуня, Н.О.Мачитадзе, Р.Д.Гигаури, М.М.Угулава. Количественное определение оксидов мышьяка (III) и сурьмы (III) при их совместном присутствии	449

კავკასიის გეოლოგია და სასარგებლო წამარბები
თბილისი "მეცნიერება" 1989

გამომცემლობა "მეცნიერება", თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Издательство "Мецниереба", Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

172

b. 99