

Г. П. АГАЛИН

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ГЛАВНОГО КАВКАЗСКОГО ХРЕБТА

Кристаллические породы, слагающие водораздельную зону значительной части Главного Кавказского хребта, изучались длительное время. Первые исследования носили, естественно, маршрутный характер.

Детальное изучение Кавказа и его кристаллических пород в частности, производилось в период с 1923 по 1931 годы Геологическим Комитетом в процессе планомерной геологической съемки по так называемым пересечениям Главного Кавказского хребта.

Впоследствии эти работы, приуроченные к площадной геологической съемке и разведке месторождений полезных ископаемых, были продолжены Северо-Кавказским и Грузинским территориальными Геологическими Управлениями. В послевоенное время в этих исследовательских работах принимали участие Академия Наук СССР и Академия Наук Грузинской ССР.

В определении возраста упомянутых кристаллических пород можно отметить две резко различные тенденции.

Все прежние исследователи, изучавшие эти породы до 30-х годов нашего столетия, приписывали им докембрийский возраст. Происхождение гнейсов связывали в основном с региональным метаморфизмом.

Начиная с 1938 г. стали высказываться другие мнения. В своей работе Г. Р. Чхотуа (1938) придерживается мнения о происхождении кристаллических сланцев под влиянием контактового воздействия отдельных интрузий на палеозойские породы и относит граниты и большинство кристаллических сланцев к нижнему палеозою.

В послевоенные годы Г. Д. Афанасьев (1955) и М. М. Рубинштейн (1961) на основании радиоактивных методов определения абсолютного возраста пород уже совершенно определенно относят граниты и кристаллические сланцы к силуру-девону. Этот возраст рассматриваемых пород принят и авторами тома X «Геологии СССР» (этот том далее будем называть «Геология Грузии», 1964).

Рассмотренные обоснования возраста интересующих нас пород начнем с анализа данных, полученных геологами Геологического Комитета в 1923—1931 гг.

А. П. Герасимов (1929, 1936, 1940) в долинах рек Хасаут, Мушт и Малка еще в 1929 г. отметил кварцево-сланцевые и кварцево-рогово-обманковые сланцы и амфиболиты, содержащие эпидот, магнетит и изредка также гранат, которые испытали более сильный региональный метаморфизм, чем палеозойские породы кембрия-силура. Он тогда же сделал весьма естественный вывод о том, что обе свиты разделены во времени энергичным проявлением орогенических процессов и что более

метаморфизованную свиту следует считать более древней и есть полное основание относить ее к докембрию.

В этой докембрийской свите залегает интрузия красных гранитов.

А. П. Герасимов далее считал весьма вероятным, что региональный метаморфизм этой более древней свиты и указанная интрузия гранитов произошли в докембрийское время, но относится к двум, следовавшим друг за другом фазам докембрийской дислокации или даже к двум периодам одной и той же докембрийской фазы, разделенными небольшим промежутком времени.

Сопоставляя свои наблюдения по рекам Мушт и Малка с наблюдениями И. Г. Кузнецова (1924) по Балкарскому Череку, А. П. Герасимов пришел к выводу о существовании на Кавказе двух докембрийских толщ. Он отнес толщу кристаллических сланцев и гнейсов предположительно к архею. Однако, А. П. Герасимов считал, что на данной стадии исследований следует осторожно говорить просто о двух свитах докембрия — нижней и верхней.

Наши исследования в соседнем районе, по Кубано-Ингурскому пересячению подтвердили мнение А. П. Герасимова. Полевые наблюдения и обработка материалов позволили убедиться в том, что современный состав и облик кристаллических сланцев обусловлен региональным динамотермальным метаморфизмом древних, преимущественно осадочных песчано-сланцевых пород и воздействием на них древних интрузий. Эти древние интрузии практически пронизывали всю толщу кристаллических сланцев во всей ее массе, что должно было происходить при тех температурных условиях, при которых могли образовываться тонколистоватые (lit-par-lit) мигматиты (артериты-адергнейсы), требующие для своего формирования наличия в магме большого количества легко подвижных флюидных частей. Наличие птигматитовой текстуры свидетельствует о сильных динамических процессах, происходивших в условиях повышенной пластичности пород.

В палеозое и даже во время формирования верхней свиты докембрия условия для возникновения мигматизации уже не существовали.

Интрузии, залегающие в кристаллических сланцах, как древние, вызвавшие образование мигматитов, так и более поздние, которые уже не участвовали в их образовании, вызывали некоторый дополнительный метаморфизм в пределах контактовых зон. Но предшествовавший региональный метаморфизм уже обусловил глубокую перекристаллизацию первоначальных пород с образованием комплекса минералов, устойчивых к тепловому воздействию интрузий. Поэтому контактовый метаморфизм в кристаллических сланцах в тех случаях, когда он все же наблюдается, является второстепенным процессом, при котором происходит лишь некоторое пополнение состава, ранее глубоко метаморфизованных пород, типичными контактовыми минералами, такими, как андалузит и отчасти силлиманит.

В последующие годы многие авторы высказывали мнение о значительно более молодом возрасте гранитов и кристаллических сланцев

Главного Кавказского хребта и о происхождении последних в основном под влиянием контактового метаморфизма ниже-палеозойских интрузий. На карте издания 1961 г. кристаллические сланцы и граниты отнесены к палеозою. В тексте «Геологии Грузии» они связаны с герцинской орогенной. Это мнение впервые отчетливо было изложено, видимо, в статье Г. Р. Чхотуа (1938): «Подтверждением такой точки зрения служит, может быть, наличие постепенных переходов от филлитов к кристаллическим сланцам, причем измененность пород увеличивается с приближением к отдельным интрузиям» (стр. 21). Видимо, одним из доводов к такому утверждению являются его наблюдения вдоль ущелья р. Клыч, где «по мере приближения к гранитам в филлитах заметна перекристаллизация с появлением типичной роговиковой структуры» (стр. 15).

По нашим наблюдениям* (Секен, Гваидра, Клыч) этот переход от менее к более метаморфизованным породам, по мере приближения к гранитам Главного хребта действительно наблюдается, но с интерпретацией этого явления, проводимой Г. Р. Чхотуа, нам трудно согласиться. В этом районе южного склона Главного хребта, по нашим данным и для несколько более западного района по данным С. С. Кузнецова и А. Д. Миклухо-Маклай (1955), имеются фаунистически охарактеризованные породы дизской серии. Затем, выше по склону (севернее), нашими наблюдениями (для района долины р. Клыч) выявлены метаморфические сланцы, характерные для верхней свиты докембрия. Наконец, еще выше залегают известные кристаллические сланцы нижней свиты докембрия с локализованными в них интрузиями. Но эта действительно наблюдаемая последовательность пород с юга на север, т. е. по направлению к гранитам, по нашим данным, объясняется совмещением отдельных тектонических блоков; сначала пород дизской серии, затем, севернее, сланцев верхней свиты докембрия и, наконец, опять же по тектоническому контакту—кристаллических сланцев нижней свиты докембрия.

Здесь же следует указать на наше расхождение с Г. Р. Чхотуа в трактовке вопроса, касающегося одной из пород, с которой соприкасается Гораб-Киркипальская интрузия в верховье р. Зима—притока р. Кодор. Описывая контакт этой интрузии с окружающими породами Г. Р. Чхотуа пишет (стр. 29): «Некоторые разности (юрских терригенных пород) до того перекристаллизованы, что представляют настоящие кристаллические сланцы». Нам точно неизвестно местонахождение тех обнажений, на которые ссылается Г. Р. Чхотуа, но, видимо, это те самые выходы метаморфических сланцев, которые удалось выявить и нам на хребте к северу от вершины с отметкой 2758 м (1292 саж.) на северном отроге г. Киркипал и в находящемся под ним истоке р. Зима.

Мы согласны, что эти породы сильно метаморфизованы и поэтому мы называли их метаморфическими сланцами. Но, по нашему мнению,

* Тщательно систематизированная коллекция шлифов кристаллических пород, собранных автором по Кубано-Ингурскому пересечению Главного хребта, хранится в шлифотеке Ц. Г. Музея (ВСЕГЕИ) в Ленинграде.

они метаморфизованы не под влиянием интрузии Гораб-Киркипал, а относятся к регионально-метаморфическим породам верхней свиты докембрия. Здесь в основном развиты две разновидности метаморфических сланцев: кварц-полевошпатовые и биотит-роговообманково-эпидотовые. Интересно отметить поразительное сходство по минералогическому составу, структуре, текстуре и общему облику породы одного из образцов биотит-роговообманково-эпидотового сланца (№ 7295) района р. Зима с образцом (№ 70) из метаморфических пород, обнажающихся в долине р. Клыч выше водопада.

Метаморфические сланцы р. Клыч, в свою очередь, по тем же признакам весьма сходны с метаморфическими сланцами района р. Кубань ниже рудника Эльбрус, также относящимися к верхней свите докембрия. Наиболее сходные породы отмечены здесь (№№ 2, 17, 83, 119, 407, 423, 426) в долине р. Кубань у устья р. Худес и по рекам Кумаил-тюбе, Даут и Индыш.

Стремление значительно повысить возраст кристаллических сланцев еще более отчетливо отображено у П. Д. Гамкрелидзе (1963), который приписывает этим породам нижне- и среднепалеозойский возраст (Pz¹⁺²). Все граниты, залегающие среди кристаллических сланцев, П. Д. Гамкрелидзе считает палеозойскими.

Трудно согласиться с этой интерпретацией, так как в данной области состав и степень метаморфизма пород нижнего палеозоя отлично известны по выходам соответственных отложений в бассейне р. Малка и в районе Дзирульского массива, а среднего палеозоя—по фаунистически охарактеризованным горизонтам дизской серии в составе Сванетского горста и по обширной области его распространения на северном склоне Главного Кавказского хребта.

К сожалению, в «Геологии Грузии» недостаточное внимание уделено взглядам Н. Ф. Татришвили (1948) о широком развитии докембрия, которые, по нашему мнению, в принципе вполне правильные и нуждаются лишь в некоторой корректировке деталей. Например, упомянутый автор недостаточно отчетливо отделяет породы нижней свиты докембрия—кристаллические сланцы и верхней свиты докембрия—метаморфические сланцы, от всех других метаморфизованных палеозойских пород, которые довольно легко различаются по степени метаморфизма и по литологическому составу, а также, в частности, в условиях Кавказа, по отсутствию или наличию в их разрезах известняков и мраморов.

Кроме рассмотрения мнения отдельных авторов, считаем необходимым привести трактовку этого вопроса, принятую в «Геологии Грузии» (1964). Здесь описание докембрия (стр. 24) начинается с указания о том, что присутствие среди метаморфических свит Грузии нижнепалеозойских образований не вызывает сомнения, но вопрос о докембрии остается открытым. Говоря далее о взаимоотношении двух групп метаморфических пород (стр. 26): сильно метаморфизованных кристаллических сланцев и гнейсов с одной стороны и менее метаморфизованных сланцев, включая мраморы с другой стороны, без опровержения или какой-либо

критики приводится мнение Г. Р. Чхотуа, по которому все эти породы считаются членами одной толщи, а разную степень метаморфизма объясняется контактовым воздействием гранитоидов. Следовательно, можно считать, что в «Геологии Грузии» это мнение не опровергается, а принимается как основное. Это наше предположение подтверждается текстом главы IV об интрузивных образованиях, где в заключении (стр. 355) указывается, что для антиклинория Главного хребта Большого Кавказа возрастная последовательность палеозойских пород схематически может быть представлена в следующем виде:

1. Кристаллические и метаморфические сланцы—нижний палеозой (возраст их исходных пород); 2. Основные и ультраосновные породы—нижний палеозой (возраст их исходных пород); 3. Гранитоиды гнейсовые и негнейсовые, порфиоровидные и другие—герцинские.

Как видно из п. 1, исходные породы кристаллических сланцев отнесены к нижнему палеозою, а так как гранитоиды предположительно вызвавшие их метаморфизм считаются герцинскими, т. е. изъяты все докембрийские интрузии, то отсюда естественно и получается отнесение кристаллических пород к нижнему и среднему палеозою, что в частности изображено на рисунке 44 (стр. 460). Аналогичная трактовка возраста кристаллических сланцев приводится и в других главах: в главе VI о тектонике (стр. 456) и в главе VIII об истории геологического развития (стр. 509). Такое же толкование возраста пород Главного хребта Большого Кавказа приводится и в Путеводителе экскурсий по Грузии Международного коллоквиума по тектонике Альпийской складчатой области Европы и Малой Азии (1965).

Таким образом, все авторы, отстаивающие более молодой возраст кристаллических сланцев, одновременно приходят к выводу об их образовании под влиянием контактового воздействия более молодых интрузий.

Но возможность этого процесса и получение равномерно измененных пород в масштабе громадной толщи кавказских кристаллических сланцев весьма наглядно и совершенно однозначно опровергается, хотя бы на примере пород дизской серии, слагающих Сванетский горст, который в этом отношении является своего рода естественным исследовательским опытным участком.

Палеозойские породы Сванетского горста местами густо пронизаны монцонит-гранитными интрузиями и их апофизами, но несмотря на это, ничего похожего на гнейсово-мигматитовые породы здесь не образуется. В этом отношении особенно показательна интрузия горы Кирар, наиболее крупная интрузия этого района. Как и следовало ожидать, вокруг интрузии развивается контактовый ореол с типичными контактными минералами и породами. Наиболее отчетливо эти изменения наблюдаются в контактах интрузии с известняками, где образуются характерные скарны—волластонитовые, пироксеновые, эпидот-цоизитовые, пироксен-гранатовые и другие, в которых по Б. А. Гоишвили (1960) отмечается даже медно-магнетитовое оруденение. На участках, где интрузия вне-

дряется в сланцы, процесс скарнообразования выражен слабо, с возникновением лишь небольшой зоны пятнистых и узловатых сланцев.

Следовательно, для дальнейших сопоставлений необходимо отметить, это весьма существенный вывод, что при внедрении гранитов в более молодые породы, естественно находившиеся на меньшей глубине по сравнению с докембрийскими, образовались лишь обычные контактово-метаморфические породы, но не кристаллические сланцы и мигматиты.

В связи с этим нельзя не отметить, что мигматизация окружающих кристаллических сланцев не происходила и под воздействием некоторых других более древних интрузий. В данном случае речь идет о достаточно крупном массиве гранодиоритов Уллу-Ак, обнажающемся на площади более 250 кв. км в районе долины р. Уллу-Кам и ее притоков Горалы-Кол, Узун-кол, Чирю-кол и Кичкине-кол (Г. П. Агалин, 1929). Более молодой возраст этих гранодиоритов, по сравнению с гранитами, входящими в состав толщи кристаллических сланцев, нами устанавливался по характеру контактов с мигматитами. Гранодиориты Уллу-Ак* совершенно отчетливо прорывают ранее образовавшиеся мигматиты. Это еще раз подтверждает, что мигматизация связана только с самыми древними инъекциями гранитов, происходившими на больших глубинах.

Последующими исследователями были произведены определения абсолютного возраста радиоактивными методами. Полученные ими результаты заставляют относить возраст этих гранодиоритов к протерозою. Это определение не увязывается с нашими представлениями об их возрасте, создавшемся на основании полевых исследований, по которым мы были более склонны рассматривать их как относящиеся к более молодой фазе, но тоже докембрия.

Цифровые данные абсолютного возраста, полученные для гранитоидов Уллу-Ак видимо содержат те же ошибки, которые, как мы считаем, содержатся и в определении возраста кристаллических сланцев, речь о расшифровке которых будет идти далее.

Относя происхождение кристаллических сланцев за счет контактового метаморфизма палеозойских пород и придавая им индекс Pz_{1+2} , нельзя пройти мимо сопоставления литологического состава обеих этих толщ. Конечно, нельзя было предполагать, что метаморфизму подверглись какие-то неизвестные нам палеозойские породы, не сохранившиеся в существующих выходах палеозоя на Кавказе. Разговор может идти только о метаморфизме палеозойских пород, аналогичных породам дизской серии, свиты Квиши, а также известных всем породам северного склона Кавказа, Дзирульского района в Закавказье и другим.

Но мы знаем, что в составе всех этих толщ большое участие принимают карбонатные породы. Все же разновидности кристаллических сланцев могли произойти только за счет песчаников и различных гли-

* Уллукамские гранитоиды представляют тип, переходный между белореченским и балкарским типами, выделенными Г. М. Ефремовым (1941); последние относятся ныне к раннему карбону. Ред.

нистых сланцев. Пород, происшедших за счет известняков, в этой толще кристаллических сланцев не известно. Нет их также и среди метаморфических сланцев верхней свиты докембрия (в рудничной свите).

Указывая, что среди пород, из которых в дальнейшем произошла толща кристаллических сланцев, первоначально преобладали песчано-глинистые отложения, надо отметить наличие в ней, хотя и в подчиненном количестве также основных изверженных пород. Последние под влиянием метаморфизма изменились до состояния роговообманковых гнейсов и амфиболитов. В поле они весьма отчетливо отличаются от слюдяных разностей гнейсов и от мигматитов темным, почти черным цветом и своим массивным сложением. Отсутствие слоистости препятствовало не только мигматизации, т. е. проникновению тончайших инъекций гранита, но препятствовало также внедрение и более мощных апофиз гранита, которые встречаются в них весьма редко.

Говоря о первичном составе пород, из которых образовались гнейсы, нельзя не отметить, что некоторые авторы, например, Г. М. Смирнов и Т. Г. Казахашвили (1952), значительную часть кристаллических сланцев относят к ортосланцам, считая, что они произошли за счет кварцевых диоритов, банатитов и гранодиоритов, но одновременно указывают, что в этих гранитоидах хорошо выражена гипидноморфная структура.

Нам трудно согласиться с таким толкованием первоначального состава толщи кристаллических сланцев, хотя многие разности гранитоидов в процессе последующего воздействия регионального и динамометаморфизма подверглись некоторому рассланцеванию с превращением их в гнейсовидные граниты и т. п., но все же эти породы настолько сохранили свой первоначальный минералогический состав и свою структуру с отчетливым проявлением нормального порядка выделения минералов из расплава, что нами они рассматривались как изверженные породы и при картировании в поле они легко отделялись от гнейсов и мигматитов.

Наличие в гранитоидах ксенолитов вполне оформленных гнейсов также указывает на внедрение гранитоидов в гнейсовую толщу в то время, когда процесс превращения первичных осадочных пород в гнейсы в основном был закончен.

Стремление приписать кристаллическим сланцам и заключенным в них гранитоидам значительно более молодой возраст, объясняется, по нашему мнению, двумя причинами. Во-первых, трактовкой о контактово-метаморфическом происхождении кристаллических сланцев (что разбиралось выше) и, во-вторых, неправильной интерпретацией результатов определения возраста радиоактивным методом.

При определении возраста Кавказских пород, видимо, было недостаточно учтено хорошо известное положение, что цифры возраста, получаемые при радиоактивном методе, нельзя всегда рассматривать как истинный возраст этой породы, а во многих случаях лишь как время воздействия наложенного метаморфизма, которому подвергались изучаемые породы. Расхождение, особенно при использовании полевых шпатов и слюд, может быть сколь угодно большим и зависеть лишь от условий

сохранения древнего аргона. Э. К. Герлинг и С. Б. Лобач-Жученко (1967) доказывают, что для определения истинного возраста пород более пригодны амфиболы, между тем как по слюдам лучше всего устанавливается как раз время наложенного метаморфизма.

Ошибочным было такое использование данных радиоактивного метода для интерпретации возраста древних пород Кавказа, рассматривая их изолированно от аналогичных пород, слагающих древний субстрат в соседних районах.

Для совершенно тождественных с нашими гнейсами мигматитов Приазовья и остальной части Украинского щита Н. П. Семененко (1964) устанавливает возраст 1200—3600 млн. лет; для подобных пород Карелии Э. К. Герлинг и С. Б. Лобач-Жученко (1966) приводят цифры 1700—2600 млн. лет.

Надо отметить, что Д. В. Наливкин (1964) считает (стр. 581), что выводы об отсутствии на Кавказе докембрия, принятые на основании определения абсолютного возраста (равного по М. М. Рубинштейну (1961), 320—350 млн. лет), конечно, были преждевременными. Для сравнения Д. В. Наливкин приводит интересный пример — Чехословакию, где для безусловно докембрийских пород были получены приблизительно такие же цифры—350—400 млн. лет. Но в Чехословакии возраст докембрия не изменили, а цифры абсолютного возраста связали с каледонской и особенно герцинской складчатостью, изменившими первоначальное содержание изотопов.

Возможно, что геологи, предлагающие молодой возраст для толщи кристаллических сланцев, мысленно обосновывали этот взгляд сравнением с Альпами, где глубоко метаморфизованные толщи, образовавшиеся под влиянием динамометаморфизма, произошли даже за счет мезозойских пород. Но как указывали А. П. Герасимов и В. П. Ренгартен (1934), на Кавказе нет таких глубоко метаморфизованных толщ мезозоя, так широко распространенных в пенинских покровах Альп. Можно думать, что Кавказ, подобно Пиренеям, представляет передовую складку, возникшую в одной из боковых ветвей сложной системы Тетиса.

Все эти соображения заставляют признать желательность дальнейших исследований по уточнению абсолютного возраста пород радиоактивными методами, но обязательно с учетом возможностей этих методов. В частности, следуя указаниям Э. Г. Герлинга и С. Б. Лобач-Жученко, желательно произвести эти определения по амфиболам. Однако возраст роговообманковых изверженных пород, отчетливо прорывающих вмещающую их толщу мигматитов, надо считать более молодым.

Заканчивая рассмотрение этого вопроса нельзя не отметить, что в статье М. М. Рубинштейна (1958) имеются указания (стр. 33 и 43), что при определении абсолютного возраста кристаллических сланцев и гранитоидов Кавказа для пяти образцов были получены значительно большие величины возраста. Он объясняет это явление возможными ошибками в определении количества калия и радиогенного аргона. К сожалению, не рассматривается возможность принадлежности этих пяти об-

разцов к участкам или блокам пород, которые в силу каких-либо причин менее подверглись воздействиям процессов, изменивших количество радиоактивного аргона. Эти приводимые повышенные цифры, вероятно, тоже не вполне достоверные, но, видимо, они все же несколько ближе соответствуют истинному возрасту метаморфизма древних пород, чем цифры, указываемые, например, в статье Г. Д. Афанасьева (1955)—195 млн. лет (среднее на 12 образцов) для гранитов Главного хребта (серых гранитов) и 225 млн. лет (среднее по 9 обр.) северных (красных) гранитов.

Интересно сопоставить эти значения возраста древних гранитов с величинами, полученными для заведомо молодых—послепермских монзонитов г. Кирар, внедрившихся в девон-пермскую толщу, слагающую Сванетский горст. Были получены следующие значения возраста: по Г. Д. Афанасьеву и др. (1960) гранодиорит № 347 возраст 155—165 млн. лет, по М. М. Рубинштейну и др. (1967) гранодиорит Б/н (валов. пр.) возраст 166 ± 15 млн. лет и в среднем от 158 до 175 млн. лет, т. е. в пределах верхнего триаса—нижней юры, что не вызывает особых возражений. Но эти величины в пределах точности мало отличаются от значений для гранодиоритов Уллу-Ак, для которых по определению Дагестанского Филиала АН СССР по 3 образцам получено от 180 до 225 млн. лет и по 3 образцам, исследованным ГЕОХИ получено от 280 до 305 млн. лет. Эти цифры в свою очередь сравнительно немного отличаются от величин, полученных для красных (северных) гранитов, укладываемых в пределы 235—265 млн. лет.

Все эти цифровые величины абсолютного возраста, по сравнению с величинами порядка одного-двух и возможно большего количества миллиардов лет, каковыми величинами, как нам представляется, характеризуется истинный возраст древних пород Кавказа, представляются синхронизированными практически до одного уровня порядка 200—300 млн. лет.

В связи с рассмотренным вопросом о возрасте кристаллических пород Кавказа нельзя пройти мимо принимаемой в «Геологии Грузии» теории о том, что гранитоиды Большого Кавказа образовались в результате метасоматической гранитизации древнейших пород—кристаллических сланцев и связанных с ними метаморфизованных основных магматических пород (стр. 355).

Такое толкование ранее было высказано Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1952 и 1954). Однако, выдвинутый ими сложный переходящий путь метасоматоза (габбро-сланцы-диориты-граниты-аляскиты) трудно согласовать с полевыми наблюдениями. Возражение этой теории можно видеть хотя бы на примере изученного нами района интрузии двуслюдяного гранодиорита Уллу-Ак, находящегося в верховьях реки Кубани. Эти гранодиориты, равно как и вмещающие их гнейсы, мигматиты и более древние граниты на всей обширной площади исследования обладают чрезвычайно выдержанными свойствами; в пределах каждой породы сохраняются присущие им черты и свойства, что позволяет отличать их одни от других без всякого труда.

Допуская метасоматическое изменение пород от габброидов вплоть до аляскитов, мы вправе ожидать одновременное на отдельных участках данного геологического тела разных членов указанного выше метасоматического ряда пород, а также бесконечного количества промежуточных между ними разностей, чего однако в данном случае в природе не наблюдается.

Если допустить метасоматическое образование массивов древних гранитов, то следовательно такой же генезис их мы должны приписать и ответвляющимся от них апофизам и более тонким прожилкам, входящим в состав мигматитов. Но очень трудно, если не сказать, невозможно представить себе необходимое для этого выборочное изменение и превращение в граниты отдельных прослоев гнейсов, имеющих миллиметровую толщину и одновременное сохранение в неизменном состоянии соседних прослоев гнейсов, имеющих такую же незначительную мощность. Безусловно прожилки гранитов, находящиеся в мигматитах, могли проникнуть в гнейсы только в виде расплава, а так как эти прожилки непосредственно связаны с более крупными очагами гранитов, то естественно, что и они были в то время тоже в расплавленном состоянии.

Массив гранодиоритов Уллу-Ак резко ограничен от вмещающих пород—гнейсов, мигматитов и более древних гранитов, которые в свою очередь на протяжении своих выходов также сохраняют все свои особенности и характерные диагностические признаки. Например, для более древних гранитов такими признаками являются—менее отчетливая зональность плагиоклазов, тонкие изогнутые чешуи мусковита, часто весьма интенсивно выраженная гнейсовидность, очень широко развитая милонитизация и т. д.

Наиболее отчетливым противоречием метасоматическому происхождению гранитоидов рассматриваемого района является наличие в них зональных плагиоклазов. Заслуживает внимания различная степень этой зональности, более слабая в древних гранитах и более интенсивная и местами к тому же повторная в гранитах массива Уллу-Ак. Это вполне согласуется с нашим представлением о застывании первых на больших глубинах, в условиях медленного закономерного понижения температуры и о кристаллизации вторых на меньших глубинах, в условиях более быстрого и неравномерного охлаждения.

Вопрос происхождения магмы древних гранитов Кавказа, внедрившейся в гнейсы,—относить ли ее за счет поступления из более глубоких слоев земли, или за счет переплавления ранее существовавших и глубже залегавших гранитов, или других пород—надо считать пока открытым. Это дискуссионный вопрос, который является общим для многих районов развития гранитов и, вероятно, он будет решен в столь же общем порядке для всех сходных районов.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Агалин Г. П. Краткий геологический очерк центральной части Большого Карачая. Изв. Геол. Комитета, т. XVIII, № 4, 1929.
- Агалин Г. П. Палеозойские отложения Сванетии и их значение при выборе створа плотины в верховьях р. Ингури. Тр. Ленгидропроекта, сборн. 7, Л., 1968.
- Афанасьев Г. Д. Проблема возраста магматических пород Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1955.
- Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Кноре К. Г., Рубинштейн М. М., Студенникова З. В., Багдасарян Г. П. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа. Докл. Сов. геол. на XXI сессии МГК, 1960.
- Гамкрелидзе П. Д. Новые данные по тектонике Центральной части Большого Кавказа (в пределах Сванетии). Сообщ. АН Груз. ССР, т. 31, № 3, 1963.
- Гамкрелидзе П. Д., Адамия Ш. Я., Чихрадзе Г. А. и Джавахишвили П. Л. Новые данные по стратиграфии доюрских отложений Сванетии. ДАН СССР, т. 153, № 2, 1963.
- Геология СССР. Том X. Грузинская ССР, ч. I. Геологическое описание. Изд. «Недра», 1964.
- Герасимов А. П. К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе. Изв. Геол. Ком., т. 48, № 7, 1929.
- Герасимов А. П. Геологический очерк бассейна верхней Малки (Северный Кавказ). Труды ЦНИГРИ, вып. 62, 1936.
- Герасимов А. П. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы. Труды ЦНИГРИ, вып. 123, 1940.
- Герасимов А. П. и Ренгартен В. П. Южные складчатые цепи Советского Союза и Альпийская система. Сборн. «Французская научная делегация в СССР». Докл. в ЦНИГРИ. ОНТИ, 1934.
- Герлинг Э. К., Лобач-Жученко С. Б., Борисенко Н. Ф. Новые данные по абсолютному возрасту иотния Балтийского щита. Докл. АН СССР, т. 166, № 3, 1966.
- Герлинг Э. К., Лобач-Жученко С. Б. Современное состояние радиологических методов и их применение при картировании докембрия на примере Карелии. Пробл. изуч. геол. док. «Наука», 1967.
- Гоишвили Б. А. О зональности скарнов массива горы Кирар в Верхней Сванетии. Тр. КИМС, в. 2 (4), 1960.
- Голубев Н. А. и Соловьев С. П. Геологический очерк западной части Верхней Сванетии. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 135, 1941.
- Заридзе Г. М. О происхождении Кавказских гранитоидов и их рудоносности. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд. АН СССР, 1955.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Домезозойские интрузивные гранитоидные фазы Грузии. ДАН Азерб. ССР, т. VIII, № 3, 1955.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Некоторые вопросы магматизма Кавказа. Тр. ГПИ, № 34, 1954.
- Кузнецов С. С. и Миклухо-Маклай А. Д. О присутствии девона на южном склоне Главного Кавказского хребта. Докл. АН СССР, т. 104, № 6, 1955.
- Наливкин Д. В. Геология СССР. Изд. АН СССР, 1962.
- Паффенгольц К. Н. Докембрий Кавказа. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, т. 20, № 5—6, 1967.
- Путеводитель экскурсии по Грузии. Международный коллоквиум по тектонике Альпийской складчатой области Европы и Малой Азии. Тбилиси, 1965.
- Рубинштейн М. М. Новые данные об абсолютном возрасте магматических образований Грузии. Тр. V сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, 1958.
- Рубинштейн М. М. О времени формирования кристаллического субстрата Кавказа. Бюлл. Комиссии по опред. абсол. возр., вып. 4, 1961.
- Рубинштейн М. М. Некоторые итоги определения абсолютного возраста магматических

- и метаморфических пород Грузии, XIII сессия Комиссии по опред. абсол. возраста геолог. формаций, 1964.
- Рубинштейн М. М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Изд-во «Мецниереба», 1967.
- Семенов Н. П. Абсолютная геохронология и история формирования складчатых зон докембрия. Восточно-Европейская платформа. В кн.: «Химия земной коры», т. 2, М., 1964.
- Смирнов Г. М. и Казахашвили Г. Г. О кристаллических сланцах Закавказья и Центрального Кавказа. ДАН СССР, т. 37, № 1, 1952.
- Татришвили Н. Ф. Магматическая деятельность в Грузии в допалеозое и палеозое. Гостехиздат Груз. ССР, 1948.
- Чхотуа Г. К петрографии древних основных и ультраосновных пород верховьев р. Кодора в Абхазии. Бюлл. Геол. инстит. Груз. ССР, т. 3, в. 1, 1938.
- Эдилашвили В. Я. К геологии района развития сланцевой серии Абхазии и Сванетии. Тр. КИМС, вып. III (5), 1961.