

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
ა. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიური ინსტიტუტი

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. А. И. ДЖАНЕЛИДZE

სამეცნიერო სესია

მიძღვნილი საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის
ა. ჯანელიძის სახ. გეოლოგიური ინსტიტუტის
50 წლისთავისადმი

მოსენებათა თეზისები

НАУЧНАЯ СЕССИЯ

посвященная 50-летию Геологического института
им. А. И. Джанелидзе АН ГССР

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

დეკემბერი 7—9 декабря

საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა აკადემია
ა. ჯანელიძის საბ. მეცნიერებათა ინსტიტუტი

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАВЕЛИДЗЕ

55(09)

7161

საბუნებისმეტყველო მეცნიერებათა აკადემიის
ა. ჯანელიძის საბ. მეცნიერებათა ინსტიტუტის 50 წლისთავისადმი

მოხსენებების კრებულში

НАУЧНАЯ СЕССИЯ
посвященная 50-летию Геологического института
им. А. И. Джавелидзе АН ГССР

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ
декабря 7-9

თბილისი-1976-თბილისი



МОДЕЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ
КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА (ДОАЛЬПИЙСКИЙ ЭТАП)

1. Рассматривается один из возможных вариантов модели до альпийской тектонической эволюции земной коры Кавказского региона.

2. Предполагается, что в палеозое-раннем мезозое рассматриваемая территория представляла собой активную континентальную окраину Тихоокеанского типа. В ее пределах в раннем и среднем палеозое существовали следующие крупные морфо-структурные единицы: (1) южный край Восточно-Европейского континента, покрытый мелким морем (шельф), (2) окраинное море Предкавказья, (3) незрелая островная дуга Большого Кавказа с интрадуговым рифтом Передового хребта (За), (4) Кавказский малый (?) океанический бассейн, (5) Понтийско-Закавказская незрелая островная дуга. По южному краю последней проходила граница Восточно-Европейской литосферной плиты. Южнее последовательно располагались: (6) северная ветвь океана Тетис, (7) Иранско-Турецкий микроконтинент, (8) Тавро-Загросский (малый?) океанический бассейн и (9) Афро-Аравийский континент.

3. Герцинийский орогенез, вызвавший значительную конвергенцию Восточно-Европейской и Афро-Аравийской литосферных плит, привел к коллизии Большекавказской и Понтийско-Закавказской островных дуг, почти полному закрытию Кавказского малого (?) океанического бассейна, складчатости осадков Предкавказского окраинного моря и формированию в его пределах предгорного молассового прогиба.

4. Эндеогенные процессы (магматизм, метаморфизм, рудогенез) в

палеозое и раннем мезозое, по-видимому, контролировались наклонными на север палеозонами субдукции, расположенными вдоль южных краев Большекавказской и Понтийско-Закавказской островных дуг. С их активностью, по-видимому, было связано позднегерцинское гранитообразование в Понтийско-Закавказской и Большекавказской островных дугах и доразвитие континентальной коры этих структур, формирование метаморфитовой аккреционной призмы вдоль южного края Большекавказской островной дуги (буульгенская и лабинская серии), обдукция фрагментов аккреционной призмы, а также слабометаморфизованной океанической коры с юга на север из Кавказского океанического бассейна в зону интрадугового рифта Передового хребта.

5. Доальпийские главнейшие морфологические и структурные единицы Кавказского региона унаследованно развивались в течение ранней кры-неокома, характеризуюсь тихоокеанским типом строения и развития. Позднеальпийская конвергенция Афро-Аравийской и Восточно-Европейской плит привела к формированию современного внутриконтинентального структурного плана региона.

АЛЬПИЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ КАВКАЗА И СМЕЖНЫХ
ОБЛАСТЕЙ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

1. Предлагаемая модель развития Анатолийско-Кавказско-Иракского сегмента Средиземноморского пояса на альпийском этапе основывается на трех положениях: а) породы офиолитовой ассоциации, располагающиеся внутри складчатых областей, представляют собой реликты структур с океаническим типом строения земной коры, б) формирование океанической коры - в основном результат ее новообразования в раздвиговых зонах литосферы Земли и в) эпохи тектоно-магматической активности или складчатости отвечают проявлениям напряжений сжатия в земной коре.

2. Рассматриваемая часть Средиземноморского пояса к концу герцинского цикла представляла собой область сплошного развития континентальной коры, в пределах которой наряду с областями байкальской складчатости располагаются участки более поздней - салаирско-герцинской консолидации.

В байкальско-герцинском фундаменте наблюдаются реликты древней океанической коры: позднедокембрийской (Бедено-Малкинский офиолитовый пояс и линзы серпентинитов и габбро-амфиболитов Дзигульского массива) и ранне-среднепалеозойской (офиолитовый пояс Передового хребта), свидетельствующие о существовании океанических бассейнов соответствующего времени.

3. Основными процессами, определяющими характер тектонического развития рассматриваемого сегмента Средиземноморского пояса являются процессы растяжения и сжатия литосферы, связанные с горизонтальными и часто разнонаправленными перемещениями отдельных ее глыб (микроплит).

4. Существуют периоды (эпохи) преобладающего растяжения (начало тектонических циклов) и сжатия (конец циклов), но в общем сжатие в одних местах всегда отвечает растяжению в других. Вместе с тем фазы сжатия и складчатости отвечают, по-видимому, отдельным моментам усиления темпа спрединга в раздвиговых зонах. В частности, интенсивной складчатости и гранитообразованию, связанным с герцинской тектоно-магматической активностью, проявившейся лишь в северной части рассматриваемой области (Большой Кавказ, Закавказье, Северо-Западная Анатолия), отвечает очень слабое проявление этих процессов на юге, а в перми фактическое начало нового киммерийско-альпийского этапа развития. С этим временем связано начало заложения глубоководного трога (Восточносредиземноморско-Таврско-Загросской рифтовой зоны), возможно, вдоль древнего шва в северной части Афро-Аравийской платформы. Несколько позже заложение подобных прогибов происходило и севернее (Эрзинджан-Севанского и Вединского? с начала кри и Анкара-Измирского - с поздней кри). Лишь северную часть рассматриваемой области (с постепенным смещением к югу) охватили также раннекиммерийские (конец триаса-начало кри), батские, позднекиммерийские (предмеловые) и австрийские (предверхнемеловые) движения, тогда как на юге (Тавриды и Загрос) продолжалось развитие структур растяжения.

5. Судя по современным выходам офиолитовых комплексов, примерно маркирующим области распространения океанической коры, процессы растяжения в рифтовых структурах в некоторых случаях приводили к разрыву сплошности литосферы и формированию здесь новой коры океанического типа.

6. Интенсивное проявление андезитового вулканизма и гранитоидного плутонизма в пределах древних континентальных блоков

(микроконтинентов), а также наблюдаемая местами довольно четкая структурно-магматическая латеральная зональность, указывают на то, что в некоторых случаях уже на ранних стадиях формирования сравнительно обширных океанических прогибов смена условий растяжения сжатием вызывала возникновение по их краям (или на одном крае) наклоненных под континент зон Бенъоффа и сопровождающих развитие этих зон процессов формирования континентальной коры. В частности, подобные зоны уже с середины кры должны были образоваться по краям Эрзинджан-Севанской офиолитовой зоны. Значительно позже - в позднекиммерийскую эпоху зона Бенъоффа возникает также по северному краю Таврско-Загросской офиолитовой зоны, а на орогенном этапе, видимо, и по северному краю Восточносредиземноморской субокеанической глыбы, вдоль ее сочленения с Анатолийской континентальной плитой.

7. Горизонтальные перемещения отдельных глыб литосферы сопровождаются возникновением поперечных нарушений, в общем аналогичных трансформным и поперечным разломам океанов, по которым местами также происходит внедрение мантийного вещества и формирование офиолитового комплекса или же его растаскивание от зон его формирования. Таковыми являются, видимо, выполненные меланжем поперечные разломы по обе стороны от Лутской глыбы в Иране и сдвиги Эджемиш-Чайский и Марашский (северное окончание Левантской системы сдвигов¹ в Южной Турции. Зоной растягивания меланжа является и Северо-Анатолийская сдвиговая зона.

8. Первой значительной фазой складчатости, затронувшей южную часть рассматриваемой области, была субгерцинская. Начавшаяся с этого времени тенденция общего сжатия рассматриваемого сегмента, вызванного постепенным и неравномерным продвижением к северу блоков континентальной коры, в течение орогенного этапа комплек-

опируется начавшимся раскалыванием Афро-Аравийского континента и развитием рифтов Красного моря и Аденского залива.

9. Резкое сжатие рифтовых зон, обладавших местами довольно значительной шириной, в ряде случаев приводило к их полному "закрыванию" и возникновению на их месте шовных (рубцовых) структур, с выкатом на поверхность и шарьированным офиолитовым комплексом. Вместе с тем, в результате активного пододвигания более опущенных южных континентальных плит под относительно приподнятые северные и дальнейшего заталкивания океанической коры вдоль наклоненных к северу зон Бенъоффа, активность последних продолжалась, видимо, и на орогенном этапе уже после смыкания континентальных плит.

10. Отдельные сегменты этих рифтовых зон ("отмершие рифты") в процессе общего сжатия практически не испытывают деформации и ведут себя как монолитные глыбы литосферы (с субокеаническим строением земной коры), способные перемещаться и передавать тангенциальные напряжения на смежные с ними более податливые зоны. Вместе с тем отмершие рифты представляют собой области длительного и глубокого погружения, приводящего к образованию глубоководных впадин внутренних морей (Восточно-Средиземноморская, Черноморская и Южнокаспийская впадины).

II. Анализ характера движений и развития земной коры в области Средиземноморского пояса показывает, что он во многом согласуется с общей схемой новой глобальной тектоники, но является значительно более сложным. Имеющиеся данные, подтверждая некоторые важные положения концепции А.В.Пейве, А.Л.Книппера и др., в то же время не могут свидетельствовать о полном перекрытии области сплошного развития мезозойской океанической коры грандиозными шарьяжами кристаллиникума.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ НЕОТЕКТОНИКИ КАВКАЗА

1. На Большом и Малом Кавказе известны более или менее хорошо выраженные останцы поверхностей выравнивания, расположенные ступенями на разных высотах вплоть до гребневых частей. Дати-ровка этих поверхностей является основной проблемой в неотек-тонике Кавказа; при ее исследовании возникает ряд других проблем, имеющих не меньшее значение и настолько тесно связанных с основ-ной проблемой, что последняя приобретает сложный комплексный ха-рактер. Весь этот узел проблем может быть решен только во взаи-мосвязи друг с другом.

В настоящее время среди геологов и геоморфологов, изучающих неотектонику Кавказа, в вопросе датировки поверхностей намечается два основных направления. Согласно первому, более старому пред-ставлению, в конце плиоцена вся территория Кавказа была пенепле-низирована и весь его современный рельеф был создан дифференци-рованными постплиоценовыми движениями (С.С.Кузнецов, Л.А.Варда-нянц). Согласно второму, наиболее распространенному представле-нию возраст поверхностей определяется в зависимости от их высоты-миоценом для самой высокой и верхним плиоценом для самой низкой (В.Е.Хайн, Е.Е.Милановский и др.). На Малом Кавказе некоторые исследователи допускают существование и олигоценовой поверхности.

2. Анализ обширных геологических и геоморфологических ма-териалов показывает, что далеко не всегда в рельефе гор присут-ствуют поверхности древнее верхнего плиоцена. Первое, что ука-зывает на их отсутствие - это анализ геологических разрезов. Миоценовая (сарматская) поверхность по этим данным сохранилась на западном Кавказе и, с меньшей долей вероятности, на северном

склоне Малого Кавказа (Локско-Карабахская зона). В других районах она высоко поднята и уничтожена. В Аджаро-Триалетской зоне древнейшей является нижнемиоценовая поверхность (и, возможно, что именно она считается миоценовой в Локско-Карабахской зоне). На восточном Кавказе, на г. Шахдаг, сармат участвует в строении синклиналей и срезается поверхностью, возраст которой должен быть значительно моложе. Здесь имеется пересечение миоценового рельефа (подошвы сармата) с упомянутой молодой поверхностью.

Миоценовый рельеф в подавляющем большинстве случаев по геологическим разрезам реконструируется значительно выше современного рельефа (в среднем на 2 км на Большом Кавказе и до 1 км на Малом).

3. Возраст структур в ряде случаев дает вполне четкую нижнюю границу пенецленов. Так, например, в Аджаро-Триалетской зоне срезаются аттические складки, в Локско-Карабахской - штирийские, на южном склоне Большого Кавказа - аттические складки и роданские надвиги, в Дагестане - аттические складки. Это согласуется с тем, что было сказано о датировке поверхностей. Срезающие эти структуры поверхности не могут быть миоценовыми, в крайнем случае они накладываются на миоценовые (срезают миоценовый чехол, обнажая его подошву).

4. На Большом Кавказе имеется и ряд других фактов, подтверждающих очень молодой возраст поверхностей. Прежде всего это кливаж и "альпийские" жилы хрусталя аттического возраста, обнаженные на уровне поверхностей выравнивания. Затем, на это же указывает наличие некоторых рудных месторождений аттического или роданского возраста в верховьях рр. Риони и Ингури (В.Р. Надирадзе) и большое количество интрузий (как в осевой зоне, так и по обе

стороны от нее), дающих плиоценовые цифры возраста. Все эти явления, парагенетически взаимосвязанные, образуются на определенной глубине и поэтому ясно, что перед выравниванием был удален мощный слой пород вместе с миоценовым рельефом.

5. Очень интересные выводы можно получить путем изучения молассы. В составе грубообломочных отложений нижнего плиоцена преобладают гальки пород, в настоящее время почти отсутствующих на склонах Большого Кавказа. Этот факт также дает (однозначно с вышеприведенными) нижний возрастной предел поверхностей выравнивания.

Объем молассы предоставляет очень важный критерий для проверки возраста наблюдаемых поверхностей. Объем сарматских до-верхнеплиоценовых отложений в Рионской впадине составляет 7380 км³, в Куринской 101470 км³, в Кубанской 49800 км³, в Терско-Кумской 140800 км³, что в сумме составляет 299450 км³. Объем верхнеплиоценовых моласс значительно меньше, например, в Курино-кой депрессии 36000 км³, в Рисинской всего 625 км³. Это указывает на сильное ослабление размыва.

Если сопоставить эти цифры с объемами размыва в горах, получим следующую картину. На Большом Кавказе (площадь 116600 км², средняя мощность размыва 2 км) - 233200 км³, на Малом (площадь 61100 км², мощность 1 км) - 61100 км³, на Тяньше (площадь 4000 км², мощность 0,5 км) - 2000 км³. В сумме это составляет 296300 км³. Итоговые цифры вполне сопоставимы, но учитывая неизбежное разрыхление пород при размыве и перестроения, а также наличие ракушечников, действительный объем молассы должен быть еще больше. Эту часть объема следует искать в осадках Черного и Каспийского морей.

Если считать, что в гребневых зонах гор сохранилась миоце-

новая поверхность, тогда мощность размытого слоя не превысит 0,5 км, а объем уменьшается почти в 4 раза. Объем моласс останется необъяснимым.

6. Поскольку все указывает на то, что миоценовый рельеф на большей части территории гор отсутствует, возникает вопрос о природе ступенчатого расположения пенецленов. Прежде всего обращает на себя внимание совпадение границ ступеней с крупными картируемыми разломами. Это совпадение не может быть случайным. Геоморфологический же анализ этих разломов и ступеней выявляет интересную картину конэрозионного развития. Внутри ступеней мы, как правило, имеем полную серию четвертичных террас или морен, тогда как фронт разломов характеризуется очень молодым расчленением. Здесь явный геоморфологический перерыв в развитии рельефа разлома, указывающий (как и вообще всякий перерыв) на время образования (или омоложения) дислокаций (А.Л. Цагарели). Таковы взброс Передового хребта, Главный надвиг Большого Кавказа, фронтальная флексура Гагра-Джавской зоны, надвиг флишевой зоны, триалетские надвиги и т.д. Отмечались такие явления и на Восточном Кавказе. При такой трактовке разновысотные останцы поверхностей в большинстве случаев оказываются разновозрастными (Н.Ш.Шаринов), что имеет гораздо большее значение, чем предполагалось. Это может говорить в пользу молодости даже *самых* высоких поверхностей.

7. Но если имеется так много доводов в пользу молодости рельефа Кавказа, то очевидно и следствие, что в верхнем плиоцене Кавказ был полностью или почти пенецленизирован. Это не могло не отразиться и на живой природе. И действительно, палеонтология предоставляет возможность подобной интерпретации. Из-

вестно, что в верхнем миоцене-нижнем плиоцене Грузии различаются флоры нагорные и флоры теплых долин. Это, как и грубо-обломочный характер моласс, бесспорно свидетельствует о существовании горного рельефа. Постепенно к верхнему плиоцену начинают господствовать монодоминантные леса современного типа (М.Д. Узнадзе, И.И. Шатилова). Это объяснялось похолоданием, однако естественнее допустить выравнивание условий обитания, т.е. рельефа. А сохранение этих лесов в современных горно-долиновых условиях объясняется большой жизнеспособностью адификаторов, а также недостаточной длительностью последующей истории.

Акчагыльская фауна млекопитающих представлена комплексом саванны, родственным современным индийским и южноафриканским фаунам (Л.К. Габуния, А.К. Векуа). Эта фауна, также как и нижнеплейстоценовая фауна Ахалкалакского нагорья (А.К. Векуа), исключает наличие современных горных барьеров. И действительно, имеется ряд геологических данных, указывающих на постплиоценовый возраст горного рельефа Гималаев и Ирана. Зато позже Большой Кавказ оказался серьезным барьером для мамонта.

8. Из всего сказанного следует, что на Кавказе возраст современного рельефа в основном не древнее верхнего плиоцена, и только в исключительных случаях могут быть сохранены более древние реликты (иногда и в откопанном виде). Ступенчатое расположение останцев верхнеплиоценового пепелена объясняется его вламыванием омоложенными разрывами с явными следами конвекционного развития.

ВОПРОСЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО
СУБСТРАТА КАВКАЗА

1. До внедрения в практику регионально-геологических работ систематического использования результатов изотопного датирования большинство исследователей Кавказа относило его гранито-метаморфитовый субстрат в целом к докембрию, традиционно различая по степени метаморфизма относительно более древние и более молодые образования. Многочисленные аргоновые даты, наряду с новыми геологическими данными, позволили обосновать вывод о решающей роли в становлении этого субстрата бретонской, судетской и астурийской(?) фаз герцинского этапа тектогенеза, метаморфизма и гранитообразования. Наметились некоторые закономерности в пространственном распределении кристаллических образований различного аргонового возраста.

2. Широкое развитие процессов регионального аргонового омоложения, связанного с герцинским этапом, имело следствием преимущественное нивелирование аргоновых возрастов догерцинских и герцинских образований; немногочисленные реликтовые догерцинские даты получены для некоторых образований Лабино-Малкинской зоны и Дзирульского выступа Грузинской глыбы. Фазы раннеальпийского этапа также сопровождалась региональным аргоновым омоложением, хотя и менее значительным чем на герцинском этапе, но в общем заметно усиливающимся с севера на юг - от Большого Кавказа к Малому. Кайнозойское аргоновое омоложение обладает, по-видимому, локальным характером и связано, главным образом, с молодыми тектоническими структурами, контактами интрузивных тел и зонами гидротермальных изменений. Как показали специальные

исследования, существенную роль в установлении времени проявления процессов, приводящих к аргоновому омоложению слюды, могут сыграть данные трекового метода.

3. Первые результаты применения стронциевого метода для датирования метаморфических сланцев Дзирульского выступа Грузинской глыбы и гранитоидов Храмского и Локского выступов Сомхитской глыбы находятся в удовлетворительном согласии с аргоновыми возрастными соответствующими образований. Опубликованные недавно значения изотопных возрастов акцессорных цирконов некоторых кристаллических пород Северного Кавказа, определенные свинцово-ураново-ториевым методом, и цирконов из гранитоидов Локского массива по данным свинцово-изохронного метода, противоречивы, но могут найти рациональное объяснение в частично реликтовом характере этих минералов и палингенном происхождении соответствующих гранитоидов.

В.И.Зесаваши, Т.А.Пайчадзе,
В.А.Тодриа, М.В.Топчшвили

СТРАТИГРАФИЯ КРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ И СМЕЖНЫХ
РАЙОНОВ КАВКАЗА

1. Крские отложения представлены в Грузии всеми тремя отделами этой системы и приурочены как к геосинклинали Большого Кавказа, так и к Грузинской и Артино-Болнисской глыбам Закавказского срединного массива.

2. Нижняя и средняя кра тесно связаны друг с другом, соответствуя одному полному циклу осадконакопления с двумя подциклами (геттанг-аален и байос-бат). Верхняя кра срединного массива отделена от подстилающих отложений крупной трансгрессией, а в геосинклинали Большого Кавказа без существенного перерыва продолжает сланцевую среднюю кра. В обоих случаях ей соответствует самостоятельный седиментационный цикл.

3. Анализ фаций и мощностей с учетом дислоцированности крских отложений показывает, что выделяющиеся в современном структурном плане крупные геотектонические единицы имели тенденцию самостоятельного развития. Так, в ранней кра в геосинклинали отлагалась сланцевая формация с проявлениями более или менее интенсивного вулканизма; в средней кра в северной полосе геосинклинали (Казбегско-Лагодехская зона, восточная зона погружения антиклинория Главного Кавказского хр.), продолжают накапливаться мелководные терригенные осадки, тогда как в южной полосе (подзона порфири-товой кра) начиная с байосского века преобладает седиментация вулканогенных образований. Верхняя кра представлена флишевыми и субфлишевыми отложениями Восточного и Западного флишевых бассейнов.

Общей характерной чертой для геосинклиналиных отложений

является почти непрерывная седиментация, большие мощности (до 5 км) и их интенсивная складчатость.

Субплатформенные образования, отлагающиеся на срединном массиве, отличаются относительно малыми мощностями, разнообразием фаций, частыми перерывами и несогласиями, спокойной тектоникой. Здесь имеются как мелководные морские (песчаники, алевролиты, сланцы, известняки, мергели), так и лагуно-континентальные (пестроцветная свита) и вулканогенные образования; перерывы отмечаются перед геттангом (?), синемвром, байосом, келловеем и верхним титоном.

Типичными субплатформенными фациями представлены нижняя юра Дзирульского выступа Грузинской глыбы, средняя юра Окрибы и верхняя юра северной окраины Грузинской глыбы в полосе Цеси-Ке - мульты.

4. На основе изучения моллюсковой фауны и других групп ископаемых организмов (фораминиферы, кораллы, иглокожие, брахиоподы и др.) в юрских отложениях Грузии установлены все ярусы международной геохронологической шкалы. В ряде пунктов геосинклинали и на срединном массиве фиксируется присутствие и биостратиграфических зон, выделенных по аммонитам. Геттангский ярус в Грузии фаунистически нигде не выделяется, но соответствующие отложения как в геосинклинали, так и на срединном массиве, по-видимому, имеются ("свита нижних туффитов" Дзирульского выступа, мшewanская свита Локского выступа и др.).

Самая нижняя зона нижнего синемвра *Arietites bucklandi* охарактеризована довольно многочисленными представителями родов *Coroniceras*, *Vermiceras*, *Megaritetes* (Локский выступ; верховья рр. Цхенисцкали, Ингури и Кодори).

Со второй зоной нижнего синемвра *Arniceras semicostatum*

сопоставляется зона *A. objectum*, выделенная по *A. ceratitoides mexicanum* Brb. (Дзиркульский выступ).

Зонам *Euasteroceras turneri* и *Asteroceras obtusum* соответствует одна местная зона *Microderoceras birchi*, установленная по многочисленным находкам этого вида (Абхазия, Локский выступ).

Двум верхним зонам верхнего синемюра *Oxynoticeras oxynotum* и *Echioceras raricostatum* соответствуют слои с зональным видом *E. raricostatum* (Локский выступ), *Paltechioceras cf. elicatum* Buckm. и *Euasteroceras plotti* Rein. (Кахети и Центральная Абхазия).

Зонам *Uptonia jamesoni*, *Tragophylloceras ibex* и *Prodactylloceras davoei* соответствуют слои с *Tropidoceras masseanum* Orb. (Локский выступ), *Acanthopleuroceras* sp. и *Polymorphites* sp. (Дзиркульский выступ).

Две верхние зоны верхнего плинсбаха *Amaltheus margaritatus* и *Pleuroceras spinatum* хорошо выделяются в Грузии по многочисленным находкам зональных и викарлирующих видов.

Четырем зонам нижнего и среднего тоара соответствует местные зоны *Nauroceras falcifer* и *Nildoceras bifrons*, выделенные во многих пунктах Грузии. Три верхние зоны тоарского яруса и все четыре зоны ааленского яруса устанавливаются по многочисленным находкам видов-индексов.

Зоне *Sonninia sewerbyi* должны соответствовать слои с *S. crassispinata* Buckm. и *Kuretilloceras* sp. (Заалазанская Кахети). Остальные зоны выделяются по зональным видам.

Нижнебатская зона *zigzagiceras zigzag*, по последним данным, фиксируется в Южной Грузии в верховьях р. Поладаури.

Келловейские отложения богаты аммонитами; найдены руководящие формы всех трех зон нижнего келловей, однако из-за отсутствия данных о последовательности распространения фауны в

разрезах, зона *Macrocephalites macrocephalus* принимается в объеме трех зон общей шкалы.

Зонам *Kosmoceras jason* и *Kruploceras coronatum* соответствует местная зона *Reineckeia ansera*.

Верхний келловей расчленен на две зоны: *Peltoceras athleta* и *Quenstedtoceras lamberti*.

Оксфордские отложения бедны аммонитами и здесь выделяется только верхняя зона верхнего подотдела *Kripeltoceras bimatum*, которой соответствуют слои с *Rhipidogyra elegans* Kobu, представленные в фации рифовых известняков.

Из трех зон кимериджского яруса в Грузии выделяется только нижняя зона *Streblites tenuilobatus*.

Нижнетитонские отложения на зоны не расчленяются; в верхнем титоне выделяется зона *Semiformiceras semiforme*, а присутствие самой верхней зоны юрской системы *Virgathosphinctes transitorius* подтверждается находением *Berriacella delphinensis* Kil., *B. richteri* Opp. и др. (флишевые отложения; верховье рр. Ингури и Риони).

5. Стратиграфическая схема юрских отложений Грузии хорошо коррелируется со схемами синхронных образований соседних районов (Северный Кавказ, Азербайджан, Армения); незначительные различия между ними легко объяснимы локальными условиями седиментации.

Н. С. Бендукидзе

ПОЗДНЕОРСКАЯ РИФОВАЯ ФОРМАЦИЯ
БОЛЬШОГО КАВКАЗА

1. На Кавказе в поздней юре происходило интенсивное рифо-остроение. Герматипные кораллы и водоросли слагали здесь комплекс генетически взаимосвязанных биофаций. Этот комплекс фаций развит регионально и образует четко выраженную биоформацию мальма, которая сложена разного типа биотектами.

2. По бортам гессинклинального трога Большого Кавказа к тому времени в основном развивались рифы барьерного типа, северная полоса которых выросла на южный край Скифской платформы (за барьером, еще севернее, располагались лагуны с хемогенными отложениями). Южная полоса рифового барьера была расположена на северном крае Грузинской глыбы. Этот барьер отделял флишевый бассейн от лагунно-эпиконтинентального моря, южнее которого находился ареал накопления лагунно-континентальных отложений (пестроцветов).

3. В эпиконтинентально-лагунном бассейне биотекты представлены отдельными массивами биостромов, биогермов и типичным атолообразным сооружением.

4. В геосинклинальном флишевом бассейне протягивалась своеобразная полоса биотектов, представленная комплексом мелких биостромов и биогермов, в общем подчиняющихся флишеидной ритмичности. Этот тип сооружений можно выделить под названием "ритмо-биотекта".

5. Таким образом, рифовая формация по различию в условиях седиментации подразделяется на три субформации:

а) флишеидно-рифовую, расположенную на кордильере в геосинклинали,

б) эпиконтинентально-рифовую, представленную барьерным рифом на северном краю Грузинской эпигерцинской глыбы и на южном краю Скифской платформы,

в) лагунно-рифовую, с биотектами, образованными в условиях лагуно-эпиконтинентальной седиментации, в заливах, частично изолированных барьером от открытого геосинклинального моря.

6. Флишеидно-рифовая субформация формировалась под влиянием субфлишевого седиментационного режима и хорошо выражена в Грузии (Верхняя Сванетия, Горная Рача и Хеви). Для нее характерно ритмическое примешивание терригенного материала и ясно выраженная слоистость. Здесь рифовые тела время от времени погребались в обломочном материале и каждое из этих тел не достигало большой мощности, однако органогенная составляющая этой субформации достигает мощности до двух сотен метров.

7. Эпиконтинентально-рифовая субформация представлена типичным комплексом барьерных рифов-волноломов и связанных с ними шлейфов. На южном склоне в Грузии и Азербайджане эта субформация формировалась в зоне эпиконтинентальной седиментации. В этой полосе биотекты так же, как и на Северном склоне Большого Кавказа, без перерыва следуют за келловей-нижнеоксфордскими отложениями, местами же келловей и нижний оксфорд отсутствуют и верхнеоксфордские рифы непосредственно прирастают к скальному субстрату вулканитов байоса. В описываемой области распространения данной субформации характер контакта с вышележащими отложениями весьма разнообразен. В полных разрезах рифовые известняки постепенно сменяются массивно-слоистыми верхнететонскими известняками, за которыми без перерыва следует морской нижний мел. Однако в большинстве случаев нижний мел на рифах залегает

либо с явным несогласием (местами с базальными брекчиями), либо заполняет карстовые неровности, выработанные в субаэральных условиях.

8. Барьерный риф на Южном склоне Большого Кавказа являлся значительной фациальной преградой: севернее от него существовали условия открытого моря и флишевой седиментации, а к КЮЗ - условия лагунно-эпиконтинентальной седиментации - позднейский Рача-Осетинский морской залив. На примере биотектов этого залива намечается возможность различения морфологического ряда биостром → биогерм → атолл. Этот ряд в пространстве располагался от суши к открытому морю, а во времени - снизу вверх. Подобная стадийная и возрастная последовательность в развитии коралловых биотектов формировалась на фоне миграции лагунной области в сторону открытого моря.

9. Здесь наблюдается следующая восходящая последовательность фаций: за аммонитовой фацией келловей-нижнего оксфорда следует рифовая, коралловая мелководная фация, которая сменяется сперва на западе, а позже и на востоке лагунной толщей; происходило расширение ареала лагунной седиментации за счет рифовой, т.е. морской. Иными словами, отчетливо проявляется типичная картина региональной регрессии.

Следовательно, в Рачинско-Осетинском заливе развита регрессивная рифовая формация.

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГРУЗИИ И ВОПРОСЫ ИХ КОРРЕЛЯЦИИ С СИНХРОННЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ СМЕЖНЫХ РЕГИОНОВ КАВКАЗА

1. Меловые отложения играют значительную роль в геологическом строении территории Грузии. Они слагают мощную серию на южном склоне Большого Кавказа, занимают всю северную периферию межгорной части Грузии, обрамляют Дзирульский кристаллический массив и развиты также на значительных площадях под молодым осадочным чехлом Колхидской низменности. В грузинской части Малого Кавказа нижний мел локально встречается в Аджаро-Триалетии, а еще южнее, в пределах Южной Грузии, известен лишь в виде отдельных небольших выходов. Верхний мел широко развит в Аджаро-Триалетии и в Южной Грузии (бассейн р.Храми).

2. Особенности геотектонического строения территории Грузии обусловили развитие разных фациальных типов меловых отложений: флишевых (складчатая система Южного склона Большого Кавказа), преимущественно карбонатных (Грузинская глыба) и преимущественно вулканогенных (Артвино-Болнисская глыба и Аджаро-Триалетская зона).

3. Схема зонального подразделения нижнемеловых отложений Грузии, разработанная М.С.Эристави (1951-1962), за последнее десятилетие претерпела ряд изменений, выразившихся в ее дальнейшей детализации: а) все подразделения от берриаса до зоны *Pseudothurmannia angulicostata* определены как "слои" с соответствующей индекс-формой, так как они основаны лишь на редких, подчас единичных находках аммонитов; б) в верхах нижнего баррема выделены слои с пульхеллиями; в) в основании верхнего баррема в южной части Грузинской глыбы выделены слои с представителями рода

Matneronites; г) колхидитовый горизонт - зона *Colchidites securiformis*, - относившийся ранее к нижнему апту, датирован верхним барремом; д) в верхней части нижнего апта выделены слои с *Dufrenoyia furcata*; е) средний альб подразделен на две зоны - *Norlites dentatus* и *Oxytropidoceras roissyanum*; ж) в низах верхнего альба выделены отложения с *Actinoceras sulcatus* и *A. subsulcatus*. Этот интервал, соответствующий зоне *Dipoloceras cristatum*, аммонитами не охарактеризован; з) в низах верхней зоны верхнего альба выделены слои с *Aucellina gryphaeoides*.

Таким образом, берриасский, валанжинский, готеривский и барремский ярусы делятся на два подъяруса каждый, а апт и альб - на три подъяруса.

4. В шестидесятых годах А.Л.Цагарели была разработана био - стратиграфическая схема расчленения верхнего мела Грузии (с наименьшей единицей - подъярус). Накопившийся за последние 15 лет материал позволил предложить зональную схему расчленения верхнемеловых отложений. В этой схеме наряду с подразделениями международной шкалы (зоны) фигурируют местные (региональные зоны) и вспомогательные (слои с фауной) подразделения.

В отличие от прежней схемы сеноман подразделен на три подъяруса. Нижний сеноман включает одну региональную зону и одну зону международной шкалы. В среднем и верхнем сеномане установлены по одному вспомогательному биостратиграфическому подразделению (слои с фауной). Туронский и коньякский ярусы расчленены на два подъяруса, каждый из которых включает четыре биостратиграфических подразделения (региональные зоны). В нижнем сантоне установлены два вспомогательных биостратиграфических подразделения (слои с фауной), а верхний сантон рассматривается в объеме зоны международной шкалы. Кампанский ярус, при двухъярусном расчленении, охва-

тывает три биостратиграфических подразделения (зоны). Отложения, содержащие *Eurachydiscus levyi* Gross., отнесены к нижнему кампану, а отложения с *Belemnites tella langei* Sch. - к верхнему кампану. Маастрихтский ярус соответствует распространению *Pachydiscus neubergicus* Hauser, а объем датского яруса (соответствующий в стратотипе зоне *Hercoglossa danica*) несколько расширен за счет слоев с *Coraster ansaltensis*.

5. Основные элементы палеогеографии Грузии начала мелового периода сводятся к следующему. Геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа Абхазско-Сванетским поднятием разобщена на два (восточный и западный) флишевых бассейна. Располагающийся южнее Закавказский срединный массив покрыт морем, за исключением приподнятых частей (Колхидско-Дзирульская и Артвино-Болнисская суши). Важнейшим палеогеографическим новообразованием мела является обособление области проявления вулканической активности в южной части срединного массива (Аджаро-Триалетская зона и Артвино-Болнисская глыба).

6. Анализ характера отложений позволяет говорить о нескольких тектоно-седиментационных циклах в течение меловой истории территории Грузии, определивших основные закономерности распределения суши и моря на различных этапах ее развития. В каждом цикле достаточно четко различаются трансгрессивный и регрессивный этапы. Первый цикл охватывает интервал от начала берриаса до конца раннего турона. Регрессивный его этап (поздний альб-ранний турон) совпадает со временем проявления австрийской фазы. Второй цикл соответствует примерно интервалу времени от начала позднего турона до конца кампана. Его регрессивный этап (сантон-кампан) отвечает субгерцинской фазе, наконец, третий тектоно-седиментационный цикл относительно кратковременный (маастрихт-

палеоцен). Его регрессивный этап обусловлен проявлением древне-ларамийской фазы в интервале поздний маастрихт-даний.

7. Меловой бассейн Грузии расположен на стыке Среднеевропейской, Южноевропейской и Южноазиатской зоогеографических провинций. Судя по составу фауны, в зависимости от этапов развития трансгрессии наблюдается усиление его связей с той или иной из упомянутых провинций. Близость состава фаунистических комплексов позволяет сопоставить, а в ряде случаев точно увязать подразделения мела Грузии с таковыми Армении, Азербайджана и Северного Кавказа.

СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ

1. Предлагаемая схема подразделения палеогена Грузии составлена в соответствии с ярусной шкалой, разработанной с целью унификации местных и региональных схем СССР и утвержденной МСК в качестве стратотипической. Выделенные ярусы более или менее соответствуют таковым Западной Европы. На основе анализа новейших данных авторы склонны согласиться с исследователями, считающими даний самостоятельным ярусом и включающими его в состав палеогеновой системы.

2. Палеогеновые отложения развиты во всех геотектонических единицах территории Грузии, за исключением антиклинория Главного Кавказского хребта. Они наиболее полно представлены и палеонтологически хорошо охарактеризованы в пределах Грузинской глыбы и Аджаро-Триалетской складчатой зоны, слагаясь преимущественно карбонатными и глинисто-песчанистыми отложениями, вулканогенно-осадочными породами (Аджаро-Триалетия) и флишевыми образованиями (Аджаро-Триалетия и Местийско-Трианетская зона).

3. Датский ярус согласно залегает на маастрихте и представлен в основном известняками и мергелями, а также флишевыми образованиями (Местийско-Трианетская зона). В западной части Грузинской глыбы и примыкающей части Гагрско-Джавской зоны датские осадки содержат: *Gryphaea similis* Push., *Gr. pitecheri* Mort., *Gr. kodori* Schwetz., *Pycnodonta vesicularis* Zam., *Ostrea hippopodium* Nils., *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Hercoglossa danica* (Schloth.). Восточнее в отложениях дания по морским ежам выделены три зоны (снизу вверх): *Cyclaster danicus*, *Cyclaster gindrei* и *Protobrissus tercensis-Coraster ansaltensis*. В первых

двух зонах наряду с ежами встречается и *Herzoglossa danica* (Schloth.). В пределах Аджаро-Триалетии в датских отложениях найдены *Eutrephoceras bellerophon* (Land), *Echinocorys sulcatus* Goldf. и др.; местами датские слои содержат здесь богатую фауну мелких фораминифер зоны *Globorotalia pseudobulluoides*.

4. Относимые к инкерманскому (монскому) ярусу слои согласно залегают на осадках дания. Этот ярус в западной части Грузинской глыбы и в южной части Гагрско-Джавской зоны слагается известняками с *Arca montensis* Cossm., *Cucullaea volgensis* Barbot de Magny, *S. arcaiformis* Netsch., *Ostrea montensis* Cossm., *Limacina pireti* Cossm., *Crassatella excelsa* Cossm., *Venericardia pectuncularis* (Lam.), *V. volgensis* (Barbot de Magny), *Pitar duponti* (Cossm.), *P. montensis* (Cossm.), *Turritella comta* Desh., *Calyptraea montensis* Cossm. и др. В Аджаро-Триалетии и северной части Артвино-Болнисской глыбы к этому ярусу относятся мергели с мелкими фораминиферами зоны *Globorotalia inconstans*.

5. В западной части Грузинской глыбы и в южной части Гагрско-Джавской зоны выше слоев с *Arca montensis* без видимого несогласия залегают известняки, которые должны принадлежать качинскому (тенетскому) ярусу. В них содержатся *Gryphaea antiqua* Schwetz., *Chlamys prestwichi* (Mor.), *Pseudamussium corneum* Sow., *Spondylus menneri* Makar., *Ostrea* (*Cymbulostrea*) cf. *crimensis* Zubk., *Amphidonta* (*Gryphaeostrea*) *lateralis* (Nils.), *Cyprina morrissi* Sow., *Nemocardium edwardsi* (Desh.), *Pleurotomaria tadjikistana* Mir. и др. Выше следуют известняки с *Echinocorys dioecariae* Schwetz., *Isaster* cf. *abchasicus* Schwetz., *Protobrissus riopensis* Моск. и др. К качинскому ярусу в пределах Аджаро-Триалетской складчатой зоны относят мергели с комплексом зоны *Globorotalia angulata* в ряде разрезов Аджаро-Триалетии и Артвино-Бол-

ниской глыбы выше этой зоны в слоях, сложенных мергелями, глинами и флишевыми образованиями, выделяются еще две зоны *Acarinina subaerica* (внизу) и *Globorotalia aequa*, которые относят к верхнему палеоцену. В некоторых разрезах Аджаро-Триалетии и Артвино-Болнисской глыбы наблюдается перерыв в осадконакоплении под отложениями зоны *Acarinina subaerica*, местами же под зоной *Globorotalia aequa*.

6. К бахчисарайскому (ипрскому) ярусу в Гагрско-Джавской зоне отнесены известняки с *Nummulites planulatus* Lam., *N. exilis* Douv., *N. praemurchisoni* Nem. et Barch., залегающие согласно на палеоцене. В Аджаро-Триалетской складчатой зоне этот ярус представлен слоями с *Nummulites planulatus* Lam., *N. aquitanicus* Ben., *N. burdigalensis* de la Harpe, *N. atacicus* Leym. и др.; наряду с нижнеэоценовыми нуммулитами здесь встречаются мелкие фораминиферы, характерные для зон *Globorotalia rex* - *G. lensiformis* (внизу) и *Globorotalia aragonensis*.

7. Симферопольский ярус (соответствующий, вероятно, лютецкому ярусу Западной Европы) на территории Грузинской глыбы и примыкающей части Гагрско-Джавской зоны складывается преимущественно мергелями и известняками с *Nummulites murchisoni* Rut., *N. irregularis* Desh., *N. anomalus* de la Harpe, *N. distans* Desh. В Аджаро-Триалетской складчатой зоне, на Артвино-Болнисской глыбе и в Локско-Карабахской слабоскладчатой зоне этот ярус представлен мощными вулканогенно-осадочными отложениями с *Nummulites laevigatus* (Brug.), *N. gallensis* Heim., *N. partschii* de la Harpe, *N. millescaput* Boub., *N. distans* Desh., *N. irregularis* Desh., *N. murchisoni* Rut. и др.; к нему же относятся слои с мелкими фораминиферами, свойственные зоне *Acarinina*

bullbrookii. Отложения данного яруса местами залегают несогласно на подстилающих породах.

8. В отличие от стратотипического разреза бодракский ярус слагается в Грузии лишь т.н. лиролепидовым горизонтом (кумский горизонт Северного Кавказа) и его аналогами (навтлугские слои и др.). В отложениях этого горизонта были найдены *Nummulites chavannesi* de la Harpe, *N. budensis* Hant., *Lyrolepis caucasica* Rom. и мелкие фораминиферы зоны *Globigerina turcmenica*. Горизонт сложен преимущественно мергелями и глинами, меньшую роль играют песчаники и известняки, а в некоторых разрезах Аджаро-Триалетии и вулканогенно-осадочные образования. Местами этот горизонт залегают трансгрессивно на породах различного возраста.

9. Альминский ярус в Грузии представлен главным образом мергелями (т.н. верхнефораминиферовые мергели), глинисто-песчанистыми образованиями (мацестинская свита, тбилисская свита и др.) и в меньшей степени вулканогенно-осадочными образованиями (Аджаро-Триалетская складчатая зона). Здесь найдены *Nummulites bouillei* de la Harpe, *N. orbigny* (Gal.), *N. incrassatus* de la Harpe, *N. striatus* Brug., *N. variolarius* Lam. и др. По мелким фораминиферам выделяются две зоны *Globigerina index* (внизу) и *Bolivina antegressa*. Местами в верхней части яруса прослеживаются слои с *Variamussium fallax* Korob. и другими моллюсками.

10. Олигоцен сложен в основном глинами и песчаниками майкопской серии, в нижней части которой выделяется хадумский горизонт с *Nucula comta* Goldf., *Leda chadumica* Korob. и др. В синхронных отложениях Ахалцихской депрессии выше зоны *Bolivina antegressa* найдены *Pectunculus obovatus* Lam., *Nucula comta* Goldf. и др., датирующие вмещающие породы ркпельским ярусом.

В нижней части олигоцена бассейна р.Лиахви определены *Nummulites vasca* Joly et Leuz., *N. kakhadzei* Mrevl. и др. В олигоцене Аджаро-Триалетии выделен ряд микрофаунистических зон. На территории Грузии отложения олигоцена в ряде мест залегают несогласно на подстилающих слоях. Верхняя граница олигоцена, а следовательно и палеогеновой системы, проводится в Грузии под уплисцихским горизонтом, приравняваемым по имеющимся в настоящее время материалам к аквитанскому ярусу Западной Европы.

СТРАТИГРАФИЯ НЕОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГРУЗИИ И НЕКОТОРЫЕ
ВОПРОСЫ ИХ КОРРЕЛЯЦИИ

1. Территорию Грузии можно считать классическим регионом Юга СССР для неогена, высокий уровень изученности стратиграфии которого достигнут усилиями нескольких поколений ученых, работавших как в Тбилиси, так и в других научных центрах Советского Союза.

2. Самым древним членом миоцена Грузии следует считать т.н. "уплисцхский горизонт", согласно располагающийся между сакараульским регионарусом и корбулевыми песчаниками олигоцена.

Регрессивные сакараульские отложения содержат богатую стеногалинную моллюсковую фауну. Подразделяются эти отложения на более дробные единицы только по микрофораминиферам: нижняя - с *uvigerinella californica* и верхняя - с *Neobulimina abchasiensis*.

Коцахурские отложения охарактеризованы солоноватоводной моллюсковой фауной при полном отсутствии микрофораминифер. Подразделить эти отложения не удастся.

3. Исследования последних лет позволили установить ряд закономерностей в вертикальном распределении моллюсковых ценозов во всех фациях тархана и предложить трехчленное деление этих отложений на нижние (зарагульские), средние (намкашурские) и верхние (барднальские) слои.

Чокракские отложения почти на всей площади своего распространения трансгрессивны, содержат богатую фауну моллюсков и фораминифер, на основании вертикального распространения которой выделены нижний, средний и верхний подъярус этого регионаруса.

Караганские отложения содержат богатую в количественном, но

бедную в видовом отношении моллюсковую фауну опресненного бассейна. В верхней части разреза к однообразной спаниодонтелловой фауне примешиваются средиземноморские формы. В караганских отложениях ряда районов выделяются три биофации: нижняя - мелких спаниодонтелл, средняя - с массовыми скоплениями крупных спаниодонтелл и верхняя - вновь с мелкими спаниодонтеллами.

Конкские отложения подвержены значительным фациальным изменениям как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Конкская малакофауна имеет характер фауны полносоленого морского бассейна, указывая, по-видимому, на возникновение связи конкского бассейна с открытым морем.

Трехчленное подразделение конкских отложений оказывается возможным только в двух разрезах, а в остальных некоторые члены этого регионаруса вообще отсутствуют, или же весь конк представлен барнеевыми слоями.

4. Сарматские отложения характеризуются резкой фациальной изменчивостью, что объясняется сильной аттической - предметической (позднесарматской) орофазой, вызвавшей крупные палеогеографические изменения в распределении суши и моря.

В Западной Грузии морской, сильно опресненный бассейн в позднем сармате сохранился в пределах Абхазии, а в Восточной Грузии - в Гаре-Кахети; на остальной территории Восточной Грузии верхнесарматские отложения имеют континентальный характер.

Сарматские отложения охарактеризованы богатой моллюсковой и фораминиферовой фауной, позволяющей подразделить их на три подъяруса: нижний, средний и верхний.

5. Плиоцен представлен в Западной Грузии морскими, а в Восточной Грузии в основном континентальными образованиями.

Морские мезотические отложения приурочены к западной зоне погружения Грузинской глыбы, где после аттической фазы сохранились морские условия.

В центральной части Западного погружения Грузинской глыбы - в Колхидской подзоне, мезотические и все последующие образования плиоцена погружены на большую глубину и имеют мощность в несколько сотен метров.

По периферии Грузинской глыбы мезотические отложения по моллюсковой и остракодовой фауне подразделяются на нижний и верхний подъярусы.

Понтийские образования, имеющие трансгрессивный характер, приурочиваются к тем же подзонам, что и мезотис. Представлены они опять-таки сравнительно глубоководными и мелководными фациями. Осадки содержат обильную фауну, характерную для Эвксинского бассейна, а также фауну панноноско-дакийского типа. Понт подразделен на одесский, портаферский и босфорский подъярусы.

В киммерийских отложениях особо выделяется дуабская фация, соответствующая верхнему киммерию при подразделении киммерия на нижний и верхний подъярусы. Четко выделяется нижний киммерий-азовский подъярус.

Кузльник имеет меньшее распространение, чем предыдущие осадки. Хорошо изучены эти образования в Самурзаканской, Одишской и Гурийской подзонах, где по моллюсковой фауне подразделяются на поквешский, галидагский и цихиспердский подъярусы.

Гурийские образования имеют еще меньшее распространение, чем кузльник. По характеру моллюсковой фауны гурий тесно связан с фауной смежных горизонтов.

Таким же распространением обладает чаудинские осадки, охарактеризованные моллюсковой фауной, филогенетически тесно связан-

ной с фауной гурия. Подразделяются они на нижний подъярус со смешанной фауной гурия и чауды и на верхний подъярус с типичной фауной чаудинских слоев.

В Восточной Грузии присутствие мзотиса, понта и продуктивной толщи подразумевается в мощной континентальной серии, известной под названием мио-плиоцена.

Широким развитием пользуются акчагыл и апшерон в континентальной фации. Акчагыл представлен также морскими осадками с соответствующей фауной.

6. На современном этапе исследований установление корреляции неогена Грузии вообще, а тем более отдельных его подразделений, с другими регионами Восточного Паратетиса сопряжено с многими трудностями. Это относится в полной мере и к корреляции неогена Грузии и Центрального Паратетиса, приближенная схема которой приводится ниже.

По характеру моллюсковой фауны углисцхский горизонт, по-видимому, коррелируется с асанийской и горностаевской свитами Украины, аджунской, зеленчукской и нижней частью караджалгинской свиты Северного Кавказа, возможно, и с аквитаном, а также эгерским регионорусом Ц. Паратетиса.

Также сравнительно легко коррелируется сакараульский регионорус с чернобаевской, ольгинской и верхней частью караджалгинской свиты Северного Кавказа, а также будигалом и этгенбургским регионорусом Ц. Паратетиса.

Коцахур сопоставляется с маячковской, рицевской и онкофоровой свитами различных регионов Юга СССР и какой-то частью оттавгских отложений Ц. Паратетиса.

Тарханские отложения Грузии сопоставляются с аналогичными отложениями Юга Советского Союза и условно с карпатским регио-

ярусом и, возможно, с верхней частью отнангского и нижней частью баденского регионарусов Ц.Паратетиса.

Чокракский, караганский и конкский регионарусы коррелируются с аналогичными отложениями других регионов Юга Советского Союза и условно со средней и верхней частями баденских отложений Ц. Паратетиса.

Сарматский регионарус также сопоставляется с сарматскими отложениями Юга СССР и с "сарматскими" отложениями и нижней частью паннона Ц.Паратетиса.

Мэотические образования Грузии хорошо коррелируются в нижней части с багеровским, а в верхней части молдавским подъярусами мэотиса Украины, Керченского и Таманского п-вов, Краснодарского края, Восточного Предкавказья и Азербайджана, а также с верхней частью паннона и с мэотисом Румынии и Болгарии.

Понт Грузии отвечает понту тех же областей, при условии соответствия портаферского подъяруса Грузии еникальскому подъярусу Керчи и Тамани, понтическим образованиям Румынии и Болгарии, а нижняя и средняя его части - понту Югославии.

В Дакийском бассейне, в Румынии, намечается возможность выделения нижней части портаферия Грузии - кулискокальских слоев.

Киммерий Грузии является полным эквивалентом киммерия Керченского и Таманского п-вов, Кубани и, по-видимому, дакия Румынии.

Кульничские отложения Грузии также следует считать в основном синхронными кульнику Одесского района, Керченского и Таманского п-вов и Приазовья. Синхронность акчагыля и кульника нельзя считать доказанной.

Чаудинские отложения Грузии соответствуют чаудинским образованиям стратотипических разрезов.

Г.С.Дзоценидзе, В.И.Гугушвили, Т.В.Джанелидзе,
Г.С.Закариадзе, А.Л.Канчавели, М.Б.Лордкипанидзе,
Г.А.Микадзе, Г.Ш.Надарейшвили, Н.И.Схиртладзе,
М.Г.Татишвили

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ГРУЗИИ

I. Альпийская история территории Грузии включает четыре крупных этапа вулканизма – юрский, меловой, палеогеновый и неоген-четвертичный.

Юрский вулканизм был весьма интенсивен на Закавказском срединном массиве и в геосинклинали южного склона Большого Кавказа. На Закавказском срединном массиве вулканическая активность локально проявилась в лейасе, образовав свиту риолитов с резко подчиненным количеством базальтов. После небольшого перерыва вулканическая активность возобновилась в аалене вдоль южного края массива и резко усилилась в байосе, охватив почти всю территорию последнего. В байосе в условиях мелкого моря и на островах формируется вулканогенная толща (0,5–3 км), сложенная породами известково-щелочной ассоциации базальт-андезит-дацит-риолит, среди которых преобладают базальтовые андезиты и андезиты. Для байосской вулканической толщи характерна четкая полярность с возрастанием содержания K_2O , общей щелочности и основности с юга на север. В южной части массива батский вулканизм без перерыва следует за байосским и, постепенно ослабевая, продолжается в верхней кре-раннем мелу. Вулканические породы этого времени по составу аналогичны байосским.

На северной периферии массива вулканизм в бате почти прекращается, а в поздней кре в прибрежно-лагунных условиях локально образуется маломощная свита щелочных базальтов-трахитов.

2. В резком контрасте с андезитовыми сериями Закавказского срединного массива находятся юрские вулканы южного склона Большого Кавказа. В лейасе здесь локально формируется бимодальная серия толеит(спилит)-риолит. В байосе вулканизм проявляется в центральной части зоны Южного склона, приводя к образованию мощной серии вулканогенов базального состава (до 3,5 км), а также на северной периферии этой зоны и в зоне Главного хребта, где аспидно-сланцевая толща лейаса-байоса (4 км) пронизана многочисленными пластовыми и секущими жилами диабазов, по составу отвечающими толеитам.

3. Меловой вулканизм по своей интенсивности уступает юрскому. На Закавказском срединном массиве он представлен (I) дифференцированным комплексом, сформированным в мелководно-островных условиях, и (II) подводной щелочнобазальтовой серией, локализованной на северной периферии массива. Первый комплекс сложен известково-щелочными (базальт-андезит-дацит-риолит) и слабощелочными (базальт-трахиандезит-натровый делленит) сериями. При этом продолжительность вулканической активности и ее интенсивность существенно убывает с юга на север. На южной периферии массива за отрезок времени апт-коньяк сформировалась вулканогенно-осадочная толща мощностью в 2000-3500 м, тогда как на севере отложения альба-сеномана содержат лишь отдельные линзы и прослои вулканокластов.

На северной периферии массива крайне слабый известково-щелочной вулканизм альб-сеномана сменяется в турон-сантоне щелочным базальт-трахитовым натровым вулканизмом, продукты которого, ассоциирующиеся с карбонатами, образуют вулканогенно-осадочную толщу в 300-800 м.

На южном склоне Большого Кавказа слабощелочной и щелочной базальтовый вулканизм локализован в западном и восточном флишевых трогах, где мощность вулканогенно-осадочных свит колеблется от 200 до 1000 м.

4. Палеогеновый вулканизм был очень интенсивен в южной части Закавказского срединного массива, где он представлен известково-щелочными и шшонитовыми сериями, образующими северную часть малокавказского сегмента палеогенового вулканического пояса альпийской области. Этот пояс сложен взаимозаменяющимися вулканическими, вулканогенно-осадочными и осадочными толщами, отлагавшимися в мелководно-островных условиях. Нижне-среднеэоценовая часть вулканической толщи (2-2,5 км) сложена дифференцированной известково-щелочной серией базальт-андезит-риолит и характеризуется преобладанием пород средней кремнекислотности, состав которых варьирует от нормальных андезитов до шшонитов и латитов.

В верхнем эоцене область активного вулканизма резко сокращается, а щелочность его продуктов возрастает; последние представлены преимущественно высококалиевыми известково-щелочными породами и шшонитами с локальными проявлениями лейцит- и нефелинсодержащих пород.

5. Аджаро-Триалетский базальтовый трог, расположенный в тыльной (северной) части андезитового пояса, характеризуется максимальной мощностью палеогена (до 7-10 км) и относительно глубоководными условиями осадконакопления. В раннем палеогене (нижний-средний эоцен) здесь формируется свита слабощелочных и щелочных низкотитанистых, богатых H_2O базальтов. Для средне-эоценовых базальтов Аджаро-Триалетии, сформированных в период максимальной интенсивности вулканизма, установлена четкая ла-

теральная зональность со щелочными базальтами на флангах и осевым толеитовым субвулканическим комплексом.

Раннепалеогеновый вулканизм Аджаро-Триалетия обнаруживает большое сходство с вулканизмом окраинных и внутридуговых рифтов запада Тихого океана, находящихся на начальных стадиях спрединга. Предполагается, что Аджаро-Триалетия и сходные с ней палеогеновые базальтовые трог, расположенные в тылу альпийского палеогенового пояса (Талыш и Карадж центрального Эльбурса), являются геодинамическими аналогами внутридуговых рифтов.

Согласно новейшей геодинамической модели альпийской эволюции Кавказа контрастная пара - андезитовый пояс островодужного типа - базальтовый трог окраинного или внутридугового рифта - маркирует Кавкаскую активную окраину Восточно-Европейской платформы, которая эволюционирует от окраины тихоокеанского типа (юра-ранний мел) к окраине средиземноморского типа (верхний мел-палеоген).

6. Начиная с позднего эоцена вулканическая активность по всей территории Грузии постепенно затухает, а временами (в раннем и среднем миоцене) даже прекращается. Однако в позднем миоцене, в связи с общим воздыманием Кавказа, вулканизм вновь оживляется, но на этот раз со значительно меньшей интенсивностью, чем это имело место ранее - в юре, мелу и палеогене.

На территории Грузии позднеорогенный, неоген-четвертичный вулканизм проявлен во всех крупных геотектонических структурах, причем ареал распространения вулканических центров приурочен к зоне поперечного Транскавказского (Арабат-Ставропольского) поднятия.

Анализ фактических данных показывает, что на позднеорогенном этапе развития складчатых сооружений Аджаро-Триалетия и на

Большом Кавказе почти синхронно проявляется наземный вулканизм, давший породы андезитовой и андезито-дацитовой формаций. Химически эта нормальная позднеорогенная формация относится к типично известково-щелочной серии пород.

Что касается срединных массивов, то здесь развивается другой тип вулканизма, давший преимущественно формацию оливиновых базальтов-долеритов с повышенной щелочностью. По химизму и минералогическому составу эти породы приближаются к базальтам, распространенным в окраинных областях орогенных поясов.

7. Юрский, меловой и палеогеновый этапы альпийского цикла вулканической деятельности продуктивны. С первым связаны серноколчеданные и баритовые, со вторым барит-полиметаллические и медноколчеданные месторождения.

Палеогеновый этап поствулканической деятельности обусловил образование Чиатурского марганцевого месторождения и медно-полиметаллических, серноколчеданных и скарново-метитовых месторождений Аджаро-Триалетия.

Г.А. Чихрадзе, М.А. Беридзе, Э.В. Варсимашвили,
Г.С. Кижодзе, И.Д. Чечелашвили

ЛИТОЛОГИЯ КРСКИХ И МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

1. Нижняя юра и аален южного склона Большого Кавказа представлены в основном терригенными отложениями; это конгломераты, песчаники и глинистые сланцы нижнего лейаса, глинистые сланцы среднего лейаса и песчаниково-глинисто-сланцевая толща тоар-аалена.

Терригенные отложения аалена в южной части их развития перекрываются вулканогенной формацией байоса, а в северной — глинисто-песчанистыми отложениями средней юры; последние, в свою очередь, постепенно сменяются карбонатными отложениями верхней юры-нижнего мела.

Базальный конгломерат нижней юры состоит из обломочного материала осадочно-метаморфитового слоя в северной части и осадочных пород в районе дизской кордильеры и Горной Кахетии.

Песчаники базальной пачки кварцевые, аркозовые и седиментокластические; глинистые сланцы среднего лейаса в основном хлоритово-гидрослюдистые и хлоритово-серицитовые. Песчаники верхнего лейаса имеют серицит-плаггиоклазово-кварцевый состав. Местами они конкрециеносны. Нижне-среднеюрские терригенные отложения характеризуются грубо ритмичным строением.

2. Верхнеюрско-меловые отложения отдельных районов южного склона Большого Кавказа отличаются друг от друга. В Горной Абхазии они представлены терригенными породами грауваккового состава в нижней части и карбонатными в верхней. Карбонаты, составляющие основную часть разреза, распространены в двух фациальных

зонах - субплатформенной на юге и более глубоководной (флишеидной) на севере. В первой развиты в основном массивные рифогенные известняки с линзами доломитов, а во второй - слоистые органогенные и хемогенные известняки, доломиты и мергели. Восточнее, в бассейне рек Ингури и Цхенисцкали верхнеюрско-нижнемеловые отложения содержат больше терригенного материала, особенно в Верхней Сванетии, где нижняя часть разреза сложена в основном песчаниками, алевролитами и аргиллитами, верхняя же - известняками с прослоями мергелей.

В Верхней Раче и далее на восток верхнеюрские и меловые отложения подразделяются на карбонатный (верхняя кра-нижний готерив), терригенный флиш (верхний готерив-альб) и флиш смешанного состава (верхний мел). Карбонатный и терригенный флиш по литологическим признакам расчленен на более или менее выдержанные свиты.

Карбонатный флиш представлен в основном известняками и мергелями с небольшим количеством терригенных кластолитов, а нижнемеловой терригенный флиш - чередованием песчаников и аргиллитов с более редкими карбонатными прослоями. В верхнемеловом флише присутствуют кластолиты, карбонатные породы, силциты и вулканогены.

Весь комплекс верхнеюрско-меловых отложений характеризуется флишевой ритмичностью. По характеру и мощности элементов ритма выделен ряд типов флиша. Высказаны соображения о морфологии, батиметрии бассейна и механизме образования флиша.

3. Ассоциация терригенных акцессорных минералов юрских и меловых отложений довольно однообразна. Они представлены в основном цирконом, апатитом и турмалином; количество этих компонентов изменяется в разрезе и по площади; наряду с ними появляются до - дополнительно рутил, корунд, силлманит и другие акцессоры, позво-

лящие выделить терригенно-минералогические провинции в нижнеюрских отложениях и их питающие области.

Довольно интересна аутигенная минералогия юрских и меловых отложений южного склона Большого Кавказа. Из этих минералов исследованы сульфиды железа, железистые карбонаты, кальцит, глинистые минералы, кварц, альбит и акцессорные - турмалин, титанистые минералы и др.

Закономерности распределения этих образований в разрезе дали возможность выяснить фациальный характер осадков, условия диагенетического перераспределения вещества, образования конкреций, особенности катагенетического и эпигенетического преобразования пород геосинклинального разреза.

4. На основании анализа фаций, мощностей и литологического состава мезозойских отложений южного склона Большого Кавказа установлено, что источники терригенного материала для юрского бассейна южного склона располагались в самом бассейне и в непосредственной близости от него. Источники сноса представляли собой низкие массивы суши гетерогенного петрографического состава. В осадкообразовании в ранней и средней юре, а также в мелу определенную роль играл вулканогенный материал. Осаждение карбонатов, начавшееся в верхней юре, с переменной интенсивностью продолжалось и в меловое время. В верхнеюрское и меловое время обломочный материал в бассейн поступал в основном из внутренних источников сноса.

Г.В.Гвахария, Р.А.Ахведиани, Т.Д.Багратишвили,
Т.В.Ватишвили, Е.К.Везиришвили, Ц.Ш.Каргаретели,
Р.М.Манвелдзэ, Г.И.Насидзэ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ МИНЕРАЛОГИИ ГРУЗИИ

1. В докладе освещаются основные результаты многолетних регионально-минералогических исследований отдельных минералов и парагенетических минеральных ассоциаций магматических, метаморфических и гидротермальных образований, а также минералов некоторых вулканогенно-осадочных пород.

2. В различных гранитоидах осевой части и южного склова Главного Кавказского хребта, а также древних кристаллических массивов (Дзиркульском, Храмском и Локском) были изучены полевые шпаты с точки зрения их упорядоченности, при этом установлено, что:

а) вопреки прежним представлениям различные типы калишпатов не могут быть использованы в качестве возрастного критерия расчленения гранитоидных пород;

б) закономерности геологического распределения структурно-оптических типов калишпатов является важнейшим критерием генетического расчленения гранитоидов (метасоматических и магматических);

в) этот же признак может быть применен при установлении глубинности формирования магматических, но не метасоматических гранитов;

г) в расчленении гранитоидных пород роль структурно-оптических типов плагиоклазов, по сравнению с калишпатом, незначительна

3. В гранитоидах Храмского и Локского кристаллических массивов были изучены хлоритизированные, мусковитизированные и

эпидотизированные биотиты, многочисленные акцессорные минералы и кварц. Исследование кварца позволило установить корреляционную связь между параметрами решетки и температурой его образования. Установлены два этапа формирования кварца: высокотемпературный 540-350°C и низкотемпературный 350-220°C, при литостатическом давлении порядка 1000 атм/см², свидетельствующий о гипабиссальных условиях формирования гранитоидов.

4. Исследованы пироксены и амфиболы вулканических и вулканогенно-осадочных пород Аджаро-Триалетии и восточной периферии Дзирульского кристаллического массива. Изучена морфология кристаллов пироксенов, их химический состав, эволюция в магматическом процессе, вопросы корреляции параметров решетки с химическим составом. Установлено, что между парами окислов Al_2O_3 и $(Na_2O + K_2O)$ в пироксенах существует прямолинейная положительная корреляция, а между парами $CaO-(Na_2O + K_2O)$ и $\Sigma Fe - Al_2O_3$ прямолинейная отрицательная коррелятивная связь. Изучен пироксенонд-ксонотлит.

В амфиболах между Al_2O_3 и суммой щелочей установлена высокая прямолинейная коррелятивная связь и менее интенсивно выраженная между $CaO-(Na_2O + K_2O)$ и $FeO - MgO$.

5. Минералогическое изучение месторождений барита Грузии позволило установить парагенезис многочисленных минералов в месторождениях, а по ведущим комплексам выделить четыре группы месторождений - баритовые, барит-карбонатные, барит-халцедоновые и барит-полиметаллические. Парагенетические ассоциации минералов в различных типах месторождений указывают на изменения окислительно-восстановительного потенциала в процессе минералообразования и на ведущую роль углекислоты и сульфат-иона в этих процессах.

6. На Маднеульском барит-полиметаллическом месторождении совместно с Ю.И.Назаровым исследованы минеральный состав, парагенетические ассоциации минералов и эволюция рудообразующих процессов, приведшая к четко выраженной вторичной зональности рудослагающих компонентов. Впервые для Грузии описаны бирюза, ферро-алунит и ряд вторичных минералов (массикот, свинцовый глет и др.).

7. Минералогически исследованы месторождения киновари в Горной Раче и Абхазия; установлено наличие кристаллов киновари никитовского типа и выделен самостоятельный тип "Боко", представленный удлиненными шестернисками прорастания.

8. Минерало-термометрическое исследование кварца из различных генетических типов месторождений - жил "альпийского" типа Хдесцкали и Пюда и углеводородсодержащих гидротермальных жил Телетского хребта позволило установить физико-химические условия их формирования: для первых - хлоридно-бикарбонатный характер растворов при $t = 250-350^{\circ}\text{C}$ и $P = 660-1000$ атм, а для вторых - хлорит-сульфат-бикарбонатный раствор при t в пределах $64-150^{\circ}\text{C}$ и $P = 50-250$ атм.

9. Изучен характер влияния вмещающих пород на формирование агатовой минерализации Ахалдзхского района и особенности эволюции гидротермальных растворов (цеолиты \rightarrow минералы кремнезема \rightarrow карбонаты); установлена связь последних с среднеэоценовой поствулканической активностью.

10. Выделены два генетических типа цеолитов Грузии - гидротермальный и вулканогенно-осадочный.

Изучение минеральных ассоциаций первого типа, связанных с юрским, меловым и среднеэоценовым вулканизмом, позволило доказать их связь с химизмом вмещающих пород, отметить особен -

ности состава слагающих минералов и диагностировать ряд минеральных видов. Установление типоморфных рядов минералов позволило градуировать процессы минералообразования и подразделить их на отдельные фазы. Проводились широкие сопоставления свойств природных цеолитов и их синтетических аналогов.

Второй генетический тип приурочен к среднеэоценовым и позднемеловым породам Аджаро-Триалетии, образуя крупные промышленные месторождения, преимущественно клиноптилолита и реже морденита. Совместные исследования с ТГУ и ИФЗХ АН СССР позволили дать всестороннюю характеристику этого нового минерального сырья и рекомендовать его к практическому использованию в различных отраслях народного хозяйства.

Г.М.Заридзе, М.А.Абесадзе, О.З.Дудаури, Г.Д.Думбадзе
Д.Н.Кецховели, И.И.Кикнадзе, Н.Ф.Татришвили, И.И.Хмаладзе,
Г.К.Цимакуридзе, К.С.Чихелидзе, Т.Г.Чхотуа, Д.М.Шенгелиа

МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ГРУЗИИ

I. Результаты многолетних петрологических исследований разновозрастных магматических и метаморфических пород Грузии позволили выделить целый ряд эндогенных формаций и подформаций. При этом в зоне Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа выделяются:

а) верхнепротерозойско-нижнепалеозойская метатерригенная преимущественно сиалическая формация эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций с двумя подформациями - подформацией богатых K_2O и бедных CaO пород (уллучиранская, безенгийская и куртукская свиты) и подформацией умеренно известковых пород (бу-ронская и куртатинская свиты);

б) нижнепалеозойская метатерригенная сиалическая, богатая K_2O и бедная CaO формация амфиболитовой фации (аркасарская свита);

в) среднепалеозойская метавулканогенно-метатерригенно-метабазитовая фемическая формация зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций с двумя подформациями: подформацией преимущественно метатерригенных, пересыщенных известью и глиноземом пород эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (гван-дринская и кассарская свиты) и подформацией метавулканогенно-метаизвестняково-метабазитовых, пересыщенных известью и бедных SiO_2 и K_2O пород эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (кличская, дамхурцевская, реки Чессу, хребта Армянского, лабарданская и горабская свиты);

г) среднепалеозойская метатерригенная и частично метабазитовая

товая бедная CaO формация зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации с тремя подформациями: подформацией высокоглиноземистых, богатых K_2O и умеренно феррических пород зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (лаштракская свита), подформацией метатерригенных высокоглиноземистых существенно бедных CaO пород зеленосланцевой фации (верцхлистбисская и шуидидская свиты) и подформацией метатерригенных, чередующихся с метавулканогенно-известняковыми и метабазитовыми породами зеленосланцевой фации (бушийская свита);

д) палеозойская и частично предположительно среднеюрская ультрабазитовая формация, представляющая собой особый генетический тип, возможно, магматический;

е) плагиогранодиоритовая формация (раннеорогенная, палингенная), образованная, главным образом, в условиях высокой степени амфиболитовой фации и связанная с судетской фазой. Исходная магма гранитоидов отвечала лейкократовому плагиогранодиориту;

ж) орогенная гранитовая формация, представленная в различной степени метасоматически гранитизированными основными и среднекремнекислыми породами. Становление гранитов данной формации протекало стадийно в течение длительного геологического времени (судетская и астурийская фазы).

2. В зоне Дзирульского, Храмовского и Локского выступов Закавказского срединного массива выделяются:

а) верхнепротерозойско(?)-нижнепалеозойская парагнейсово-кристаллосланцевая формация, являющаяся продуктом регионального метаморфизма материнских вулканогенно-осадочных образований;

б) габбро-диабазовая формация, секущая породы предыдущей формации и представленная метагабброидами и метадиабазами;

в) нижнепалеозойская плаггиогнейсовая натриевая формация (плаггиогнейсы и плаггиомигматиты) Дзирульского и Храмского выступов, являющаяся результатом Si-На метасоматоза (плаггиогранитизации) предыдущих формаций;

г) нижнепалеозойская филлитовая формация зеленосланцевой фации (метапесчаники, кварциты, мраморы и др.), распространенная в Дзирульском (чорчанская свита) и Локском выступах;

д) герцинская гранитоидная формация, представленная микроклинитизированными гранито-гнейсами, мигматитами и секущими телами гранитоидов и их жильных производных;

е) позднепалеозойская(?) туфо-терригенная формация (чешорская свита) Дзирульского выступа, сложенная метаморфизованными конгломератами, гравелитами, альбитофирными туфами и туфопесчаниками;

ж) верхнепалеозойская формация эффузивных кварцпорфиров, распространенная в пределах Дзирульского и Храмского выступов и представленная туфами и туфобрекчиями кварцпорфиров и альбитофиров, а также их пирокластолитами;

з) верхнепротерозойско(?)—нижнепалеозойские(?) серпентиниты Дзирульского выступа, представляющие собой протрузии, залегающие в глубинном разломе, проходящем между породами древнего кристаллического субстрата (микроклиновые гранитоиды) и филлитовой формацией. Дзирульские серпентиниты, видимо, являются фрагментом древней коры, на которой зародилась нижнепалеозойская геосинклиналь.

3. На раннеальпийском этапе развития зон Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа произошло образование нижнекрасной вулканогенно-песчаниково-глинистосланцевой (аспидно -

сланцевой) формации. Так как исходные седиментогенные образования этой формации подверглись неравномерному слабому метаморфизму, они могут рассматриваться как переходная (смешанная) осадочно-метаморфическая формация, в которой отмечается проявление вулканизма с образованием на отдельных участках спилит-диабазовой подформации.

4. В зонах Главного хребта Большого Кавказа и складчатой системы Южного склона среднекраская магматическая деятельность выразилась в формировании пород от ультраосновного до ультракремнекислого состава. При этом ультраосновные, основные и среднекремнекислые породы образовались путем дифференциации основной магмы, а кислые - в результате селективного плавления пород древнего кристаллического субстрата. Результатом этих сложных процессов является образование ультрабазит-гранитоидной формации, которая делится на две конкретные подформации - ультрабазит-габбро-гранитоидную и диабаз-гранитоидную.

В выступлениях Закавказского срединного массива среднекраские магматические явления выразились менее полно. Здесь ультраосновные дифференциаты не встречаются, а основные породы присутствуют спорадически.

5. К рубежу раннего и позднего мела в складчатой системе Южного склона приурочено образование формации субщелочных габброидов. На Грузинской глыбе в позднем мелу возникли щелочные основные породы, а на Артино-Болниской глыбе в течение всего позднего мела (до дания) образовывались субвулканические тела кварцевых порфиритов и их альбитизированных разновидностей (кварцпорфировая формация). В палеоген-нижнеэоценовое время здесь же возникли многочисленные субвулканические тела рогово-

обманковых и роговообманково-биотитовых дацитов (дацитовая формация).

От среднего эоцена до конца олигоцена в Аджаро-Триалетской складчатой системе формировались многочисленные интрузивные, по существу субвулканические тела сложного петрографического состава, относящиеся как к известково-щелочной, так и субщелочной и щелочной сериям.

В позднем плиоцене в позднеорогенную стадию развития Большого Кавказа на южном его склоне формируются малые интрузии и гипабиссальные тела, образующие дацит-гранитпорфировую формацию.

В.Р.Надирадзе, Э.И.Кахадзе,
М.Д.Купарадзе, З.В.Отхмезури

ЭНДОГЕННЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ГРУЗИИ

1. Под рудной формацией нами понимается группа рудных образований, объединенных общностью минерального состава, морфогенетических особенностей и геологических условий образования. В рудных формациях выделяются субформации с устойчивыми минеральными парагенезисами.

Главнейшие рудные формации Грузии генетически увязываются с позднеорогенным гранитоидным магматизмом альпийского цикла и контролируются дизъюнктивными нарушениями различного порядка. В их распределении намечается тяготение высоко- и низкотемпературной редкометальной, медно-пирротиновой и барит-полиметаллической формаций к антиклинарию и складчатой системе южного склона Большого Кавказа, пегматитов к Дзирульскому поднятию Грузинской глыбы, медно-полиметаллической к Аджаро-Триалетской складчатой зоне и медно-колчеданной к Болнисской глыбе.

2. Зональные жилы пегматитов Шрошинского поля в Дзирульском выступе раннегерцинского кристаллического субстрата слагаются аплитом, графическим пегматитом, микроклин-пертитом, клевеландитовым альбитом и кварцем; встречаются турмалин, грават и колумбит.

Вакиджварские пегматиты, развитые в периферии одноименной позднеальпийской сиенитовой интрузии Аджаро-Триалетии, содержат анортоклаз с пертитовыми вростками альбита, биотит, роговую обманку, шроксиен, титаномагнетит и апатит, богатый редкими землями.

3. Скарново-магнетитовая формация развита в пределах антиклинария южного склона Большого Кавказа и в Аджаро-Триалетии,

увязываясь с экзо- и эндоконтактами ранне- и позднеальпийских гранитоидных и габброидных интрузивов. Это известково-диффузионный тип гранат-пироксеновых скарнов с отстающим магнетитовым оруденением и наложенной сульфидной минерализацией.

4. Высокотемпературная редкометальная формация с кварц-молибденитовой, кварц-вольфрамитовой и кварц-касситеритовой субформациями обнаруживает связь с кислыми дериватами ранне- и позднеальпийского гранитоидного магматизма - обычно с апикальными грейзенизированными частями малых интрузий.

5. Кварц-арсенопиритовая формация связана с позднеальпийской интрузией гранит-порфиров, слагая стадияльно образование турмалин-арсенопиритовые, кварц-арсенопиритовые и арсенопиритовые жилы; они заполняют преимущественно приконтактовые краевые трещины растяжения с падением в сторону интрузива.

6. Кварцево-золоторудная формация, подразделяемая на золото-швелитовую и золото-сульфидную, тесно связана с сурьмяными и медно-полиметаллическими рудами и пиритизированными зонами Ад-жаро-Триалетии и медноколчеданными месторождениями Болнисского рудного района.

7. Медно-пирротиновая формация образует кулисообразно расположенные рудоносные пояса вдоль обоих склонов Главного Кавказского хребта, генетически связанные с начальной стадией позднеальпийского орогенного этапа.

8. Серноколчеданная формация, связанная преимущественно с среднеэоценовым эффузивным магматизмом Аджаро-Триалетии, образует стратифицированное пластовое, линзообразное тело и отдельные жилы, содержащие спорадически проявленную золоторудную минерализацию.

9. Медно-полиметаллическая формация, развитая в среднеэоценовых

вулканогенных толщах Аджаро-Триалетской складчатой зоны и связанная с интрузивным магматизмом, выражена в виде секущих жил кварц-пирит-халькопиритовой, кварц-халькопирит-галенит-сфалеритовой и барит-карбонат-галенит-сфалеритовой стадияльно образованных формаций.

10. Кварц-ферберит-антимонитовая формация проявлена на Большом Кавказе в зоне сочленения кристаллического ядра со складчатой системой Кизного склона, образуя месторождения и рудопроявления вдоль линии Главного надвига в древних гранитоидах и лейасовых песчано-сланцевых отложениях. Она контролируется позднеальпийскими дизъюнктивами и подразделяется на кварц-ферберитовую и кварц-антимонитовую субформации.

11. Месторождения медноколчеданной формации сконцентрированы в Болнисской зоне, образуя пластообразные залежи, тесно связанные с верхнемеловым вулканизмом.

12. Редкометалльно-полиметаллическая формация развита в Центральной зоне воздымания антиклинория Главного хребта в древних гранитоидах. Редкометалльная минерализация здесь наложена на полиметаллическую с образованием полиметаллическо-олово-сурьмяных руд.

13. Жильная барит-полиметаллическая формация подразделяется на галенит-сфалеритовую и барит-кальцитовую субформации и локализуется в пределах антиклинория Главного хребта складчатой системы Кизного склона, Центральной зоны воздымания Грузинской глыбы, Болнисской и Локско-Карабахской зон. Оруденение локализуется в сланцевой толще лейаса, порфиритовой свите байоса и карбонатных породах верхней кры. Образование этой формации происходило на ранней и позднеорогенной стадиях альпийской эпохи.

14. Стратиформная барит-полиметаллическая формация распро-

странена в западной части Южного склона Большого Кавказа и Болнисской зоне в вулканогенно-осадочных отложениях кри и верхнего мела. Она представлена пластообразными залежами, метасоматически замещающая доломитизированные известняки и вторичные кварциты. В залежах наблюдается зональное распределение галенит-сфалеритовой, барит-кальцитовой и барит-железомарганцевой субформаций. Формирование ее протекало на ранне- и позднеорогенных стадиях альпийской эпохи.

15. Железо-марганцевая формация, подразделенная на гематитовую и пиролюзитовую субформации, образуется в результате метасоматического замещения вулканогенных или карбонатных пород, увязываясь с субвулканическими фациями верхнемелового и палеогенового вулканизма.

16. Месторождения и рудопроявления кварц-ртутно-мышьяковой формации с кварц-диксит-киноварной, кальцит-диксит-киноварной, реальгар-киноварной и реальгар-аурипигментовой субформациями развиты в лейасовых песчано-сланцевых и верхнеюрско-нижнемеловых отложениях вдоль северной и южной периферий складчатой системы Южного склона, контролируясь зонами смятия и дробления, сопряженными с системами глубинных разломов. Незначительные рудопроявления кварц-диксит-киноварной субформации известны в Болнисской рудной зоне и увязываются с субширотными разломами синклинария, выполненного верхнемеловыми вулканогенными породами альбитофиритового состава. Месторождения и рудопроявления данной формации относятся к телетермальному типу.

Намечающиеся закономерности распределения эндогенных рудных формаций могут быть использованы для установления направления дальнейших исследований эндогенных месторождений Грузии.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ СУЛЬФИДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГРУЗИИ (РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ИЗОТОПИЯ СЕРЫ)

1. В свинцово-цинковых и медных сульфидных рудах Грузии присутствуют примеси кадмия, германия, галлия, таллия, селена, теллура и висмута, часто в высоких концентрациях, превышающих для некоторых из них значения их минеральных кларков.

Возрастная геохимическая специализация оруденений в отношении редких элементов не наблюдается. Основным фактором, определяющим распределение и накопление редких элементов, является генетический тип минерализации; наряду с ним некоторую роль играет и фактор провинциальной специализации. Наглядной иллюстрацией служит отсутствие примеси индия, сравнительно низкие концентрации германия в оруденениях Аджаро-Триалетии и Артвино-Болнисской глыбы и локальное развитие таллия. В последнем случае наряду с провинциальным признаком проявляется и фактор специфичности типа минерализации. Совокупность этих двух факторов обусловила нечеткую поперечную латеральную зональность региона в смысле распределения редких элементов в сульфидных рудах.

Довольно отчетливо выявляется тенденция накопления селена, теллура и висмута в сульфидах конечных стадий минерализации.

2. Для накопления редких элементов в кристаллических решетках сульфидов кроме изоморфизма большое значение имеют коллоидно-софционные процессы (примеси Cd и Tl в ZnS и FeS_2) и, возможно, вхождение ионов редких элементов в состав мицелл будущих сульфидов. Для некоторых примесей (Te , Bi , Cd и частично Tl) важной формой нахождения является также наличие той или иной вкрапленности собственных минералов редких эле-

ментов в главных сульфидах.

3. Установлено непостоянство изотопного состава серы как в различных генетических типах гидротермальных месторождений, так и в пределах одного и того же типа и даже одного и того же месторождения. Следовательно, можно считать, что все рассмотренные типы месторождений по изотопному составу серы в значительной степени гетерогенны. Сравнительным постоянством изотопных соотношений серы характеризуются мезотермальные медно-полиметаллические месторождения Аджаро-Триалетии (δS^{34} от + 3,1 до - 4,9 %) и Артвино-Болнисской глыбы (δS^{34} от + 3,2 до - 5,6 %). Незначительная дисперсия δS^{34} и небольшое отклонение от значения δS^{34} метеоритного стандарта обусловлено, по-видимому, преобладанием в составе этих месторождений квинильной серы.

Результаты исследования изотопного состава сульфидной серы позволяют считать, что характер изотопных смещений серы не определяется одним лишь генетическим типом месторождений и зависит от многих геологических и физико-химических факторов процесса рудообразования, учет которых пока не представляется возможным.

4. В свете полученных результатов можно считать, что наряду с геологическими данными для типизации гидротермальных сульфидных месторождений следует учитывать и рассмотренные геохимические критерии.

Подписано к печати 27. IX. 1976; формат бумаги 60 x 90^{1/16}
печатных листов 3.75 ; уч.-издат. л. 2.48;

Цена 24 коп.

УД 00085

Тираж 600

Заказ 3546

Издательство "Мецниереба", Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19
Типография АН ГССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

1917